

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE
LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



UNIVERSITE M'HAMED BOUGARA- BOUMERDES
FACULTE DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE



Département : Génie Parasismique, Géophysique et Phénomènes Aléatoires

LABORATOIRE DE PHYSIQUE DE LA TERRE

MEMOIRE

Présenté par :

Mr. Boualem BOUYAHIAOUI

EN VUE DE L'OBTENTION DU TITRE DE

MAGISTER EN GEOPHYSIQUE

Option : Méthodes Géophysiques et Traitement du Signal

THEME

**Etude de la croûte archéenne du môle In-Ouzzal (Hoggar
Occidental) par la prospection gravimétrique:
*Identification des sources par la transformée en ondelettes.***

Soutenu le 12 / 04 / 2010, devant le jury :

Mr. BADDARI Kamel

Professeur (FHC-UMBB)

Président

Mr. DJEDDI Mabrouk

Professeur (FHC-UMBB)

Rapporteur

Mr. BOUDELLAA Amar

Professeur (FSTGAT-USTHB)

Examineur

Mr. ABTOUT Abdesalam

Maître de Recherche (CRAAG)

Examineur

Mme. BOUKERBOUT Hassina

Maître de Recherche (CRAAG)

Examineur

Boumerdès 2010

Remerciements

Comme il est de bon ton, je remercie vivement tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la finalisation de ce travail.

Je remercie en premier lieu, le professeur BADARI qui me fait l'honneur aujourd'hui de présider le jury;

Je remercie le professeur Mabrouk DJEDDI qui a bien voulu assurer mon encadrement;

Mes respects vont aux membres de jury qui m'ont fait l'honneur de juger ce travail;

Je tiens à remercier très vivement mon responsable scientifique, Dr Abdeslam ABTOUT, de m'avoir proposé ce sujet et de m'avoir prodigué, tout au long de ce travail, ses précieux et judicieux conseils;

Je remercie particulièrement, Dr Hassina BOUKERBOUT qui m'a offert sa précieuse aide durant la période de réalisation de ce travail;

Mes vifs remerciements vont à monsieur Abdelkrim YELLES CHAOUCH, directeur du CRAAG, pour avoir mis à ma disposition tous les moyens pour mener à bien ce travail;

Je remercie Monsieur Nouredine AKACEM, directeur de l'observatoire de Tamanrasset, pour avoir organisé, participé et dirigé les différentes campagnes de terrain;

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à tous les enseignants qui ont contribué à ma formation;

Mes remerciements vont également à tous les collègues pour leur support moral et leurs encouragements;

Que tous ceux qui m'ont aidé à accomplir ce travail trouvent ici l'expression de ma plus sincère gratitude. Enfin, je tiens à remercier Lamine pour son aide, Hamza pour son soutien moral, ainsi que BOUGCHICHE.

Dédicaces

A ma mère,

A mon père,

A mes frères et sœurs,

A tous mes amis,

Je dédie ce travail.

Boualem BOUYAHIAOUI

Introduction générale	08
Chapitre I: Aperçu théorique sur la gravimétrie	11
1. Principe et théories élémentaires	12
A. Loi de Newton	12
B. Accélération de la pesanteur	13
C. Potentiel gravifique	13
D. Equation de potentiel	14
2. Pesanteur	14
A. Forme de la terre	14
1. Généralités	14
2. Ellipsoïde de référence	15
3. Géoïde	16
B. Corrections gravimétriques	17
1. Correction instrumentale	17
2. Correction des effets de marées	18
3. Correction de latitude	18
4. Correction de Faye	18
5. Correction de Bouguer	19
6. Correction topographique	19
7. Isostasie et correction isostatique	20
C. Choix de densité	22
1. Méthode de mesure sur échantillon	22
2. Méthode de Nettleton	22
3. Méthode de Parasnis	22
Chapitre II: Compilation des données gravimétriques existantes	24
1. Données gravimétriques du Hoggar	25
A. Historique	25
B. Bureau Gravimétrique International	25
C. Récupération et homogénéisation des données gravimétriques	26
2. Etablissement de la carte de l'Anomalie de Bouguer	31
A. Séparation des anomalies	33

B. Estimation des profondeurs	50
C. Calage des résultats gravimétriques avec les données géologiques du Hoggar	52
1. Aperçu géologique	52
a. Hoggar occidental	53
b. Hoggar central polycyclique	53
c. Hoggar Oriental	54
2. Discussion des résultats gravimétriques	56
3. Conclusion	57
 Chapitre III: Etude gravimétrique dans le môle In-Ouzzal	 59
1. Aperçu géologique	60
A. Cadre géographique du terrane In-Ouzzal	60
B. Cadre géologique et l'Archéen d'In-Ouzzal	62
C. Tectonique	65
2. Prospection gravimétrique	66
A. Travaux de terrain	66
B. Etalonnage	66
C. Réseau de bases	67
D. Acquisition des mesures gravimétriques	68
E. Précision et réitération	70
F. Acquisitions topographiques	71
3. Traitement et interprétation	74
A. Calcul de l'anomalie de Bouguer	74
B. Etablissement de la carte de l'Anomalie de Bouguer	75
C. Séparation des anomalies	79
D. Cartes des dérivées	83
E. Cartes des axes gravimétriques	89
F. Interprétation et localisation des sources par les méthodes graphiques	98
 Chapitre IV: Localisation des sources à partir de la transformée en ondelettes	 103
Introduction	104
1. Décomposition temps fréquence	104

A. Analyse de Fourier	105
1. Série de Fourier	105
2. Transformée de Fourier	106
B. Limite de l'analyse de Fourier	106
2. De l'analyse en fréquence à l'analyse en échelle	106
A. Transformée de Fourier à fenêtre glissante	107
B. Transformée de Gabor	107
C. Limite de la transformée de Fourier à fenêtre glissante	108
3. Analyse des signaux par ondelettes	108
A. Historique	108
B. Transformée en ondelettes	109
C. Principe de la méthode	111
D. Application de la transformée en ondelettes pour l'estimation des profondeurs	114
E. Conclusion	118
Conclusion générale	120
Bibliographie	122

Introduction générale

Chapitre I: Aperçu théorique sur la gravimétrie

Chapitre II: Compilation des données gravimétriques existantes

Chapitre III: Etude gravimétrique dans le môle In-Ouzzal

Chapitre IV: Localisation des sources à partir de la transformée en ondelettes

Conclusion générale

Bibliographie

Introduction générale

Dans les anciennes conceptions, le Hoggar est considéré comme étant constitué principalement de trois blocs, différents du point de vue lithologique et structural, allongés N-S, séparés par deux accidents sub-méridiens : 4°50' et 8°30', qui sont le résultat des mouvements compressifs E-W durant le Panafricain (600 millions d'années) du Craton Saharien (appelé maintenant le Métacraton Saharien) à l'Est, et le Craton Ouest Africain stable depuis 2 milliards d'années. (Caby.2003)

Ces trois blocs sont: Hoggar Occidental (Chaîne Pharusienne), Hoggar Central Polycyclique et Hoggar Oriental.

Un nouveau découpage structuro- tectonique du bouclier de Touareg résulte d'études récentes faites sur le massif de l'Air par Black et al 1994, qui s'est étendu jusqu'à la chaîne panafricain. D'après ce nouveau modèle le Hoggar est constitué d'un ensemble de terranes assez étroits, orientés Nord-Sud, dont les lithologies et l'histoire tectono-métamorphique sont très différentes. (Drareni.2006)

Le Môle In-ouzzal est situé dans le Hoggar occidental, Il représente un terrane granulitique d'âge archéen. Il constitue une exception dans le Hoggar du fait qu'il ne fut ni déformé, ni métamorphisé au panafricain en demeurant un bloc rigide et à un niveau structural peu profond depuis 2Ga. La prospection gravimétrique nous permet d'établir une cartographie détaillée de cette région.

L'objectif de la prospection gravimétrique est de mesurer le champ de pesanteur, et d'interpréter les anomalies causées par les hétérogénéités latérales de densités, ainsi que l'épaisseur de la croûte.

Les mesures relatives de gravité visent à déterminer les variations de g d'une station à une autre. La variation de g pour chaque station se mesure par rapport à la base. Ces mesures sont effectuées à l'aide des gravimètres.

La gravité à la surface de la Terre varie en fonction de cinq facteurs :

La latitude, l'altitude, le relief environnant, les effets astronomiques et la marée terrestre, la densité des roches de la croûte et du manteau supérieur.

Les variations de g dues aux quatre premiers facteurs sont des variations attribuables à des causes " externes". Seules les variations de g reflétant des variations de densité et de la structure de la croûte sont considérées comme celles dues aux causes "internes" et représentent un intérêt pour la prospection gravimétrique. Par conséquent, les valeurs de g

mesurées sur le terrain doivent être corrigées pour des effets externes de manière à mettre en évidence des anomalies de gravité recherchées.

La carte de l'Anomalie de Bouguer représente un document essentiel de l'interprétation des données gravimétriques. Elle représente la différence entre la gravité mesurée et corrigée (les corrections de Faye, de plateau et de relief) et la valeur théorique calculée au même point sur l'ellipsoïde. Elle met en évidence les structures profondes et étendues.

Ce travail sera articulé sur deux grandes parties;

- ✓ Compilation des données gravimétriques existantes,
- ✓ Etude gravimétrique dans la région In-ouzzal.

Avant d'entamer ces deux parties un chapitre sera consacré à des généralités sur les méthodes gravimétriques.

Dans la première partie de ce travail, nous présentons les données gravimétriques du Bureau Gravimétrique international (BGI) et leurs distributions. Une simple analyse de ces données montre une différence entre les valeurs de la pesanteur, cette différence est due au rattachement de différentes campagnes à des réseaux différents.

L'acquisition de nouvelles données, passant par les différentes anciennes campagnes est indispensable afin d'homogénéiser toutes ces données et les rattacher à un réseau de base moderne.

Nous avons donc entrepris une campagne de mesure qui consiste en l'acquisition suivant deux profils gravimétriques de direction NW-SE dans le Hoggar, et nous avons aussi exploité les nouvelles mesures gravimétriques acquises dans le cadre de l'étude géophysique de la région de l'In-ouzzal.

Le calage des anciennes données gravimétriques, par rapport à nos données, nous a permis d'avoir des valeurs d'anomalies de Bouguer homogènes et réduites à un même réseau de référence qui est celui de mesure absolue.

Dans la deuxième partie, nous présenterons l'étude géophysique dans la région du Môle In-ouzzal. La connaissance de la structure du sous-sol de la région permettra d'étudier l'hypothèse émise d'un système en dôme et bassin. Une étude gravimétrique a été réalisée dans la région ; elle englobe 243 nouvelles stations gravimétriques d'une précision inférieure à 50 microgals.

Pour la localisation et l'identification des sources génératrices d'anomalies gravimétriques nous avons exploité un outil mathématique, très robuste basé sur le filtrage par ondelettes. Cette méthode suit l'approche des différentes méthodes de traitement du champ telles que le prolongement, les dérivées, la réduction au pôle, etc. Elle transfère l'information originale se trouvant dans les données dans un espace de transformation en ondelettes, elle permet une analyse locale du signal contrairement à la transformée de Fourier globale. Le lien entre cette méthode et la théorie du potentiel est l'homogénéité du champ.

Introduction générale

Chapitre I: Aperçu théorique sur la gravimétrie

Chapitre II: Compilation des données gravimétriques existantes

Chapitre III: Etude gravimétrique dans le môle In-Ouzzal

Chapitre IV: localisation des sources à partir de la transformée en ondelettes

Conclusion générale

Bibliographie

I.1 PRINCIPE ET THEORIE ELEMENTAIRE

La gravimétrie consiste à mesurer, étudier et analyser les variations du champ de pesanteur de la terre dans le temps et dans l'espace.

A. Loi de Newton

L'expression de la force de gravitation est donnée par la loi de Newton, qui est à la base de la gravimétrie. Cette loi stipule que la force entre deux particules de masse m_1 et m_2 est directement proportionnelle au produit des masses et inversement proportionnelle au carré de la distance qui les sépare (Telford, 1981). Son expression est donnée par l'équation:

$$F = -\gamma \frac{m_1 m_2}{r^2} \vec{r}_1 \quad (\text{I.1})$$

\vec{r}_1 : Le vecteur unitaire dirigé de m_1 vers m_2 ,

r : La distance entre m_1 et m_2 ,

γ : La constante de gravitation universelle,

Le signe moins indique que la force est toujours attractive.

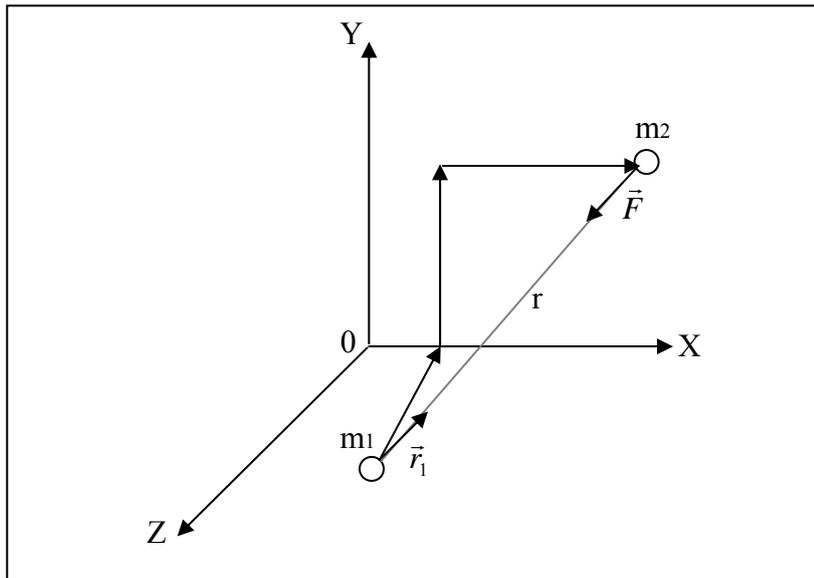


Fig.I.1 Représentation des deux masses ponctuelles m_1 et m_2 séparées par une distance r .

B. Accélération de la pesanteur

On applique une force \vec{F} à une masse m_2 , pour lui faire subir une accélération gravitationnelle \vec{g} . C'est le principe fondamental de la dynamique (Telford, 1981):

$$\vec{g} = \frac{\vec{F}}{m_2} = -\gamma \frac{M_e}{R_e^2} \vec{r}_1 \quad (\text{I.2})$$

R_e : Rayon de la terre,

M_e : Masse de la terre,

Cette accélération, qui est l'accélération de la pesanteur, a été d'abord mesurée par Galilée, lors de sa célèbre expérience de pise, en laissant tomber des objets du sommet de la tour penchée. L'unité d'accélération de la pesanteur est 1 cm/s^2 , est appelée le Gal, en l'honneur de Galilée.

C. Potentiel gravifique

Les champs gravifiques sont conservatifs, c'est-à-dire que le travail fourni en déplaçant une masse dans un champ gravifique est indépendant du chemin suivi, et ne dépend que des points de départ et d'arrivée. Si cette masse est ramenée à sa position initiale, l'énergie totale dépensée est nulle, quel que soit le chemin suivi. On peut également dire que la somme de l'énergie cinétique (mouvement) et de l'énergie potentielle (position) est constante dans un système isolé.

La force gravifique est un vecteur porté par la droite joignant les centres des deux masses (Telford, 1981). Cette force, donnant naissance à un champ conservatif, dérive d'une fonction d'un potentiel scalaire:

$$\nabla U(r) = \frac{F(r)}{m_2} = g(r) \quad (\text{I.3})$$

On peut résoudre cette équation et obtenir l'expression du potentiel gravifique sous la forme:

$$U(r) = \int_{\infty}^R g \cdot dr = -\gamma M \int_{\infty}^R \frac{dr}{r^2} = \frac{\gamma M}{R} \quad (\text{I.4})$$

C'est l'expression du travail fait en déplaçant l'unité de masse d'un point très éloigné par un chemin quelconque jusqu'à un point à la distance R du centre de gravité de M .

D. Equations du potentiel

Le théorème de Gauss nous permet d'écrire (Telford, 1981):

$$\int_v \nabla \cdot g dv = \int_s g_n ds \quad (I.5)$$

S'il n'y aucune masse dans ce volume, les intégrales sont nulles:

$$\nabla \cdot g = 0 \quad (I.6)$$

$$\nabla \cdot g = \nabla \cdot \nabla U = \nabla^2 U = 0 \quad (I.7)$$

Le potentiel satisfait l'équation de Laplace.

D'autre part si, à l'intérieur du volume, il y a une masse m on a alors:

$$\int_s g_n ds = -\frac{\gamma m}{r^2} 4\pi r^2 = -4\pi\gamma m \quad (I.8)$$

Si cette surface renferme plusieurs masses, en désignant par M la masse totale, nous écrivons:

$$\int_v \nabla \cdot g dv = \int_s g_n ds = -4\pi\gamma M \quad (I.9)$$

$$\nabla \cdot g = -4\pi\gamma\sigma \quad (I.10)$$

Où σ est la densité de ce point.

$$\nabla^2 U = -4\pi\gamma\sigma \quad (I.11)$$

C'est l'équation de Poisson.

Les équations (I.7) et (I.11) montrent que le potentiel de la gravité satisfait l'équation de Laplace en l'absence de masse et l'équation de Poisson dans une région contenant des masses.

I.2. PESANTEUR

A. Forme de la terre

1. Généralités

La prospection gravimétrique s'est développée à partir de l'étude du champ de pesanteur de la terre. Un sujet cher aux géodésiens, durant les 250 dernières années: *la détermination de la forme de la terre.*

Lorsque le français Pierre Bouguer mesura la longueur d'un degré de latitude, au voisinage de l'équateur plus court qu'à Paris, il devint évident que la terre n'était pas une sphère parfaite.

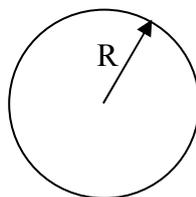
La forme de la terre, déduite des mesures géodésiques et plus récemment des observations par satellite, est ellipsoïdale, avec un renflement à l'équateur et un aplatissement aux pôles. Elle est caractérisée par son coefficient d'aplatissement (Harrouchi, 2005). (Voir tableau I.1)

$$\alpha = \frac{R_{\text{Equateur}} - R_{\text{Pôle}}}{R_{\text{Equateur}}} \quad (\text{I.12})$$

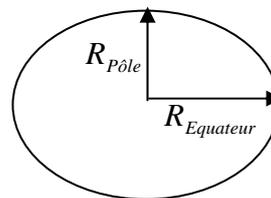
α : Coefficient d'aplatissement

R_{Equateur} : Rayon de la terre mesuré à l'équateur

$R_{\text{Pôle}}$: Rayon de la terre mesuré au pôle



Sphère



Ellipsoïde

2. Ellipsoïde de référence

La surface de la terre est assimilée à une surface mathématique en fonction de la valeur de la pesanteur en chaque point de cette surface. Cette forme mathématique est dite l'ellipsoïde de référence.

En 1967, l'Union International de Géodésie et de Géophysique IUGG a défini les valeurs des constantes de la formule de la gravité d'un ellipsoïde, qui s'écrit sous la forme (Harrouchi, 2005):

$$g_{th} = g_0 (1 + \alpha \sin^2 \varphi + \beta \sin^4 \varphi) \quad (\text{I.13})$$

Avec :

g_0 : Valeur de g à l'équateur,

(φ) : La latitude,

α et β constantes dépendantes des deux demi axes de l'ellipsoïde choisi,

$g_0 = 9,7803$, $\alpha = 5,2789 \cdot 10^{-3}$, $\beta = 23,462 \cdot 10^{-6}$.

Plusieurs ellipsoïdes ont été proposés pour le calcul de ces deux constantes, dans le tableau suivant nous présentons quelques uns de ces ellipsoïdes.

Année	Nom de l'ellipsoïde de référence	Pays d'utilisation	Rayon Equatorial	Aplatissement inverse	Rayon polaire
1799	Delambre	France, Belgique	6 376 989	308,646 5	6 356 328
1819	Walbeck	Russie	6 376 896	302,8	6 355 836
1830	Everest	Indes	6 377 276	300,8	6 356 075
1830	Airy	Grande-Bretagne	6 376 542	299,3	6 355 237
1841	Bessel	Allemagne	6 377 397	299,15	6 356 079
1866	Clarke I	Amérique du Nord	6 378 206	294,98	6 356 583
1880	Clarke II	Amérique du Nord	6 378 245	293,5	6 356 513
1906	Helmert	Amérique du Nord	6 378 200	298,3	6 356 818
1909	Hayford	Amérique du Nord	6 378 388	297	6 356 912
1924	International	la plupart	6 378 388	297	6 356 912
1942	Krassowsky	Union Soviétique	6 378 245	298,3	6 356 863
1964	IAU64	UAI	6 378 160	298,247 ± 0,02	6 356 775
1967	GRS67	AIG, UGGI	6 378 160	298,247	6 356 775
1976	IAU76	UAI	6 378 140	298,257	6 356 755
1980	GRS80	AIG, UGGI	6 378 137	298,257 (222 101)	6 356 752
1984	WGS84	AIG, UGGI, UAI	6 378 137	298,257 (223 563)	6 356 752
1980	IERS 1989	AIG, UGGI, UAI	6 378 136	298,257	6 356 751

Tableau I.1. Exemple des ellipsoïdes de référence et leurs coefficients d'aplatissement.

3. Le géoïde

Même sous sa forme la plus affinée, l'expression de la pesanteur dans l'équation (I.13), n'est qu'une grossière approximation, car elle ne tient pas compte des ondulations à la surface de la terre. Une autre surface représentative de la forme de la terre a alors été définie et fut appelée géoïde. C'est une surface équipotentielle du champ de pesanteur terrestre qui coïncide au mieux avec le niveau moyen des mers (Telford, 1981).

Le géoïde et l'ellipsoïde de référence ne coïncident pas en tous points, car le géoïde est déformé vers le haut sous les continents, par l'attraction des masses situées au-dessus, et vers le bas sur les bassins océaniques. Les deux plus grandes anomalies sont observées au Sud de l'Inde (-105m) et en Nouvelle-Guinée (+73m).

B. Corrections gravimétriques

La valeur de la pesanteur mesurée à la surface de la terre est la somme des attractions des masses tant terrestre qu'extra terrestre. La valeur de g représentative des distributions des masses à l'intérieur de la terre est celle à laquelle on a soustrait l'effet des masses extérieures, et ramené la mesure à un même niveau de référence qui est le géoïde. Toutes ces opérations sont appelées corrections gravimétriques.

1. correction instrumentale (correction de la dérive temporelle)

Les corrections instrumentales sont celles qu'il faut apporter aux mesures afin de compenser certaines erreurs dues à l'imperfection des appareils. Pour tout gravimètre, les lectures prises au même endroit changent légèrement en fonction du temps, à cause de l'effet de fatigue du ressort, ou de la variation de pression et de température. En revenant prendre des lectures en une station de base à des intervalles de temps fixés, on arrive à estimer l'effet de la dérive (Fig.I.2).

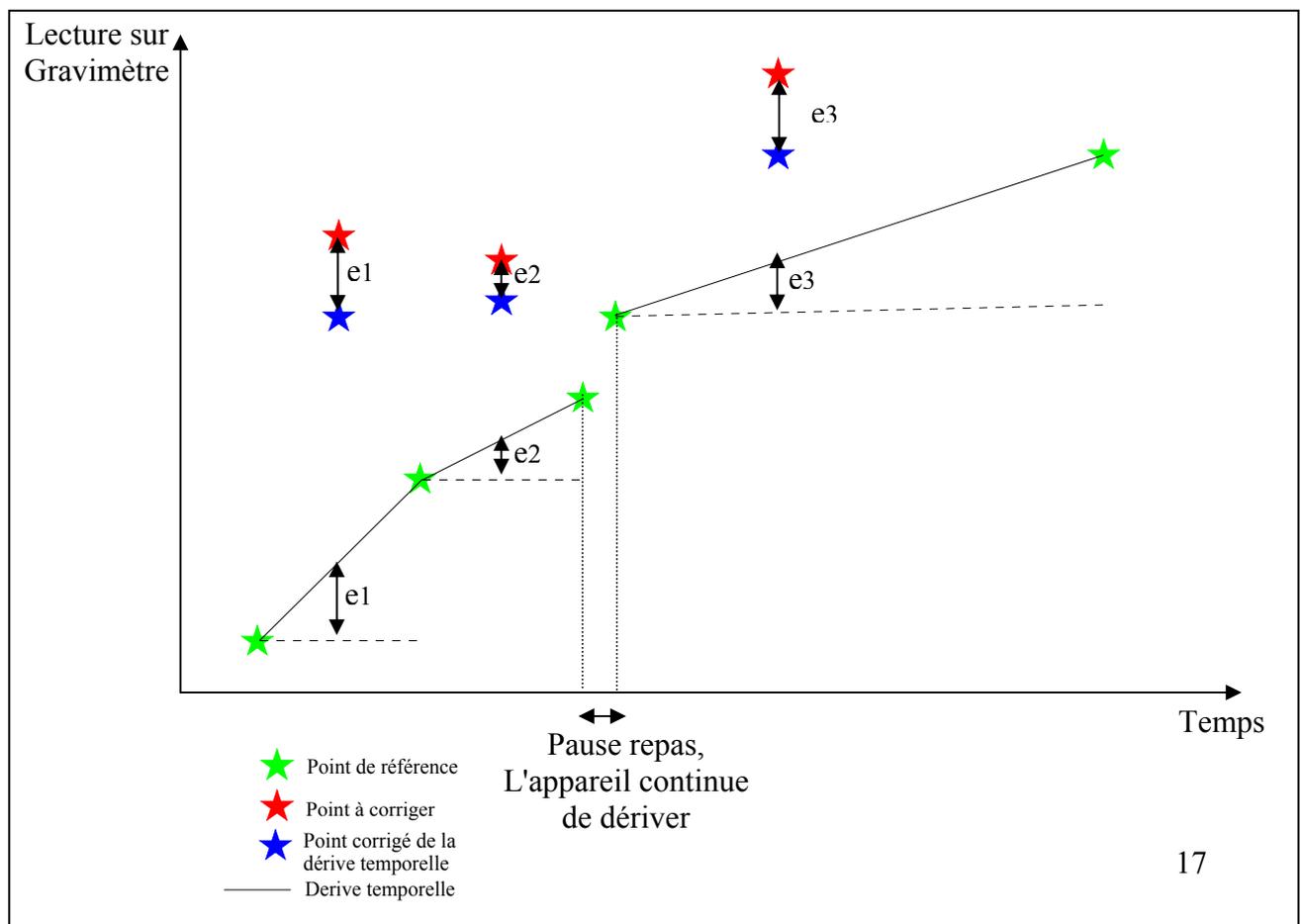


Fig.I.2. Principe de la correction de la dérive.

2. Correction des effets de marées

Les marées terrestres sont les attractions qu'exercent les astres sur la terre, les deux astres les plus attractifs sont le soleil et la lune. Ce phénomène peut soulever ou faire baisser localement la surface topographique. Cette variation peut atteindre 30cm.

Les termes de marées dépendent de la position selon le temps de l'astre (planète) par rapport à la terre. Par conséquent il définit la variation dans le temps du champ de pesanteur. Ces termes sont calculés à partir de développement en harmonique sphérique à l'ordre 2 de la différence de pesanteur entre la surface et le centre de la terre. Les constantes des harmoniques sont déterminées par moindre carré à partir des mesures en continue de g (Abtout, 2001).

Actuellement un module de calcul de ce terme est intégré dans le calculateur du gravimètre.

3. Correction de latitude

Cette correction tient compte de la rotation de la terre et de son aplatissement. Le premier phénomène entraîne l'apparition d'une force axifuge variable avec la distance de la station à l'axe de rotation, donc avec la latitude.

Le second modifie la distance du point de mesure au centre de la terre et du même coup l'attraction en fonction de la latitude.

D'après Dubois et Diamant (2001); la correction de latitude est donnée par la formule suivante :

$$g_{th} = 978031,85 \{ 1 + 0,00532024 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi \} \quad (I.14)$$

φ : Latitude de la station.

4. Correction de Faye (d'Air libre)

La pesanteur varie inversement avec le carré de la distance, il est donc indispensable de corriger les différences d'altitude entre les stations, afin de les ramener à une même surface de référence. Cette correction ne tient pas compte des masses situées entre les stations et ce plan de référence.

La correction d'air libre est donnée par la relation suivante (Telford, 1981) :

$$\Delta_{AL} = 0,3086h \quad (I.15)$$

Δ_{AL} : Correction d'air libre calculée en mgals.

h : Altitude de la station de mesure en mètre.

5. Correction de Bouguer

La correction de Bouguer tient compte de la couche de terrain située entre le point de mesure et le plan de référence que nous avons négligé lors du calcul de la correction d'Air libre. Elle est donnée par la relation (Telford, 1981) :

$$\Delta_p = 0,0419dh \quad (\text{I.16})$$

Δ_p : Correction de Bouguer calculée en mgals

h : Altitude de la station de mesure en mètre

d : Densité moyenne de correction de la couche de terrain (g/cm^3). Cette densité est déterminée par plusieurs méthodes qui seront définies dans le paragraphe (II.C)

6. Correction topographique

Cette correction tient compte des irrégularités de la surface du sol à proximité de la station, par exemple des collines s'élevant (excès de masse), au-dessus de la station et des vallées (déficit de masse), situées au-dessous.

Ces deux ondulations diminuent les lectures à cause de l'attraction au-dessus (collines) et du déficit d'attraction au dessous (vallées). Il en résulte que la correction topographique s'ajoute toujours à la lecture. La réduction topographique consiste à ramener la mesure au point à ce qu'elle serait si la surface topographique était un plan horizontal passant par la station. Pour ce, il faut combler les vallées autour de la station, avec un terrain de densité d , et raser les collines avoisinantes comme si elles avaient la même densité.

La topographie est décomposée en petits volumes de formes géométriques simples, et de dimensions variables. Petits, proche de la station est de plus en plus grand lorsqu'on s'éloigne du point de mesure. Hammer a utilisé de portion de cylindre (Fig.I.3).

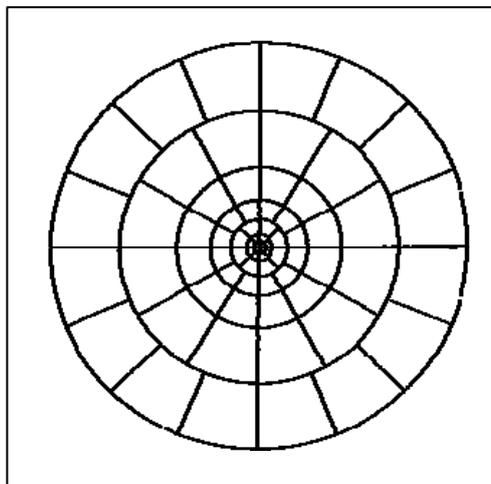


Fig.I.3. Réticule de Hammer.

Les différentes étapes à exécuter pour effectuer la correction sont:

- ✓ déterminer l'élévation moyenne de chacun des secteurs du cylindre à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT),
- ✓ prendre la différence positive ou négative entre l'élévation de la station considérée et chacun des secteurs,
- ✓ pour chaque secteur, à l'aide de la table de Hammer, calculer la correction à apporter (la correction est toujours positive quelque soit le signe).

7. Isostasie et la correction isostatique

Les anomalies de Bouguer mesurées représentent un caractère systématique: elles sont négatives sur les montagnes et positives sur les océans. La théorie de l'isostasie explique cela par une origine profonde. (Sharma, 1986)

L'hypothèse de Pratt

Pratt (1855) a proposé une explication basée sur l'hypothèse que la densité des montagnes serait d'autant plus faible que la montagne serait élevée (Fig.I.4). Cette idée, prise par la suite notamment par Hayford en 1910, conduit à un modèle de la partie externe du globe dans lequel les densités varient latéralement dans des colonnes en fonction de leur élévation par rapport au géoïde. (Dubois et Diamant, 2001)

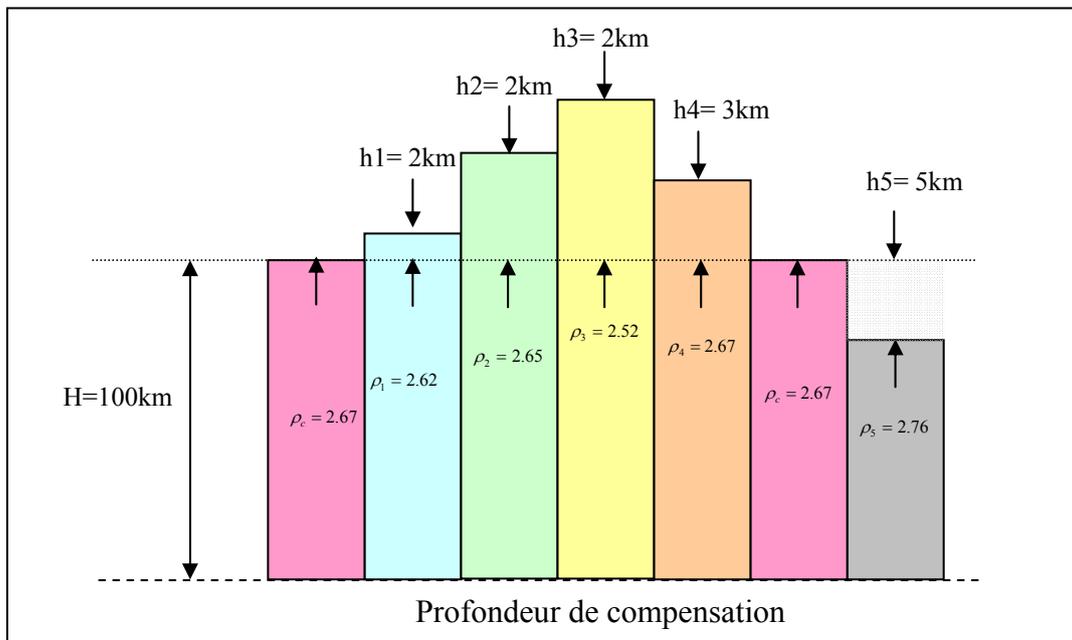


Fig.I.4. Modèle de Pratt (d'après Dubois et Diamant, 2001)

L'hypothèse d'Airy

Airy suppose que la croûte terrestre est formée de radeaux de densité ρ_c flottants sur un magma visqueux de densité ρ_m (Fig.I.5). D'après le principe d'Archimède, plus les montagnes sont élevées, plus leur racine est importante.

