

Contribution de la gravimétrie à l'étude de la structure des Hauts Plateaux (Maroc oriental)

Jamila ABDERBI & Driss KHATTACH

Université Mohamed Premier, Faculté des Sciences, Laboratoire des Géosciences Appliquées (LGA),
et Centre de l'Oriental des Sciences et Technologies de l'Eau (COSTE), Oujda, Maroc
jamila_abderbi@yahoo.fr, dkhattach@yahoo.fr

Résumé. La carte gravimétrique des Hauts Plateaux met en évidence des anomalies négatives et des anomalies positives séparées ainsi que des zones à fort gradient. Les hauts gravimétriques sont associés au socle et à ses hétérogénéités, alors que les bas gravimétriques sont la signature de bassins sédimentaires, de granites dans le socle et de dômes de sel. Pour cartographier les contacts géologiques, les failles et leurs caractéristiques spatiales, trois méthodes d'interprétation ont été utilisées : gradient vertical, gradient horizontal couplé au prolongement vers le haut et déconvolution d'Euler. L'application de ces traitements a permis de cartographier un grand nombre de linéaments gravimétriques matérialisant les discontinuités de densité. Les directions obtenues sont NE-SW, E-W et NW-SE, avec une dominance des directions NE-SW. Les solutions d'Euler indiquent des profondeurs pouvant atteindre 2400 m. La carte des linéaments établie permet d'améliorer la connaissance de la structure profonde des Hauts Plateaux et constitue un guide pour la prospection des ressources du sous-sol (eau et hydrocarbures).

Mots clés : Hauts Plateaux, structure, gravimétrie, filtrages, failles.

Structural setting of the High Plateaus; insights from gravity data analysis (Eastern Morocco).

Extended English abstract. The purpose of the present work is to use gravity data to improve the knowledge on the structure of the High Plateaus, located between the Jerada mountains to the north, the eastern High Atlas to the south, the Rekkam to the west, and the Algerian border to the east (Fig. 1). Most part of the High Plateaus is covered by thick Quaternary deposits, outcrops of older rocks are exposed. From the structural point of view, according to the first draft of the northern High Plateaus, the area is affected by faults which led to the development of grabens and horsts (Fig. 2). In order to improve the knowledge on the deep structure of the study area, the gravimetric map was reinterpreted. The isogal curves of the Bouguer anomaly map of the High Plateaus (scale 1/200,000; $d=2.5 \text{ g/cm}^3$) were digitized and a regular grid was calculated with a mesh of 250 m (Fig. 3). We used various filtering techniques to delineate the major geological structures such as faults and basins: vertical and horizontal derivatives, upward continuation, and Euler deconvolution (Fig. 4). The residual-gravity anomaly field (Figs. 5-6) map presents (positive/negative) anomalies separated by strong gradient zones. Interpretation makes it possible to associate the negative anomalies with deep basins, domes or granites (Tab. I). The positive anomalies are associated to basement uplift or outcrop. The statistical analysis of the anomalies allows identifying the major structural trends of the region (Fig. 5b). The vertical gradient allowed us to amplify short waves and to reduce interferences between anomalies (Fig. 7). The superimposition of horizontal derivative maxima from the Bouguer anomaly and from its upward continuation at several heights up to 4,000 m by steps of 250 m (Fig. 8) shows alignments outlining the contacts and gives information on their dip (Fig. 9a). The statistical analysis of contacts interpreted as faults shows five main trends: N00; N120; N70; N90 and N45, with a clear predominance of the last trend (Figs. 9b-c). Euler deconvolution was used to determine source depths and their location. Solutions are well grouped and correlate with various contacts previously inferred from horizontal derivative maxima. The values of sources depth can reach 2,338 m (Fig. 10). Superimposition of the interpreted major faults to the geological map, shown in figure 9, indicate that NE-SW and E-W system is well developed and represented by several faults with regional importance; the other fault systems are mainly N-S, NW-SE (Fig. 11).

Key words: Moroccan High Plateaus, structural geology, gravimetry, filtering, faults.

INTRODUCTION

Situés entre le Pays des Horsts au nord et le Haut Atlas oriental au sud, les Hauts Plateaux forment une unité géographique et géologique bien distincte, avec plusieurs bassins fermés ou semi-fermés et des chotts (dépressions). Le chaînon de Trarit divise cette région en deux secteurs : les Hauts Plateaux septentrionaux et les Hauts Plateaux méridionaux (Fig. 1).

En raison de ses richesses hydrogéologiques et minières, cette région a suscité depuis les années 1950 et 1960 l'intérêt de nombreux géologues (Stretta 1952, Médioni 1969) ; cependant, le tracé et l'extension des accidents qui affectent la région, ainsi que la géométrie des bassins qu'ils délimitent ne peuvent être approchés uniquement par les données de surface. C'est pourquoi, dans le présent travail, nous avons eu recours à la gravimétrie comme outil d'investigation. La carte de l'anomalie de Bouguer au 1/200.000 des Hauts Plateaux (Van den Bosch 1971, 1981) présente de forts contrastes (gradients) qui seraient le reflet

de discontinuités ou interfaces telles que les failles et les flexures. Pour l'étude de ces discontinuités, nous avons appliqué la méthode de l'analyse multi-échelle basée sur le gradient horizontal couplé au prolongement vers le haut, et la déconvolution d'Euler. Ces méthodes se sont avérées efficaces dans des études similaires (Khattach *et al.* 2004, 2006, Vanié *et al.* 2005, 2006, Chennouf *et al.* 2007, El Gout *et al.* 2010).

CONTEXTE GEOLOGIQUE

La majeure partie des Hauts Plateaux est recouverte par des terrains du Quaternaire, et peu de roches plus anciennes sont exposées en surface (Fig. 1), ce qui rend difficile toute étude géologique et structurale. Une synthèse géologique a été établie d'après les travaux de Stretta (1952), Médioni (1969) et Carlier (1971).

Sur les Hauts Plateaux septentrionaux affleurent des schistes carbonifères, en particulier dans la boutonnière du Mekam au NW (Stretta 1952). Le Permo-Trias comprend

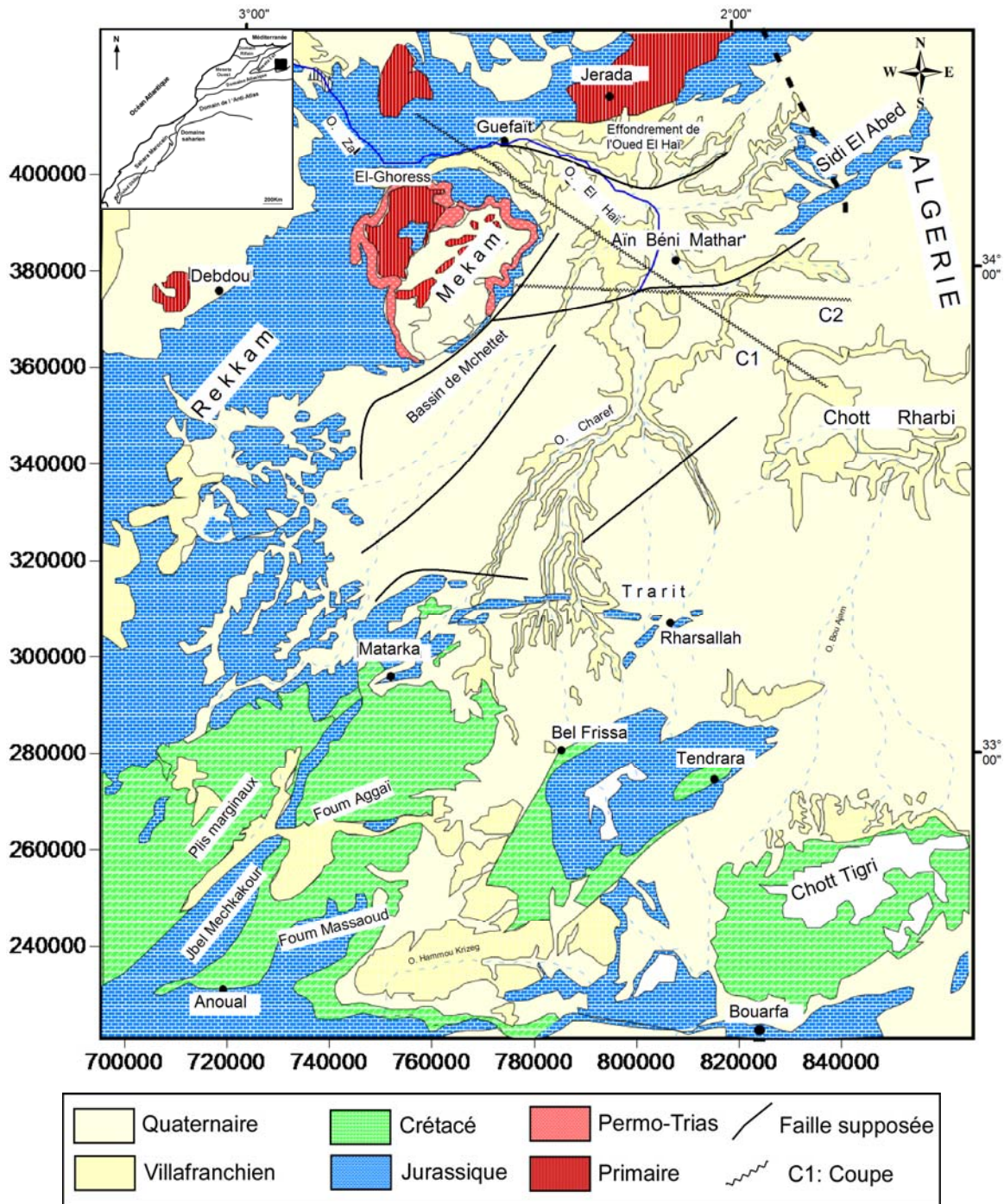


Figure 1. Carte géologique des Haut Plateaux, d'après la carte géologique du Maroc au 1/1.000.000.
 Figure 1. Geological map of High Plateaux, after the geological map of Morocco at 1/1,000,000.

des formations argileuses et des basaltes ; il affleure sur les bordures ouest et nord des Hauts Plateaux septentrionaux. Sur les Hauts Plateaux méridionaux, la série sédimentaire visible débute seulement au Bajocien. Les faciès sont néritiques, lagunaires et continentaux. Les faciès à ammonites font complètement défaut (Stretta 1952). Le Lias se présente sous le faciès classique des dolomies et calcaires dolomitiques ; il affleure au nord de Guefait, sur la terminaison ouest du Jbel Sidi El Abed, dans le chaînon de Trarit, au Rekkam, dans les régions de Tandrara, Bouarfa et Anoual. Il est constitué essentiellement par des calcaires

dolomitiques bleuâtres, des dolomies grossières, des dolomies et calcaires à joints marneux, et enfin des marnes rouges à intercalations de calcaires grumeleux du Toarcien (Stretta 1952). Sa puissance est comprise entre 60 et 134 m.

L'Aaléno-Bajocien des Hauts Plateaux possède un faciès très caractéristique formé d'une alternance de couches calcaires et dolomitiques litées. Les calcaires sont à grain très fin, de couleur grise ou blanche. Les dolomies ont un aspect variable allant de la dolomie massive à une roche finement cristalline. La série débute en général par un conglomérat marquant une transgression (Stretta 1952).

L'épaisseur maximum visible de cette série est d'environ 500 m, la puissance totale pouvant atteindre 400 à 500 m.

Le Bajocien supérieur–Bathonien est restreint au synclinal de Krakir-Tendrara, au nord du massif de Tendrara ($d=2,3 \text{ g/cm}^3$), à Foum-Aggaï et sur les Hauts Plateaux septentrionaux dans le synclinal El-Rhoess-Guefaït. Cet intervalle se présente sous forme de bancs durs et épais alternant avec des niveaux marneux. Les marnes toujours plus ou moins sableuses, sont blanches, grises ou jaunes. Sa puissance peut atteindre 150 m dans le grand synclinal de Tendrara, mais elle reste comprise ailleurs entre 10 et 60 m.

L' "Infracénomien" représente la partie supérieure de la série détritico jurassico-crétacée. Sur les Hauts Plateaux, cette série débute partout par un conglomérat dont l'épaisseur est de 20 à 150 m (Stretta 1952), formé de bancs lités d'épaisseur variable avec des éléments de petite taille, allant du gravier au galet. Elle se poursuit par des grès de couleur rouge ou violette. Des calcaires, des silex et du gypse se rencontrent au sommet de la série.

Le Cénomaniens est représenté au sud par des marnes vertes et rouges à gypse, avec des intercalations de bancs gréseux ou calcaires. Le sommet de l'étage correspond aux calcaires blancs lités à fossiles silicifiés.

Les calcaires blancs cénomano-turonien, surmontent les marnes cénomaniennes. Le Turonien est formé de calcaires blancs massifs, à lits de silex.

Le Sénonien dans le synclinal de Matarka-Foum-Aggaï ($d=2,4 \text{ g/cm}^3$) est formé de marnes rouges continentales avec passées sableuses, puis de calcaires jaunes et enfin de marno-calcaires marines se terminant par une dalle gréseuse surmontée d'un calcaire crayeux avec des débris de pinces de crustacés. Au Jbel Tendrara, la série a une puissance de 100 m et on distingue, de bas en haut, des marnes rouges à gypse, des calcaires jaunes, des marnes rouges, des calcaires oolithiques roses, des marnes et grès rouges, et enfin au sommet des calcaires lacustres à silex. La série de grès rouges du Chott Tigri ($d=1,85 \text{ g/cm}^3$) est sénonienne ; l'épaisseur visible de ces assises est évaluée à 500 m (Stretta 1952).

Le Mio-Pliocène est représenté par des formations continentales : alternance d'argiles plus ou moins sableuses, de sables, de grès et de calcaires lacustres à silex à grain très fin. De quelques dizaines de mètres au sud de la plateforme d'Aïn Beni Mathar, elle augmente au fur et à mesure vers le nord. Dans l'effondrement de l'oued El-Haï, elle peut dépasser 800 m.

Les formations du Quaternaire occupent sur les Hauts Plateaux d'immenses étendues sous forme de dépôts et croûtes superficielles. Les dépôts fluviaux comprennent une haute surface villafranchienne formée d'une croûte calcaire épaisse de 1 à 2 m, puis une moyenne terrasse conglomératique encroûtée et enfin une basse terrasse caillouteuse encroûtée bien développée le long des cours d'eau au nord de Tendrara.

La densité moyenne des terrains tertiaires et quaternaires est de l'ordre de $2,2 \text{ g/cm}^3$.

Dans les Hauts Plateaux, la structure tabulaire d'ensemble est accidentée par des failles qui ont une direction E-W, parallèlement au Haut Atlas (monts de Trarit) ou plus généralement NE-SW. Il s'agit d'axes de plis qui divergent du Haut Atlas (dôme de Tendrara, plis de Sidi El Abed). Deux directions principales sont observées dans la région : une direction principale NE-SW, observée dans les massifs locaux, comme en profondeur sous les formations tertiaires (l'accident qui sépare le Mekkam du plateau de Aïn Beni Mathar), et une direction E-W dans la chaîne des Horsts (Stretta 1952, Médioni 1972).

La structuration principale des Hauts Plateaux est liée à des failles reconnues à travers les sondages et les travaux géophysiques antérieurs. En dessous des accumulations néogènes, il semble que le socle atlasique ait été dissocié en horsts et grabens, sous la forme de larges panneaux sub-tabulaires ou légèrement ondulés (Médioni 1972). Ainsi, du nord vers le sud se succèdent l'effondrement de l'Oued El Haï à la limite méridionale des Monts de Jerada, la plateforme élevée de Aïn Beni Mathar–Tabouda, la zone synclinale de Mechettet qui se continue en Algérie au sud des Monts de Sidi El Abed et enfin la zone surélevée de l'Oued Charef qui constitue un pli anticlinal sans doute érodé avant l'accumulation néogène (Fig. 2).