La racine r et l'anti-racine ar sont données par les équations suivantes:

$$r = \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} h \quad (I.17)$$

$$ar = \frac{\rho_c - \rho_e}{\rho_m - \rho_c} p \quad (I.18)$$

Avec, ρ_c, ρ_m et ρ_e correspondant à la densité de la croûte, du manteau et de la mer respectivement.

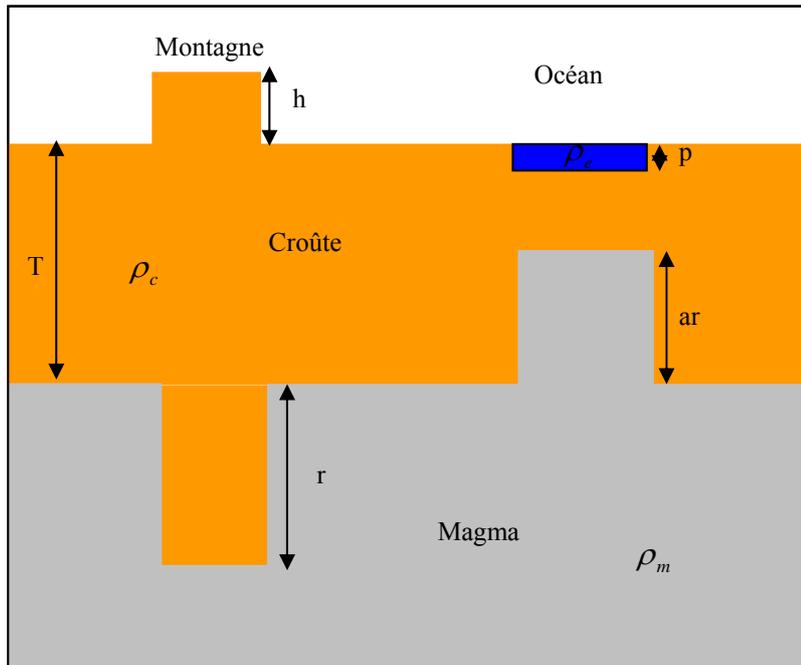


Fig.I.5. Schéma de l'hypothèse d'Airy, T représente l'épaisseur moyenne de la croûte terrestre

L'anomalie isostatique ΔI est donnée par la relation

$$\Delta I = \Delta g_B + \Delta r \quad (I.19)$$

$$\text{où } \Delta I = \Delta g_B - \Delta ar \quad (I.20)$$

Avec Δg_B est l'anomalie de Bouguer, Δr est l'anomalie créée par la racine des montagnes et Δar celle créée par l'anti-racine des océans.

C. Choix de densité

Comme nous l'avions déjà signalé, plusieurs méthodes sont utilisées pour évaluer la densité à partir de mesures gravimétriques de terrain. Parmi elles on distingue :

1. Méthode de mesure sur échantillon

Elle consiste à mesurer la densité des roches sur des échantillons prélevés sur le terrain. Cette méthode représente les inconvénients suivants :

- les échantillons ne sont pas dans les mêmes conditions de température et de pression qui existent en profondeur,
- les échantillons sont altérés par les agents extérieurs, malgré toute l'expérience de l'opérateur qui les choisit,
- les échantillons peuvent ne pas être assez représentatifs de toute la zone étudiée.

2. Méthode de Nettleton

Sachant que l'anomalie gravimétrique est indépendante de la topographie, une méthode graphique permet de déterminer la densité moyenne de correction par la comparaison des valeurs des anomalies gravimétriques et des altitudes.

La méthode de Nettleton consiste à représenter sur la même figure, un profil topographique (on choisit une région à relief accidenté) et les profils d'anomalies gravimétriques qui lui correspondent, calculées avec plusieurs densités.

La meilleure valeur de la densité sera celle du profil gravimétrique qui représente le moins de corrélation possible avec la topographie (Nettleton, 1939).

L'inconvénient de cette méthode, est son application restreint aux zones à reliefs accidentés.

3. Méthode de Parasnis

C'est une méthode analytique, elle consiste à déterminer la valeur de la densité pour laquelle l'anomalie gravimétrique soit statistiquement nulle. (Parasnis, 1985).

$$\Delta g_B = g_m + (0,3086 - 0,0419d)h + dT - g_{th} = 0 \quad (I.21)$$

$$g_m - g_{th} + 0,3086h - d\{0,0419h - T\} = 0 \quad (I.22)$$

T: la correction topographique par unité de densité (mgal / (g/cm³)).

La relation (I.22) peut se mettre sous la forme:

$$A = Bd$$

$$\text{Avec } A = (g_m - g_{th} + 0,3086h)$$

$$B = (0,0419h - T)$$

La pente de la droite $A=f(d)$ par une régression linéaire, ce qui représente la valeur de la densité moyenne de correction.

Les différentes corrections apportées aux mesures gravimétriques, par un choix judicieux de la densité permet de calculer l'anomalie gravimétrique appelée Anomalie de Bouguer (AB). C'est le document de base pour toute étude gravimétrique. Sa relation est donnée par la relation suivante :

$$AB = G \text{ mesuré corrigé} - G \text{ théorique} \quad (I.23)$$

$$\text{Avec } G \text{ mesuré corrigé} = G \text{ mesuré} - \Delta_{Al} + \Delta_p + \Delta_l + \Delta_T$$

Δ_{Al} Correction à l'air libre

Δ_p Correction de Bouguer

Δ_l Correction de latitude

Δ_T Correction topographique

Introduction générale

Chapitre I: Aperçu théorique sur la gravimétrie

Chapitre II: Compilation des données gravimétriques existantes

Chapitre III: Etude gravimétrique dans le môle In-Ouzzal

Chapitre IV: Localisation des sources à partir de la transformée en ondelettes

Conclusion générale

Bibliographie

II.1 ANCIENNES DONNEES GRAVIMETRIQUES DU HOGGAR

A. Historique

A la suite d'une révision des données gravimétriques disponibles et en vue d'extraire un maximum d'informations à partir des données gravimétriques sur le Hoggar, nous nous sommes intéressés à l'étude et à la réinterprétation des anciennes données gravimétriques par la compilation de toutes les données gravimétriques disponibles dans cette région.

Plusieurs campagnes d'acquisition de données gravimétriques ont été entreprises dans le Hoggar, depuis les années 1950. Il s'agit de celles effectuées par:

- ✓ l'Observatoire d'Alger (Lagrula, 1959),
- ✓ l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) ex ORSTOM (Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer) (Louis, 1970),
- ✓ IPGP (l'Institut de Physique du Globe de Paris) (Dellatre, 1970),
- ✓ CRZA (Centre de Recherche sur les Zones Arides), IMPGA (Institut de Météorologie et de Physique du Globe d'Alger) et ORSTOM (Rechenmann, 1974-1975),
- ✓ en 1977, un levé gravimétrique a été organisé conjointement par le Centre Géologique et Géophysique (CGG), l'Institut de Météorologie et de Physique du Globe d'Alger (IMPGA), l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre Mer (ORSTOM) et la Sonatrach (Bourmatte). Avec une densité de 300 stations par feuilles de 1/200000 (degré carré),
- ✓ enfin, le Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG), vient d'initier un programme d'acquisition de nouvelles mesures gravimétriques: Abtout en 2004 à travers des profils dans le Hoggar central et Bouyahiaoui en 2005 sur l'In-ouzzal).

Toutes ces données ont été stockées dans des banques de données internationales. On peut citer à titre d'exemple la banque de données du "BGI".

B. Bureau Gravimétrique International (BGI)

Le Bureau Gravimétrique International (BGI) est un service du Conseil des Services d'Astronomie et de Géophysique (CAGS) dépendant directement de l'ICSU (International Council of Scientific Unions) et de l'UNESCO. Installé depuis sa création (1951) en France, il est hébergé par l'Observatoire Midi-pyrénées / Unité Mixte de Recherche 5562 (OMP/UMR), depuis 1981. Il a été labellisé par l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) en 1997

et rattaché à l'UGGI/AIG (Union Internationale de Géodésie et Géophysique – Association Internationale de Géodésie).

Le BGI a pour mission le stockage et la mise à la disposition de la communauté scientifique internationale l'ensemble des données gravimétriques acquises dans le monde.

C. Récupération et homogénéisation des données gravimétriques

Les données dont nous disposons pour cette étude, proviennent de la banque de données du BGI. Ces données sont rattachées au "réseau de Lagrula" datant des années 1950, sa précision est estimée à 1 mGal près, ce réseau de base est rattaché à celui de Postdam 1930. En 2001, l'Institut National de Cartographie et Télédétection (INCT) avec la collaboration du Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique (CRAAG) a installé un réseau de mesures absolues (11 bases dont celle de l'Observatoire de Tamanrasset) de précision du μGal , soit 1000 fois plus précis que le "réseau Lagrula".



A



B



C

Fig.II.1. Bases gravimétriques (A) Base absolue située à l'observatoire de Tamanrasset.

(B) et (C) Bases auxiliaires situées à L'observatoire de Tamanrasset.

La distribution de l'ensemble des mesures des différentes campagnes (Fig.II.2), montre une forte couverture dans la partie occidentale du Hoggar, par contre la partie orientale n'est couverte que par quelques profils.

La comparaison des valeurs de g de points communs pour les différentes campagnes gravimétriques, montre des différences importantes. Ceci est dû au rattachement des différentes campagnes à des réseaux différents.

La première étape de l'homogénéisation, après la récupération des anciennes données, consiste à retrouver les bases de rattachement de ces campagnes. A cet effet, nous recalculons l'anomalie de Bouguer (AB) à partir des valeurs de g correspondantes, ensuite nous comparons ces valeurs, avec celles des anomalies disponibles. Cette comparaison permet de distinguer trois différents groupes de mesures. Ces groupes correspondent aux différentes campagnes de mesures effectuées dans la région.

- **Le premier groupe**, montre une différence de 0 mgals, entre la valeur disponible et celle recalculée. Ces données correspondent à un levé gravimétrique réalisé par Lagrula (1959), et comprenant plus de 3000 stations.
- **Le second groupe**, présente une différence de 17 mgal, ce sont les données issues du levé gravimétrique réalisé dans la région de Tanezrouft (Hoggar occidental) entre 1974-1975 par Rechenmann et en 1977, par Bourmatte, et comprenant plus de 5000 stations,
- **Le troisième groupe**, avec une différence de 100 mgal, comprend plus de 200 stations.

Afin de pouvoir exploiter les données existantes, il est indispensable de les ramener au même niveau de référence (pour que les données soient homogènes), pour cela, il est nécessaire d'avoir de nouvelles données qui englobent les différentes campagnes et qui seront rattachées à un réseau de base moderne (réseau absolu).

Nous avons donc entrepris une campagne de mesures qui consiste en l'acquisition de deux profils gravimétriques de direction NW-SE dans le Hoggar, qui s'étendent sur toute la région (Fig.II.4).

Nous avons aussi exploité les nouvelles mesures gravimétriques acquises, dans le cadre de l'étude géophysique de la région de l'In-ouzzal (voir Chapitre III).

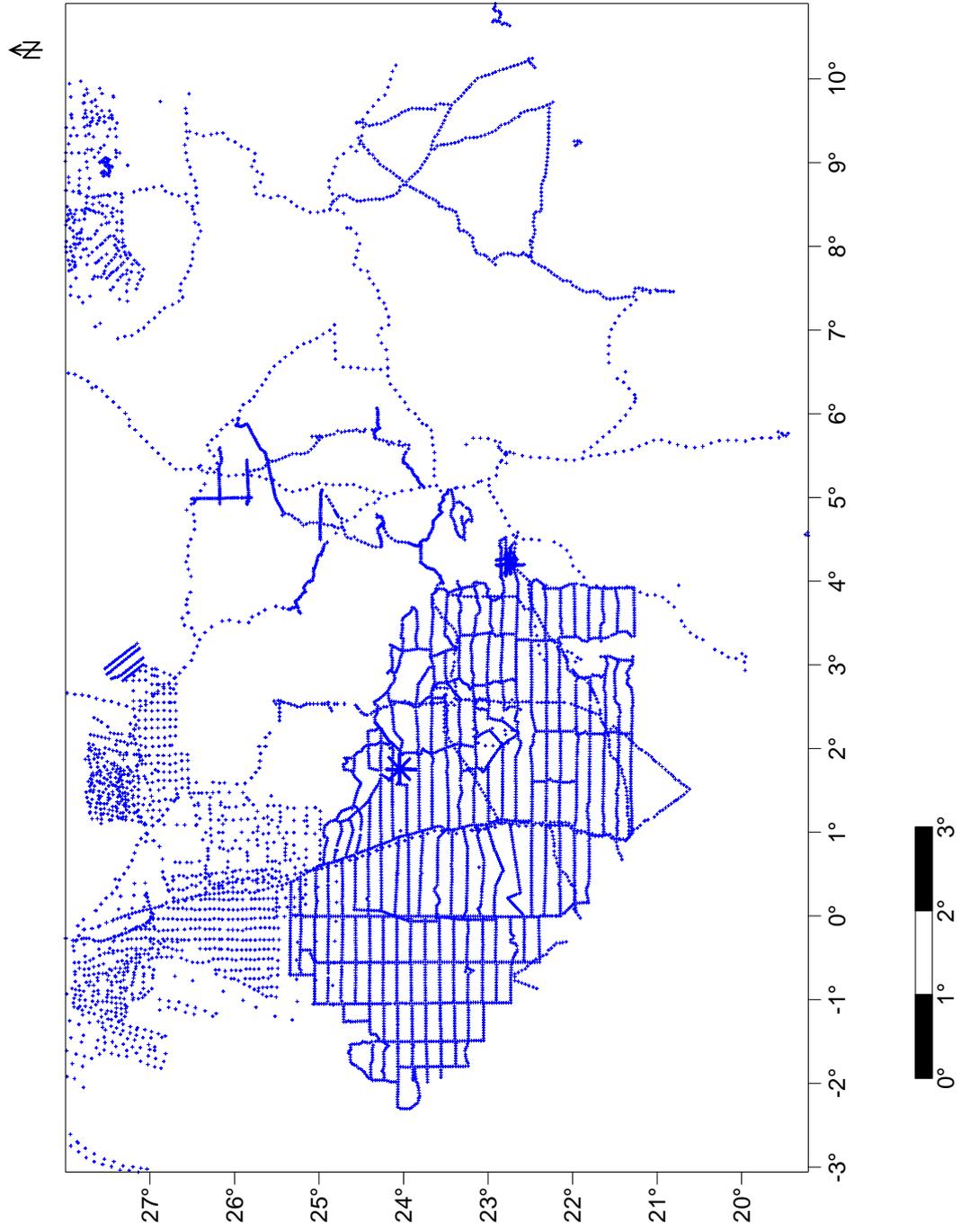


Fig.II.2. Positionnement des anciennes données gravimétriques.

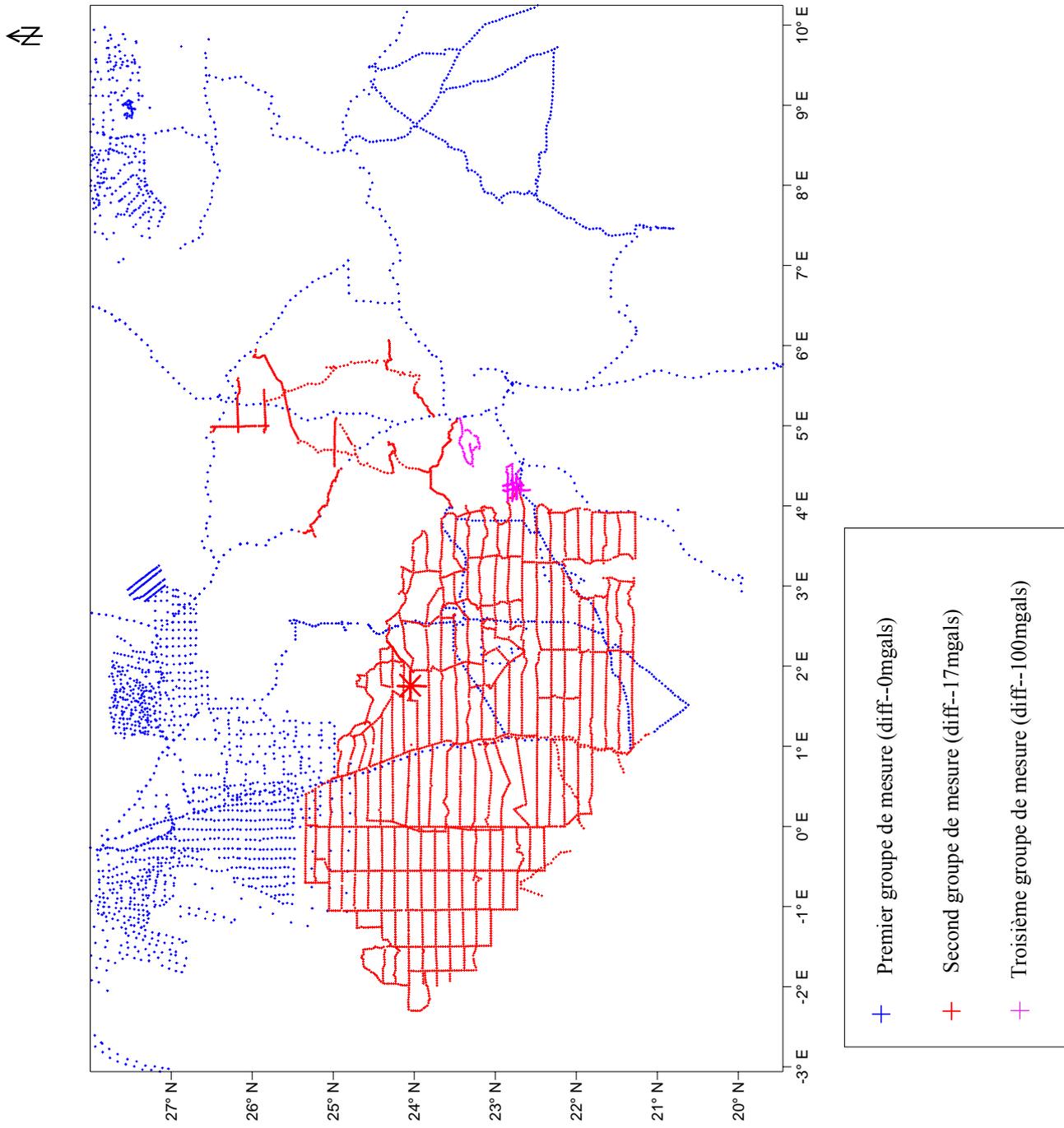


Fig.II.3. Les différentes campagnes de mesures effectuées dans le Hoggar.

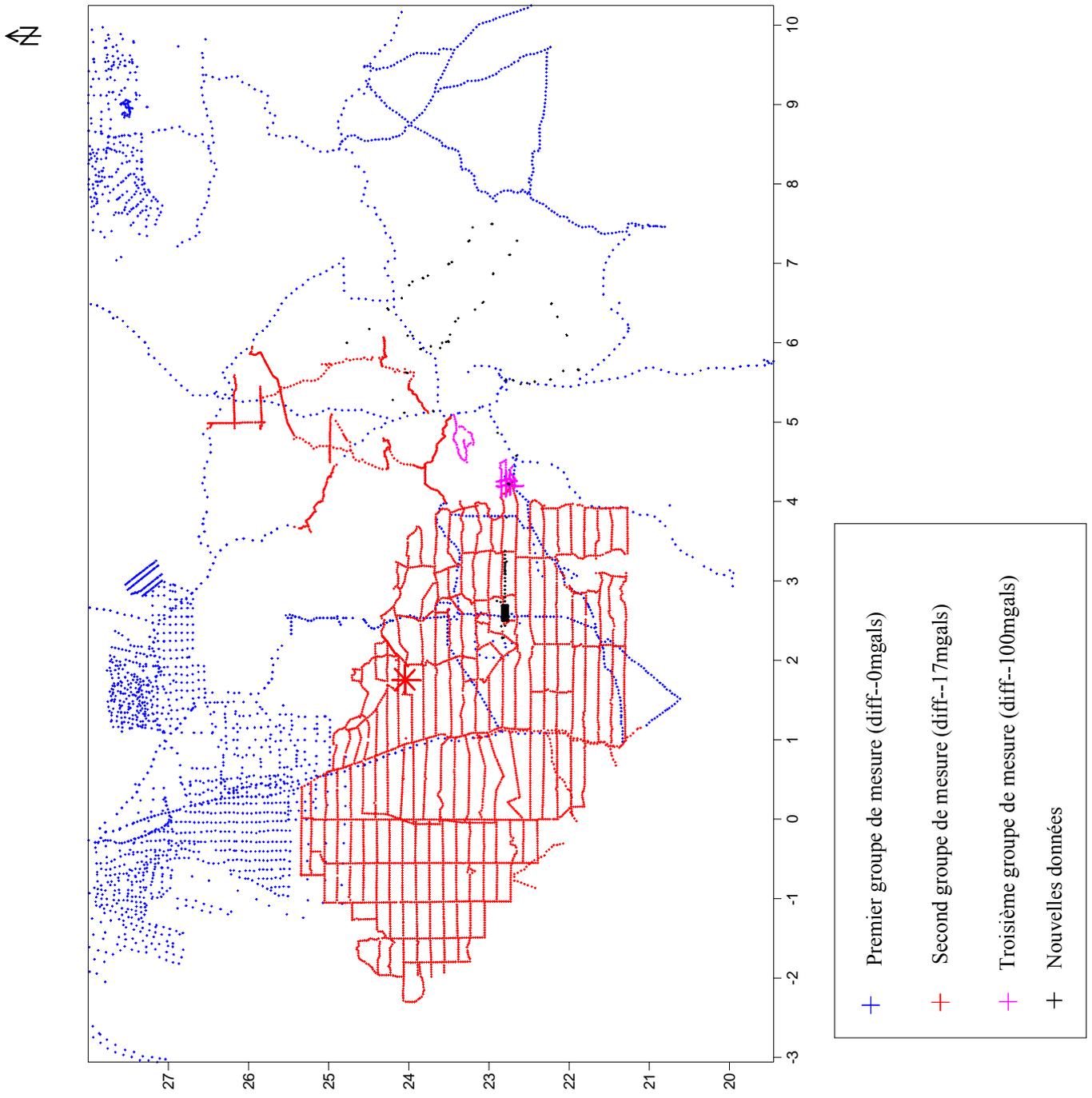


Fig.II.4. Plan de positionnement de nouvelles données effectuées par le CRAAG.

La comparaison des anciennes données avec les nouvelles mesures nous a permis de calculer le décalage. Cet écart a été ajouté aux anciennes valeurs afin de les ramener au même réseau de référence qui est celui des mesures absolues.

Afin de recenser les valeurs erronées, nous avons éliminé toutes les valeurs qui présentent un pic par rapport à la valeur moyenne, centrée sur un carré de 100*100km.

Le calage des valeurs de ces trois campagnes, par rapport à nos données (A. Abtout dans le Hoggar central 2005, et B. Bouyahiaoui dans l'In-ouzzal 2005), permet d'avoir des valeurs d'anomalies de Bouguer homogènes et réduites à un même réseau de référence qui est celui des mesures absolues. Le nettoyage des valeurs erronées permet d'avoir des données exploitables.

II.2 ETABLISSEMENT DE LA CARTE D'ANOMALIE DE BOUGUER

La carte d'Anomalie de Bouguer a été tracée automatiquement, en utilisant la méthode d'interpolation 'minimum courbure', avec un choix d'une densité moyenne égale à 2.67g/cm³ (densité moyenne de la croûte).

Cette carte est représentée avec une équidistance des courbes de niveau de 10 mgals. On remarque que les valeurs de l'anomalie de Bouguer sont comprises entre +15 et -105 mgals (Fig.II.5).

Cette carte montre essentiellement:

- une série d'anomalies positives au Sud de la carte d'extension essentiellement N-S,
- Un ensemble d'anomalies négatives de direction N-S est situé le long du méridien 2° Est,
- Un ensemble d'anomalies positives est situé à l'Est de la carte, d'extension essentiellement N-S et NE-SW, séparé par un ensemble d'anomalies négatives de direction E-W,
- Une forte anomalie négative est située à l'extrême Est de la carte,
- Le nord de la carte est caractérisé par un ensemble d'anomalies négatives séparées par un ensemble positif d'extension NW-SE.

A cette variation de grandes longueurs d'ondes, viennent se superposer une multitude d'anomalies circulaires de courtes longueurs d'onde.

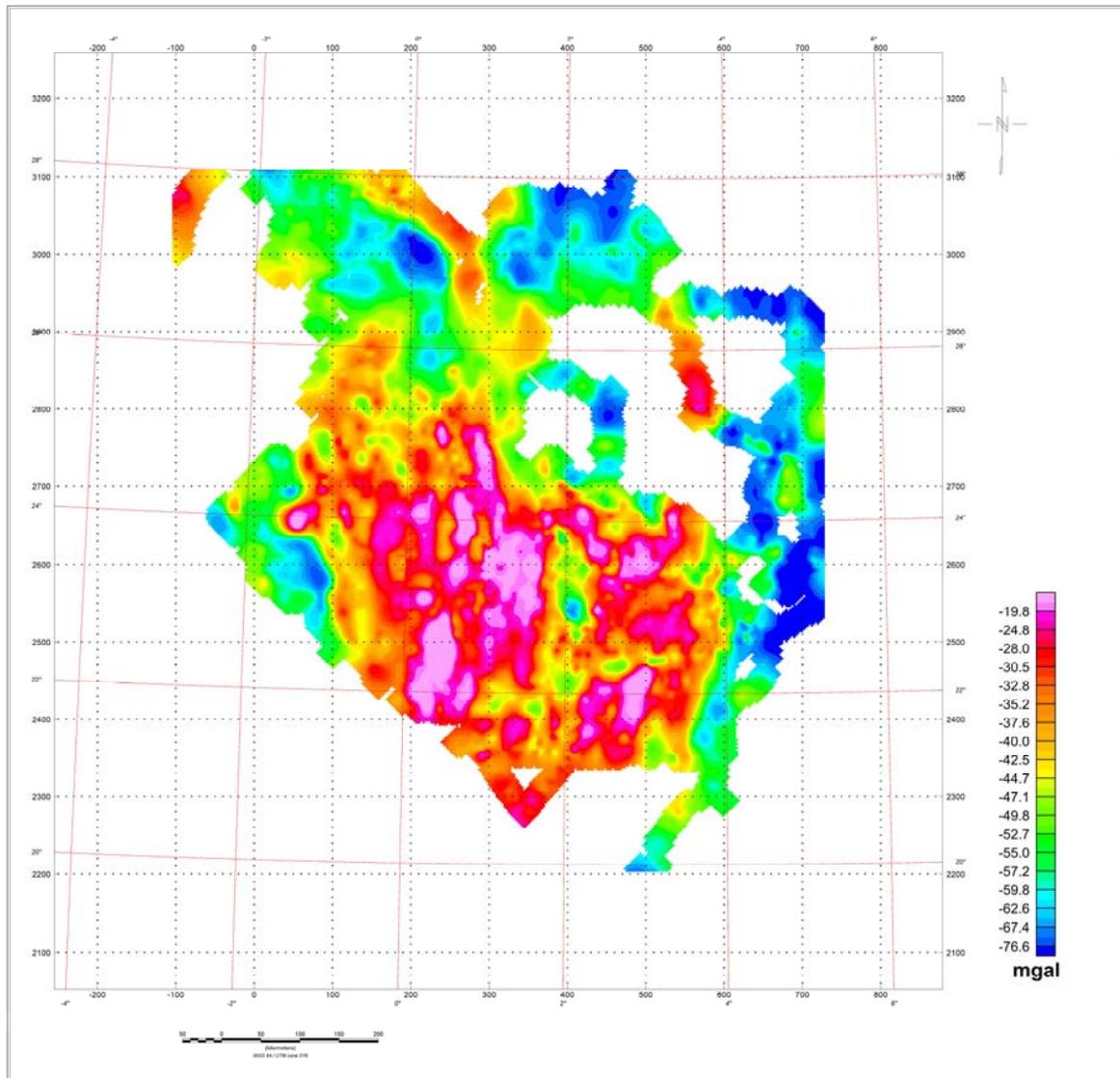


Fig.II. 5. Carte de l'anomalie de Bouguer (Densité 2.67g/cm3).

L'Anomalie de Bouguer ainsi calculée est dite "intégrante", elle englobe tous les effets dans le sens vertical: sub-surface, semi profond et profond. D'où la nécessité de traiter les valeurs de l'Anomalie de Bouguer afin de séparer les différentes anomalies.

A. Séparation des anomalies

L'idée de séparation des anomalies régionales et locales remonte à bien longtemps. Nettleton (1954) a proposé de lisser les anomalies gravimétriques pour séparer les anomalies régionales des anomalies locales. Oldham et Sutherland (1955) ont introduit des polynômes pour estimer l'effet régional. Récemment, Jacobsen (1987) a utilisé le prolongement vers le haut pour séparer les composantes régionales et résiduelles.

Afin d'éliminer l'effet régional (anomalies régionales) des cartes de l'anomalie de Bouguer et ne garder que les anomalies locales (anomalies résiduelles), nous avons procédé à la séparation des anomalies par la méthode polynomiale à différents ordres.

Cette technique fait approcher le champ mesuré par un polynôme en x et en y, dont le degré sera choisi en fonction de la courbure désirée qui représente la régionale.

AB= Anomalies régionales + anomalies résiduelles

$$P(x, y) = \sum_{i=0}^n a_i U_i(x, y) \quad (\text{II.1})$$

$U_i(x, y)$: Fonction de base qui correspond au produit de deux polynômes orthogonaux.

a_i : les coefficients réels du polynôme P(x,y), ils sont obtenus en minimisant la quantité

$$S = \sum_{k=0}^{k=n} (g(x_k, y_k) - P(x_k, y_k)) \quad (\text{II.2})$$

$g(x_k, y_k)$: Champ mesuré en un point

$$\text{Alors } \frac{\partial S}{\partial a} = 0 \quad (\text{II.3})$$

Nous avons calculé plusieurs régionales avec des degrés différents, plus le degré du polynôme est grand plus la régionale prend une forme qui s'approche au mieux de celle de l'anomalie de Bouguer.

La première résiduelle est obtenue par soustraction d'un polynôme d'ordre 1 (Fig.II.6)

$$p(x, y) = a + bx + cy \quad (\text{II.4})$$

Avec : $a = -8,521096$

$$b = -3,185421.10^{-5}$$

$$c = -1,163324.10^{-5}$$

Cette carte a été tracée avec une équidistance de courbe de niveau de 10 mgals, ses valeurs sont comprises entre -40 et +60 mgals, cette carte ressemble à celle de l'anomalie de Bouguer mais on constate quelques changements:

- l'apparition d'une anomalie négative à l'Ouest de la carte,
- l'ensemble négatif situé à l'extrême Est devient moins important,
- apparition des petites anomalies de faibles longueurs d'onde.

La régionale qui lui correspond est un plan incliné de direction NW-SE (Fig.II.7).

La deuxième carte résiduelle est obtenue par soustraction d'un polynôme d'ordre 2 (Fig.II.8)

$$p(x, y) = c_1 + c_2x + c_3y + c_4x^2 + c_5xy + c_6y^2 \quad (\text{II.5})$$

Avec : $c_1 = -7,07279.10^{+1}$

$$c_2 = 5,165716.10^{-5}$$

$$c_3 = -1,374035.10^{-5}$$

$$c_4 = -8,877401.10^{-11}$$

$$c_5 = -6,408590.10^{-12}$$

$$c_6 = 8,070143.10^{-12}$$

Cette carte représente des anomalies plus superficielles que la première résiduelle, elle a été tracée avec une équidistance de courbe de niveau de 10 mgal, elle montre essentiellement:

- l'ensemble d'anomalies négatives situé le long du méridien 2°Est devient plus large et l'ensemble négatif qui sépare les anomalies positives situées à l'Est de la carte devient important,
- l'apparition de quelques anomalies positives à l'extrême Est de la carte,
- l'ensemble d'anomalies négatives du Nord devient plus important,
- l'ensemble d'anomalies négatives situé à l'extrême Ouest de la carte devient plus important.

L'amplitude de ces anomalies est comprise entre -40 et +55 mgals, la régionale qui lui correspond est un paraboloïde avec un lobe situé sur la partie S-W (Fig.II.9).

La troisième carte résiduelle (Fig.II.10) est obtenue par soustraction d'un polynôme d'ordre 3, son amplitude varie de -35 et +55 mgals.

$$p(x, y) = c_1 + c_2x + c_3y + c_4x^2 + c_5xy + c_6y^2 + c_7x^3 + c_8x^2y + c_9xy^2 + c_{10}y^3 \quad (\text{II.6})$$

Avec:

$$c_1 = 7,086008.10^2$$

$$c_2 = 1,215684.10^{-4}$$

$$c_3 = -1,101413.10^{-4}$$

$$c_4 = -1,460981.10^{-10}$$

$$c_5 = -1,471033.10^{-11}$$

$$c_6 = 1,921116.10^{-10}$$

$$c_7 = -9,753265.10^{-17}$$

$$c_8 = 2,835751.10^{-16}$$

$$c_9 = -2,297558.10^{-16}$$

$$c_{10} = -6,596930.10^{-17}$$

Cette carte représente des anomalies beaucoup plus superficielles que les deux premières cartes, elle montre:

- le couloir positif qui sépare l'ensemble négatif du Nord de la carte devient plus important,
- l'ensemble d'anomalies négatives situé le long du méridien 2°Est devient très important,
- le couloir négatif qui sépare l'ensemble d'anomalies positives situé à l'Est de la carte devient important,
- on constate sur cette même carte, une séparation entre les anomalies positives situées au Sud de la carte.