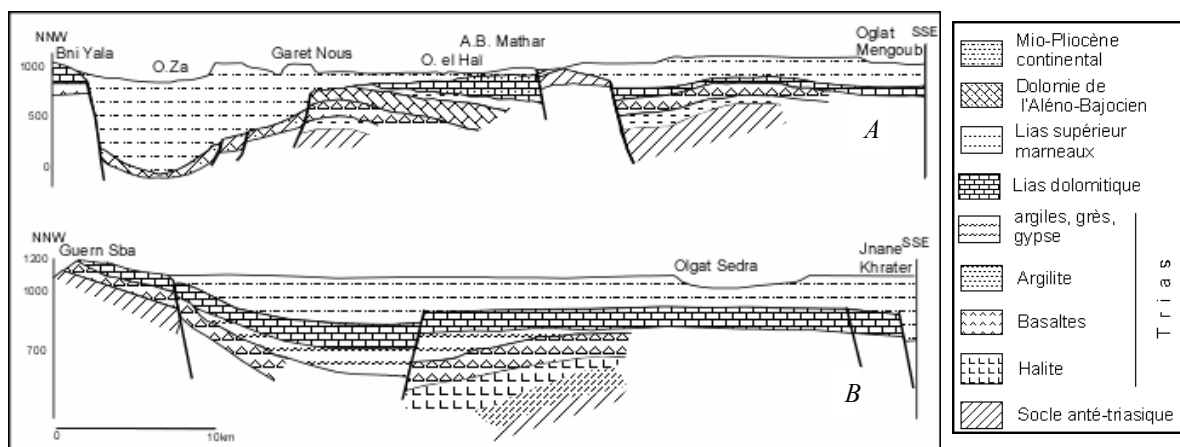


Figure 2. Coupes à travers les Hauts Plateaux (d'après Médioni 1970). A : Bni Yala – Oglet Mengoub. B : Guern Sba – Jnane Krater.
 Figure 2. Sections across the High plateaus (after Médioni 1970). A : Bni Yala – Oglet Mengoub. B : Guern Sba – Jnane Krater.

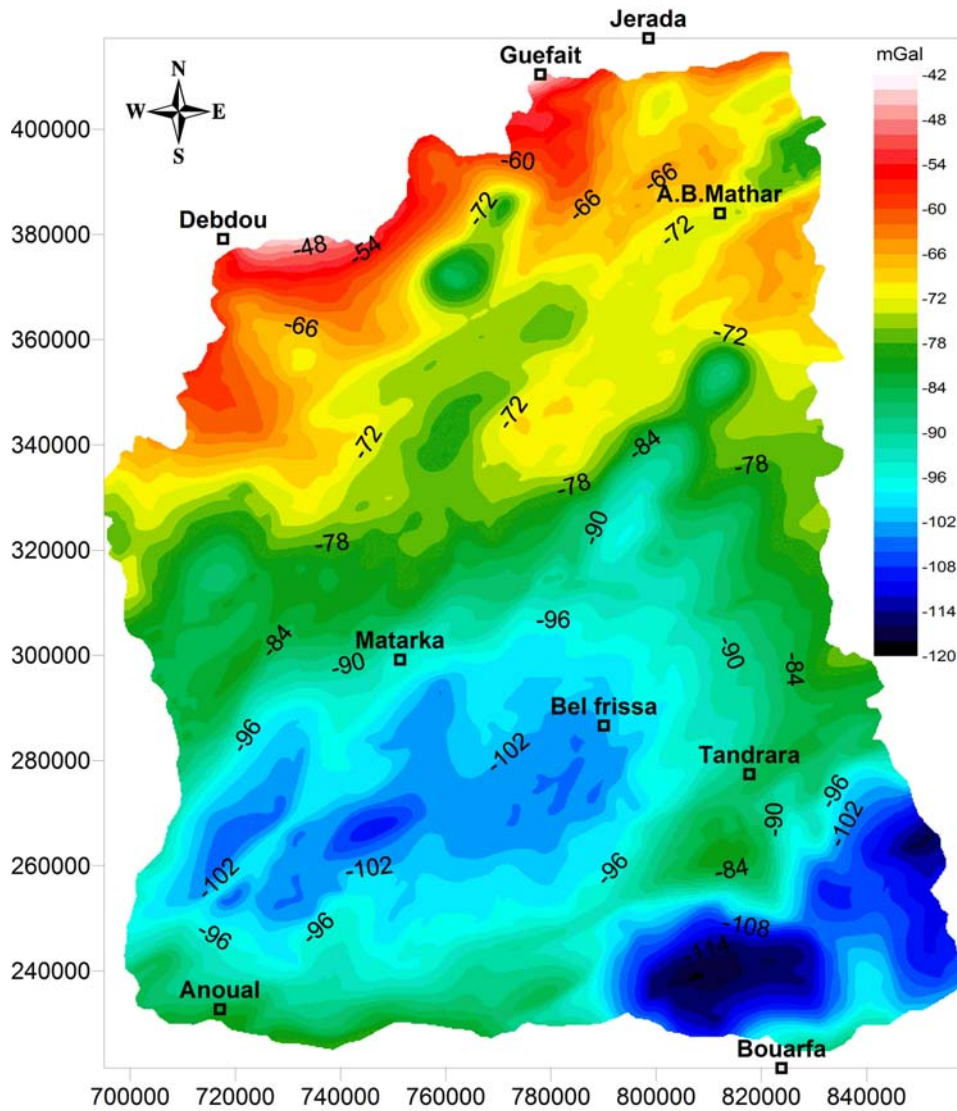


Figure 3. Carte gravimétrique des Hauts Plateaux (Anomalie de Bouguer, $d=2,5 \text{ g/cm}^3$, Interval=1 mGal).
 Figure 3. Gravimetric map of the High Plateaux (Bouguer anomaly, $d=2.5 \text{ g/cm}^3$ Interval= 1 mGal).

ETUDE GRAVIMÉTRIQUE

Les données gravimétriques

La carte gravimétrique utilisée dans le cadre de cette étude a été obtenue à travers la numérisation de la feuille gravimétrique au 1/200.000 des Hauts Plateaux (densité de correction $2,5 \text{ g/cm}^3$). Les données gravimétriques proviennent de la Compagnie Africaine de Géophysique (C.A.G) réalisées entre 1962 et 1963 par un procédé graphique pour le compte de la Direction des Mines et de la Géologie.

La carte restituée montre des anomalies positives et des anomalies négatives de dimension et amplitude variables, avec des valeurs allant de -120 mGal dans la partie sud et -40 mGal dans la partie nord (Fig. 3).

Traitement des données

Dans cette étude, nous avons utilisé trois méthodes de traitement dans le but de déterminer de failles, leur pendage, leur longueur et leur profondeur (Cordel *et al.* 1985, Blakely *et al.* 1986, Archibald *et al.* 1999, Everaerts

& Mansy 2001, Khattach *et al.* 2004 et 2006) : gradient vertical, gradient horizontal couplé au prolongement vers le haut, et déconvolution d'Euler.

1) Le gradient vertical permet, en l'absence d'hétérogénéités intra-sédimentaires, de reconnaître les parties supérieure et inférieure du socle. L'intérêt des conversions des cartes du champ gravimétrique en gradient vertical (ou première dérivée verticale) a été reconnu depuis longtemps (Evjen 1936) ; des méthodes de calcul ont été proposées et illustrées par Aynard (1953), Baranov (1957), Le Mouél (1970), Gérard & Griveau (1972) et Galdeano (1980). Afin de mettre en évidence les lithologies peu profondes, il est nécessaire de calculer une nouvelle transformation de la carte d'anomalie. Cette transformation doit atténuer, voire supprimer, la composante régionale qui déforme et parfois masque les relations entre la géologie d'un socle peu profond et la forme des anomalies. Elle est obtenue grâce au calcul du gradient vertical ($\partial g/\partial z$). Cette transformation joue un rôle d'amplificateur pour les hautes fréquences, c'est-à-dire pour les anomalies de petite extension, au moins dans une des directions. Elle est donc indiquée pour mettre en évidence les zones où le