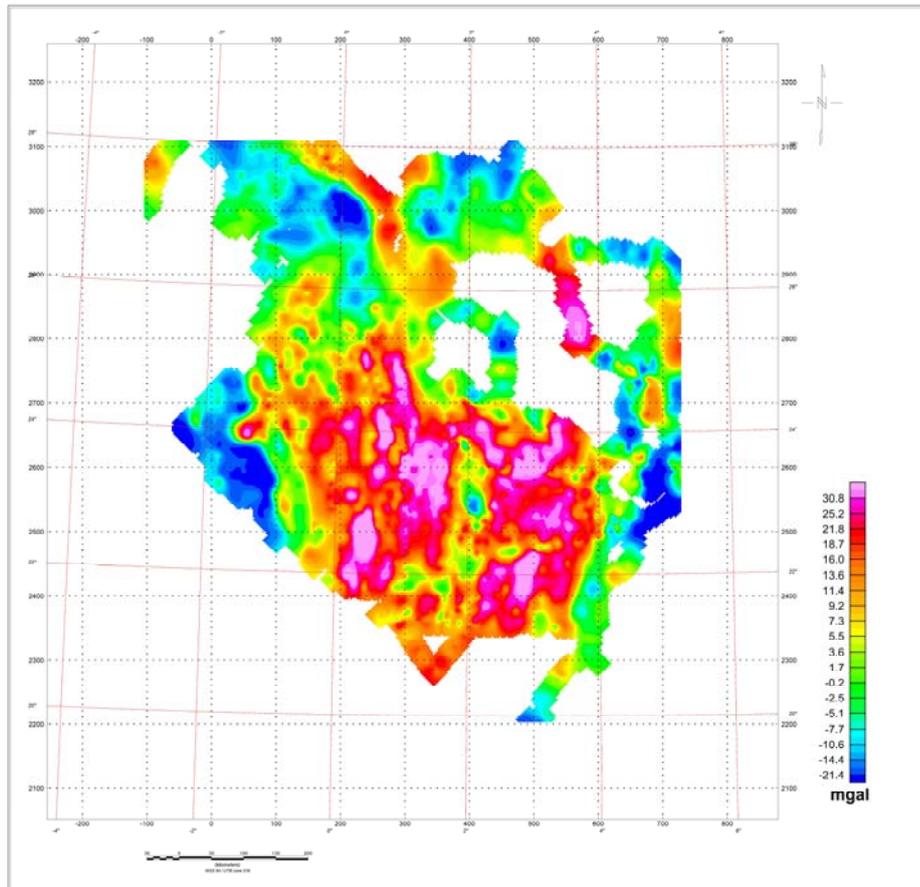


Fig.II.6. Carte de l'anomalie résiduelle d'ordre 1.

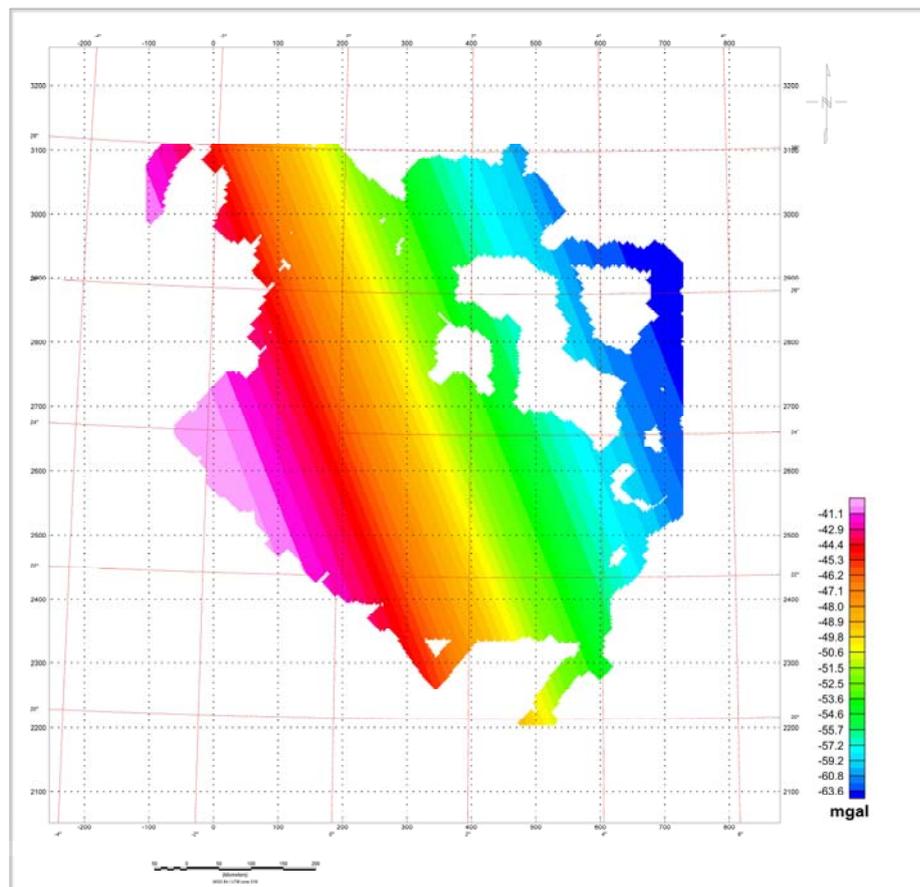


Fig.II.7. Carte de l'anomalie régionale d'ordre 1.

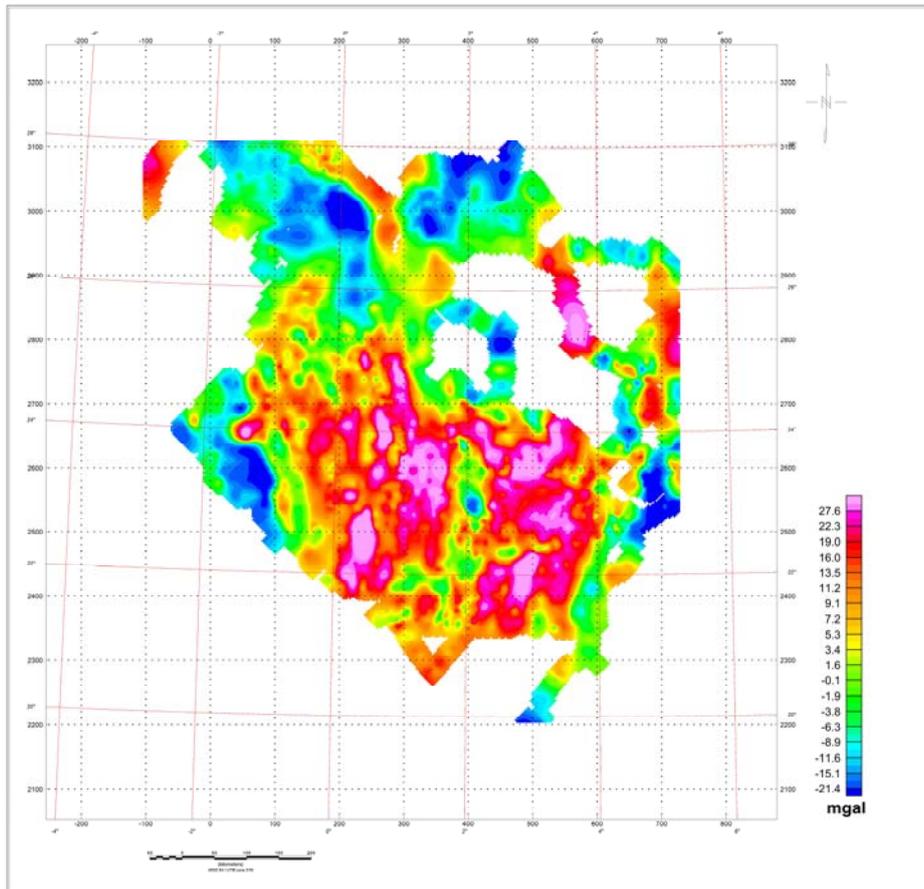


Fig.II.8. Carte de l'anomalie résiduelle d'ordre 2.

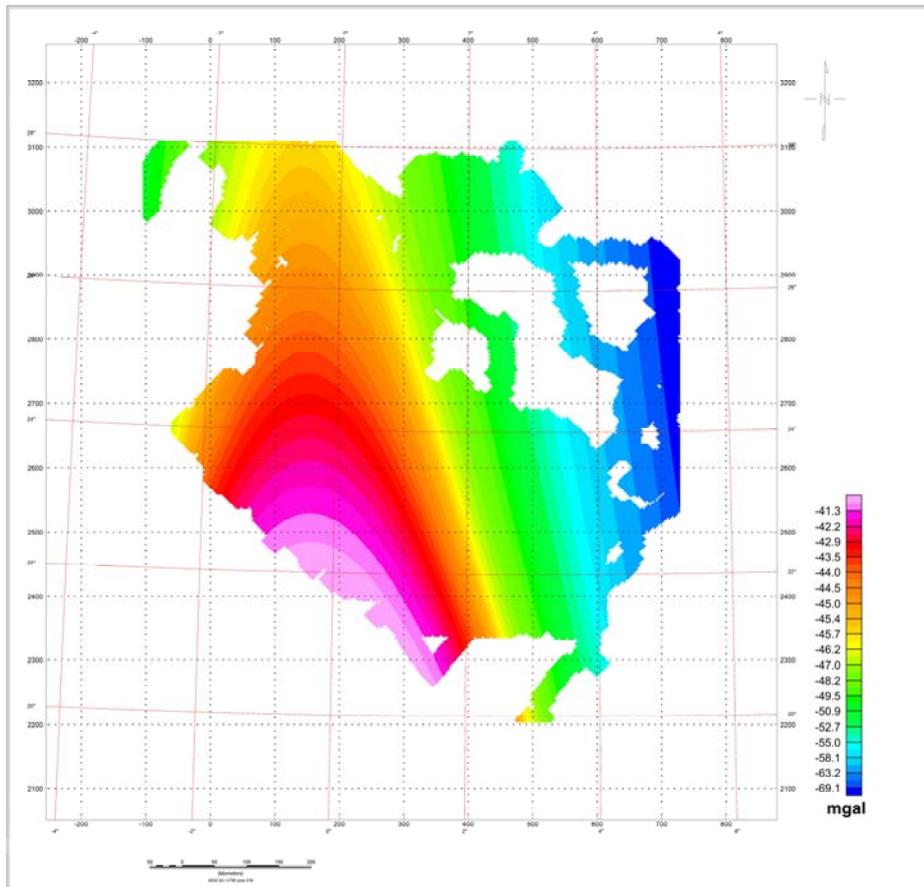


Fig.II.9. Carte de l'anomalie régionale d'ordre 2.

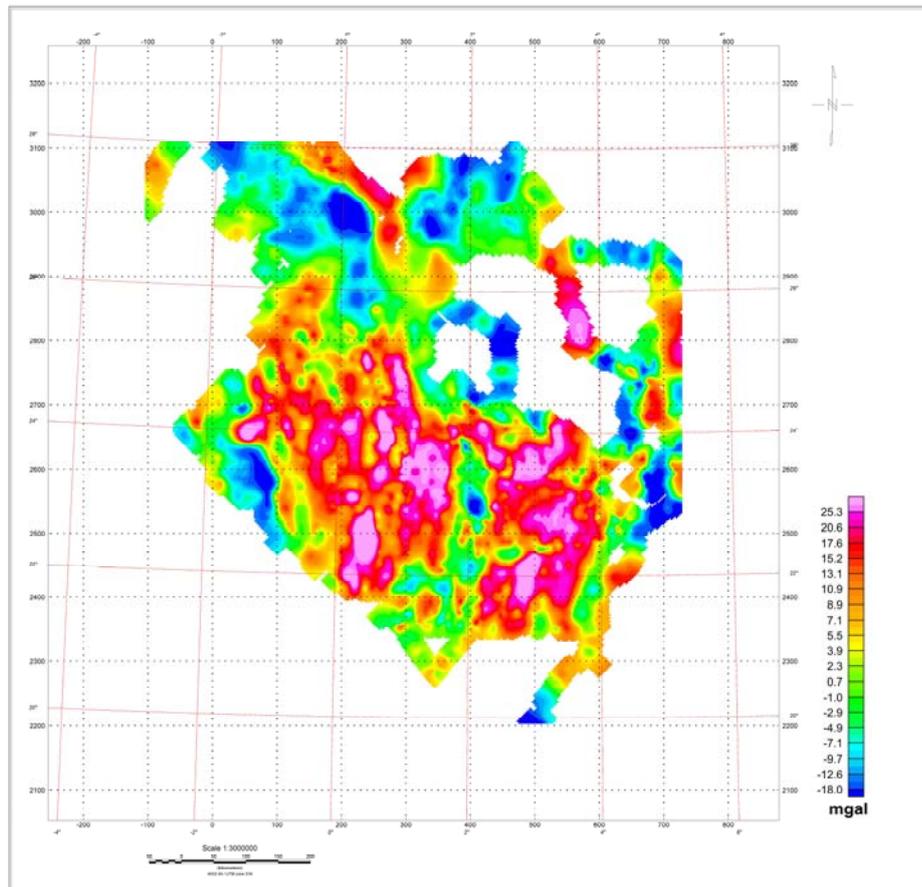


Fig.II.10. Carte de l'anomalie résiduelle d'ordre 3.

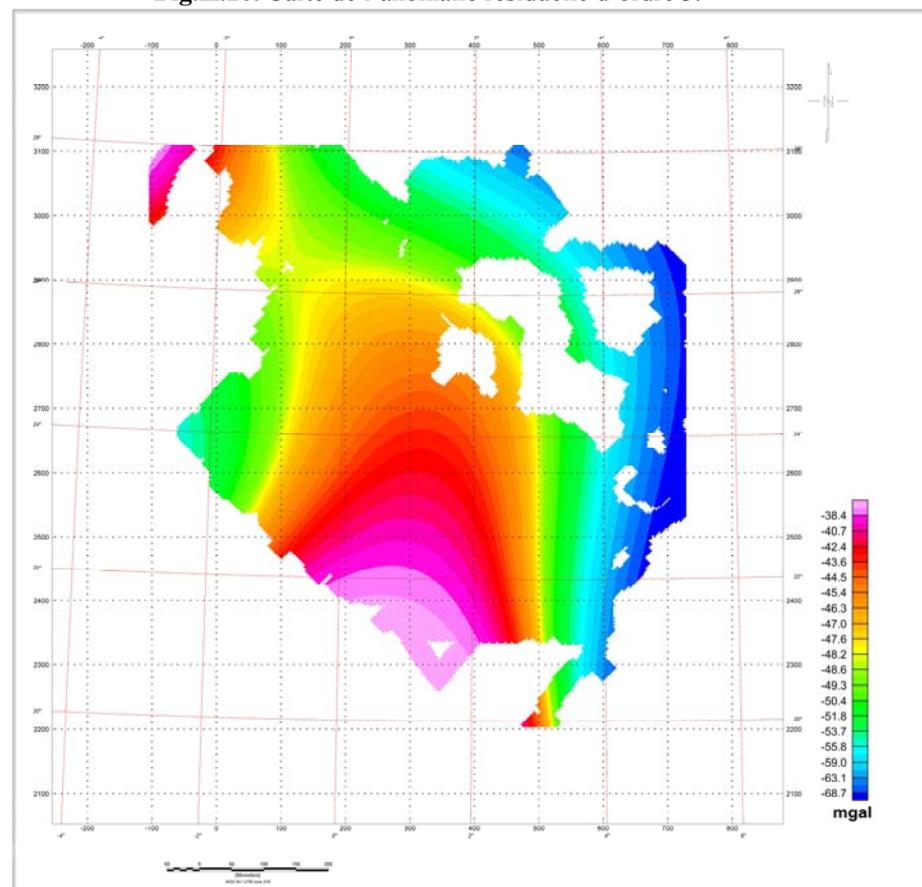


Fig.II.11. Carte de l'anomalie régionale d'ordre 3.

Les résiduelles à différents ordres caractérisent la distribution de la densité, dans le sous-sol, à des profondeurs différentes. La comparaison des ces trois cartes indique:

- l'Ouest de la carte est caractérisé par la présence d'anomalies négatives à de faibles profondeurs,
- l'anomalie positive située au Sud de la carte, est à une grande profondeur, en surface elle se limite à quelques sources isolées,
- l'extension de l'ensemble des anomalies négatives, situées le long du méridien 2°Est, augmente en surface,
- le couloir négatif, qui sépare les anomalies positives situées à l'Est de la carte, est large en surface,
- l'extrême Est de la carte, est caractérisé par l'apparition d'anomalies positives à de faibles profondeurs,
- les anomalies négatives situées au Nord de la carte, se trouvent en surface et en profondeur. Cet ensemble est séparé par un couloir positif, qui se trouve à de faibles profondeurs.

Vu le cadre régional de l'étude et, afin de filtrer les hautes fréquences (courtes longueurs d'onde), nous avons appliqué le prolongement vers le haut et ce, dans le but de s'éloigner des sources causatives et d'éliminer le bruit.

Pour une meilleure identification des sources génératrices des anomalies, nous avons appliqué à la carte prolongée à 2 km de l'anomalie de Bouguer, un traitement spécifique qui est la dérivée verticale.

La carte de la dérivée verticale (Fig.II.12), permet de mettre en évidence les accidents et les contacts anormaux. Nous observons sur cette carte, une série d'axes de direction essentiellement N-S, on peut les citer respectivement de l'Ouest à l'Est: ($x_1=-1.3^\circ\text{E}$, $x_2=-0.7^\circ\text{E}$, $x_3=0.8^\circ\text{E}$, $x_4=1^\circ\text{E}$, $x_5=2^\circ\text{E}$, $x_6=2.7^\circ\text{E}$, $x_7=3.8^\circ\text{E}$ et $x_8=4.3^\circ\text{E}$).

Nous constatons que la direction de ces gradients est quasiment N-S, sauf les extrémités longitudinales de la carte, où nous observons une incurvation vers l'Est, à l'extrême Est de la carte, et une incurvation vers l'Ouest, à l'extrême Ouest de la carte.

Le seul gradient E-W est situé à la latitude $y=22.3^\circ\text{N}$.

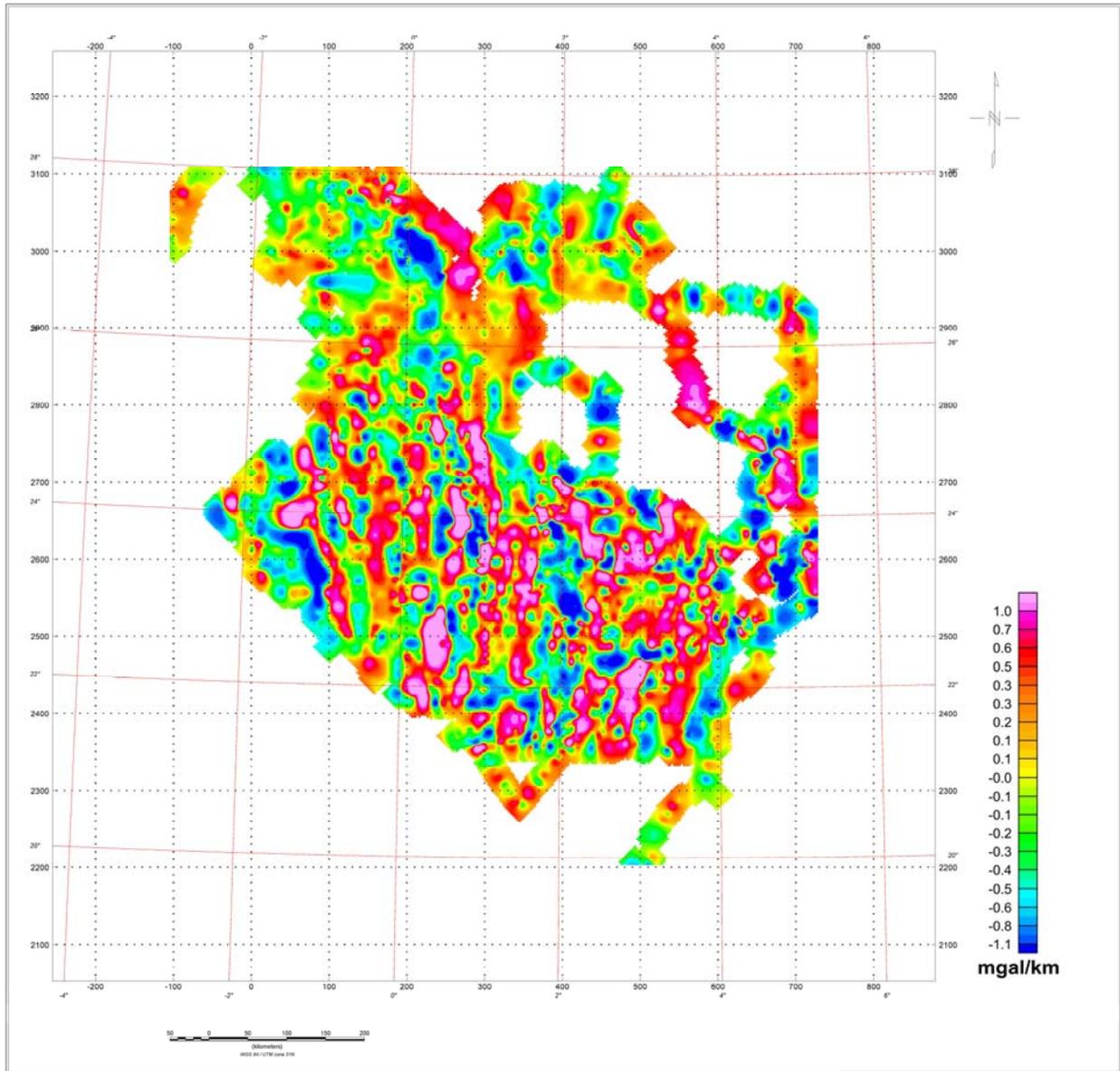


Fig.II.12. Carte de la dérivée verticale de la prolongée à 2 km.

La carte de la dérivée horizontale suivant Y (Fig.II.13), met en évidence les anomalies orientées dans la direction perpendiculaire. Dans ce cas nous remarquons que la plupart des anomalies sont de direction E-W. La tendance la plus importante est située à $y=22.3^{\circ}\text{N}$, d'orientation E-W.

La carte du gradient horizontal suivant X (Fig.II.14), met en évidence ou accentuent les anomalies orientées dans l'autre direction (Perpendiculaire). Elle montre essentiellement les (08) axes N-S, mis en évidence par la dérivée verticale de la prolongée à 2 km.

Prolonger les cartes vers le haut à différentes altitudes, permet de s'éloigner des sources génératrices de ces anomalies. Il permet donc d'estomper les anomalies d'origine superficielle et met ainsi, mieux en évidence, les sources profondes.

Les cartes prolongées à 0.5, 1, 2, 3, 5, 10, 20,30, 40, 50 et 100 km, respectivement, permettent d'estomper les courtes longueurs d'ondes. A partir de la prolongée à 10km (Fig. II.16), les hautes fréquences commencent à disparaître, pour obtenir une variation régulière à 20 km (Fig. II.17). A 50 km nous retrouvons une carte, qui ressemble à la régionale d'ordre 2 (Fig.18).

Carte des Axes gravimétriques

Nous résumons toutes ces observations par une carte interprétative des corps et des linéaments gravimétriques (Fig. II.20).

Le Sud de la carte, est caractérisé par la présence de corps lourds. Par contre le Nord et l'Est de la carte, sont représentés par des corps légers.

Cette carte des axes gravimétriques montre l'organisation des linéaments gravimétriques. Nous remarquons une série d'axes gravimétriques (huit), de direction essentiellement N-S. En plus de cette série d'axes, nous constatons la présence d'un autre axe perpendiculaire (E-W).

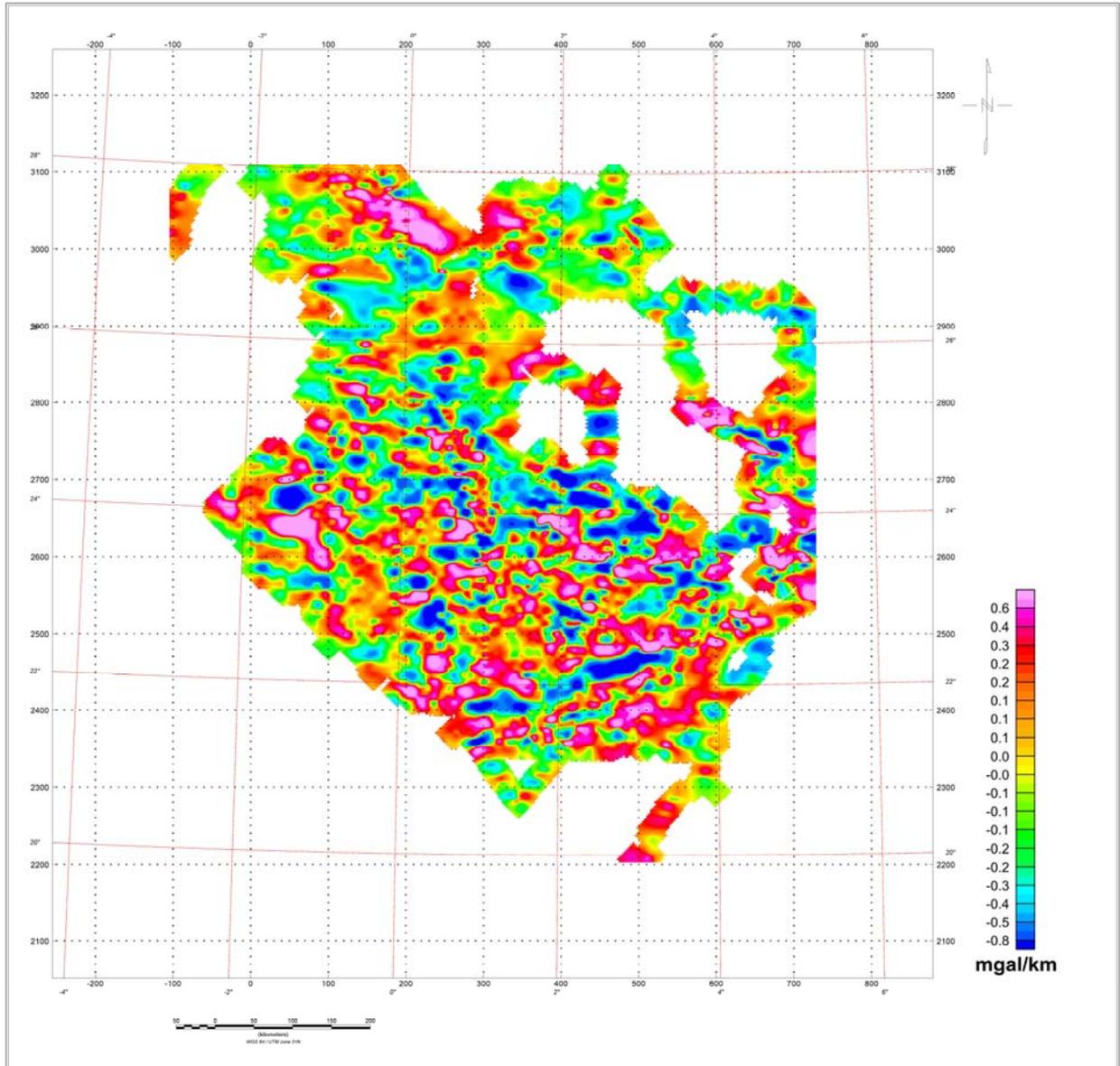


Fig.II.13. Carte de la dérivée horizontale suivant Y de la prolongée à 2 km.

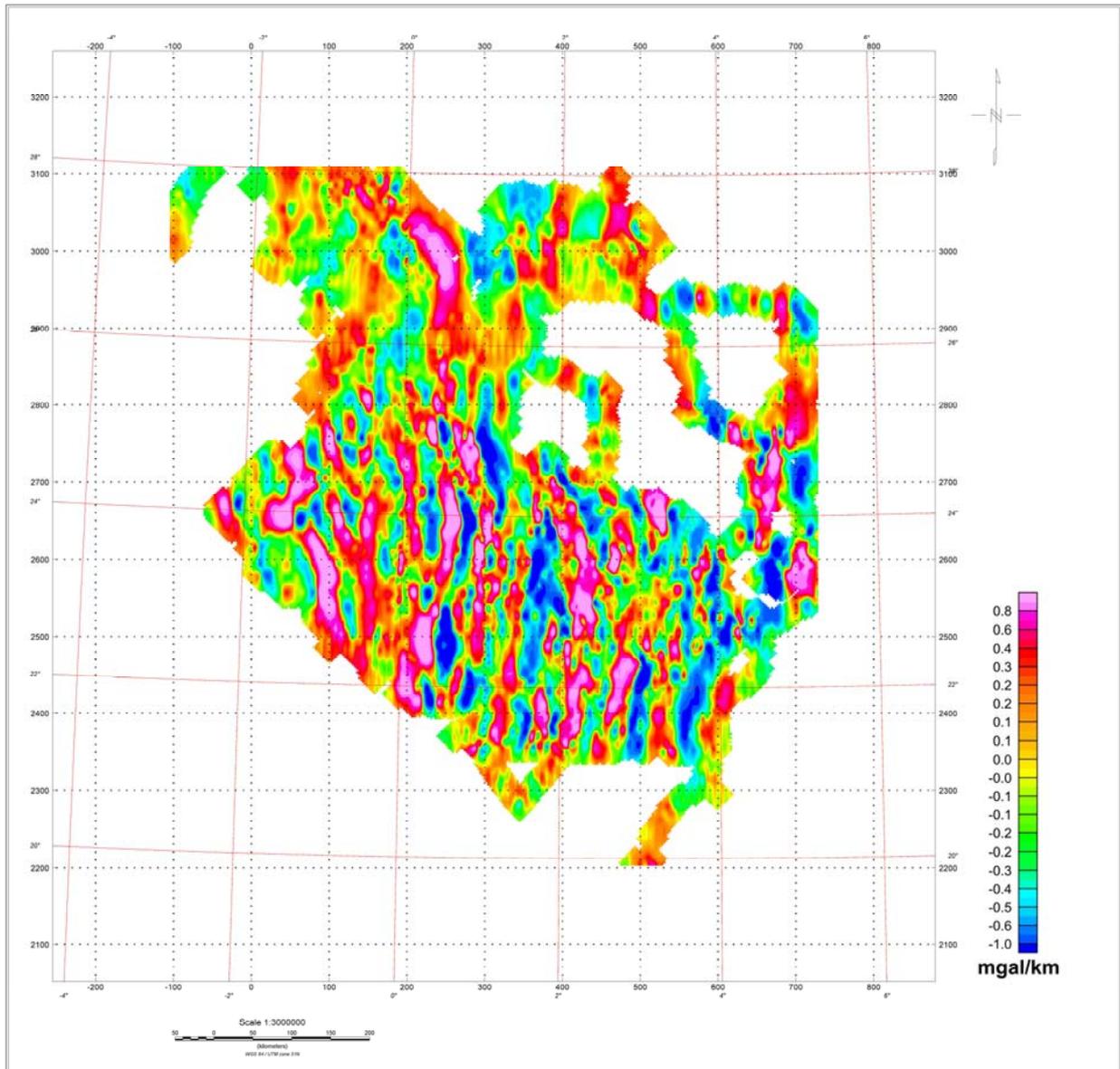


Fig.II.14. Carte de la dérivée horizontale suivant X de la prolongée à 2 km.

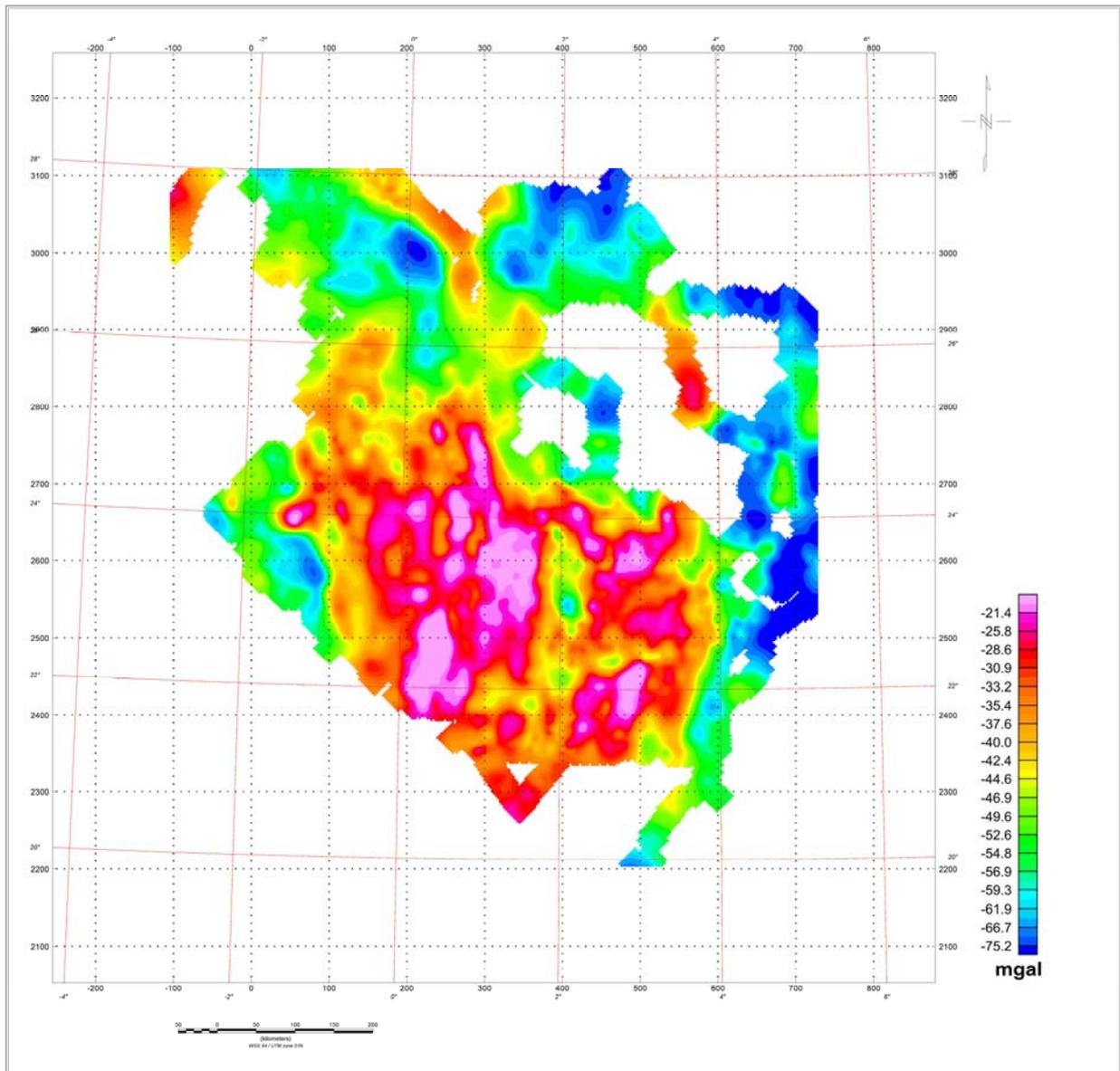


Fig.II.15. Carte de la prolongée à 2 km.

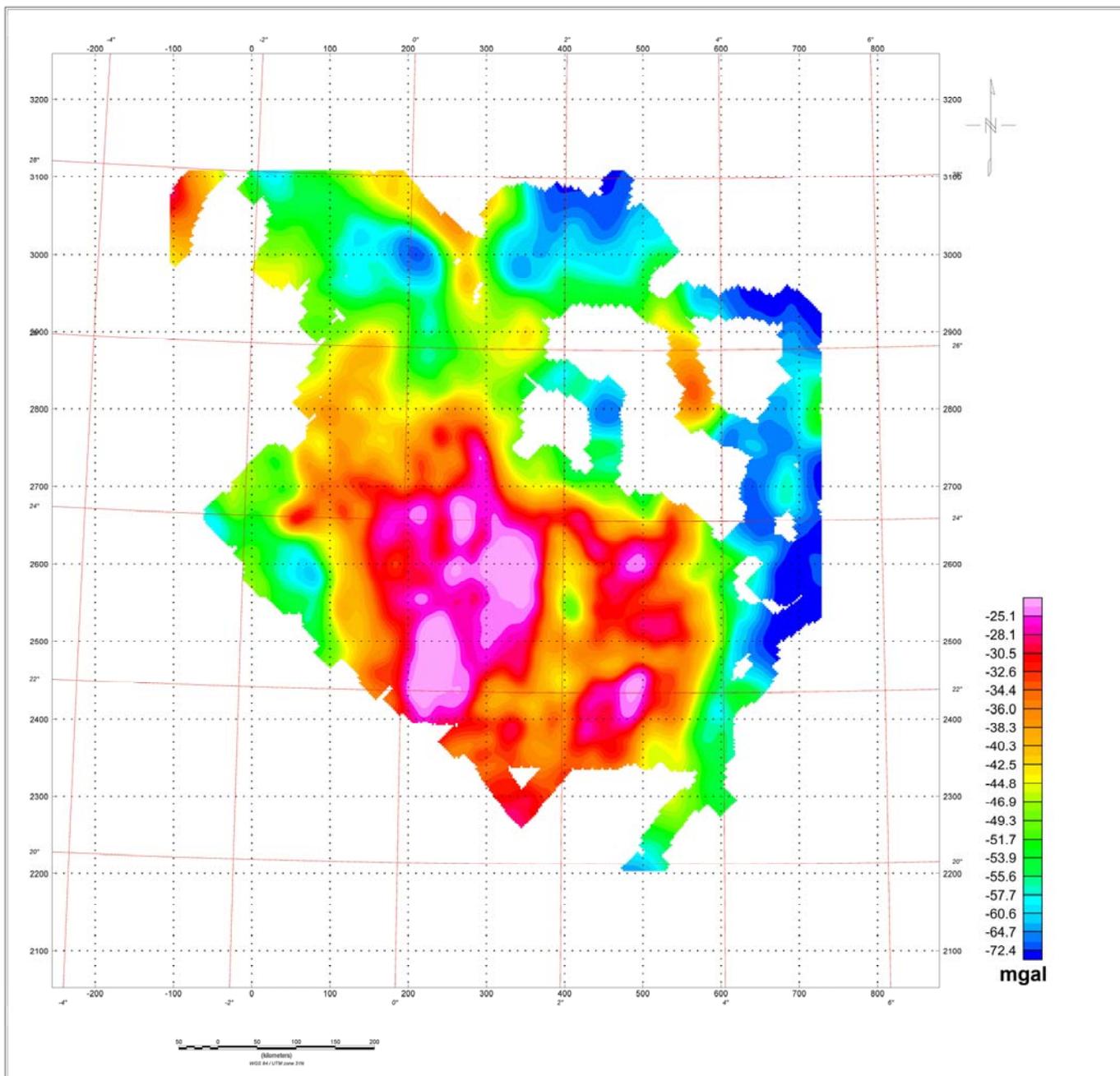


Fig.II.16. Carte de la prolongée à 10 km.

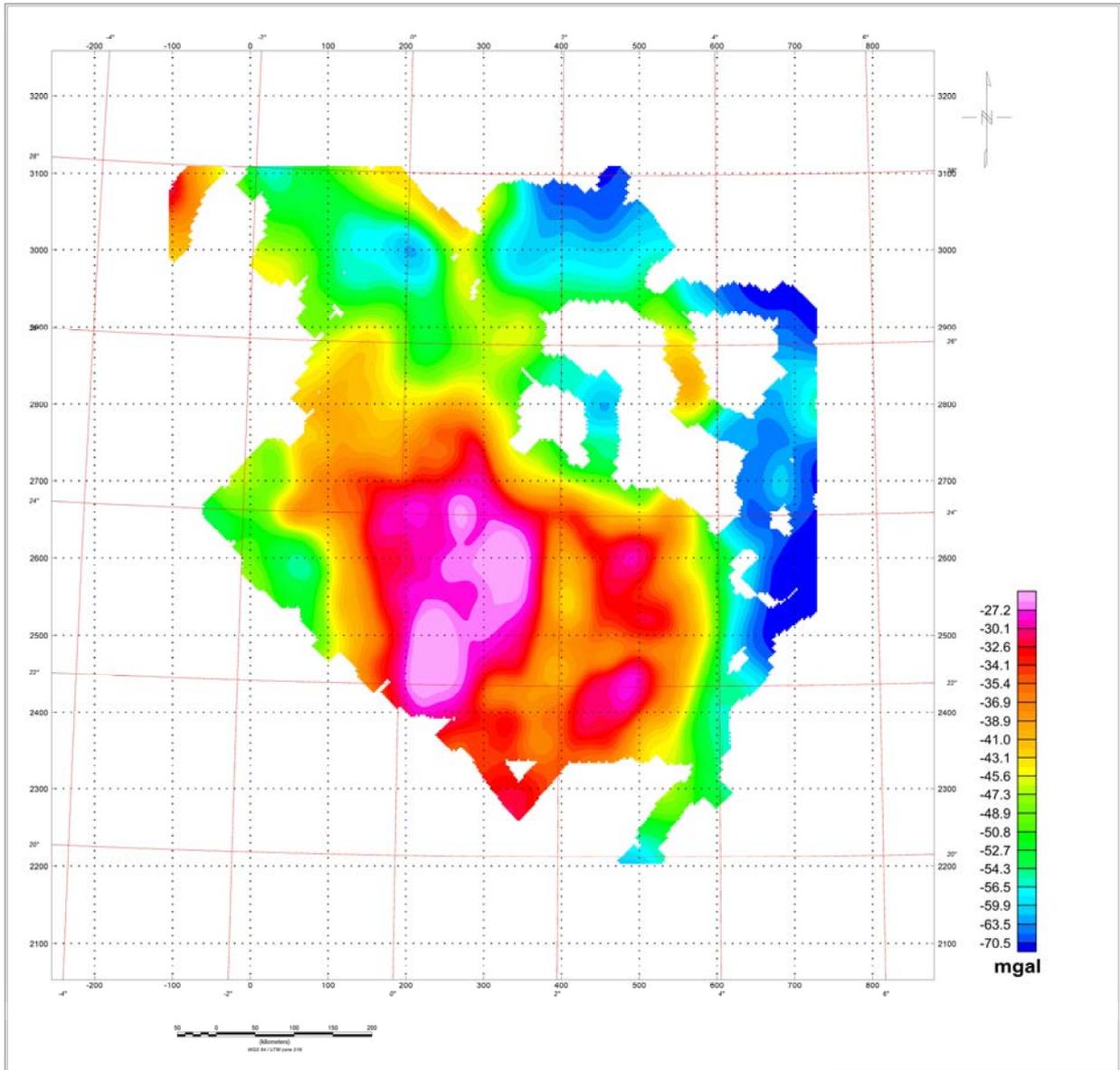


Fig.II.17. Carte de la prolongée à 20 km.

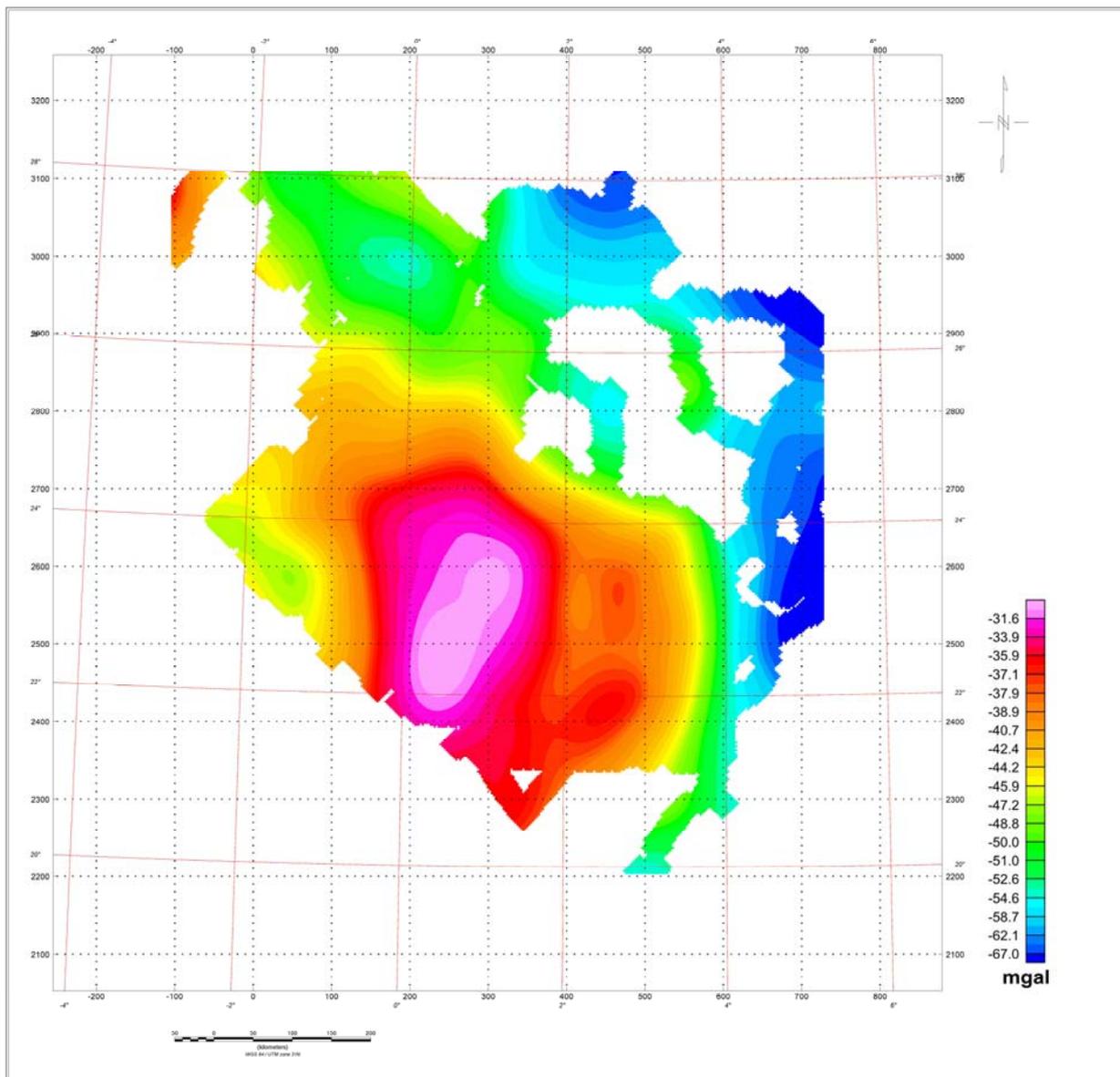


Fig.II.18. Carte de la prolongée à 50 km.

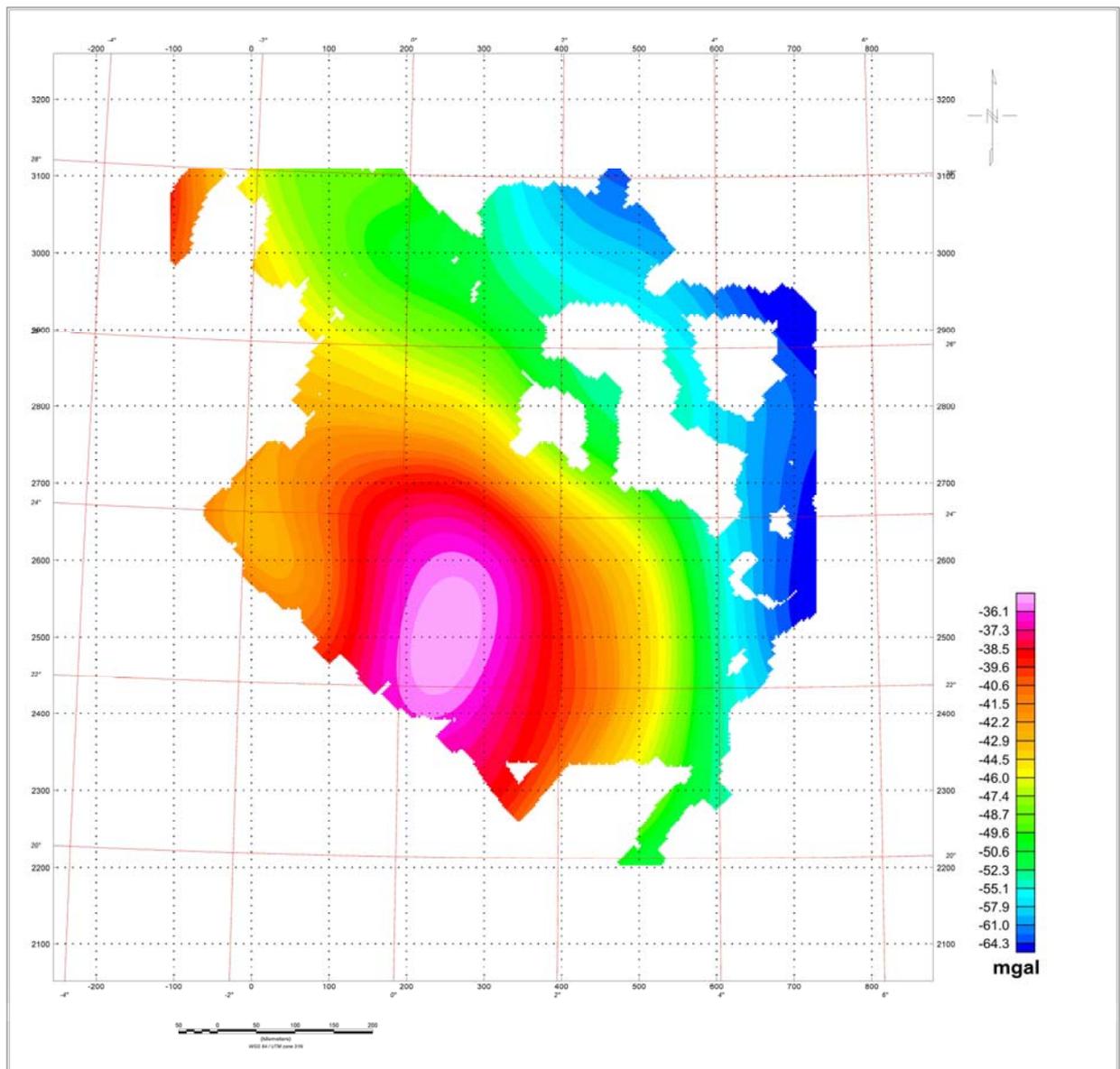
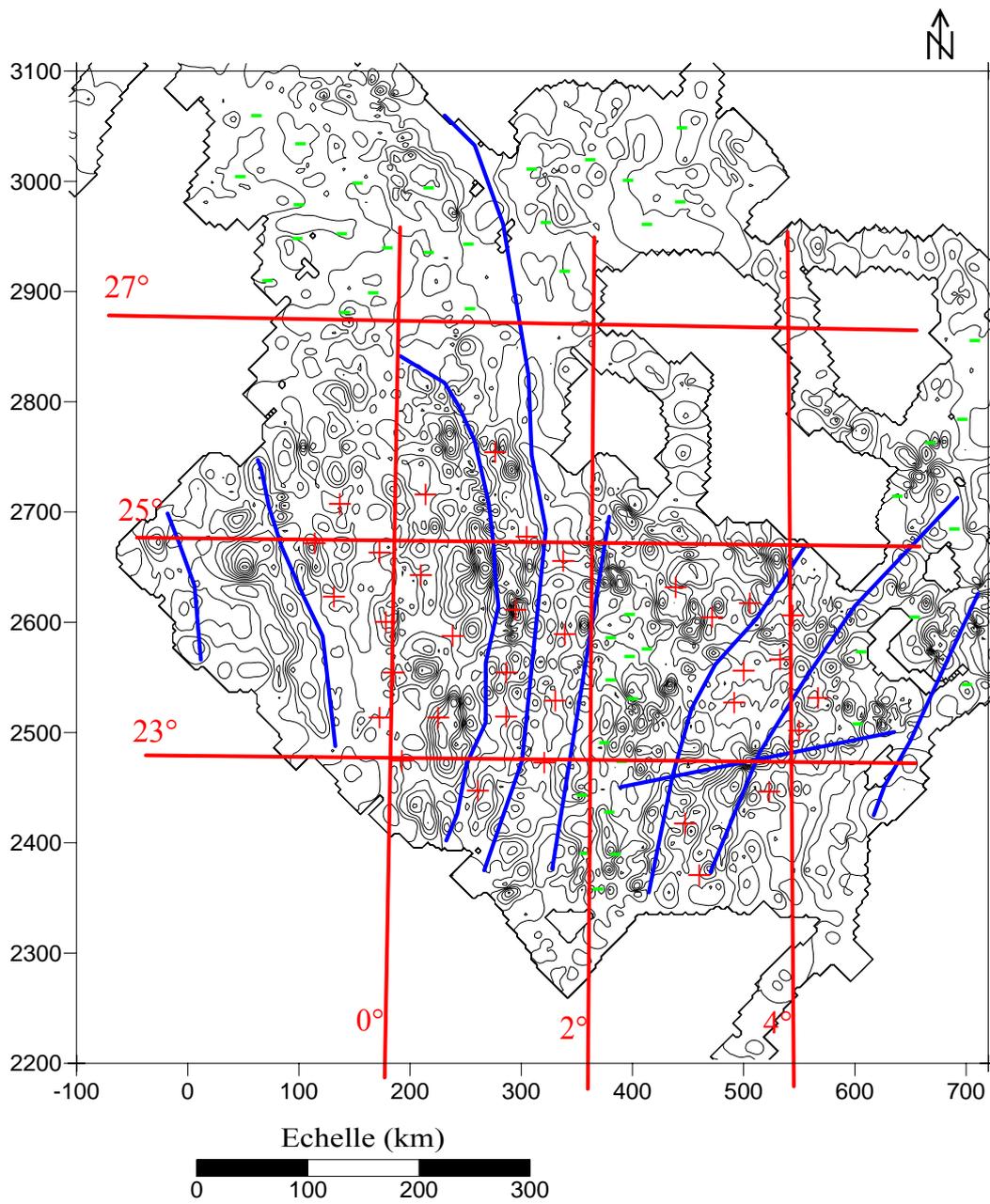


Fig.II.19. Carte de la prolongée à 100 km.



Légende

- Corps denses +
- Corps légers -
- Axe Gravimétrique —

Fig.II.20. Carte des axes gravimétriques.

B. Estimation des profondeurs

Spectre d'énergie

Cette méthode permet la représentation du champ gravifique dans le domaine fréquentiel grâce à l'analyse de Fourier.

Le spectre d'énergie décrit par (Spector et Grant, 1970), s'écrit conventionnellement comme étant le carré du module de la TF du champ gravifique. Les pentes du spectre d'énergie logarithmique sont proportionnelles à la profondeur des sources, en supposant que ces sources sont réparties statiquement au voisinage d'un niveau horizontal. Elle est applicable essentiellement pour l'estimation des profondeurs majeures d'un ensemble de sources.

Donc les anomalies dues aux sources superficielles et aux sources profondes peuvent être aisément séparées d'après leurs caractéristiques spectrales, les sources proches de la surface sont caractérisées par un contenu spectral formé des courtes longueurs d'ondes et les sources profondes sont caractérisées par des grandes longueurs d'ondes. Les maxima et les largeurs de l'amplitude spectrale sont en relation avec la profondeur et l'extension verticale du corps perturbateur.

Nous avons utilisé la courbe représentant l'énergie du signal en fonction de la fréquence après avoir calculé la moyenne statistique de la densité d'énergie spectrale des anomalies

Ainsi, la pseudo profondeur h du plan d'approximation est donnée par la relation

$$h = \Delta \log E / 4 * \pi * \Delta L \quad (\text{II.7})$$

ΔE est la variation du log de l'énergie dans l'intervalle de fréquence ΔL .

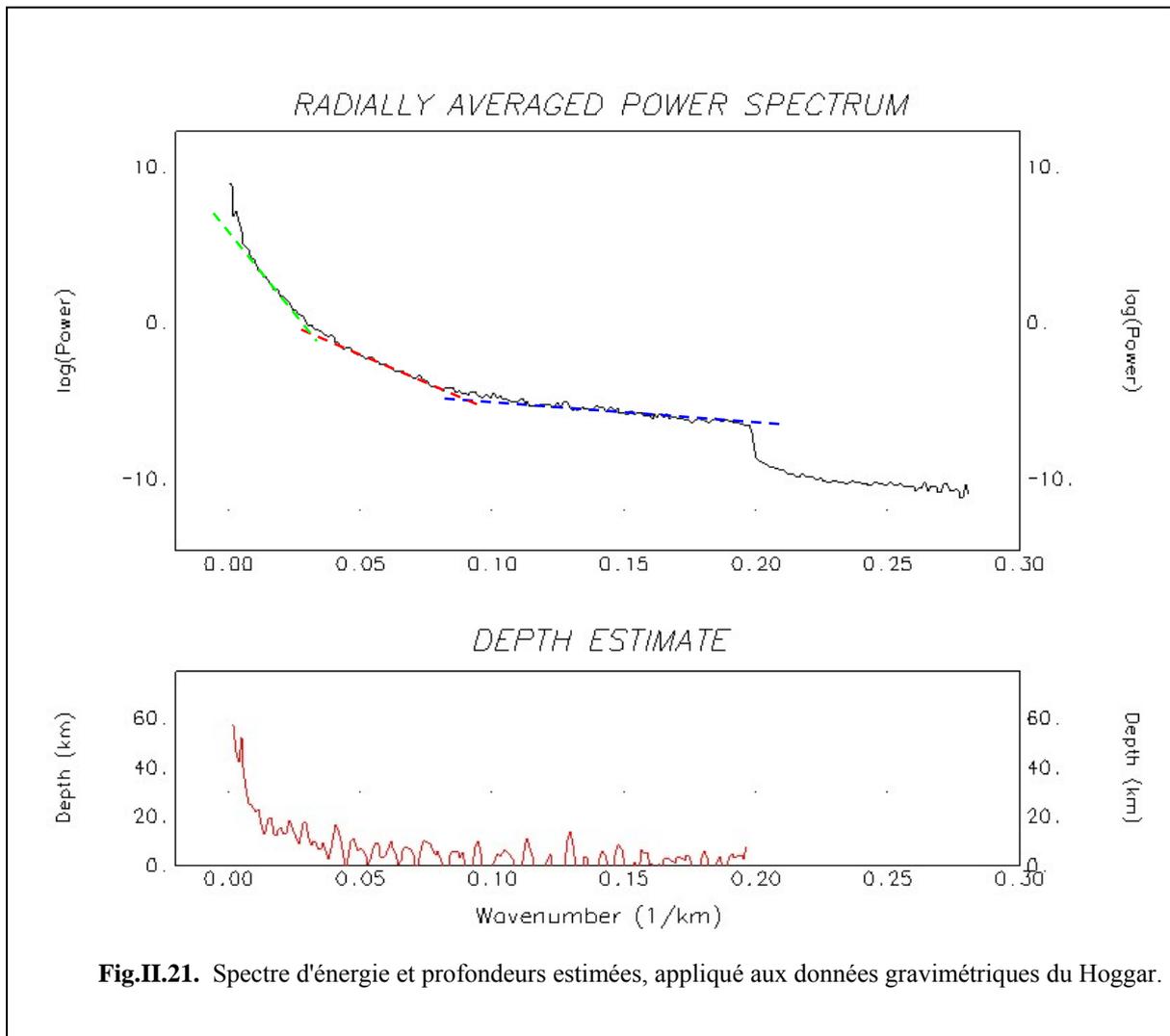


Fig.II.21. Spectre d'énergie et profondeurs estimées, appliqué aux données gravimétriques du Hoggar.

Nous remarquons l'existence de trois paquets d'énergies correspondant aux différentes longueurs d'ondes.

Le premier paquet d'énergie correspond à des grandes longueurs d'onde de l'ordre de 170 km, ayant une profondeur estimée à 13 km.

Le deuxième paquet d'énergie correspond à des longueurs d'onde intermédiaires de l'ordre de 70 km, de profondeur évaluée à 6 km.

Le troisième paquet d'énergie correspond à des courtes longueurs d'onde (7km) qui ont des profondeurs de l'ordre de 1 km.

C. Calage des données gravimétriques avec la géologie de la région

1. Aperçu géologique du Hoggar

Dans une ancienne conception, le Hoggar est considéré comme étant constitué principalement de trois blocs, différents du point de vue lithologique et structural, allongés N-S, séparés par deux accidents sub-méridiens : $4^{\circ}50'$ et $8^{\circ}30'$, qui sont le résultat des mouvements compressifs E-W durant le Panafricain (600 millions d'années) du Craton Saharien (appelé maintenant le Métacraton Saharien) à l'Est, et le Craton Ouest Africain stable depuis 2 milliards d'années. (Caby.2003)

Ces trois blocs sont: le Hoggar Occidental (Chaîne Pharusienne), le Hoggar Central Polycyclique et le Hoggar Oriental (Fig.II.22).

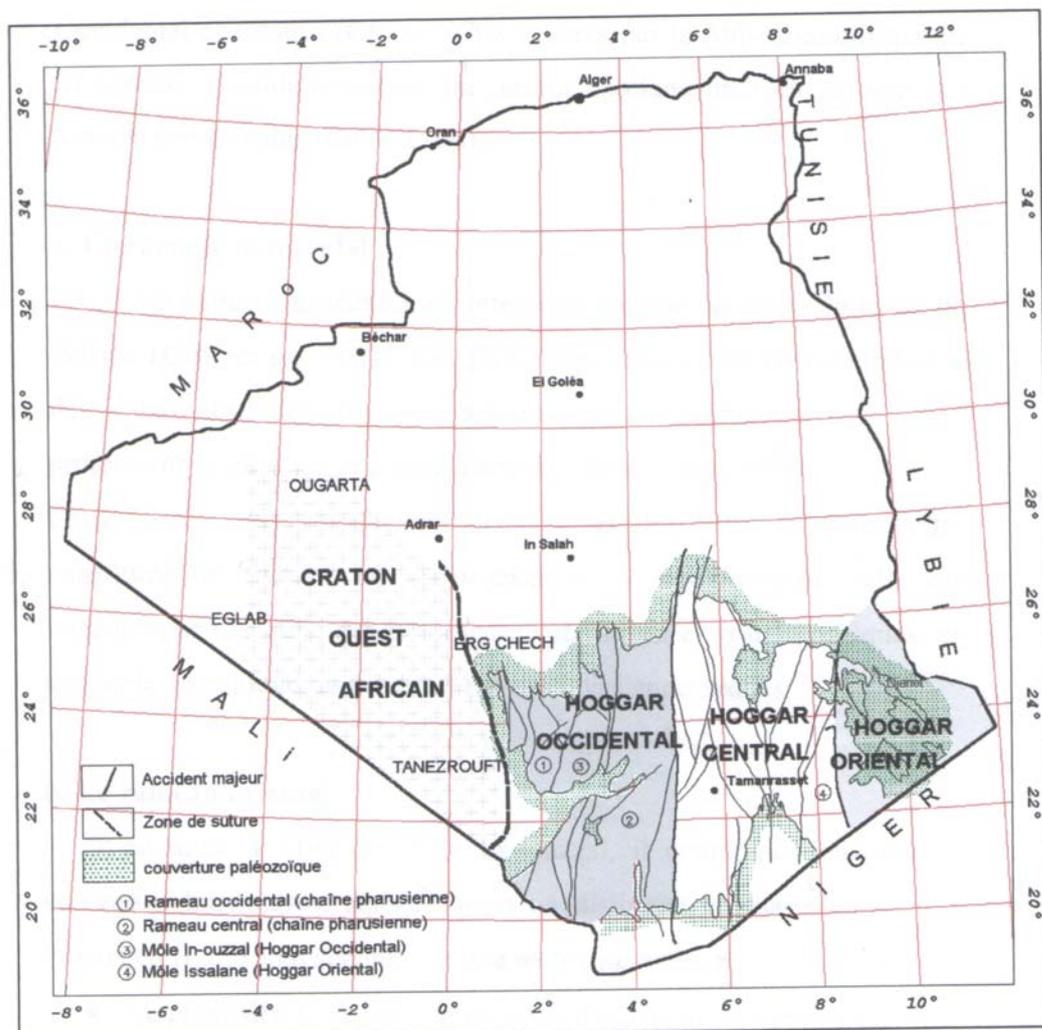


Fig.II. 22. Carte des principales subdivisions et des principaux domaines structuraux du Hoggar (d'après Caby et al, 1981)

a. Hoggar Occidental (Chaîne Pharusienne)

Il est limité à l'Est par le grand accident 4°50' et à l'Ouest par le Craton Ouest Africain. Il se subdivise en deux rameaux: occidental et oriental (Caby.1970), séparés par le môle granulitique de In-Ouzzal, considéré comme un terrain exotique archéen au sein des terrains panafricains. (Caby.1996)

Le rameau occidental

Les formations rencontrées dans cette région correspondent à des quartzites, des marbres associés à des orthogneiss du néo protérozoïque ainsi qu'une série à stromatolites. (Harouchi.2005)

Le rameau oriental

Il est situé à l'Est du môle In-ouzzal, il comprend deux branches volcano-sédimentaires, séparés par une nette discordance. Ces deux branches sont:

Pharusien I: il repose sur un socle d'âge éburnéen (2000Ma), il est constitué d'un matériel essentiellement métasédimentaire, recoupé par de nombreuses intrusions basiques, ultrabasiques et par des batholites calco-alcalins, constitués de termes dioritiques et granodioritiques datés à 860Ma et des granites potassiques. (Caby et al. 1981)

Pharusien II: il repose en discordance sur les batholites du Pharusien I. Cet ensemble est surmonté par un volcanisme calco-alcalin important. (Harouchi.2005)

b. Hoggar Central Polycyclique

Il est limité par deux gigantesques accidents; 4°50' à l'Est et 8°30' à l'Ouest. Il est caractérisé par une déformation intense sur une grande échelle produisant localement un métamorphisme à haute température. (Black et al. 1994).

Le Hoggar Central Polycyclique comporte quatre domaines:

- le domaine Tefedest-Atakor,
- le domaine Egéré-Aréfsa,
- le domaine Oumélalen-Temassint,
- le domaine d'Issalane.

c. Hoggar oriental

Il s'étend au-delà de l'accident 8°30 sur près de 250Km, il se segmente en deux domaines structuraux :

- La chaîne Tiririnienne,
- Le domaine de Tafassasset-Djanet à l'Est.

Un nouveau découpage structuro- tectonique du bouclier de Touareg résulte d'études récentes faites sur le massif de l'Air par Black et Al 1994, qui s'est étendu jusqu'à la chaîne panafricaine. D'après ce nouveau modèle le Hoggar est constitué d'un ensemble de terranes assez étroits (Fig.II.23), orientés Nord-Sud, dont les lithologies et l'histoire tectono-métamorphique sont très différentes. (Drareni. 2006)

2. Discussion des résultats gravimétriques

La configuration actuellement proposée pour le Hoggar est le découpage en plusieurs terranes. Cette représentation est donnée par la carte de Black et al 1994, et Liégeois et al 2003 (Fig.II.24).

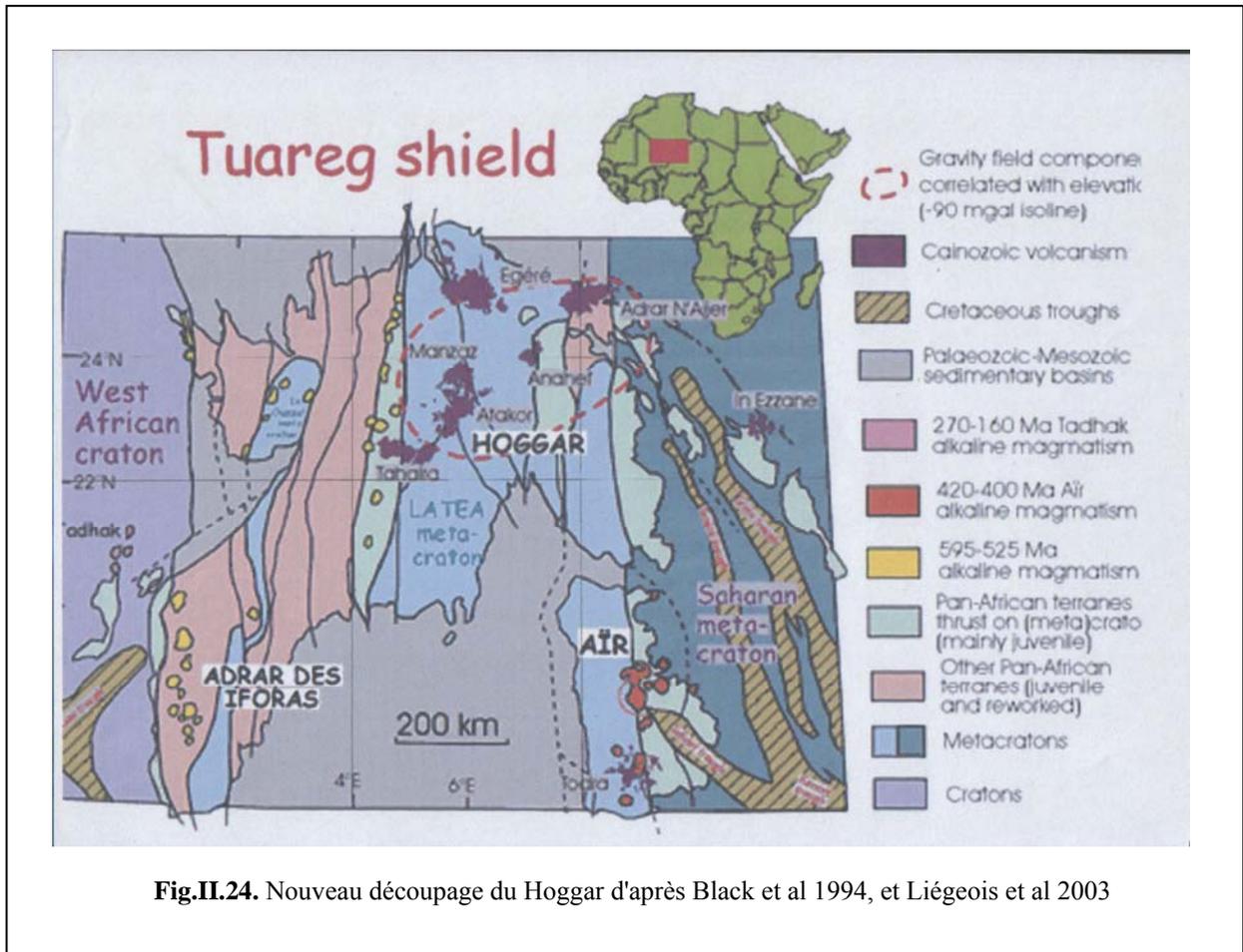


Fig.II.24. Nouveau découpage du Hoggar d'après Black et al 1994, et Liégeois et al 2003

Les différents filtres (cartes gravimétriques) vus dans la partie gravimétrique délimitent ces domaines géologiques par des signaux gravimétriques différents, et nous constatons clairement les limites de ces terranes.