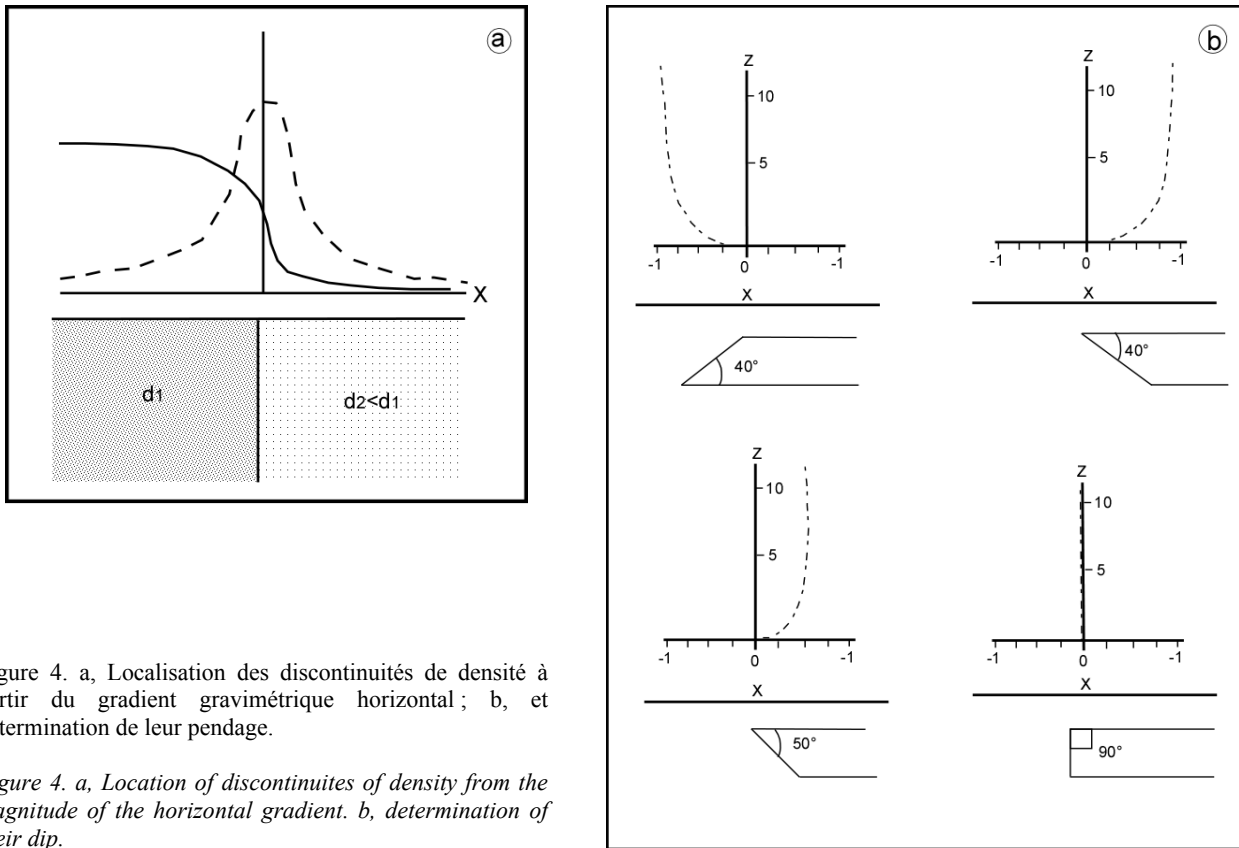


Figure 4. a, Localisation des discontinuités de densité à partir du gradient gravimétrique horizontal; b, et détermination de leur pendage.

Figure 4. a, Location of discontinuities of density from the magnitude of the horizontal gradient. b, determination of their dip.

socle se trouve plus près de la surface ou plus en profondeur et les accidents ténus du socle, de petite dimension latérale, qui se poursuivent éventuellement sur de grandes distances.

2) Le gradient horizontal couplé au prolongement vers le haut permet la localisation des failles et la détermination de leur pendage (Archibald & Bochetti 1999, Khattach *et al.* 2004 et 2006, Vanié *et al.* 2005 et 2006). Les contacts linéaires correspondent à des failles alors que les contacts de forme circulaire sont les limites de diapirs ou de corps intrusifs.

Blakely & Simpson (1986) ont proposé une méthode pour déterminer de manière automatique les maxima du gradient horizontal, déterminés à partir d'une grille de valeurs présentées dans une fenêtre 3 x 3. L'application de cette méthode à une carte gravimétrique montre que les maxima locaux des gradients horizontaux forment des rides étroites au-dessus des changements abrupts de densité. Les positions des points d'inflexion sont aussi facilement déterminées par la localisation du point culminant dans l'amplitude du module du gradient horizontal (Fig. 4a).

$$Gh = [(\delta g/\delta x)^2 + (\delta g/\delta y)^2]^{1/2}$$

Pour déterminer le sens du pendage des différents contacts, la carte de Bouguer est prolongée vers le haut à différentes altitudes. A chaque niveau, les maxima du gradient horizontal sont localisés. En principe, les niveaux de prolongement les plus élevés correspondent aux contacts les plus profonds et vice-versa. Si les structures sont verticales, tous les maxima se superposent. En revanche, le

déplacement des maxima avec le prolongement vers le haut indique le sens du pendage (Fig. 4b).

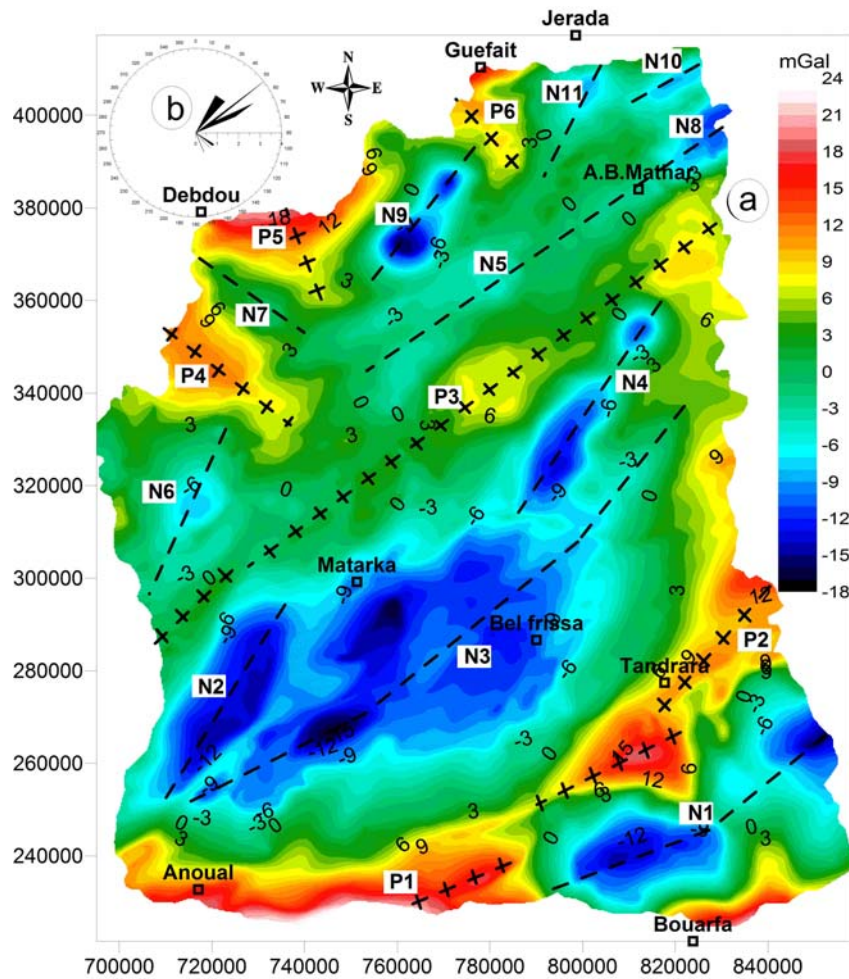
3) La déconvolution d'Euler permet en plus de la localisation dans le plan horizontal des contacts, l'estimation de leur profondeur (Keating 1998, Asfirane-Haddadji & Galdeano 2000). Thompson (1982) puis Reid (1990) signalent que le choix de l'indice structural semble très important ; pour un certain nombre de structures ils ont établi un indice structural (N) qui peut prendre des valeurs allant de 0 à 3 et correspondant à des nombres entiers pour certaines structures simples. Ainsi, ils estiment qu'un indice $N=1$ est le mieux adapté pour les filons minces, les dykes et les failles à faible rejet vertical, et un indice $N=0$ pour les failles à grand rejet, et un indice de $N=0,5$ pour les cas intermédiaires.

Le succès de l'application de ces traitements a été démontré par de nombreuses études (Archibald & Bochetti. 1999, Everaerts & Mansy 2001, Khattach *et al.* 2004, Vanié *et al.* 2005, Chennouf *et al.* 2007, El Gout *et al.* 2010).

RESULTATS ET INTERPRETATION

Interprétation qualitative des anomalies

La carte des anomalies résiduelles (Fig. 5a), obtenue par la soustraction d'une régionale (Fig. 6) assimilée à un plan, montre des valeurs comprises entre -18 et -24 mGal. En s'appuyant sur les connaissances géologiques de la région, il est possible de faire une interprétation qualitative des



--- Axe d'anomalie négative (Gravity highs trends)

+ + + Axe d'anomalie positive (Gravity lows trends)

Figure 5. a, Carte des anomalies résiduelles (intervalle=1 mGal) ; b, rosace des fréquences des directions des anomalies gravimétriques.

Figure 5. a, Map of residual anomaly (interval=1 mGal); b, rose diagram frequencies of the gravimetric anomalies' directions.