Cette délimitation est donnée par:

- l'ensemble positif situé au Sud de la carte, correspondant à des roches denses dans la région d'Egatalis,
- l'ensemble positif de grandes longueurs d'ondes situé à l'Est du méridien 2°Est correspondant au môle In-ouzzal,

- l'ensemble négatif situé le long de méridien 2° Est, est lié géologiquement à une importante série quartzitique et des micaschistes pélitiques,
- le début de l'anomalie négative observé à l'extrême, correspond au début du Hoggar central et nous localisons bien l'accident 4°30',
- l'ensemble négatif situé au Nord de la carte correspond au bassin de l'Ahnet,
- le craton Ouest africain montre une bonne signature gravimétrique au Sud, mais dans la partie Nord nous ne voyons pas bien la continuité, dans ce cas nous proposons deux hypothèses: soit il continue dans sa direction N-S, avec le couloir positif qui coupe l'ensemble négatif du Nord. Soit il s'incline vers l'Ouest et délimite l'ensemble négatif situé au Nord avec l'ensemble positif du Sud de la carte.

Tous ces résultats sont représentés sur la carte qui délimite les domaines géologiques avec leurs signatures gravimétriques (Fig.II.25).

3. Conclusion

Dans cette partie, nous avons repris l'ensemble des données gravimétriques et topographiques disponibles sur cette région. Afin de pouvoir exploiter les données existantes, nous avons acquis de nouvelles données qui englobent les différentes campagnes et qui ont été rattachées à un réseau de bases moderne.

Les différents filtres gravimétriques établis mettent en évidence les principaux traits géologiques du Hoggar Occidental. Le domaine Craton Ouest Africain, est caractérisé par des anomalies positives qui, correspondent au socle Archéen. Toutes ces observations ont été résumées sur la carte des axes et linéaments gravimétriques (Fig.II.20).

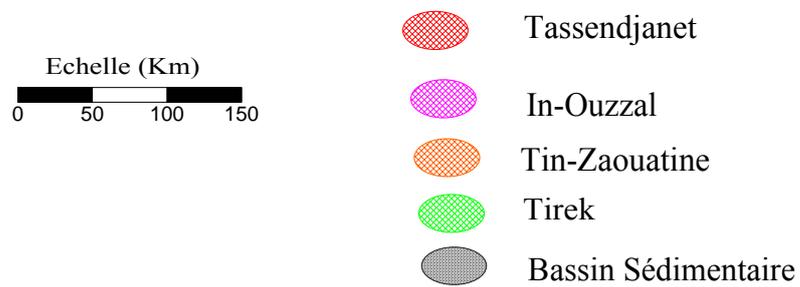
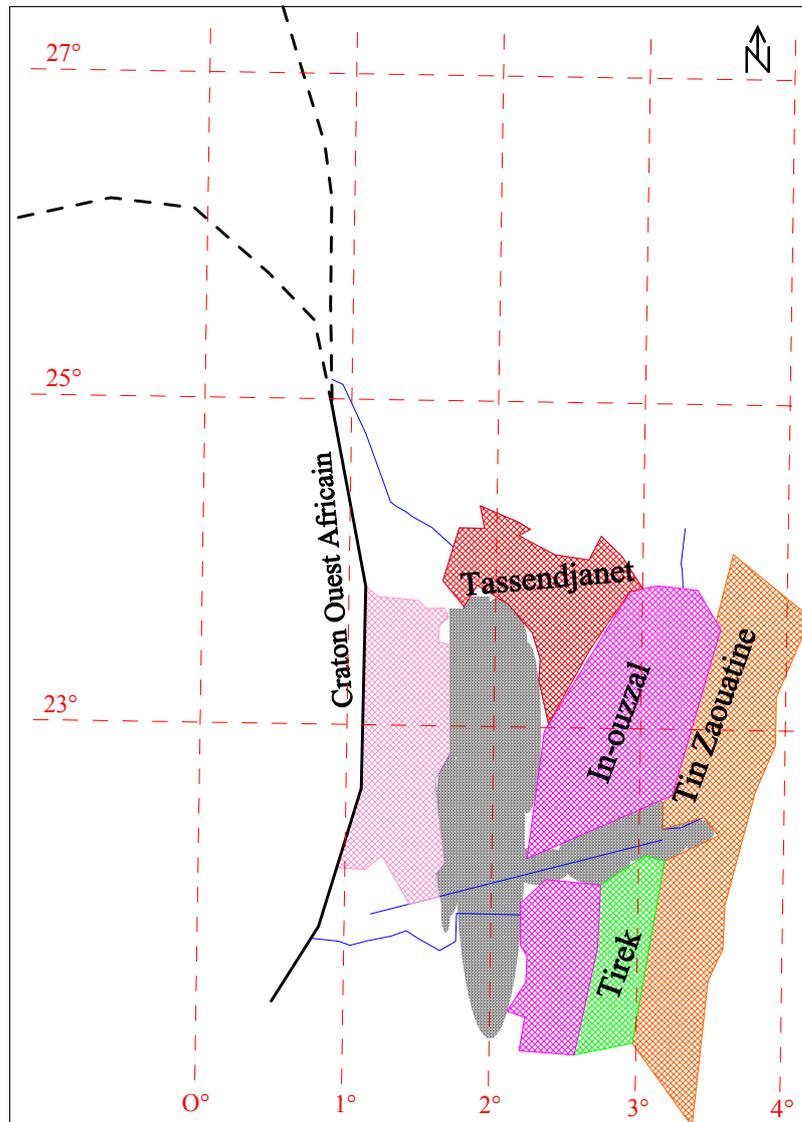


Fig.II.25. Signature gravimétriques des domaines géologiques.

Introduction générale

Chapitre I: Aperçu théorique sur la gravimétrie

Chapitre II: Compilation des données gravimétriques existantes

Chapitre III: Etude gravimétrique dans le môle In-Ouzzal

Chapitre IV: Localisation des sources à partir de la transformée en ondelettes

Conclusion générale

Bibliographie

1. APERÇU GEOLOGIQUE

Introduction:

Jusqu'à récemment, les plus anciennes roches identifiées à la surface du globe avaient un âge de 4.3 milliards d'années (Bowring et al. 1990), obtenu sur des zircons et des gneiss d'Acasta (Canada). Des âges de 4.4 milliards années viennent, cependant, d'être obtenus sur des zircons de Jack Hill en Australie (Wilde et al. 2001). Ces indices attestent de la présence de la croûte continentale dès cette période.

L'Archéen représente 15% des terrains précambriens préservés. L'Afrique avec l'Amérique du Nord, sont les continents où il est le mieux représenté (24% de la croûte archéenne mondialement exposée).

Les séries archéennes les plus anciennes au Hoggar se trouvent dans le terrane de l'In-ouzzal (Hoggar occidental) et les Gour Oumelalen (Nord du Hoggar).

Le terrane de l'In-ouzzal, malgré les très hautes températures atteintes (>1000°C) au Paléoproterozoïque (2000 millions d'années), conserve les caractéristiques des terrains archéens, avec les suites bimodales à granites de type TTG (Tonalite, Trondhémite, Granodiorite) et les ceintures vertes (Drareni. 2006).

A. Cadre géographique du terrane d'In-ouzzal

Le môle In-ouzzal (en berbère « endroit riche en fer ») est un bloc allongé, de direction N-S, de plus de 400 km de long. Large au Nord d'environ 80Km, à la hauteur du massif d'Inhihaou, il s'amincit au Sud dans la région d'Amesmessa, avec une largeur maximum de 20 km, jusqu'à disparaître au niveau de la frontière Algéro-malienne. Au Mali, il est relayé par l'Adrar des Iforas (Drareni. 2006).

Deux immenses plateaux : le plateau du Tanezrouft à l'Ouest et le plateau de Timissao à l'Est, encadrent le môle In Ouzzal. Il est surtout caractérisé par un relief plat, quelque fois perturbé, notamment dans sa partie septentrionale, par des massifs montagneux d'altitudes modestes (Ouzegane. 1987). Ces massifs sont concentrés au Nord où ils jalonnent les deux accidents qui limitent le môle (Fig.III.1).

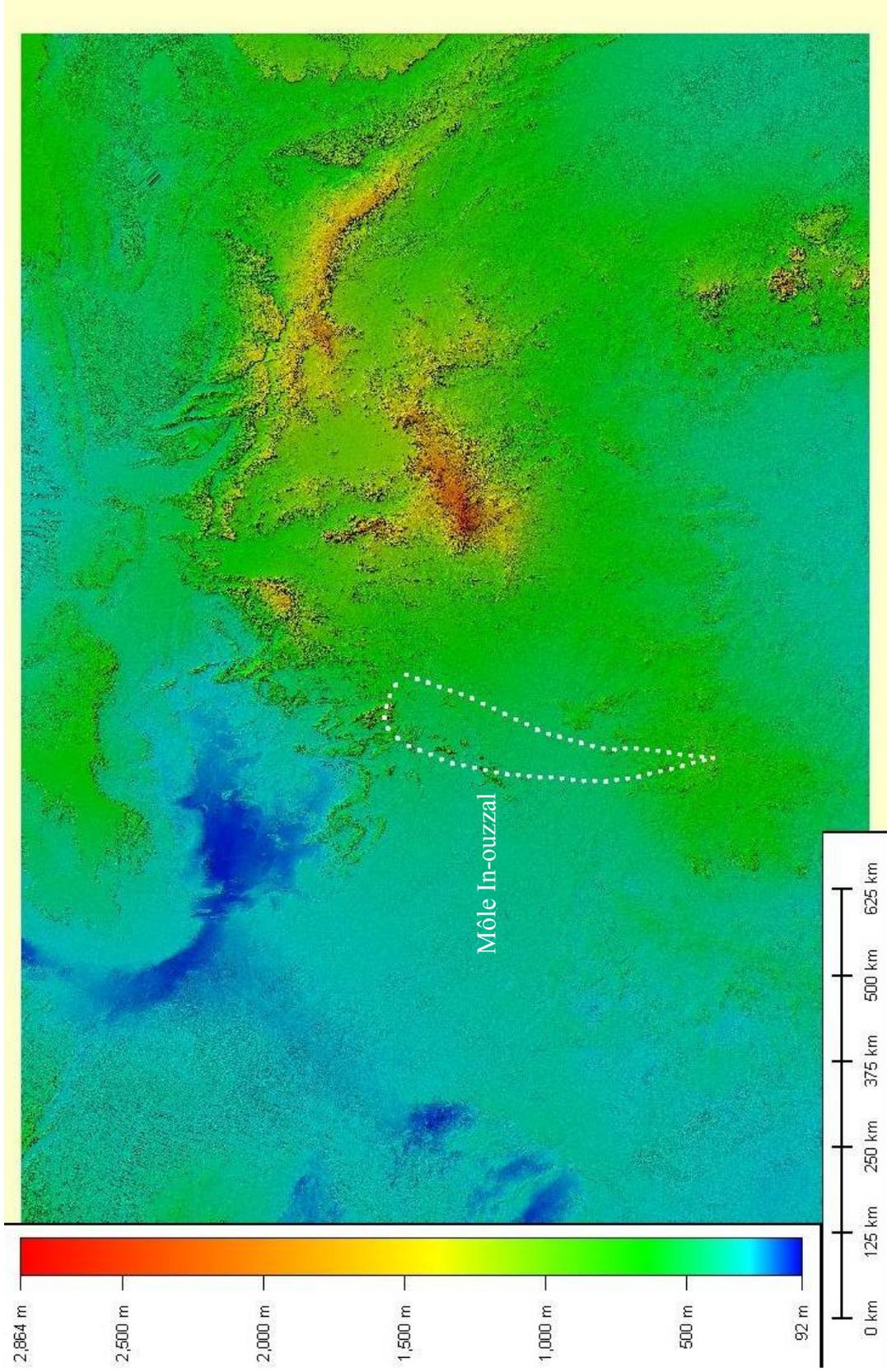


Fig.III.1. Délimitation du môle In-ouzzal (fond SRTM)

Le môle d'In-Ouzzal est traversé par de nombreux Oueds (secs tout le long de l'année), dont les plus importants sont au Nord l'Oued de Tirahart, l'Oued Relga, l'Oued Tin Tchik Tchik, l'Oued Ahendedar et l'Oued Tekhammalt.

Au Sud, nous distinguons l'Oued In-ouzzal, l'Oued Ilegh et l'Oued In Allarène. L'Oued Amded-Tekouiat-Tamanrasset qui prend ses sources dans les hauts sommets du Hoggar central, traverse le môle In-Ouzzal du NE au SW.

De nombreux cordons dunaires ceinturent le môle In-Ouzzal, suivant les directions E-W et NE-SW. Ce sont les dunes de Tarahart, au Nord, impressionnant cordon E-W, de près de 200 km, de long et de quelques dizaines, voire des centaines de mètres de hauteur (Haddoum. 1992).

La partie Sud du môle In-Ouzzal est moins riche en dunes. Ce sont surtout de petites dunes isolées, mais très pittoresques, comme celle d'Anou Guernene.

B. Cadre géologique et l'archéen de l'In-ouzzal:

Le terrane de l'In-Ouzzal est un segment de croûte archéen (3.3 - 2.5 milliards d'années), qui a subi un événement tectono-métamorphique d'une très grande amplitude à l'Eburnéen (2.0 milliards d'années), qui l'a complètement remobilisé (Haddoum et al. 1994, Ouzegane et Kienast. 1996, Peucat et al. 1996, Ouzegane et al. 2003). La grande majorité des formations aussi bien ortho que para-dérivées dont il est constitué, présente ainsi les caractères géochimiques des terrains archéens, mais les associations et les caractéristiques structurales ont été en majorité oblitérées au cours de l'Eburnéen, par un métamorphisme granulitique de très haute température, qui a dépassé les 1000°C (Ouzegane et al. 2003), avec des associations minérales particulières et caractéristiques, telles que saphirine + quartz, orthopyroxène + sillimanite, spinelle + quartz, corindon + quartz ou la présence d'osumulite (Drareni. 2006).

Les séries de l'In-Ouzzal sont caractérisées par des structures fermées, d'orientation NE-SW à ENE-WSW, correspondant à des dômes d'orthogneiss charnockitiques. La série supracrustale, composée de métasédiments et de roches basiques et ultrabasiqes, remplit d'anciens bassins, maintenant complètement dilacérés, situés entre ces dômes (Haddoum. 1992, Haddoum et al. 1994, Fettous. 2001).

Les charnockites:

Ce sont des orthogneiss, de couleur jaune orangé à quartz gris violacé, caractérisés par une fine foliation marquée par des minéraux ferromagnésiens.

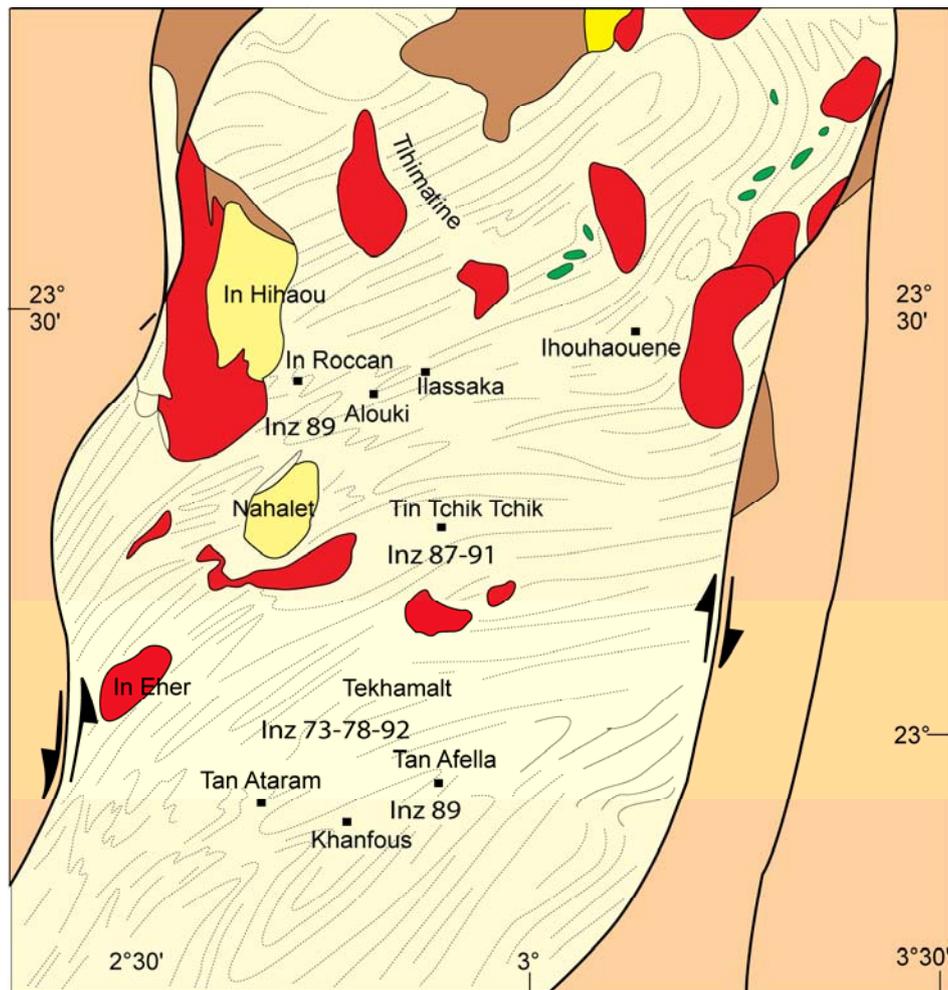
Les métasédiments:

Ils sont composés de marbres, de quartzites à magnétite et de granulites alumino-magnétisiennes.

L'ensemble charnockitique, couvre la majeure partie de la région, qui s'étend de l'oued Tin Tchik Tchik à Takhemalt. Nous trouvons aussi ces charnockites dans les régions de Roccan et Ihouhaouene. (Fig.III.2)

L'histoire archéenne de l'In-ouzzal a été essentiellement comprise par la géochimie et la géochronologie de ces formations charnockitiques à composition granitique. Ainsi, Peucat et al. (1996) reconnaissent, au sein des orthogneiss charnockitiques, les trois groupes suivants :

- Le premier groupe correspond à des orthogneiss de type Trondhjémite, Tonalite et Granodiorite (TTG) datés entre 3.20 et 2.70 milliards d'années,
- Le deuxième groupe correspond à des orthogneiss granitiques alcalins datés à 2.65 milliards d'années,
- Le troisième groupe correspond à une suite calco-alcaline composée de granodiorites et de monzogranites datée à 2.50 milliards d'années.



0 50Km

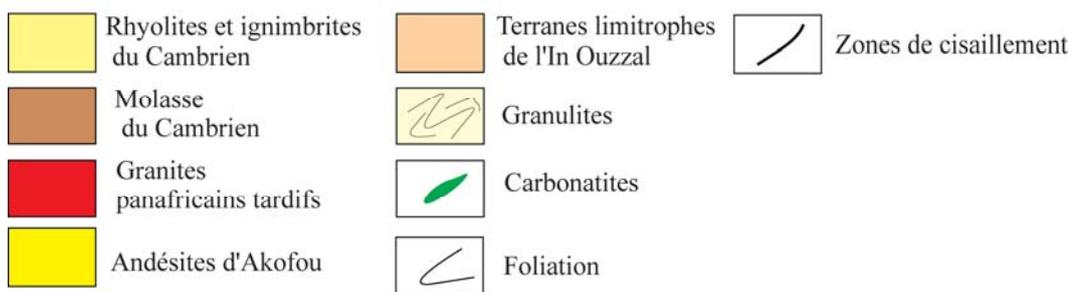


Figure.III.2: Carte du Nord du terrane de l'In ouzsal (d'après Caby.1996), montrant la localisation des régions et des orthogneiss archéens granitiques.

C. Tectonique:

Les premières observations sur la tectonique particulière du môle In-ouzzal, reviennent à Lelubre (1949). Il a décrit des plis qui n'avaient pas les mêmes directions que ceux des terrains adjacents. Ces observations ont été reprises plus tard (1952), dans un remarquable ouvrage sur la géologie du Hoggar.

Guiraud (1961), fait des observations très intéressantes et compare les plis, dans le môle In-Ouzzal et ceux du Suggarien mitoyen. Ces observations furent suivies plus tard par celles de Le Fur (1966) et celles de Caby (1970). Ce dernier, se basant sur l'examen photo-géologique et les quelques itinéraires effectués, souligne:

- ✓ Le caractère général des plis d'orientation NE et ENE, d'échelle plurikilométrique,
- ✓ La présence de structures en dômes qui caractérisent les granito-gneiss et les charnockites, alors que les paragneiss forment des pincées très étroites et complexes à plans axiaux verticaux et à plongements axiaux très variables, suggérant que ces structures ne représentent pas une seule et unique phase de déformations,
- ✓ La contemporanéité du faciès granulite et de ces plis,
- ✓ De nombreux minéraux montrent des traces de torsion et des fractures indiquant l'existence de déformations paracristallines.

Il ressort de cette brève synthèse des travaux sur la tectonique, effectués par Haddoum (1992), que les structures les plus évidentes dans le môle In-Ouzzal, sont les plissements.

Afin de mieux comprendre la géologie et les structures du môle In-Ouzzal, une étude gravimétrique a été réalisée dans la région.

2. PROSPECTION GRAVIMETRIQUE

A. Travaux de terrain

Les mesures relatives de gravité visent à déterminer les variations de g d'une station à une autre. La variation pour chaque station se mesure par rapport à une base de référence. Ces mesures sont réalisées à l'aide d'un gravimètre de SCINTREX modèle CG-3 (Fig.III.3).

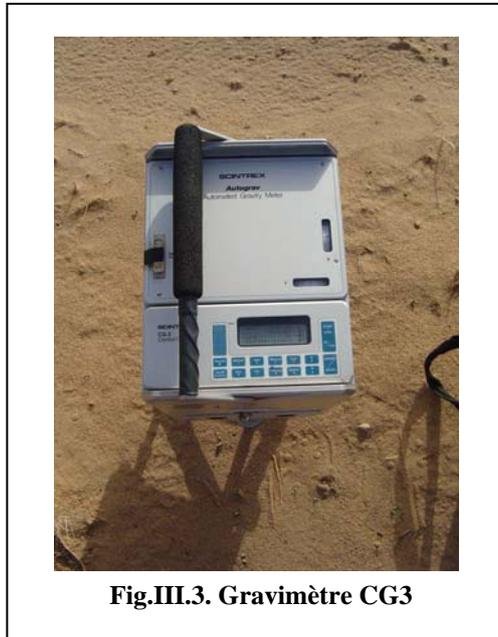


Fig.III.3. Gravimètre CG3

Notre étude consiste en l'acquisition de cinq profils. Un profil central de 120 km de longueur, et de quatre (04) profils latéraux de 20 km de long. L'espacement entre les profils est de 2 km et l'équidistance entre les stations est de 500 mètres.

B. Etalonnage

Le gravimètre a été étalonné une première fois le 19/02/2005, à partir de la base d'étalonnage gravimétrique absolue de Bouzaréah. Un deuxième étalonnage a été exécuté le 26/03/2005, sur cette même base, c'est l'étalonnage de fin de mission.

L'exécution des mesures d'étalonnage a suivi toujours le même protocole, à savoir l'occupation successive des trois bases, une première fois dans le sens horaire et une seconde fois dans le sens inverse : à savoir A-B-C-A-C-B-A. Ceci nous permet de déterminer six (06) deltaG. En chaque base, nous effectuons deux (02) séries de 60 itérations, si une série présente un écart supérieur à 10 microgals par rapport à l'autre, nous effectuons une troisième série de mesure. Nous déterminons les différents deltas G, en calculant par interpolation linéaire les lectures qu'on aurait pu avoir simultanément avec le même gravimètre à deux

bases gravimétriques différentes. Après avoir calculé la moyenne des deltas G, nous calculons l'écart de fermeture de la maille (composée de trois bases) et nous déterminons les nouveaux deltas G, par distribution de cet écart. Le coefficient de calibration K du gravimètre est calculé à partir du rapport entre les deltas G connus et les deltas G mesurés

$$K = \frac{dGa}{dGm} \quad (III.1)$$

L'écart quadratique a toujours été inférieur à 10 microgals.

Les coefficients de calibration déterminés lors de ces deux étalonnages sont :

K1 = 0,9990 et K2 = 0,9989

Nous remarquons, d'une part que cette constante est proche de 1, et d'autre part, ce coefficient n'a pas varié au cours des deux étalonnages.

C. Réseau de bases

Pour permettre de suivre l'évolution de la dérive du gravimètre et la qualité des mesures, il est nécessaire de remesurer une station connue en G, avec une périodicité inférieure à 4 ou 5 heures. Pour cela, il est impératif d'avoir aux alentours de la zone d'étude, des stations gravimétriques dont la valeur de G est connue avec une bonne précision, ou bien installer un nouveau réseau de bases. Ces dernières doivent être bien réparties dans la zone d'étude afin de pouvoir y revenir rapidement.

Dans le cas de notre étude, nous avons installé un réseau composé de deux bases.

- La première base a été installée près du campement, à 4km au Nord-Est de notre zone d'étude,
- La deuxième base a été créée au niveau de la zone d'étude, à l'extrême ouest vu la stabilité du sol dans cette partie.

Le réseau de bases localement réalisé a été rattaché au réseau de bases absolues Algériennes le 24/03/2005, à partir de la base absolue de Tamanrasset.

Le tableau ci-dessous résume l'ensemble des informations spécifiques des deux bases.

N° Station	Gravité (mgal)	Longitude (°)	Latitude (°)	Élévation (m)
11103	978680,10	2,7329	22,8550	506
11104	978681,83	2,5065	22,7930	465

Tableau III.1. Gravité et Positionnement des bases gravimétriques.

D. Acquisition des mesures gravimétriques

Le protocole de mesure est toujours le même. Nous commençons par une des deux bases de références définies précédemment, après nous prenons des mesures au niveau des différentes stations en utilisant le GPS de navigation pour le positionnement, et enfin, nous retournons à la même station de base de départ.

Nous avons tenu à veiller au bon déroulement de l'acquisition par le choix de l'environnement de la station, (loin de tout bruit ou perturbation, sur un sol dur, éviter au mieux la proximité des reliefs importants).



Après le nivellement de l'appareil par les niveaux galvanométriques et digitaux, les mesures sont faites automatiquement. Pour chaque mesure, un contrôle statistique est effectué, les valeurs jugées en dehors d'une certaine limite de sensibilité sont automatiquement éliminées. Les données numériques sont, alors stockées dans la mémoire du gravimètre.

Le fichier enregistré comprend pour chaque journée les informations suivantes :

- une tête sur laquelle sont données les informations spécifiques : les différentes constantes de calibration du gravimètre, les coordonnées géographiques moyennes de la région d'étude, la date, les mesures de série du gravimètre, de l'opérateur ainsi que de la compagnie,
- le numéro de station,
- la mesure relative gravimétrique,

- la déviation standard de la mesure,
- les valeurs du contrôle de l'horizontalité ("tilts" X et Y) liées au nivellement,
- le coefficient de température (interne du gravimètre),
- la valeur de la correction luni-solaire,
- la durée de la mesure,
- le nombre de valeurs rejetées (valeurs jugées en dehors d'une certaine limite de sensibilité),
- l'heure locale d'enregistrement de la mesure.

Un exemple de fichier est donné ci-après :

```

-----
SCINTREX V 5.2   AUTOGRAV / FieldMode   R5.35
                  Ser No: 4491.
Line:  0. Grid:  1. Job: 11. Date: 05/03/11 Operator:  1.

GREF.:           0. mGals      Tilt x sensit.:   266.3
GCAL.1:         6174.397      Tilt y sensit.:   258.4
GCAL.2:           0.         DegLatitude:   22.79
TEMPCO.:        -0.117 mGal/mK  DegLongitude:   -5.53
Drift const.:    0.905        GMT Difference:   -1 hr
Drift Correction Start Time: 14:51:39  Cal. after x samples: 12
                  Date: 04/04/26   On-Line Tilt Corrected = "*"
-----
Station Grav.  SD.  Tilt x  Tilt y  Temp.  E.T.C.  Dur #Rej  Time
11103. 4019.545 0.014  2.   0.  0.11 -0.097  30  3 07:19:51
11103. 4019.555 0.016  2.   3.  0.11 -0.097  30  0 07:21:40
11103. 4019.550 0.030 -3.  -2.  0.11 -0.097  30  1 07:22:33
11103. 4019.570 0.012 -1.  -2.  0.25  0.152  30  0 13:39:57
11103. 4019.570 0.012 -2.  -3.  0.26  0.152  30  0 13:40:43
11103. 4019.575 0.023 -4.  -4.  0.20 -0.084  30  0 19:00:49
11103. 4019.585 0.021 -7.  -2.  0.20 -0.084  30  0 19:01:35
11103. 4019.570 0.022 -7.  -1.  0.19 -0.084  30  0 19:02:41
11200. 4020.660 0.024  1.  -4.  0.12 -0.095  30  0 08:27:50
11200. 4020.660 0.041 -0.  -6.  0.13 -0.095  30  0 08:28:37
11201. 4020.025 0.065 -3.  -2.  0.10 -0.093  30  0 08:34:52
11201. 4020.030 0.035  2.  -1.  0.10 -0.093  30  0 08:35:42
11202. 4019.645 0.024  5.   3.  0.07 -0.091  30  0 08:41:12
11202. 4019.655 0.030  3.   4.  0.08 -0.090  30  0 08:42:07
11202. 4019.645 0.025  0.   0.  0.08 -0.090  30  0 08:43:04
11203. 4019.205 0.023  1.   0.  0.08 -0.088  30  0 08:48:10
11203. 4019.210 0.024  2.   0.  0.09 -0.087  30  1 08:48:58
11204. 4018.275 0.065  1.  -2.  0.09 -0.085  30  0 08:53:41
11204. 4018.280 0.063 11.   0.  0.09 -0.085  30  0 08:54:28
11205. 4018.265 0.059 -0.   2.  0.09 -0.082  30  0 09:00:06
11205. 4018.275 0.046  0.   1.  0.10 -0.081  30  3 09:00:53
11205. 4018.265 0.037  1.   1.  0.10 -0.081  30  0 09:01:55

```

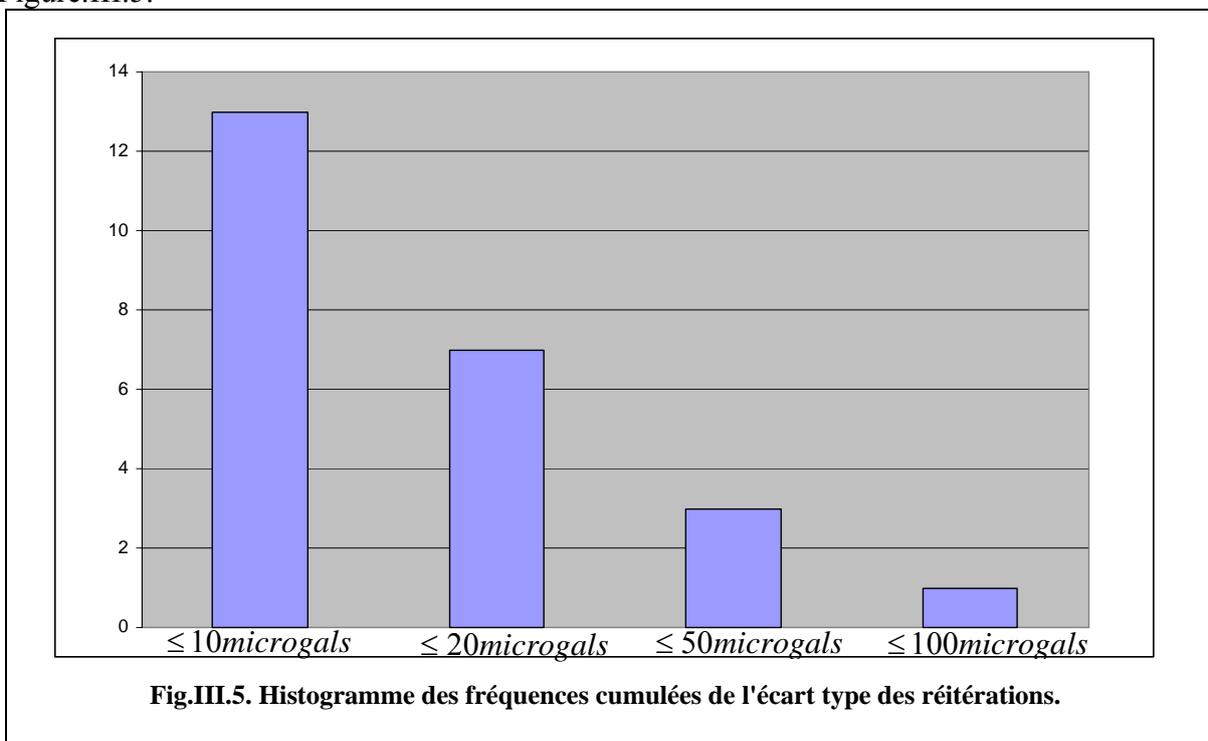
La numérotation de chaque station est composée de deux parties. Si on prend à titre d'exemple la station 11203, nous pouvons lire 11 qui est l'indicatif de la wilaya de Tamanrasset et le 203 est le numéro d'ordre de la station.