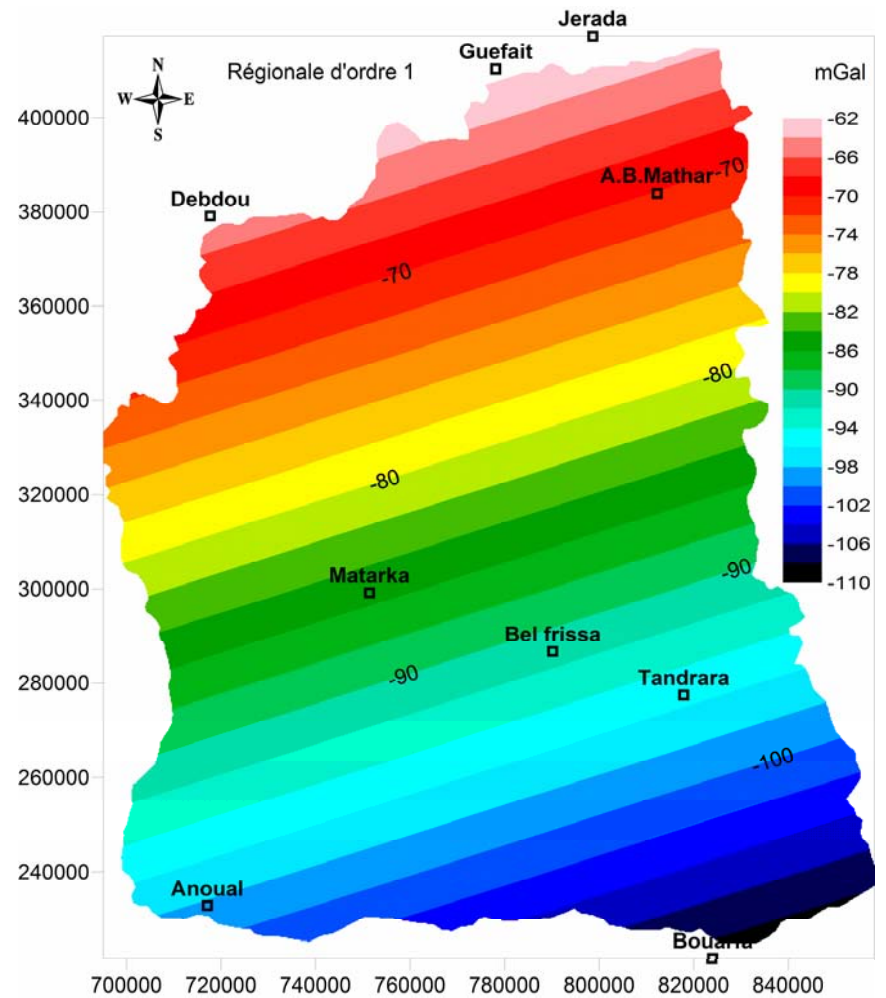


Figure 6. Carte d'anomalie régionale (intervalle= 2 mGal).

Figure 6. Regional gravity anomaly map (interval= 2 mGal).

Tableau I. Les principales anomalies gravimétriques des Hauts Plateaux.

Table I. Principal gravimetric anomalies of the High Plateaus.

Anomalies	Direction	Localisation	Source
N1	NE-SW à ENE-WSW	Sud de Tandrara	Granite
N2	NNE-SSW	Nord d'Anoual	Plis marginaux ou un petit bassin
N3	NE-SW	Entre Matarka et Bel Frissa	Cuvette constituant un bassin triasique salifère
N4	NE-SW	Sud de Jnane Krater	Granite dans le socle ou d'un diapir de sel dans le sédimentaire
N5	NE-SW	Passé par Ain Bni Mathar	Graben jurassique caractérisé par une épaisse série de calcaires et dolomies
N6	NNE-SSW	Zone de Mekkam	
N7	NW-SE		
N8	NE-SW	Sidi El Abed	Bassin
N9	NE-SW	Mekkam	Granite
N10	NE-SW	Nord de Sidi El Abed	Bassin néogène
N11	NNE-SSW	Sud de Jerada	
P1	ENE-WSW	Est d'Anoual	
P2	NE-SW	Tandrara	Socle paléozoïque en affleurement ou à faible profondeur
P3	NE-SW	Nord de Matarka	Horst
P4	NW-SE	Sud de Debdou	Soulèvement du socle paléozoïque qui affleure par endroits
P5	NNW-SSE		
P6	NW-SE	Près de Guefaït	

anomalies. Une vue d'ensemble de cette carte fait ressortir les principaux secteurs gravimétriques qui reflètent la structure en profondeur de la zone d'étude. On distingue ainsi des zones à anomalies positives et des zones à anomalies négatives (Tab. I) ; leur orientation permet d'identifier les directions structurales majeures de la région (Fig. 5b) : la direction NE-SW, qui est prédominante, et les directions NNE-SSW, ENE-WSW et NW-SE. Les différentes anomalies gravimétriques mises en évidence sont séparées par des zones à forts gradients, ce qui indique la présence de discontinuités de densité matérialisant généralement des accidents tectoniques.

D'après cette analyse, il apparaît que l'origine des différentes anomalies positives et négatives n'est pas toujours évidente, et les différentes interprétations devraient être appuyées par les résultats d'autres méthodes géophysiques. Néanmoins, il faut noter que les hauts gravimétriques sont associés aux soulèvements du socle ou à ses hétérogénéités, alors que les bas gravimétriques sont la signature des bassins sédimentaires, des granites dans le socle et des dômes de sel dans les formations sédimentaires. La carte du gradient vertical (Fig. 7) montre des anomalies étroites et allongées, notamment au niveau des rides anticlinales de Mechkakour et de Trarit.

Les linéaments gravimétriques

Les résultats obtenus à l'aide des traitements des anomalies gravimétriques du domaine des Hauts Plateaux

confirment et précisent le tracé de structures cassantes reconnues par les études géologiques, et mettent en évidence de nouveaux accidents. La figure 8 illustre les principales limites entre des zones présentant un contraste important de densité, dont plusieurs correspondent à des accidents non cartographiés. Les linéaments qui subsistent sur la carte du gradient horizontal prolongé à 4.000 m d'altitude correspondent aux accidents majeurs affectant la zone d'étude. Il ressort de cette étude que la plupart de ces failles ont un pendage sub-vertical (Fig. 9a). Parmi ces failles identifiées on peut citer :

- l'accident de Guefaït (G1) qui et semble se prolonger beaucoup plus vers l'ouest (Stretta 1952) ;
- les failles majeures d'Aïn Beni Mathar (G2 et G3), qui ont provoqué l'effondrement de l'oued El Haï et de l'oued Charef et le soulèvement de la plate-forme de Berguent-Tabouda (Médioni 1969) ;
- les failles G4 et G5, constituant la limite qui sépare le dôme de Mekam de la plate forme de Berguent-Tabouda (Médioni 1969) ;
- les failles G16, G17, G22 et G23, qui passent par Anoual pour se poursuivre au nord de Bouarfa ; elles affectent la zone sud des Hauts Plateaux et le Haut Atlas oriental ;
- les failles G16 et G21, d'une part, et les failles G15 et G8 d'autre part, délimitent le bassin triasique salifère (Van Den Bosch 1981), qui est à l'origine de l'anomalie indiquée sur la carte des anomalies résiduelles ;