Au cours de cette campagne, nous avons réalisé cinq profils de mesures. Un profil central qui s'étend sur 120 km et qui est orienté Est-Ouest. Quatre profils latéraux d'extension 20 km, d'espacement inter profil de 02 km et d'équidistance inter-stations de 500 mètres. Le nombre de mesures acquises lors de cette campagne est de 243 points.

E. Précision et répétition

Le premier contrôle de la précision des mesures est lié à la répétitivité des valeurs lors de l'acquisition. Pour cela, l'opérateur réalise en une seule station deux séries de mesures de 30 secondes, avec l'écart entre les mesures ne dépassant pas les 10 microgals. Cependant, si celui-ci est supérieur ou égal à cette valeur, l'opérateur effectue une troisième, ou même plusieurs autres mesures. Un autre contrôle de la qualité des mesures est donné par la dérive instrumentale journalière. Enfin le dernier contrôle est lié aux répétitions des mesures. Celles-ci, qui ne doivent pas être inférieure à 10%, ne sont exécutées que le lendemain des mesures.

Dans cette étude nous avons repris les mesures de la gravité de (24) stations. Un histogramme des fréquences cumulées de l'écart type des répétitions est donné sur la Figure.III.5.



Vu la stabilité du gravimètre durant toute cette campagne de mesure et la différence entre deux mesures dans le même endroit, avec un décalage temporel de l'ordre de 24 heures, nous pouvons dire que la valeur de la pesanteur est déterminée avec une précision inférieure à 50 microgals.

F. Acquisition topographique

La détermination des coordonnées (longitude, latitude et altitude) des stations est extrêmement importante en gravimétrie. En plus du rôle de positionnement, ces coordonnées sont nécessaires pour les corrections gravimétriques. Ces corrections sont surtout sensible à la variation de l'altitude. Ainsi, une erreur importante dans la mesure des élévations introduit une erreur dans la valeur corrigée de la gravité qui peut être de l'ordre de l'amplitude des anomalies recherchées.

Les méthodes de positionnement classique (théodolite et niveau) sont inadéquates pour la configuration des stations de cette campagne (étendu importante de la région d'étude), nous avons alors utilisé le GPS (Global Positioning System) (Fig.III.6).

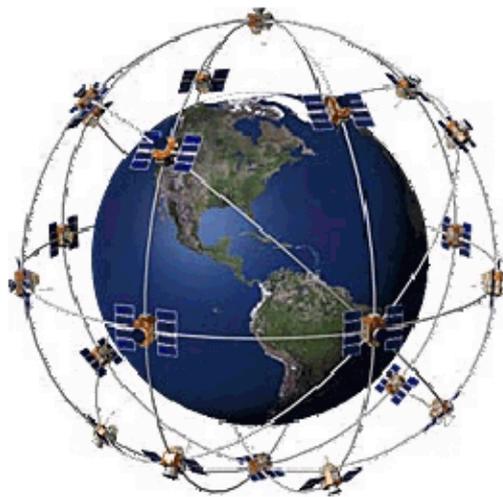


Fig.III.6. Positionnement des satellites autour de la terre.

Le GPS est un système de localisation par satellite, mis en place par le département américain de la défense, dans les années (70). Il permet de déterminer les coordonnées géographiques d'un point, situé n'importe où et à n'importe quel moment.

Les coordonnées d'un point sont obtenues en mesurant, à l'aide des signaux radar, sa distance par rapport à un certain nombre de satellites et en appliquant le principe de triangulation. Le système est composé d'une constellation de satellites suffisamment nombreux (24 satellites orbitant à 20000 km d'altitude, repartis sur 06 plans orbitaux). Au moins quatre satellites sont nécessaires pour établir les coordonnées d'un point.

Pour des raisons de sécurité, le département américain de la défense a jusqu'à maintenant brouillé les signaux des satellites. Du fait de ce brouillage, la position d'un point déterminé à l'aide d'un appareil de terrain "GPS de navigation" ne pouvait être connue qu'à 10 m près.

Pour minimiser cette erreur dans le cas de la composante verticale (altitude), nous avons utilisé les modèles numériques de terrains internationaux de type SRTM et les images satellitaires.

SRTM (Shuttle Radar Topographique Mission)

Le SRTM avait pour but de cartographier la terre en trois dimensions en neuf jours. Il utilise des radars à ouverture synthétique, SIR et SAR, en bandes C et X pour couvrir 80% de la surface du globe (123 millions de Km²) avec pour particularité d'inclure 95% de surface habitée (de 60°N à 54°S).

Trois types de fréquences furent utilisés. Pour les archéologues, 1,25 Ghz (étude en profondeur de plusieurs mètres), puis 3,75 Ghz pour la texture du terrain et en fin 5 Ghz pour le relief.

Le principe de mesure consiste à envoyer deux signaux dont les sources sont décalées, et d'analyser les échos. Le décalage donne l'altitude, l'analyse du décalage entre deux signaux par interférométrie permettra d'obtenir une précision de 3 à 6m en altitude pour une résolution au sol de 90m.

Notre région d'étude est caractérisée par un relief calme, la détermination des altitudes à partir de la carte topographique au 1/200 000 montre que la précision est de l'ordre de 1 mètre.

Cette campagne gravimétrique a permis la réalisation de 243 nouvelles stations gravimétriques, d'une précision inférieure à 50 microgals. L'utilisation des modèles numériques du type SRTM et les cartes topographiques au 1/200000 a permis l'estimation des altitudes avec une précision de 1 m.

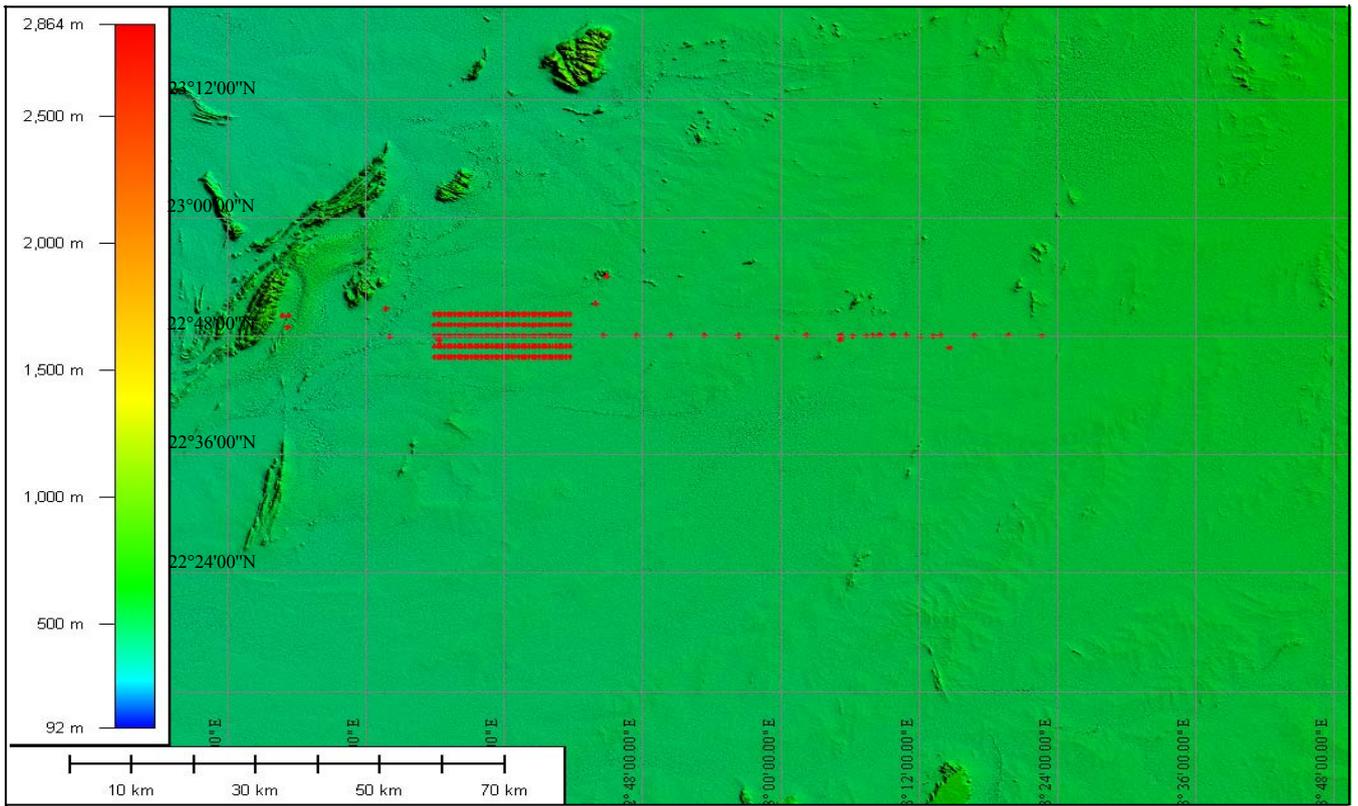


Fig.III.7. positionnement des mesures gravimétriques sur le fond SRTM.

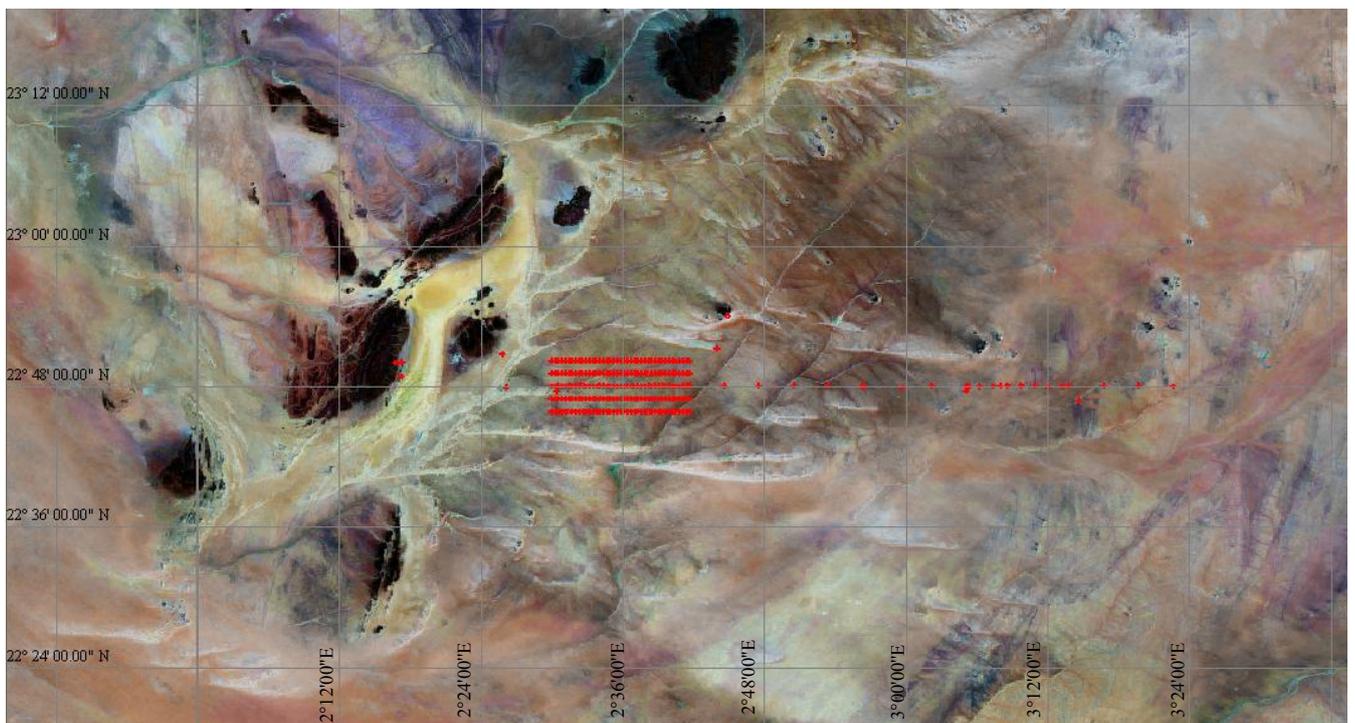


Fig.III.8. positionnement des mesures gravimétriques sur le fond satellitaire.

3. TRAITEMENT ET INTERPRETATION

A. Calcul de l'Anomalie de Bouguer

Le calcul de l'Anomalie de Bouguer consiste à comparer la valeur de g mesurée à celle calculée pour un ellipsoïde proche de la forme de la terre, et ramenée au même niveau de référence par les corrections suivantes:

- ✓ Correction instrumentale (correction de la dérive temporelle): les lectures prises au même endroit changent légèrement en fonction du temps, à cause de l'effet de fatigue du ressort, ou de la variation de pression et de température. A l'aide des bases de références définies précédemment, on a estimé la dérive de notre gravimètre et on a corrigé les différentes lectures, en supposant que la dérive journalière est linéaire en fonction de temps,
- ✓ Correction de plateau: elle est estimée à partir de l'expression

$$\Delta_p = 0,0419dh \quad (\text{III.2})$$

Avec:

h : l'altitude de la station de mesure en mètre estimée à partir de la carte topographique au 1/200000 et des modèles numériques de terrains internationaux de type SRTM,

d : densité moyenne de correction de la couche de terrain, estimée à 2.67 g/cm³.

- ✓ Correction de Faye (d'Air libre): déterminer à partir de la relation suivante

$$\Delta_{AL} = 0,3086h \quad (\text{III.3})$$

Avec:

h : l'altitude de la station de mesure en mètre estimée à partir de la carte topographique au 1/200000 et des modèles numériques de terrain international du type SRTM.

Le calcul de la valeur des anomalies gravimétriques est donc basé sur la relation:

$$AB = G_m - G_{th} + \Delta_{AL} - \Delta_p \quad (\text{III.4})$$

Avec:

AB : Anomalie de Bouguer,

G_m : Gravité mesurée,

G_{th} : Gravité calculée sur l'ellipsoïde de référence (I.U.G.G.1967) par la relation

$$g_{th}(\varphi) = 978,03 \left\{ 1 + 5.2789 \times 10^{-3} \sin^2 \varphi + 23.462 \times 10^{-6} \sin^4 \varphi \right\} gals$$

φ : la latitude déterminée à partir du GPS de navigation,

Δ_{AL} : Correction d'Air libre,

Δ_p : Correction de plateau.

Sachant que les paramètres les plus importants pour le calcul de l'Anomalie de Bouguer sont la gravité et l'altitude de la station de mesure, ces deux paramètres ont été estimés à des précisions respectives 50 microgals pour la gravité et 1m (300microgals) pour les altitudes, donc la précision de nos calculs sur l'anomalie de Bouguer est de l'ordre de 500 microgals.

Nous nous sommes intéressés par la suite, uniquement pour la zone des profils latéraux (voir carte d'implantation des points gravimétriques Fig.III.9).

Toutes les cartes ont été tracées pour une échelle de 1:100 000, avec un système de coordonnées UTM fuseau 31.

B. Etablissement de la carte de l'Anomalie de Bouguer

La carte de l'Anomalie de Bouguer représente un document essentiel de l'interprétation des données gravimétriques. Elle représente la différence entre la gravité mesurée et corrigée et la valeur théorique calculée au même point sur l'ellipsoïde. Cette carte a été tracée en utilisant la méthode d'interpolation "minimum de courbure". L'équidistance des courbes de niveau est de 0.25mgals. Les amplitudes de l'anomalie de Bouguer sont comprises entre -38 et -28mgals (Fig.III.11).

Cette carte montre principalement, la présence de deux anomalies de grandes longueurs d'ondes qui s'étendent sur toute la largeur de la carte. Elles sont toutes les deux d'orientation NE-SW mais présentent des amplitudes de signes contraires. L'anomalie située à l'Est de la carte est positive et celle qui est située à l'Ouest est négative. Cette dernière semble être composée de deux rameaux, le premier est d'orientation quasiment N-S et le deuxième d'orientation NE-SW. A ces variations de grandes longueurs d'ondes viennent se superposer une multitude d'anomalies circulaires de courtes longueurs d'ondes.

Afin de faciliter la tâche dans ce qui suit, nous avons numéroté les différentes anomalies qui composent les deux ensembles (positif, négatif) (Fig.III.11).

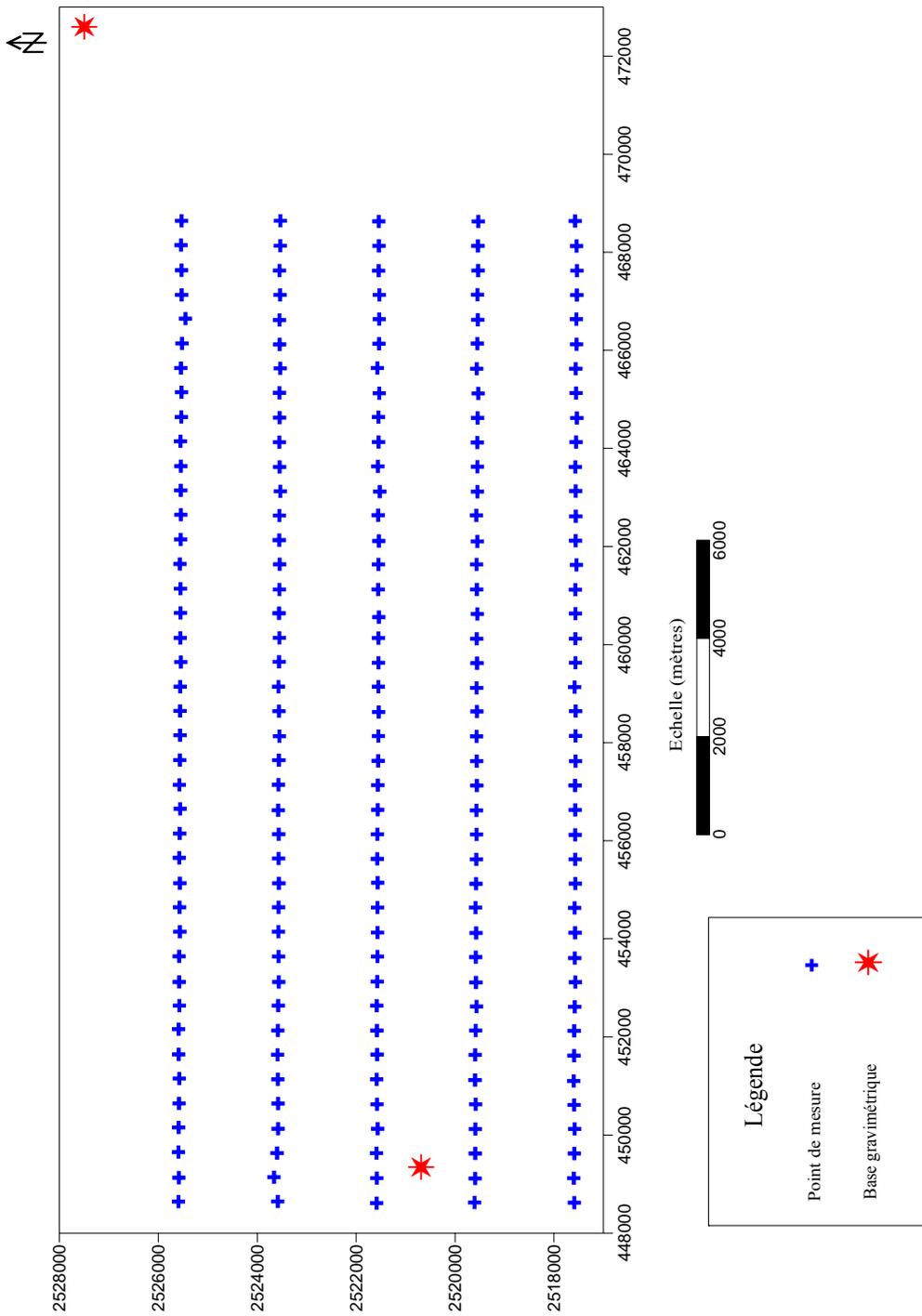


Fig.III.9. Carte d'implantation des points gravimétriques.

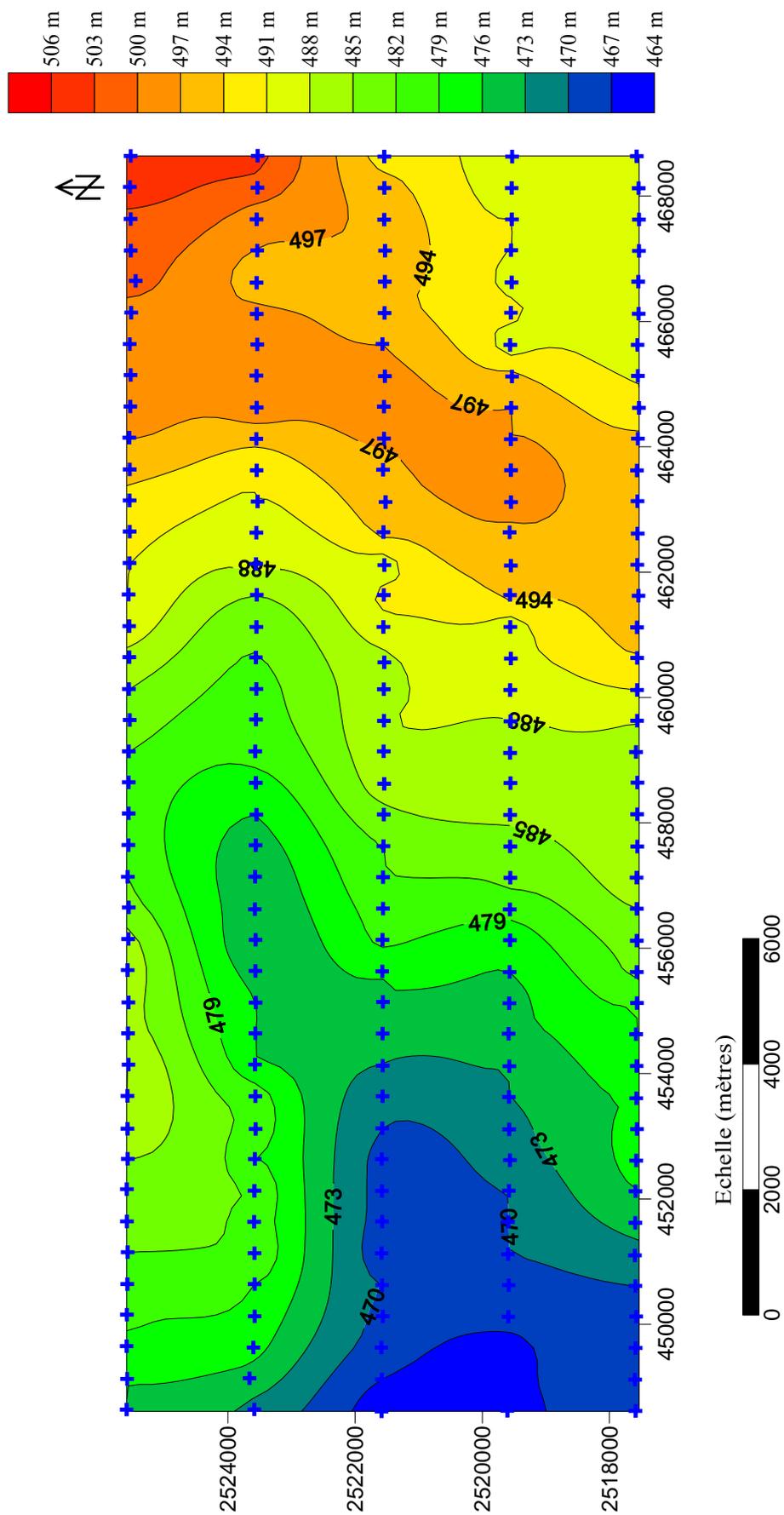


Fig.III.10. Carte des altitudes moyennes.

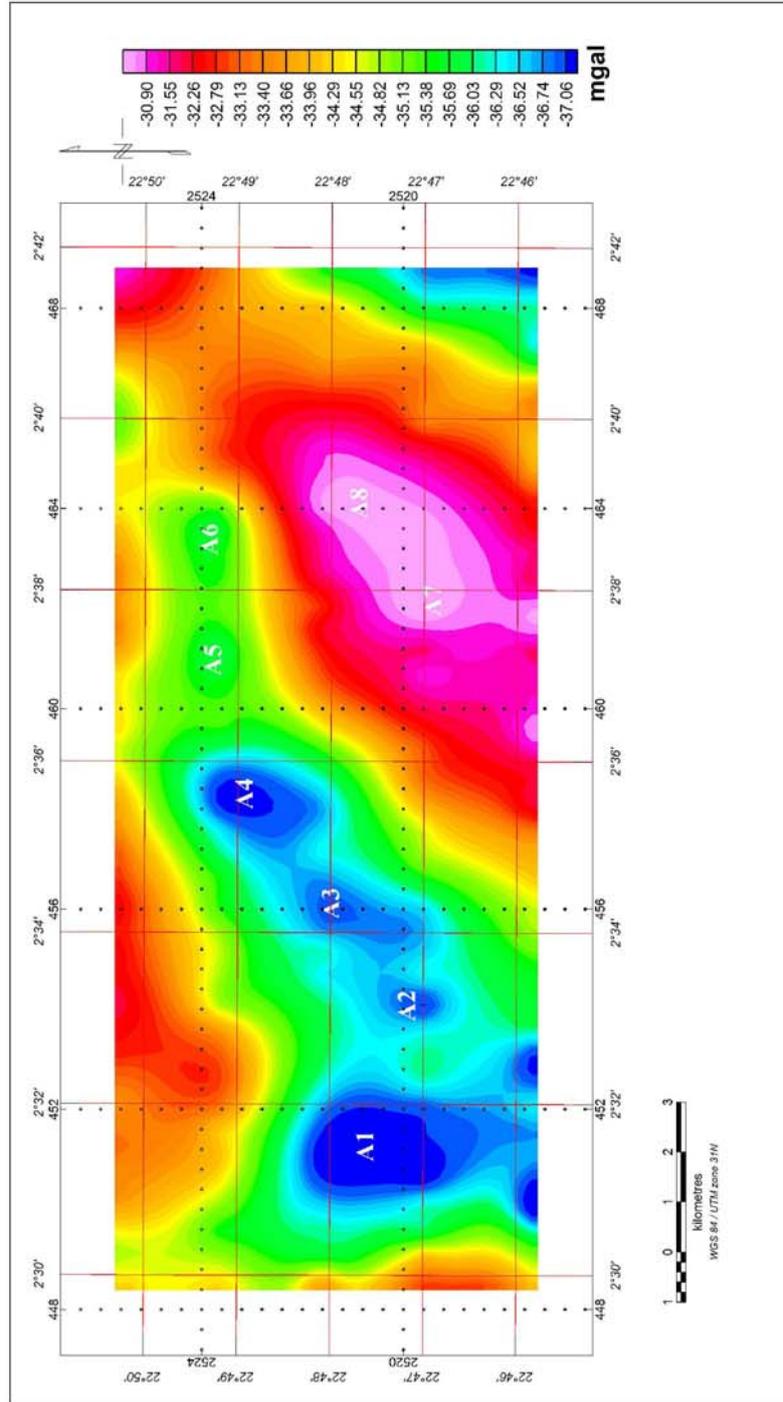


Fig.III.11. Carte de l'Anomalie de Bouguer (densité 2.67 g/cm³).

C. Séparation des anomalies

L'anomalie de Bouguer ainsi calculée est dite intégrante: elle englobe tous les effets dans le sens vertical : sub-surface, semi profond, profond. D'où la nécessité de traiter la carte de l'anomalie de Bouguer pour conduire à une séparation de ses différentes composantes.

Afin d'éliminer l'effet régional (anomalies régionales) des cartes de l'anomalie de Bouguer et ne garder que les anomalies locales (anomalies résiduelles), nous avons procédé à la séparation des anomalies par la méthode polynomiale à différents ordres.

La première résiduelle est obtenue par soustraction d'un polynôme d'ordre1:

$$p(x, y) = a + bx + cy \quad (\text{III.5})$$

$$\text{Avec : } a = -2,916291.10^{+2}$$

$$b = -2,476434.10^{-7}$$

$$c = 1,021839.10^{-4}$$

Cette carte a été tracée pour une équidistance de courbes de niveau de 0.25mgals (Fig.III.12). Elle montre les mêmes caractéristiques géométriques que la carte de l'Anomalie de Bouguer, à savoir les deux grandes anomalies, la positive à l'Est d'extension NE-SW, et la négative à l'ouest. En plus elle montre un début d'anomalie positive au NW et un début d'anomalie négative au SE de la carte. L'ensemble de ces anomalies paraissent s'organiser en une succession d'anomalies, respectivement positives et négatives. L'amplitude de ces anomalies est comprise entre -4 et +3mgals. La régionale qui lui correspond est un plan incliné du nord vers le sud (Fig.III.13).

La deuxième carte résiduelle (Fig.III.14) est obtenue par soustraction d'un polynôme d'ordre2:

$$p(x, y) = c_1 + c_2x + c_3y + c_4x^2 + c_5xy + c_6y^2 \quad (\text{III.6})$$

$$\text{Avec : } c_1 = 2,034695.10^{+5}$$

$$c_2 = 3,604849.10^{-4}$$

$$c_3 = 3,838793.10^{-4}$$

$$c_4 = -1,723562.10^{-8}$$

$$c_5 = -7,938211.10^{-10}$$

$$c_6 = -3,145863.10^{-8}$$

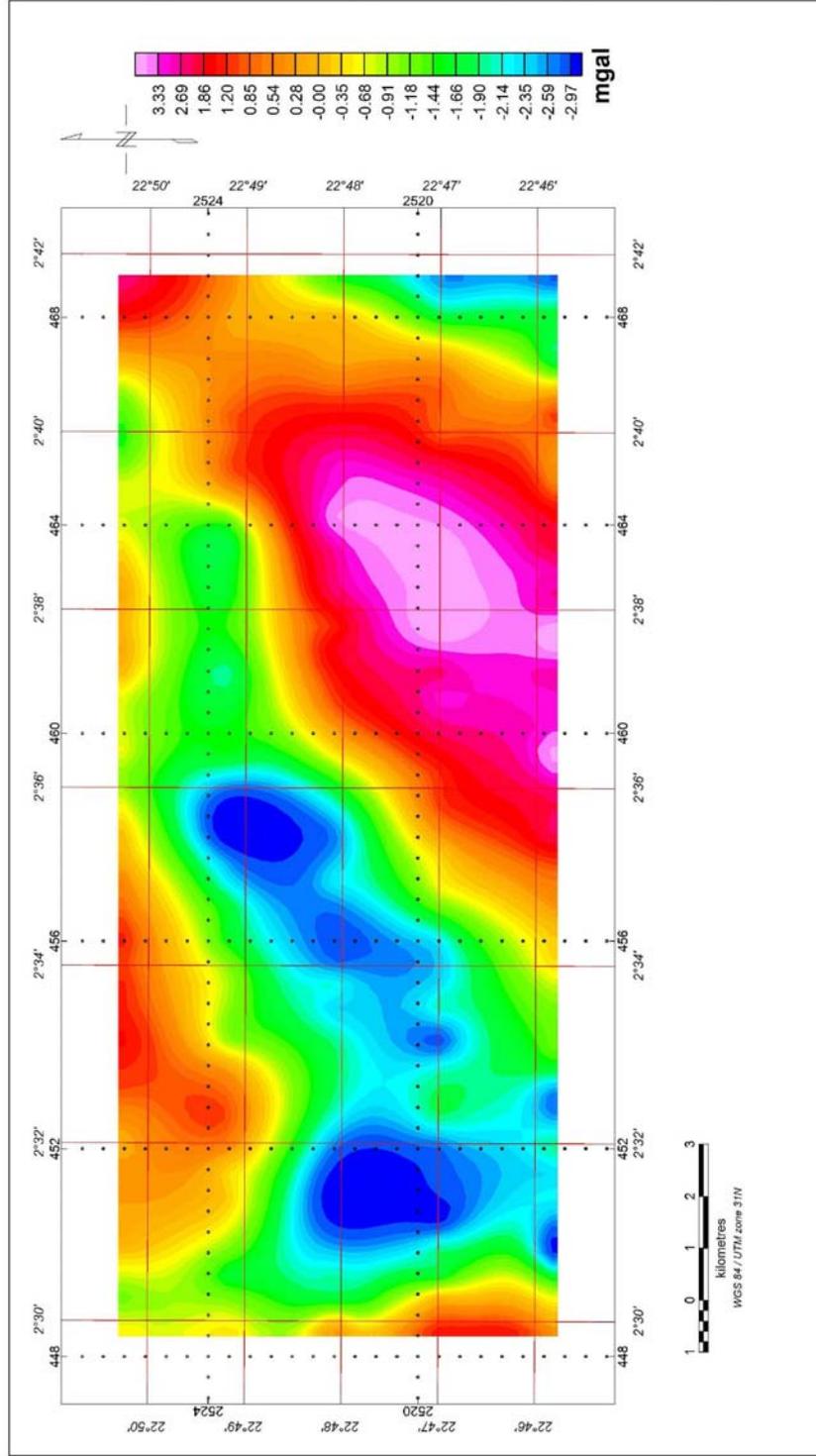


Fig.III.12. Carte de l'Anomalie résiduelle d'ordre 1.