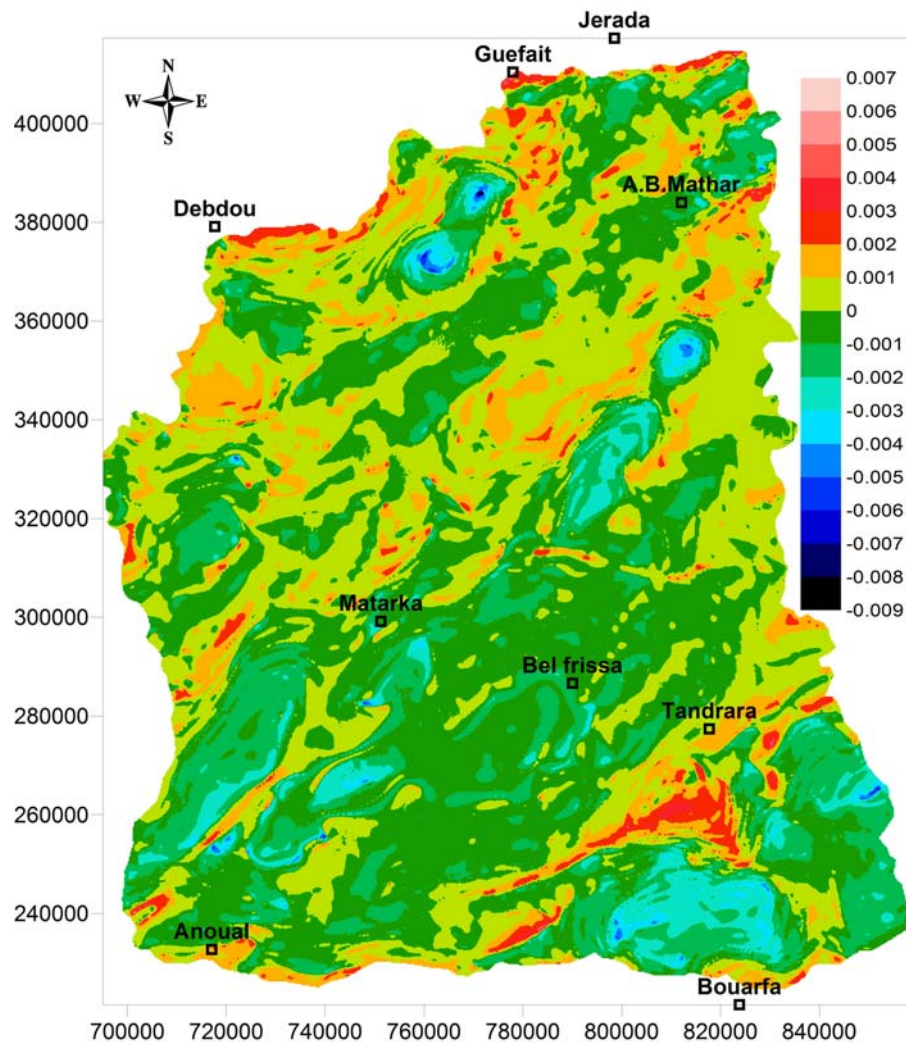


Figure 7. Carte du gradient vertical.

Figure 7. Vertical gradient map.

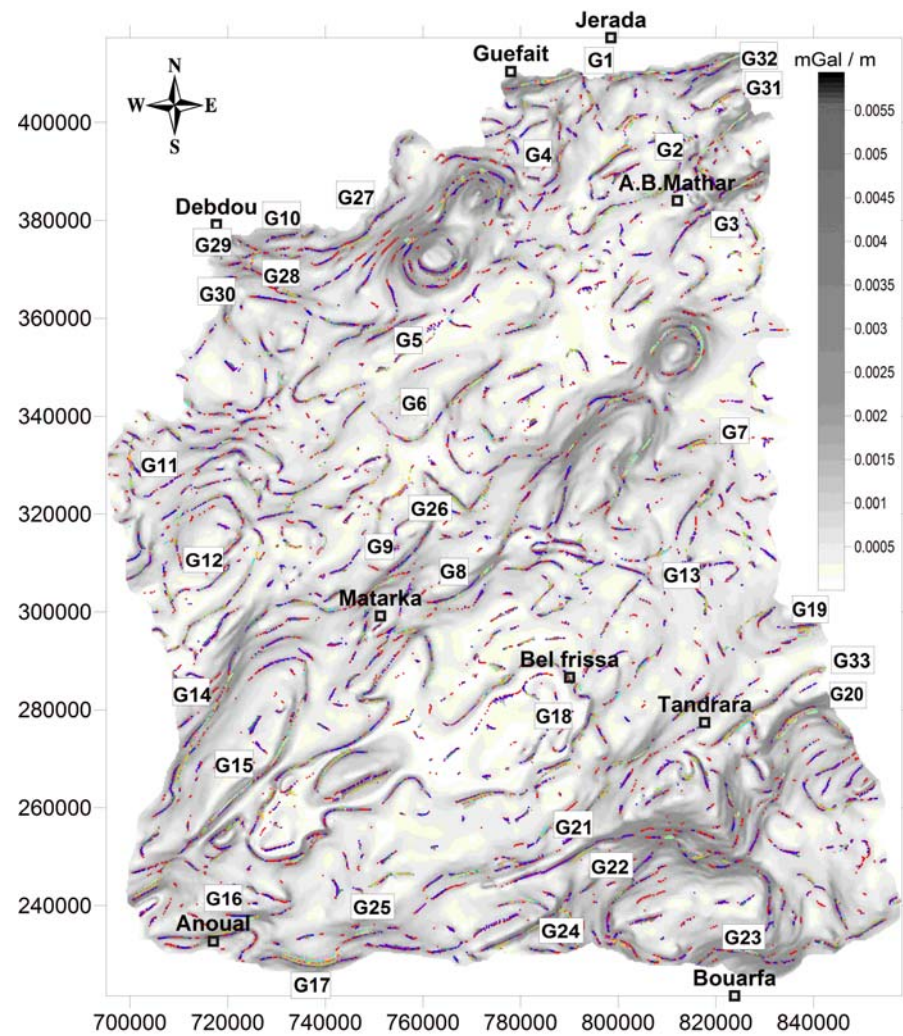


Figure 8. Superposition des maxima du gradient horizontal gravimétrique déterminés sur la Bouguer et ses prolongées vers le haut à différentes altitudes sur la carte du gradient horizontal.

Figure 8. Horizontal gradient maxima of the Bouguer anomaly and its upward continuations to different heights superimposed on the horizontal gradient map.

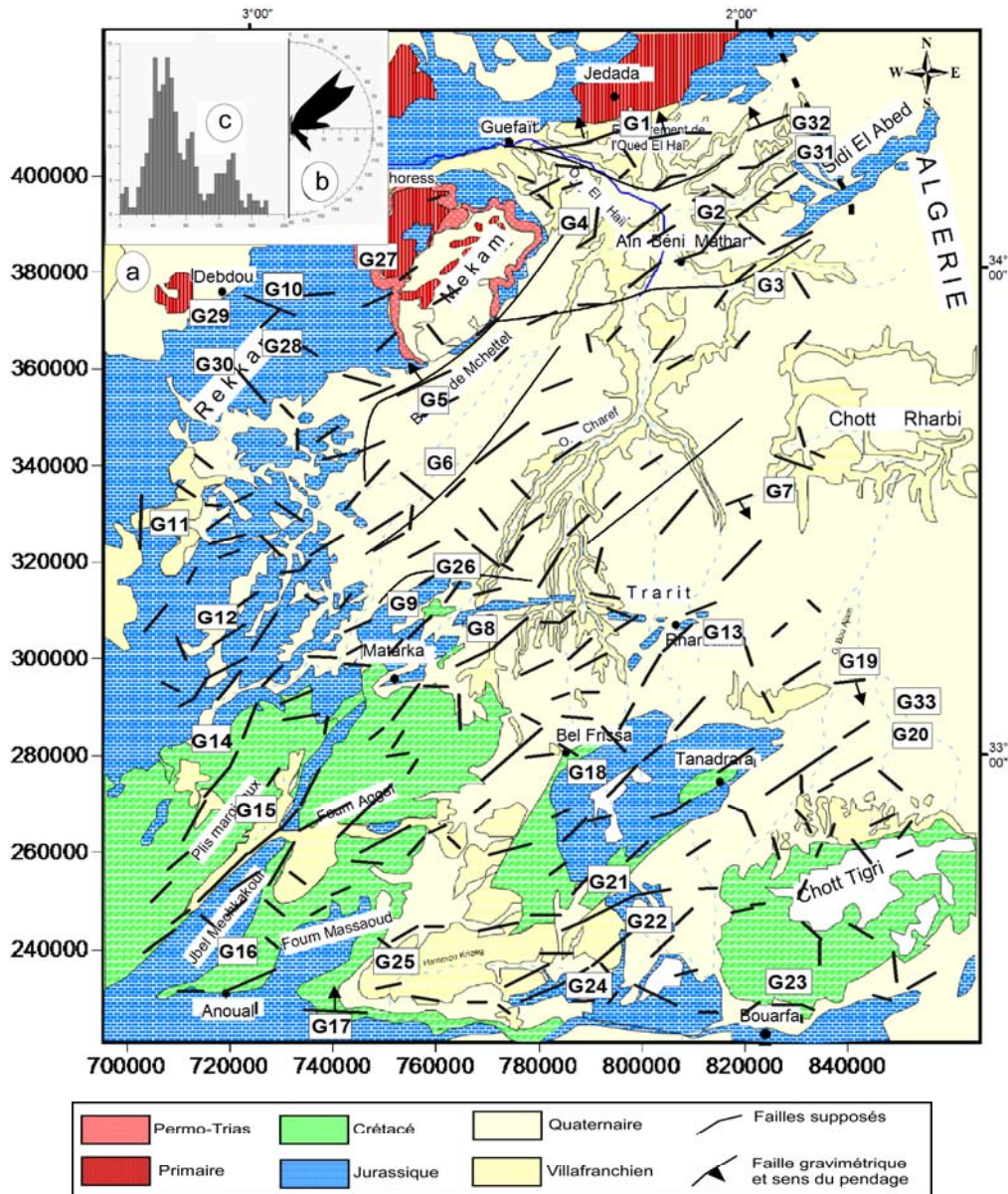


Figure 9. a, Superposition des maxima du gradient horizontal gravimétrique déterminés sur la Bouguer et ses prolongées vers le haut à différentes altitudes sur la carte du gradient horizontal; b, rosace des fréquences des alignements interprétés comme étant des failles; c, histogramme des fréquences.

Figure 9. a, horizontal gradient maxima of the Bouguer anomaly and its upward continuations to different heights superimposed on the horizontal gradient map; b, rose diagram of the alignments interpreted as faults; c, histogram of frequencies.

- les failles G14 et G15 qui encadrent les plis marginaux ;
- les failles G20 et G21, d’une part, et les failles G22 et G23 d’autre part, qui délimitent le dôme de Tendrara ;
- un réseau de failles (G27, G29, G30 et G28) selon les directions NE-SW et NW-SE, confère une configuration losangique au SE de Debdou ;
- les failles G31 et G32 qui limitent le bassin de Tiouli-Sidi El Abed.

La numérisation et le traitement statistique (fréquences et longueurs cumulées) des linéaments interprétés comme étant des failles (Figs 9b-c), montre une nette dominance de la famille N40 à N65. Les familles N80 à N90 et N120 à

N140 sont aussi présentes mais avec une fréquence et une longueur nettement plus faible que la première famille.

- la direction N40 à N65, plus étendue et la plus fréquente, a joué un rôle primordial dans le contrôle de l’évolution géodynamique des Hauts Plateaux ; elle atteint des profondeurs importants ; nous pouvons alors avancer qu’elle affecterait le socle et qu’elle est héritée au moins de l’orogénèse hercynienne ;
- la direction N90 est présente à l’extrême nord des Hauts-Plateaux (accident de Guefaït), au niveau du chaînon de Trarirt et au sud de la zone d’étude entre les Hauts Plateaux et le Haut Atlas oriental ;
- les directions N120 à N140 se retrouvent dans les Hauts Plateaux septentrionaux dans la partie occidentale ;

– la direction N-S se trouve dispersée sur toute la zone, mais elle est faiblement représentée.

Les solutions d'Euler pour l'indice structural $IS=0$ sont représentées dans la figure 10. Elles indiquent des profondeurs pouvant atteindre 2.338 m. Les accidents les plus profonds sont de direction principalement NE-SW, E-W et NW-SE. Le réseau de failles N-S est présent ; il s'agit de failles intermédiaires dont la profondeur ne dépasse guère 1500 m, sauf la faille G24 où les solutions d'Euler estimées peuvent atteindre 2000 m.

Ces résultats sont compatibles avec ceux des études structurales réalisées dans la région par Dubourdiou (1962), Michard (1976) et Elmi (1984), qui ont permis de

distinguer deux réseaux de fractures dominants, de direction N35-45 et N70-90 (Fig. 11). Ce réseau composé par les deux directions prédominantes confère à la Meseta orientale une configuration losangique fort probablement empruntée au canevas structural hercynien et qui correspondrait à des accidents profonds.

CONCLUSION

Les principaux résultats obtenus dans le cadre de cette étude apportent des éléments nouveaux permettant ainsi d'améliorer les connaissances sur la structure des Hauts Plateaux. Ces résultats peuvent être résumés dans les points suivants :

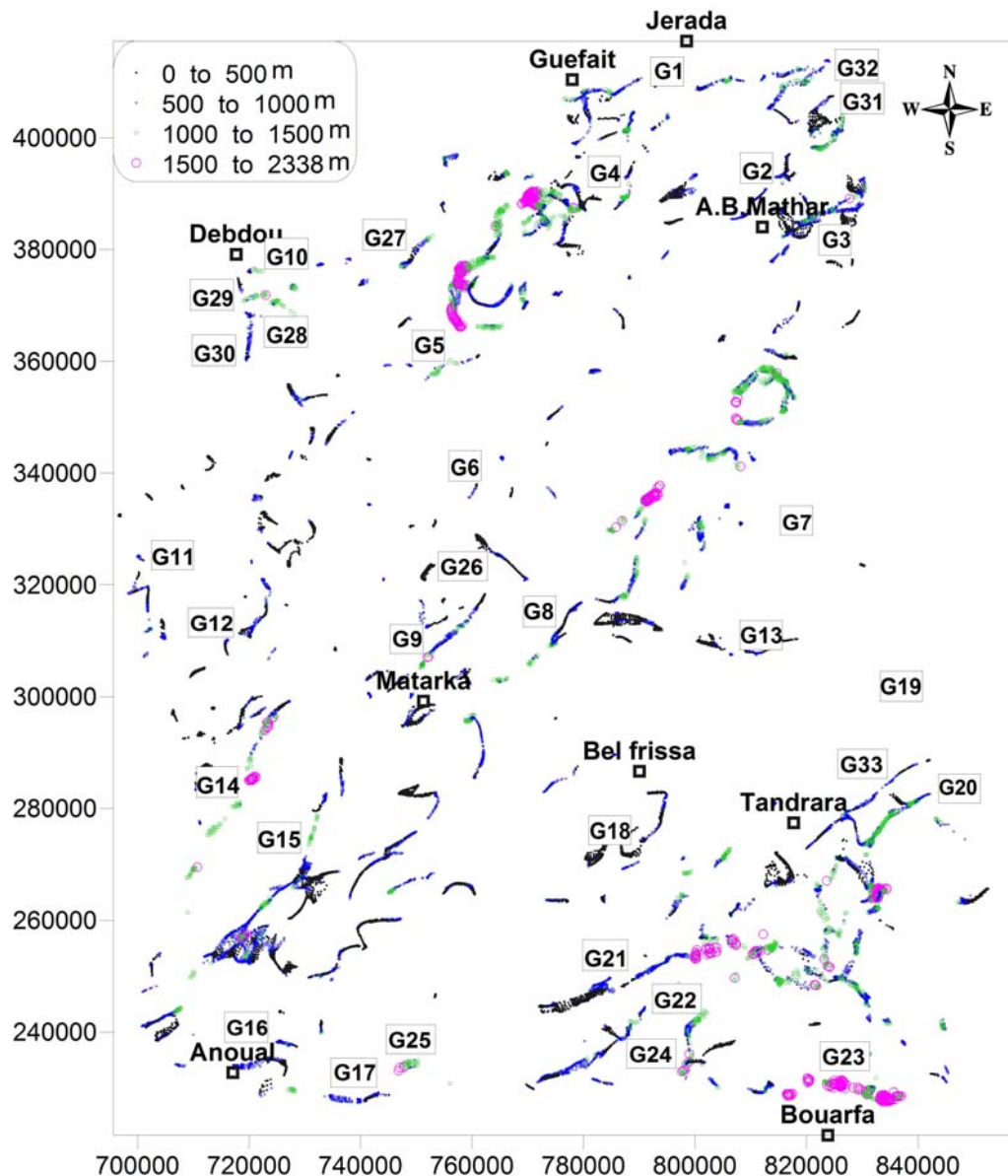


Figure 10. Carte de solutions d'Euler ($IS = 0$; fenêtre de 10×10 et une erreur relative maximale de 15%).
 Figure 10. Euler solutions ($IS=0$; a 10×10 window and a maximum relative error of 15%).