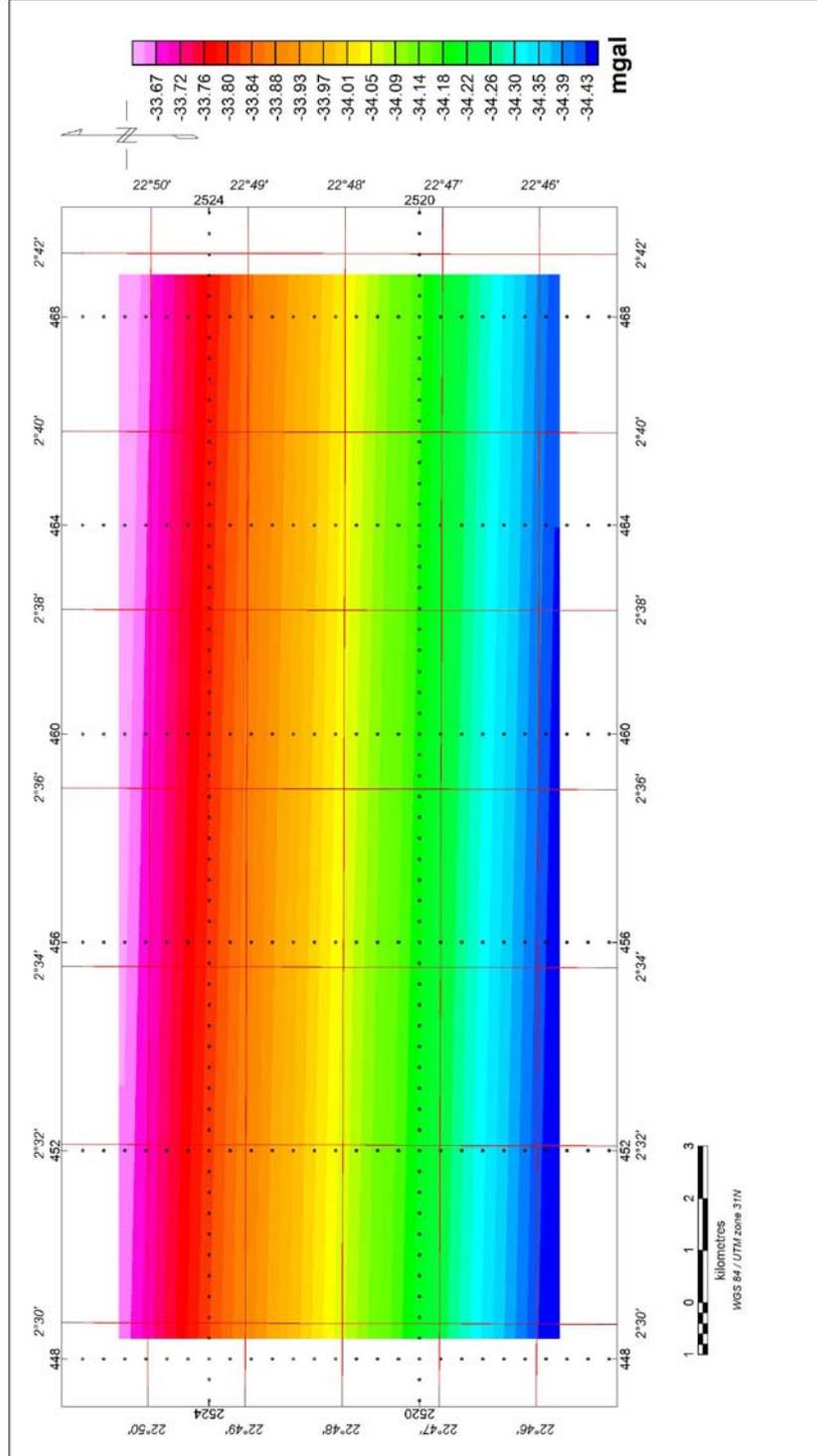


Fig.III.13. Carte de l'Anomalie régionale d'ordre 1.

La carte des anomalies résiduelles d'ordre 2 présente des anomalies plus superficielles que la première, elle a été tracée pour une équidistance de courbes de niveau de 0.25mgals. Elle montre toujours l'anomalie négative à l'Ouest de la carte mais avec une extension un peu moins importante, et l'anomalie positive située à l'Est. A cela vient s'ajouter des anomalies positives à la limite Nord et à la limite Ouest de la carte. L'amplitude de ces anomalies est comprise entre -5 et 3mgals.

Nous constatons aussi sur cette carte que l'amplitude des anomalies A5 et A6 devient plus importante.

La régionale correspondante est un paraboloïde d'incurvation au Nord de la carte (Fig.III.15).

La troisième carte résiduelle est obtenue par soustraction d'un polynôme d'ordre 3, son amplitude varie de -4.5 à 3mgals (III.16).

$$p(x, y) = c_1 + c_2x + c_3y + c_4x^2 + c_5xy + c_6y^2 + c_7x^3 + c_8x^2y + c_9xy^2 + c_{10}y^3 \quad (\text{III.7})$$

Avec : $c_1 = -3,080288.10^8$

$$c_2 = 4,730372.10^{-4}$$

$$c_3 = 1,832455.10^{-3}$$

$$c_4 = 1,072435.10^{-8}$$

$$c_5 = -1,432357.10^{-7}$$

$$c_6 = -3,140614.10^{-7}$$

$$c_7 = -1,620951.10^{-12}$$

$$c_8 = 5,163232.10^{-12}$$

$$c_9 = 4,073623.10^{-12}$$

$$c_{10} = 1,843498.10^{-11}$$

Cette carte représente des anomalies beaucoup plus superficielles que les deux premières cartes. Elle montre une diminution de l'extension de l'anomalie positive située à l'Est. L'extrême Sud-ouest est caractérisé par l'apparition des anomalies positives, l'extension de l'anomalie positive située au Nord devient plus importante. Le rameau oriental de l'ensemble d'anomalies négatives situé à l'Ouest, se restreint à un lobe. La régionale correspondante est un paraboloïde d'incurvation plus importante que la régionale d'ordre2 (Fig.III.17). Sur cette carte des anomalies régionales, nous retrouvons toujours les deux ensembles : l'ensemble

positif à l'Est et l'ensemble négatif à l'Ouest, mais nous ne voyons plus la succession d'anomalies positives-négatives.

Les résiduelles à plusieurs ordres caractérisent la distribution de la densité dans le sous-sol à des profondeurs différentes, la comparaison de ces trois cartes indique:

- l'ensemble d'anomalies négatives situé à l'Ouest, est composé de trois rameaux d'orientations successives de l'Ouest à l'est: N-S (A1), NE-SW (A2, A3 et A4) et E-W (A5 et A6),
- l'ensemble d'anomalies positives (A7 et A8) situé à l'Est est important en profondeur,
- l'apparition d'anomalies positives au Nord-Ouest à de faibles profondeurs et à de grandes profondeurs mais ces anomalies disparaissent à des profondeurs intermédiaires,
- l'apparition d'anomalies positives à de faibles profondeurs à l'extrême Ouest, ces anomalies disparaissent avec la profondeur.

D. Cartes des dérivées

Pour une meilleure identification des sources génératrices des anomalies, nous avons appliqué à la carte de l'Anomalie de Bouguer un traitement spécifique qui est la dérivée verticale. Vu le cadre régional de l'étude et afin d'éliminer les hautes fréquences (bruit), nous avons appliqué le prolongement vers le haut dans le but de s'éloigner des sources génératrices et d'éliminer les hautes fréquences (courtes longueurs d'onde), nous avons alors prolongé la carte d'Anomalie de Bouguer à 200m et nous avons appliqué les différentes dérivées.

La carte de la dérivée verticale (Fig.III.18) permet de mettre en évidence les limites des zones de densités différentes. Nous observons sur cette carte les limites des trois rameaux constituant l'ensemble négatif situé à l'ouest:

- le premier rameau d'orientation N-S délimité par deux axes NNW-SSE,
- le deuxième rameau d'ensemble d'anomalies négatives d'orientation NE-SW délimité par deux axes N-S,
- le troisième rameau d'orientation E-W et délimité par deux axes N-S.

De même, nous remarquons que l'ensemble positif est délimité par deux axes NE-SW, nous constatons aussi les limites d'un corps intermédiaire dans la partie Sud-Est de la carte avant l'apparition d'un corps léger.

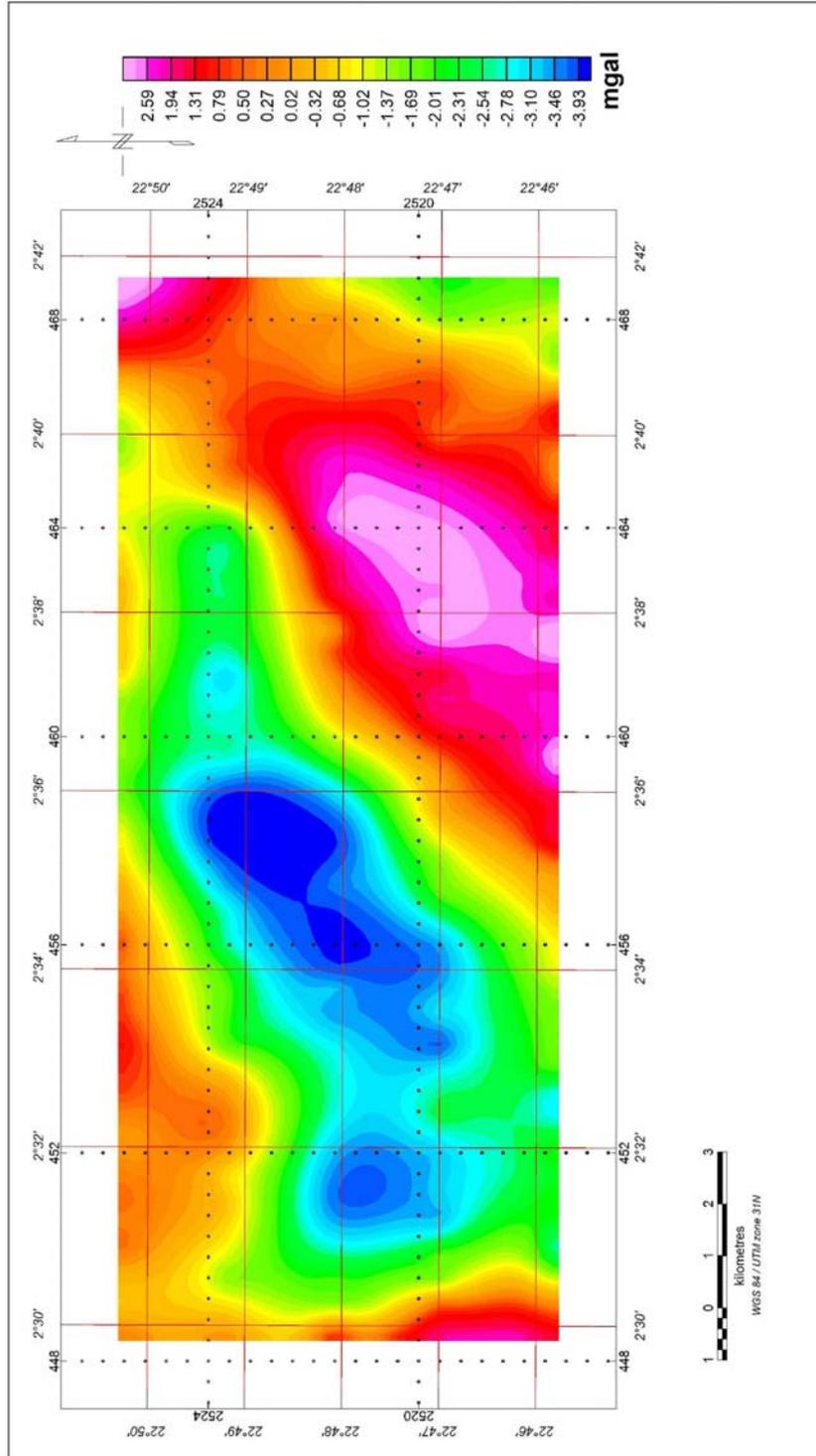


Fig.III.14. Carte de l'Anomalie résiduelle d'ordre 2.

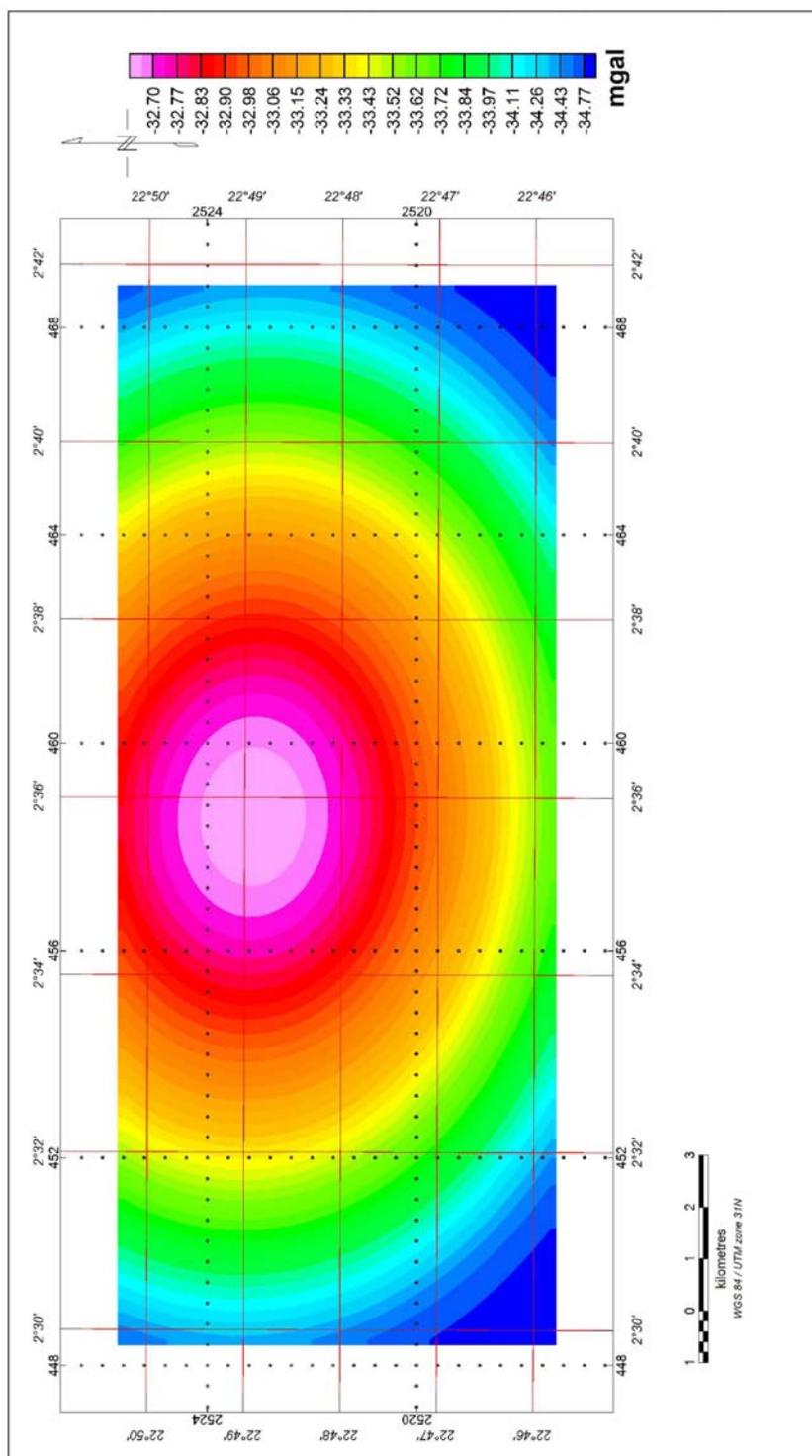


Fig.III.15. Carte de l'Anomalie régionale d'ordre 2.

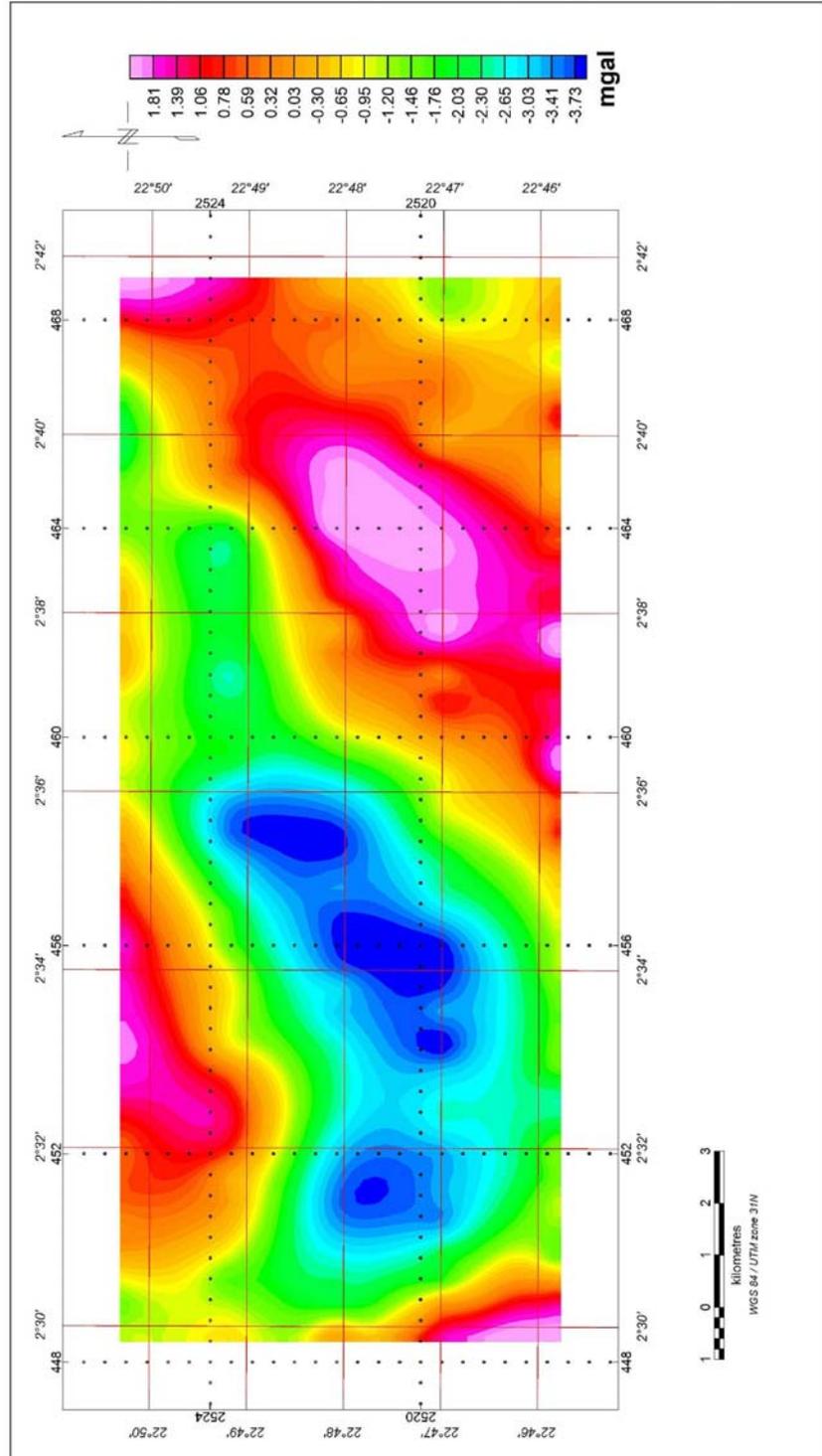


Fig.III.16. Carte de l'Anomalie résiduelle d'ordre 3.

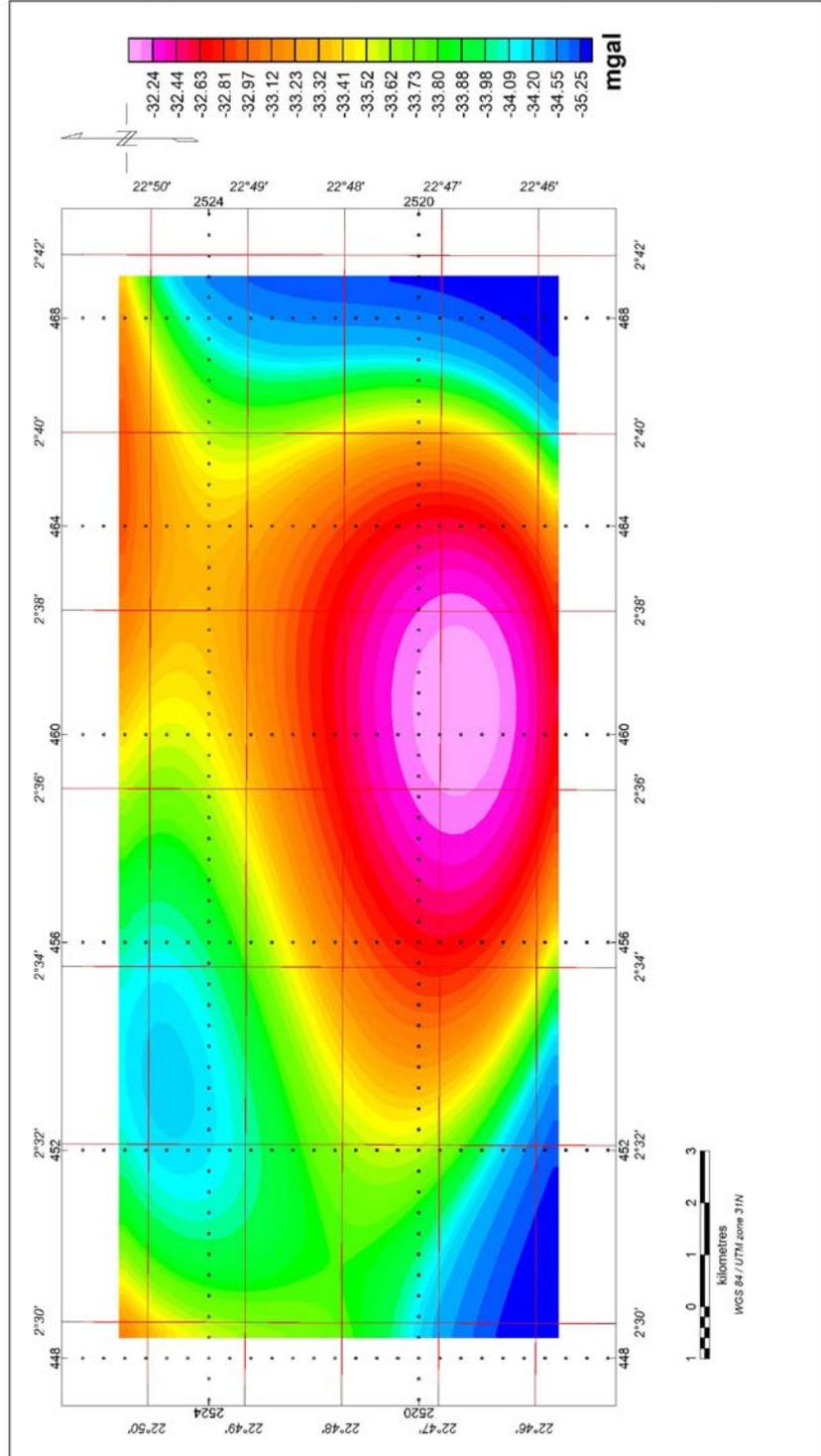


Fig.III.17. Carte de l'Anomalie régionale d'ordre 3.

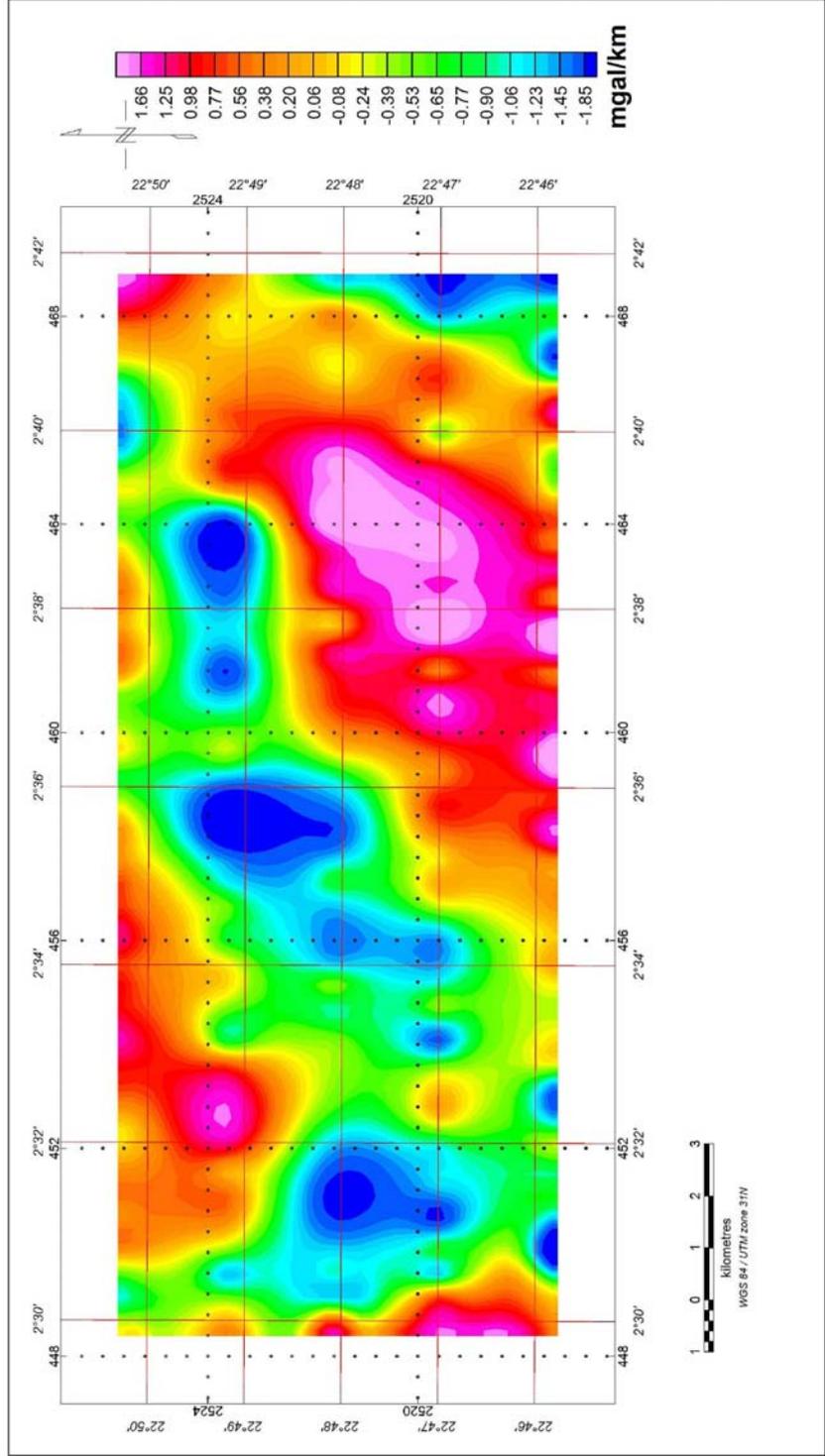


Fig.III.18. Carte de la dérivée verticale de la prolongée à 200 m.

La carte de la dérivée horizontale suivant Y (Fig.III.19) met en évidence les anomalies orientées dans la direction perpendiculaire. Dans ce cas, nous remarquons que la plupart des anomalies sont de direction E-W; les tendances les plus importantes sont situées à $y_1=2522.7\text{km}$ (UTM, Fuseau 31).

La carte du gradient horizontal suivant X (Fig.III.20) met en évidence où accentuent les anomalies orientées dans l'autre direction. Elle montre trois (03) axes importants; deux (02) axes orientés NE-SW à l'Est, et un (01) axe NNW-SSE à l'Ouest.

Prolonger les cartes à différentes altitudes permet de s'éloigner des sources génératrices de ces anomalies, et d'estomper les anomalies d'origine superficielle et met ainsi, mieux en évidence les sources profondes.

Les prolongées à 200, 500, 1000, 3000, 5000 et 10000m, montrent respectivement une atténuation des petites anomalies pour obtenir une variation régulière à partir de 3000m.

E. Carte des Axes gravimétriques

Nous résumons toutes ces observations par une carte interprétative des corps et linéaments gravimétriques (Fig.III.26).

Nous remarquons que la partie Ouest est représentée par un corps léger, ce dernier est composé de trois rameaux séparés respectivement de l'Ouest à l'Est par deux axes d'orientation NNW-SSE et N-S.

Le rameau central est constitué d'un ensemble de trois anomalies séparées par des axes N-S situés respectivement à longitude $X_1 = 454.3\text{km}$ et $X_2 = 456.5\text{km}$ (UTM, Fuseau:31).

Le rameau oriental est délimité par deux axes E-W situés respectivement aux latitudes $Y_1 = 2522.2\text{km}$ et $Y_2 = 2524.8\text{km}$ (UTM, Fuseau:31). Ce rameau est composé de deux anomalies séparées par un axe N-S situé à $X = 460.2\text{km}$ (UTM, Fuseau:31).

La partie Est de la carte est caractérisée par la présence des corps lourds, nous remarquons dans cette partie deux axes, un N-S situé à $X = 460.7\text{km}$ (UTM, Fuseau:31) et le deuxième NW-SE.

Nous constatons un ensemble de quatre axes NE-SW qui délimite la succession positive négative.

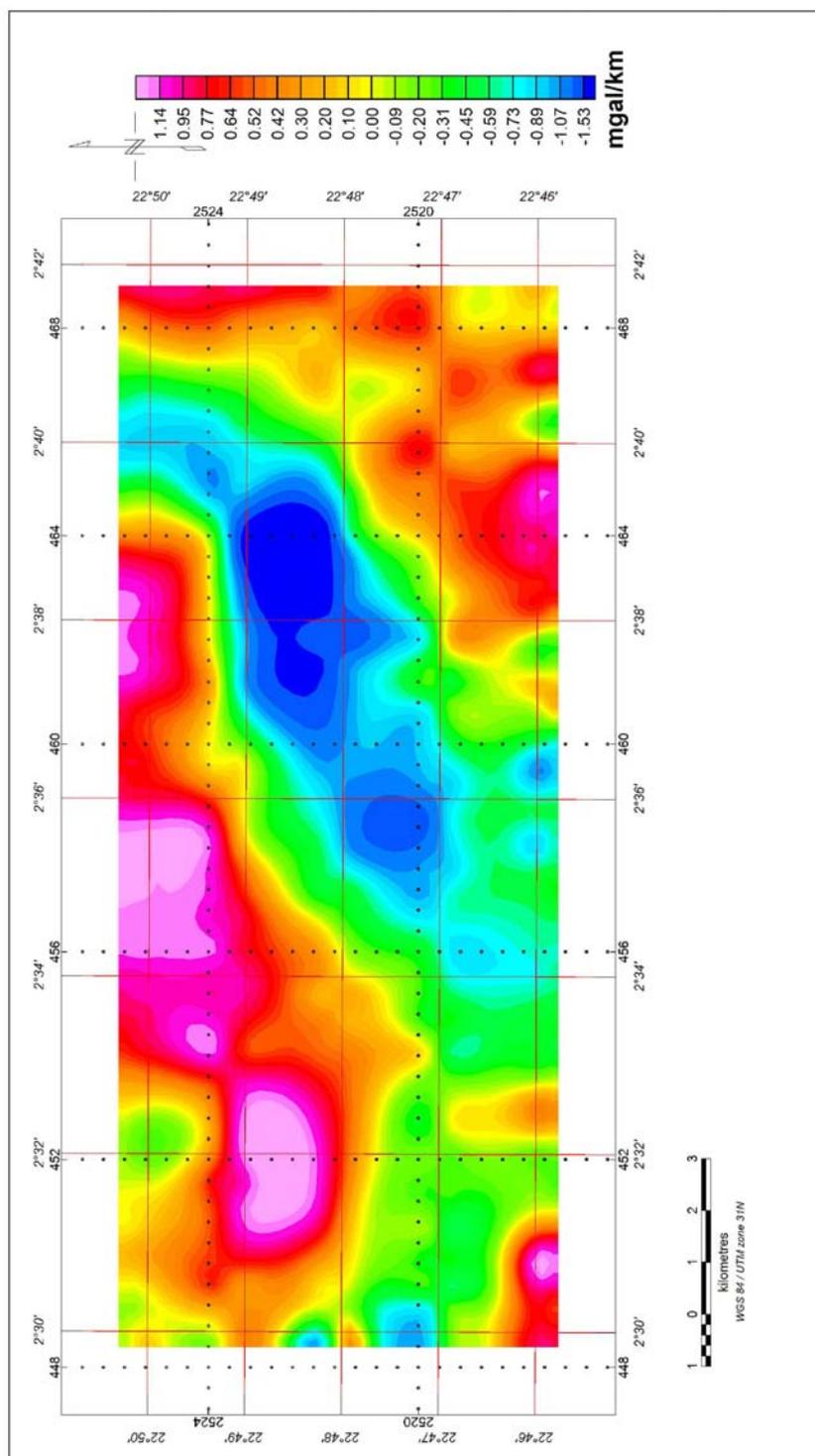


Fig.III.19. Carte de la dérivée horizontale suivant Y de la prolongée à 200 m.

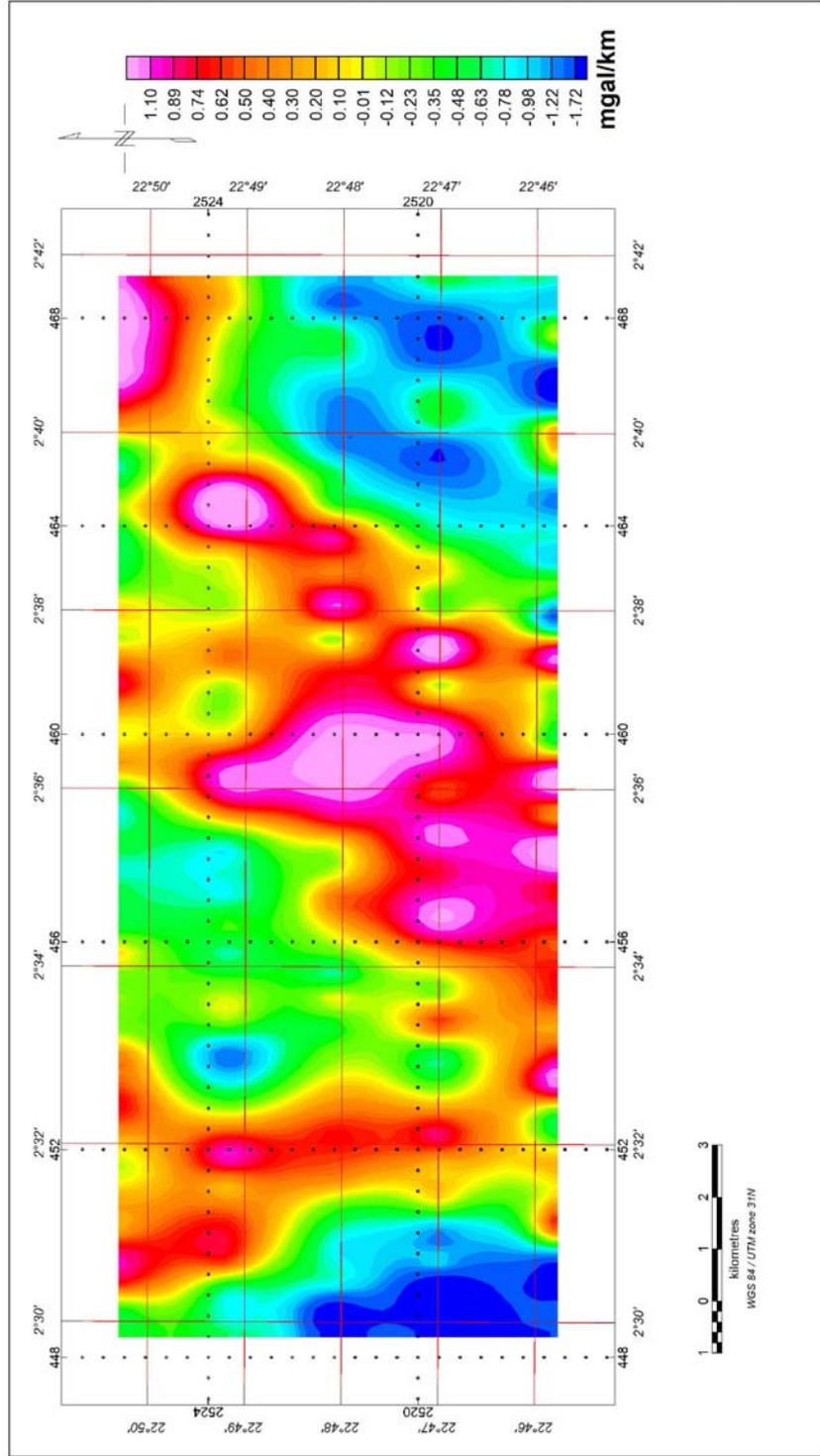


Fig.III.20. Carte de la dérivée horizontale suivant X de la prolongée à 200 m.