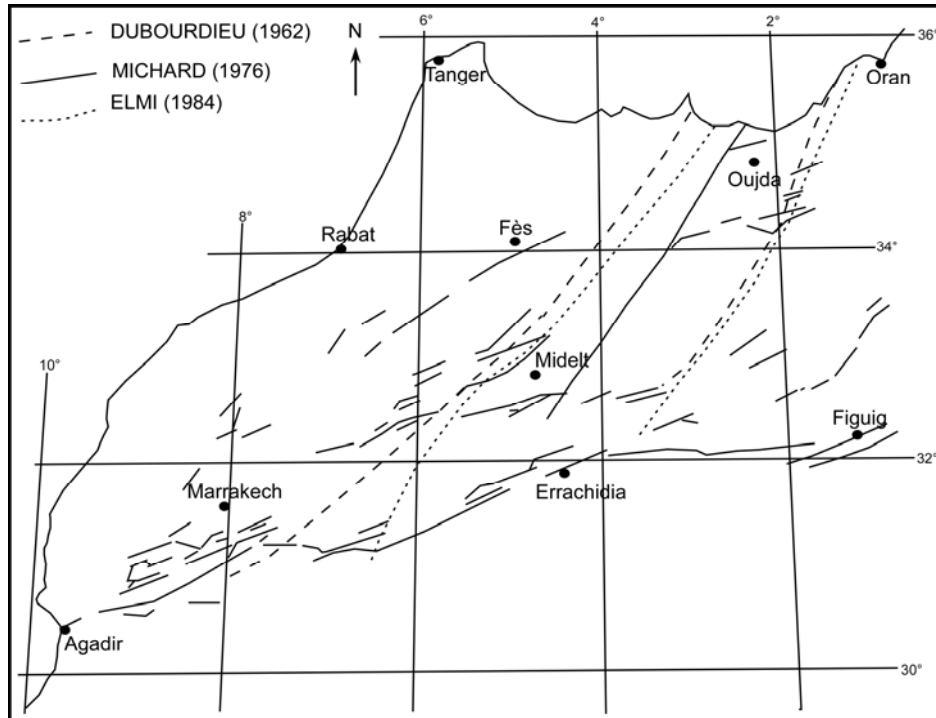


Figure 11. La configuration du réseau de faille d'après Dubourdiou (1962), Michard (1976) et Elmi (1984).
 Figure 11. Configuration of the network of fault according to Dubourdiou (1962), Michard (1976) and Elmi (1984).

- 1) L'obtention d'une carte des anomalies résiduelles dont l'interprétation qualitative a permis de montrer la relation étroite d'une part, entre les anomalies positives et les remontées du socle et les édifices magmatiques, et d'autre part entre les anomalies négatives et les bassins, les diapirs et les granites.
- 2) L'établissement d'une carte structurale montre les principaux accidents tectoniques qui sont responsables de la structuration de la zone étudiée. En plus de la cartographie de leur tracé, des indications ont été obtenues sur leur pendage ainsi que sur leur profondeur.
- 3) Les deux familles d'accidents de direction NE-SW et E-W, déterminées dans la zone d'étude sont en bon accord

avec les résultats des études structurales classiques. Ces directions sont globalement bien corrélables avec les structures géologiques du domaine meseto-atlasique (NE-SW, ENE-WSW et E-W), et voire même avec la structuration panafricaine pour la direction NW-SE dans le domaine anti-atlasique. La direction N-S atteint de faibles profondeurs et reste superficielle, elle serait d'âge récent.

Remerciements

Les auteurs remercient les évaluateurs pour leurs commentaires et suggestions qui ont permis d'améliorer la version initiale du manuscrit.

Références

- Archibald N. & Bochetti F. 1999. Multiscale edge analysis of potential field data. *Explor. Geophys.*, 30, 38-44.
- Asfirane-Haddadji F. & Galdeano A. 2000. L'utilisation de la déconvolution d'Euler et du signal analytique pour la localisation des sources magnétiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1, 71-81.
- Aynard C. 1953. An attempt to interpret the gravimetric map of the northern part of the Moroccan basin of Ghareb. Maps of the residual anomaly and first vertical derivative. *Geophys. Prosp.*, 1, 279-289.
- Baranov V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359-383.
- Blakely R.J. & Simpson R.W. 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51, 1494-1498.
- Carlier P. 1971. Domaine du Rif et du Maroc oriental. In : Service géologique du Maroc (ed) - Ressources en eau du Maroc, Tome 1. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 231, pp. 245-259.
- Chennouf T., Khattach D., Milhi A., Andrieux P. & Keating P. 2007. Principales lignes structurales du Maroc nord-oriental : apport de la gravimétrie. *C.R. Géoscience*, 399, 383-395.
- Cordell L. & Grauch V.J.S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: Hinze W.J. (ed.) - The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. *Soc. Explor. Geophys.*, 181-197.
- Choubert G. 1963. Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 162, 352 p.
- Dubourdiou G. 1962. Dynamique wegenérienne de l'Afrique du Nord- Livre Mém. P. Fallot, vol. I (Mém. hors série Soc. géol. France), pp. 627-624.
- Elmi S. 1984. Jurassic paleogeography of North Africa and its implications. In: Michelsen O. & Zeiss A. (eds.) - *Intern.*

- Symp. Jurassic Stratigr.*, Copenhagen, Geol. Surv. Denmark, Erlangen 1984, Vol. 3, 630-639.
- El Gout R., Khattach D., Houari M.R. Kaufmann O. & Aqil H. 2010. Main structural lineaments of north-eastern Morocco derived from gravity and aeromagnetic data. *J. Afr. Earth Sci.*, 58, 255-271.
- Everaerts M. & Mansy J.L. 2001. Le filtrage des anomalies gravimétriques ; une clé pour la compréhension des structures tectoniques du Boulonnais et de l'Artois. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, 267-274.
- Evjen H.M. 1936. The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*, 1, 127-136.
- Galdeano A. 1980. *La cartographie aéromagnétique du Sud-Ouest de l'Europe et de la région Afar: réalisation, méthodes de traitement, applications géodynamiques*. Thèse ès-Sciences physiques, Université Paris VII.
- Gérard A. & Griveau P. 1972. Interprétation quantitative en gravimétrie ou en magnétisme à partir de cartes transformées de gradient vertical. *Geophys. Prosp.*, XX, 2, 459-481.
- Keating B.P. 1998. Weighted Euler deconvolution of gravity data. *Geophysics*, 63, 1595-1603.
- Khattach D., Keating P., Mili E., Chennouf T., Andrieux P. & Milhi A. 2004. Apport de la gravimétrie à l'étude de la structure du bassin des Triffa (Maroc Nord-Oriental): implications hydrogéologiques. *C.R. Géoscience*, 336, 1427-1432.
- Khattach D., Mraoui H., Sbibih D. & Chennouf T. 2006. Analyse multi-échelle par ondelettes des contacts géologiques: application à la carte gravimétrique du Maroc nord-oriental. *C.R. Geoscience*, 338, 521-526.
- Le Mouél J.L. 1970. Le levé aéromagnétique de la France. Calcul des composantes du champ à partir des mesures de l'intensité. *Ann. Geophys.*, 26, 299-258.
- Médioni R. 1969. Projet de recherche des réservoirs aquifères profonds du Maroc oriental. Etude sur la nappe captive de Aïn-Beni-Mathar. Mise au point stratigraphique et structural sur les Hauts Plateaux septentrionaux. Programme des travaux à réaliser 1969-1970. Rapport inédit Serv. Géol. Maroc.
- Médioni R. 1972. Projet de prospection des réservoirs aquifères profonds du Maroc oriental. Notes complémentaires sur la campagne de sondages 1969-70 (HP1, HP2, HP3). Rapport inédit Serv. Carte. Géol. Rabat, 14 p.
- Michard A. 1976. Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 252, 408 p.
- Reid A.B., Allsop J.M., Granser H., Millett A.J. & Somerton I.W. 1990. Magnetic interpretation in the three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55, 80-91.
- Stretta E. 1952. Etude hydrogéologique du bassin de l'Oued El Haï (Hauts Plateaux du Maroc oriental). *Notes et Mémoires. Service géol. Maroc*, 102, 225 p.
- Thompson D.T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47, 31-37.
- Van Den Bosch J.W.D. 1981. Mémoire explicatif de la carte gravimétrique du Maroc (provinces du Nord) au 1/500 000. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 234 bis, 219 p.
- Vanié L.T.A., Khattach D. & Houari M.R. 2005. Apport des filtrages des anomalies gravimétriques à l'étude des structures profondes du Maroc oriental. *Bull. Inst Sci.*, Rabat, section Sci. Terre, 27, 29-40.
- Vanié L.T.A., Khattach D., Houari M.R., Chourak M. & Corchete V. 2006. Apport des filtrages des anomalies gravimétriques dans la détermination des accidents tectoniques majeurs de l'Anti-Atlas (Maroc). *Actes du 3ème Colloque Maghrébin de Géophysique Appliquée*, Oujda, 11-13 mai 2006, 23-30.
- Wardi A. 1997. Un riche potentiel d'eau souterraine à Jrada. Modèle & carte hydrogéologique de Aïn-Beni-Mathar. Régime permanent & transitoire. Hauts Plateaux. Rapport inédit Direction générale de l'hydraulique, Rabat, 179 p.

Manuscrit reçu le 22 juillet 2009

Version modifiée acceptée le 28 octobre 2010