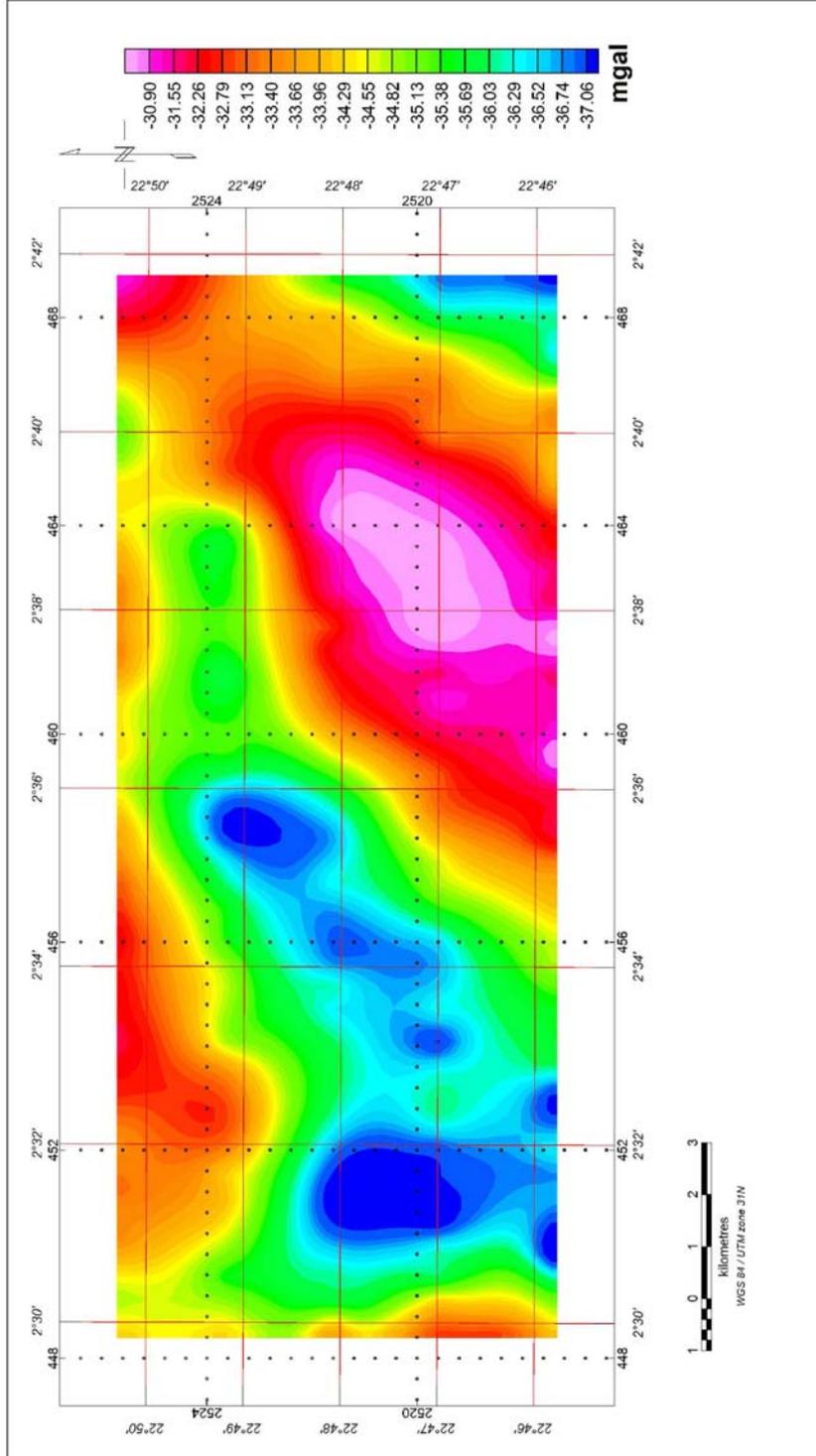


Fig.III.21. Carte de la prolongée à 200 m.

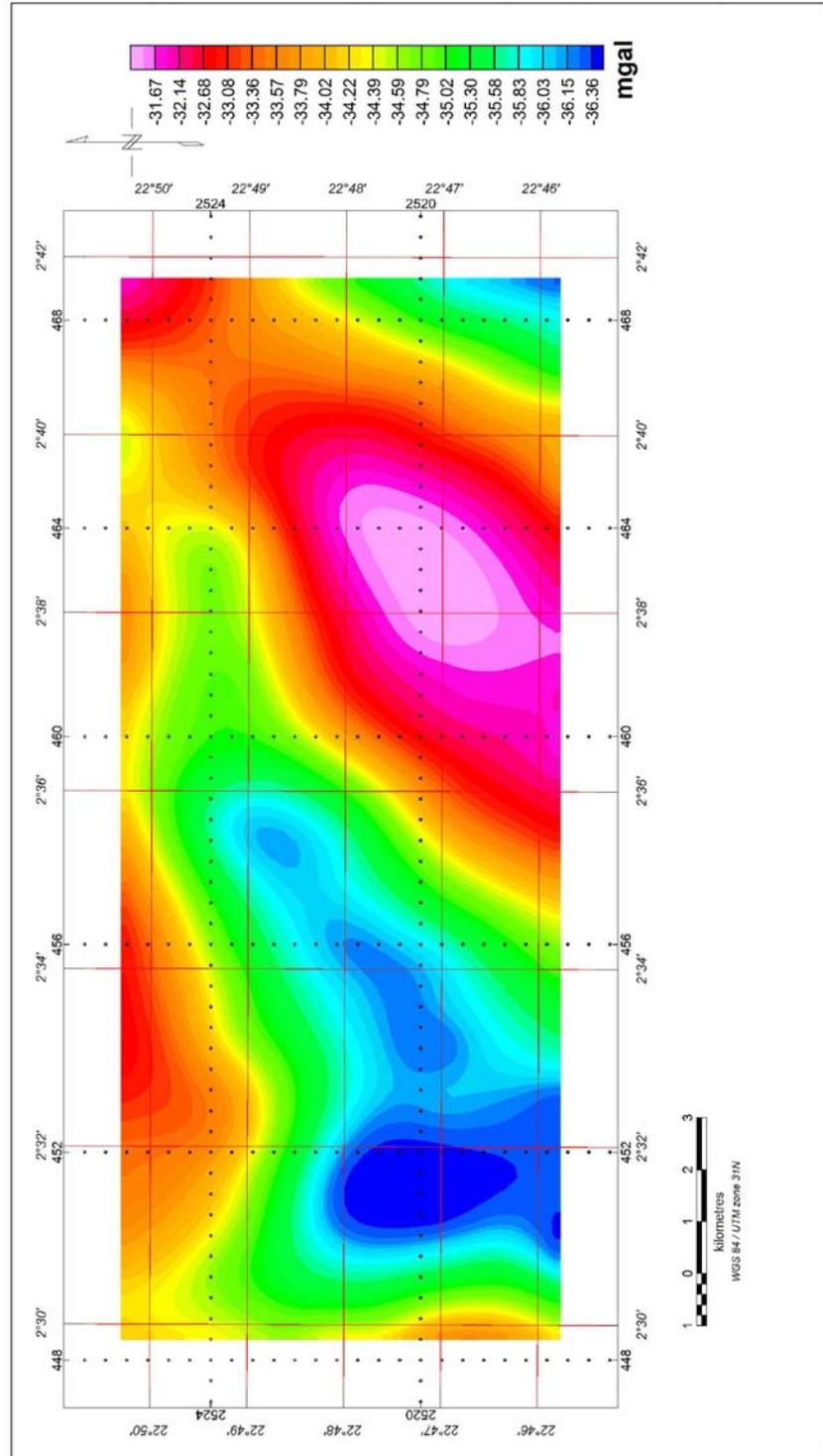


Fig.III.22. Carte de la prolongée à 500 m.

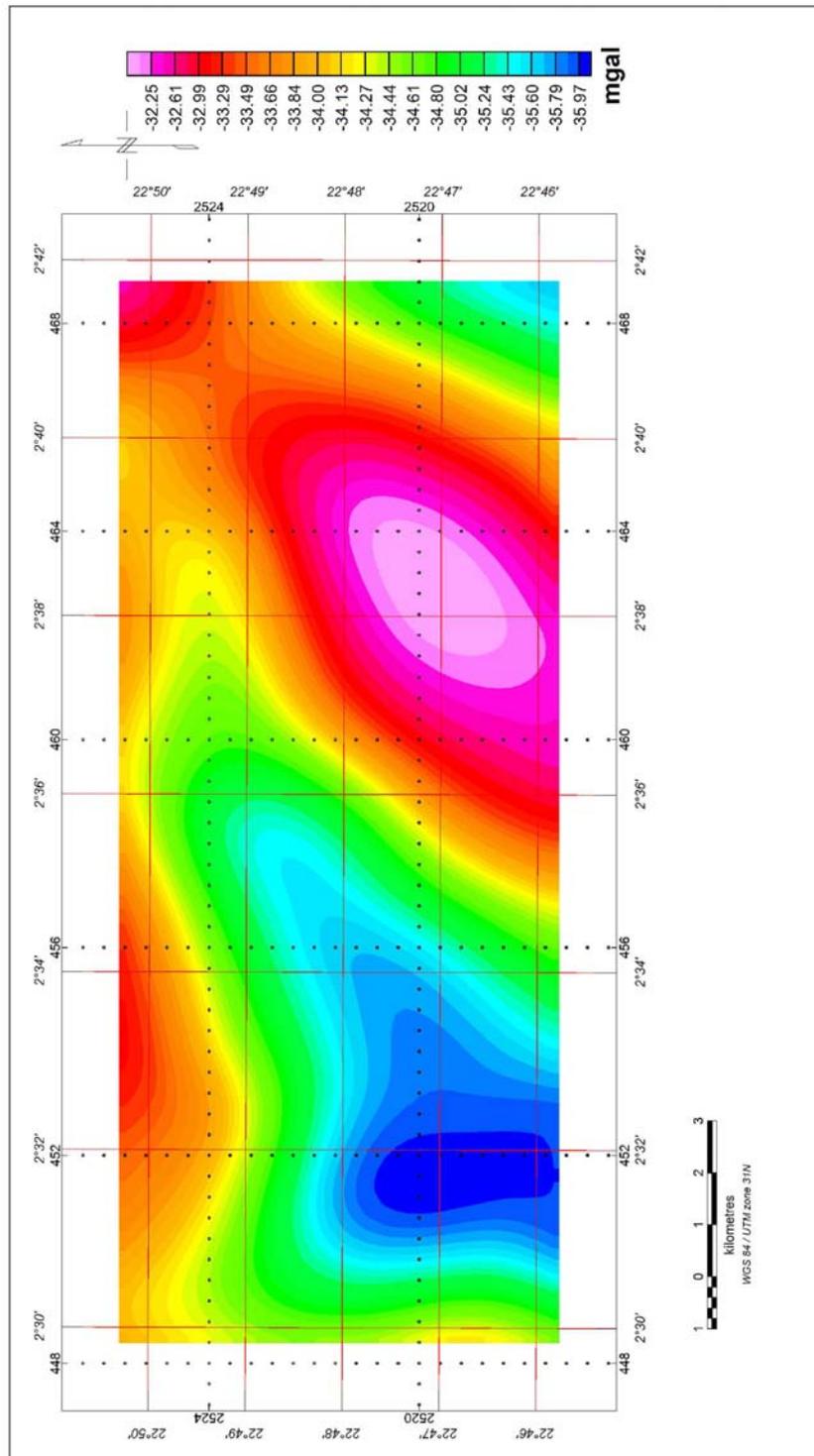


Fig.III.23. Carte de la prolongée à 1km.

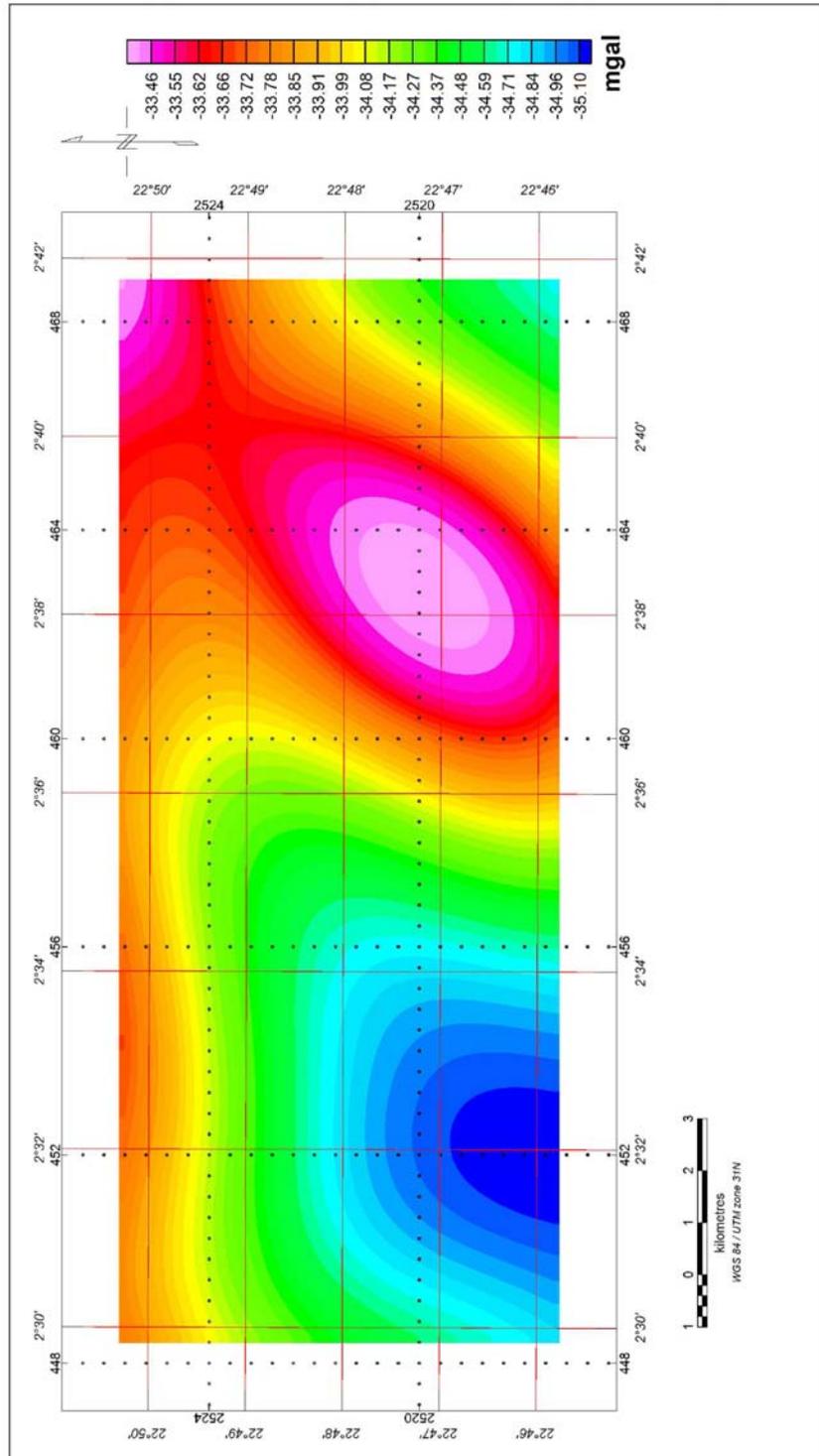


Fig.III.24. Carte de la prolongée à 3km.

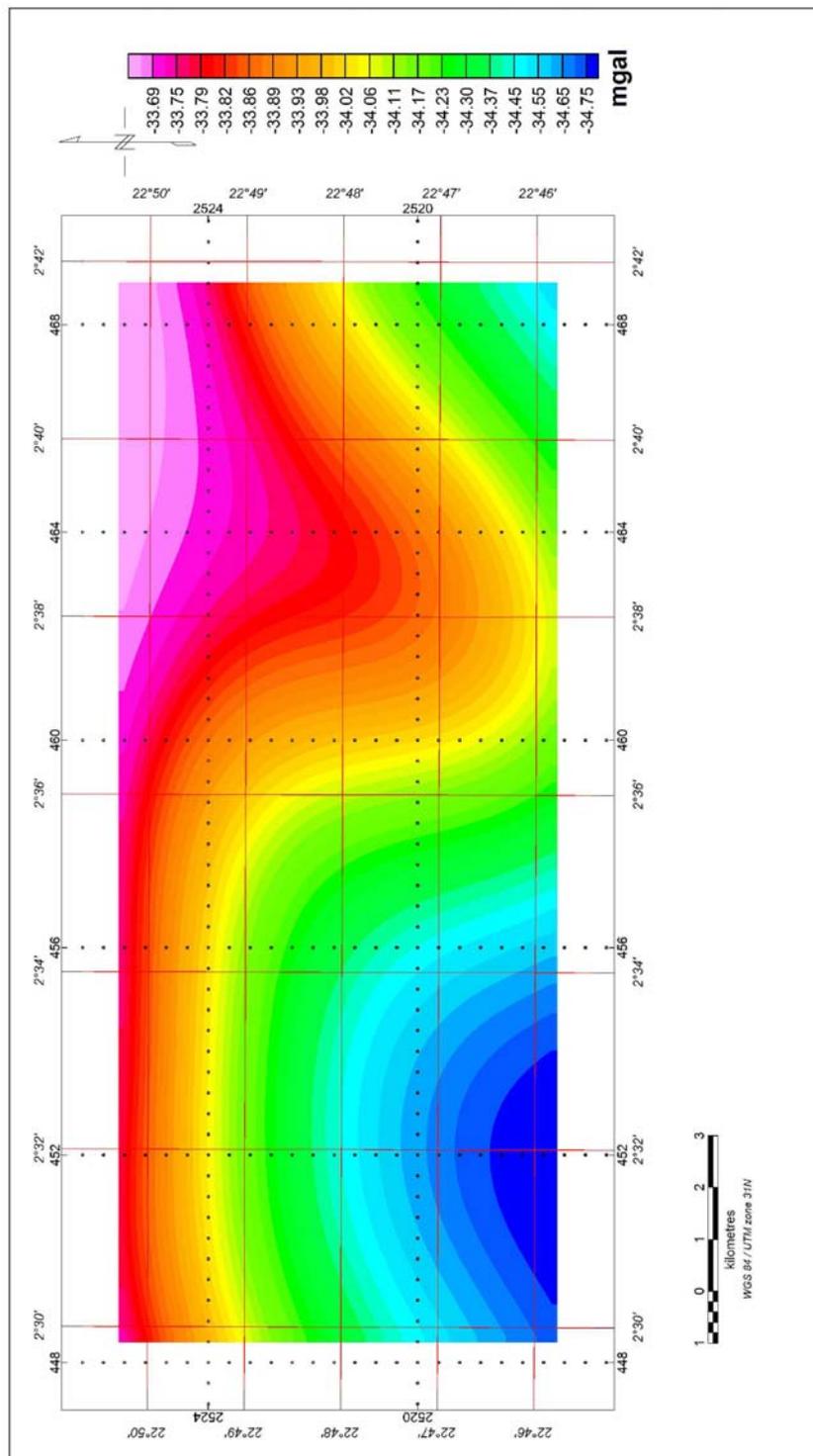


Fig.III.25. Carte de la prolongée à 5km.

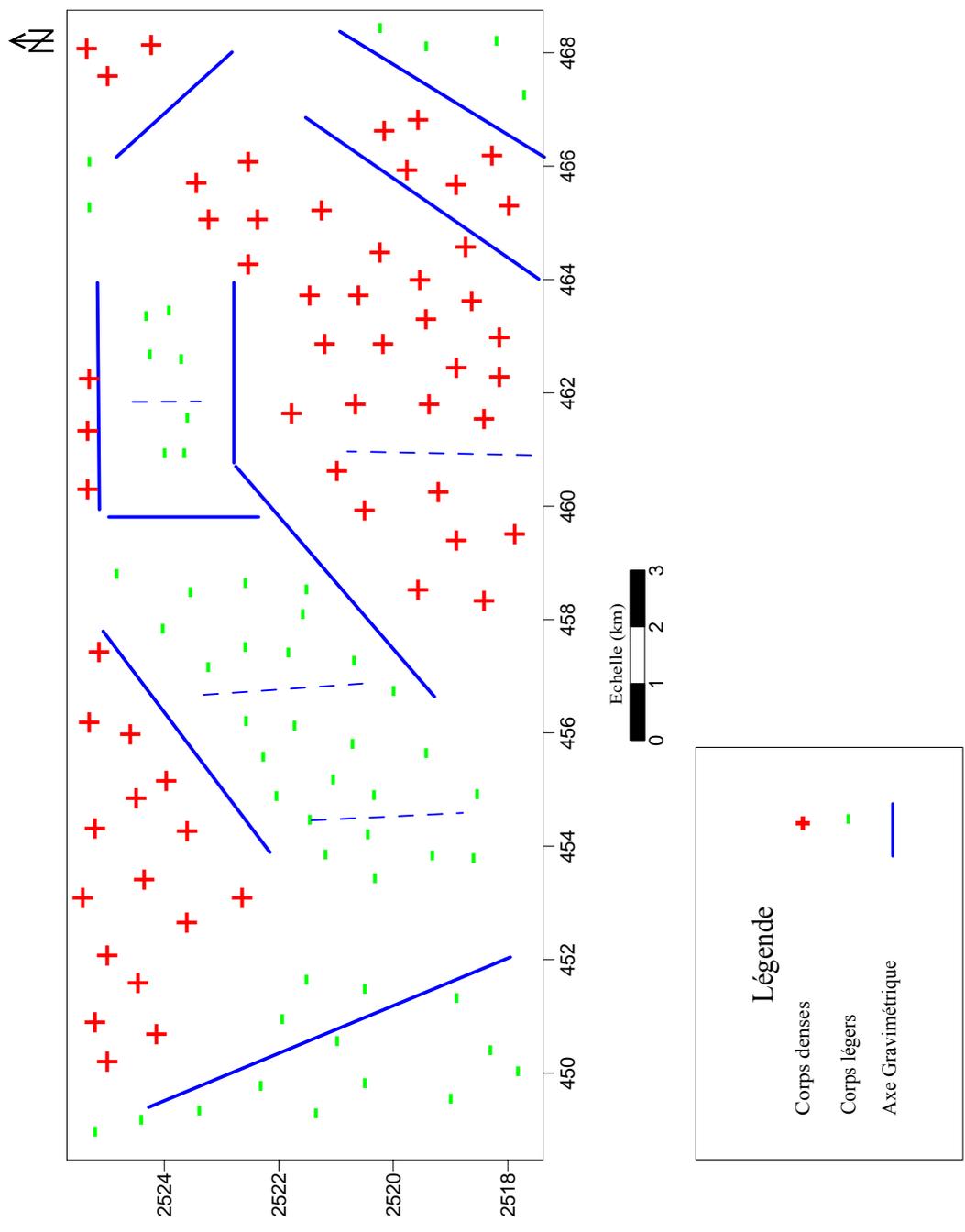


Fig.III.26. Carte des axes gravimétriques.

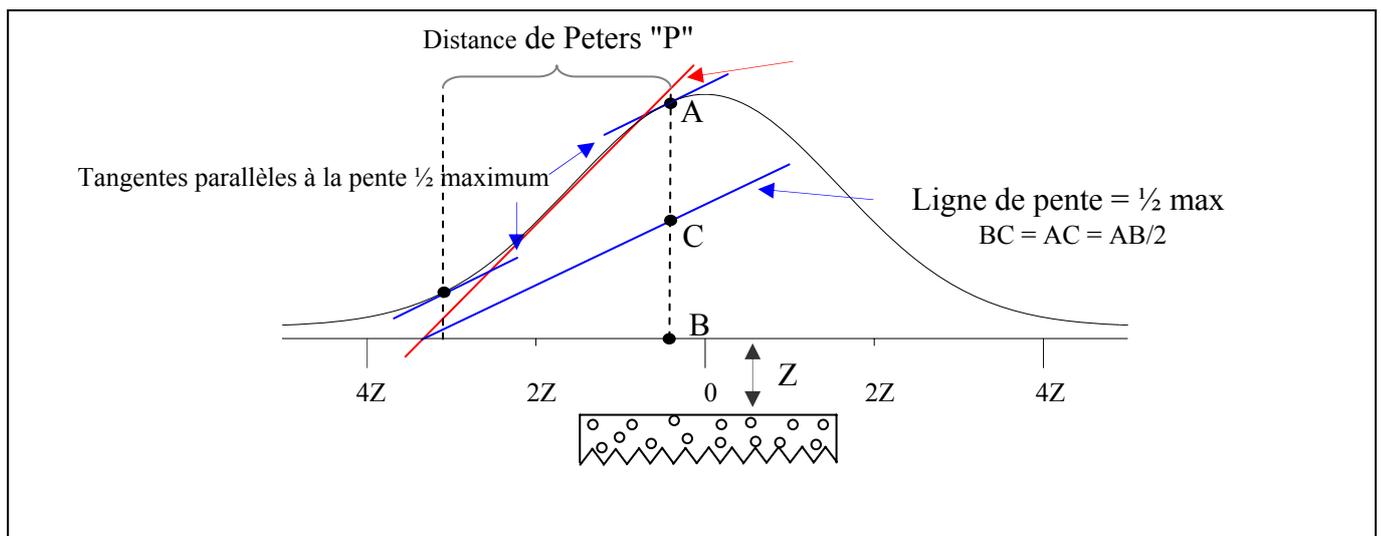
F. Interprétation et localisation des sources

Méthodes graphiques

Ces méthodes sont les premières à être utilisées pour l'interprétation des anomalies isolées, dans la théorie des champs de potentiel. Elles sont basées sur la comparaison entre des anomalies que donnent des modèles théoriques pour des corps bien définis, avec des anomalies enregistrées.

Pour chaque structure (sphère, dyke, cylindre,...), un abaque est construit, mettant en relation la forme de la structure avec l'anomalie enregistrée, et on n'utilisera alors que certains points caractéristiques (point d'inflexion, maximum, minimum,...) relevés des profils (ou des cartes) gravimétriques, afin de les projeter ensuite, pour avoir la profondeur de la source.

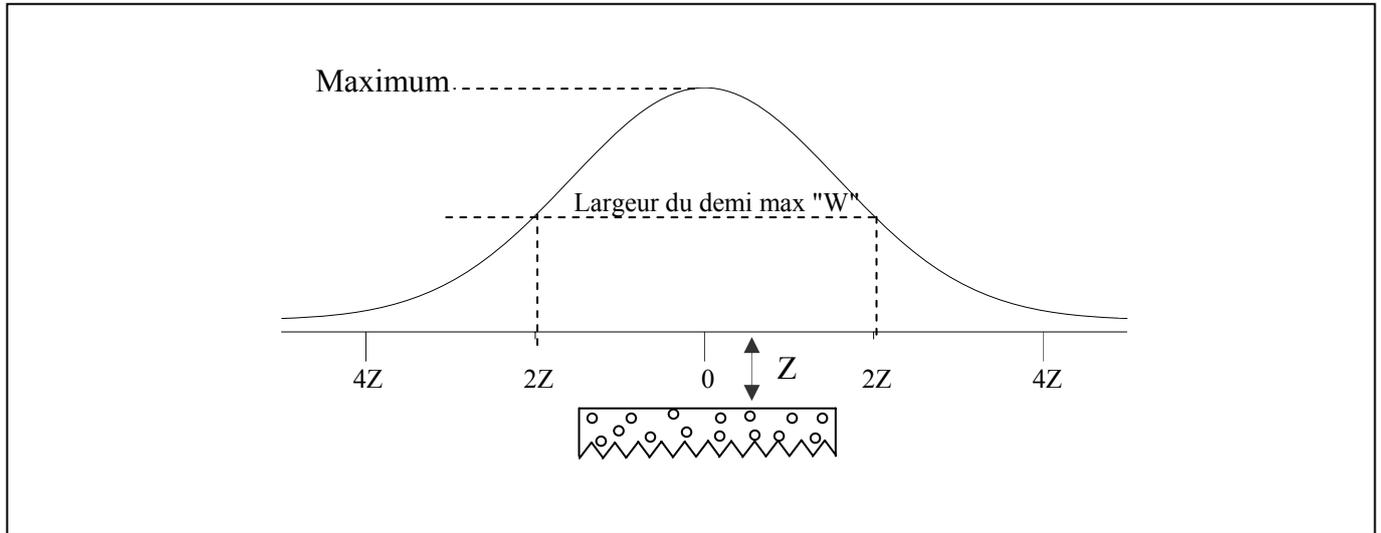
Une autre technique, en utilisant les tangentes à la courbe d'anomalie (profil), en des points caractéristiques, on peut avoir un paramètre qui sera à son tour utilisé pour le calcul de la profondeur.



	Contact	Dyke épais	Dyke mince	Cylindre
$Z =$	$0.45 \times P$	$0.53 \times P$	$0.7 \times P$	$1.2 \times P$

Fig.III.27. La méthode de Peters (Peters 1949)

Dans notre étude nous avons exploité une technique simple appelée "**méthode de demi largeur**", qui utilise la projection de certains points de la courbe d'anomalie pour avoir l'estimation directe de la profondeur.



	Contact	Dyke épais	Dyke mince	Cylindre
$Z =$	$0.67 \times W$ $W < Z$	Non valide	$0.5 \times W$	$0.66 \times W$ $W < Z$

Fig.III.28. Méthode de la demi-largeur du maximum

Cette méthode présente l'avantage d'être rapide et simple. Mais, elle n'est pas représentative de la complexité des sources existantes, nous l'avons utilisé uniquement pour un travail préliminaire et pour certaines anomalies.

Nous avons appliqué cette méthode pour les différentes anomalies observées sur la carte (Fig.III.29).

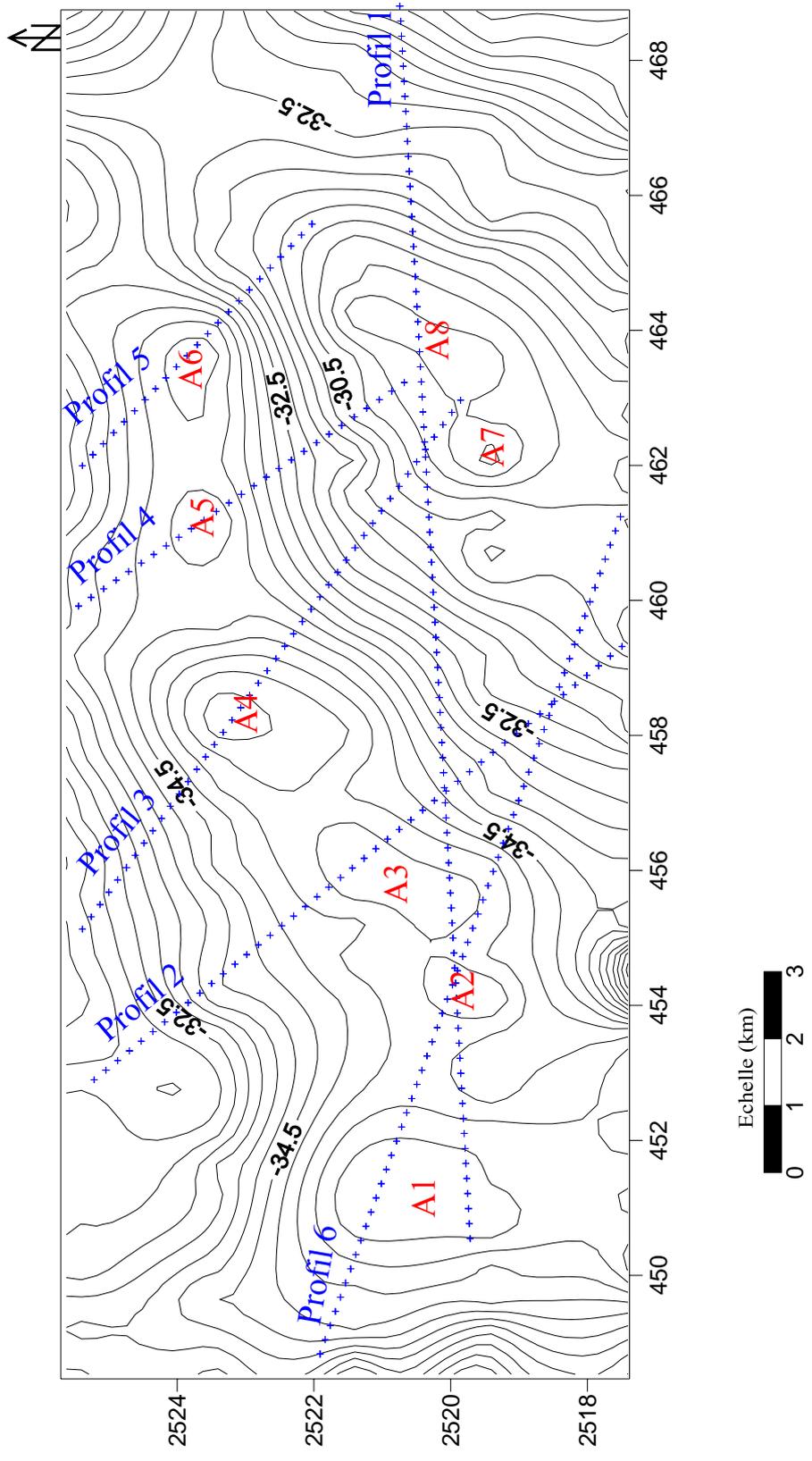
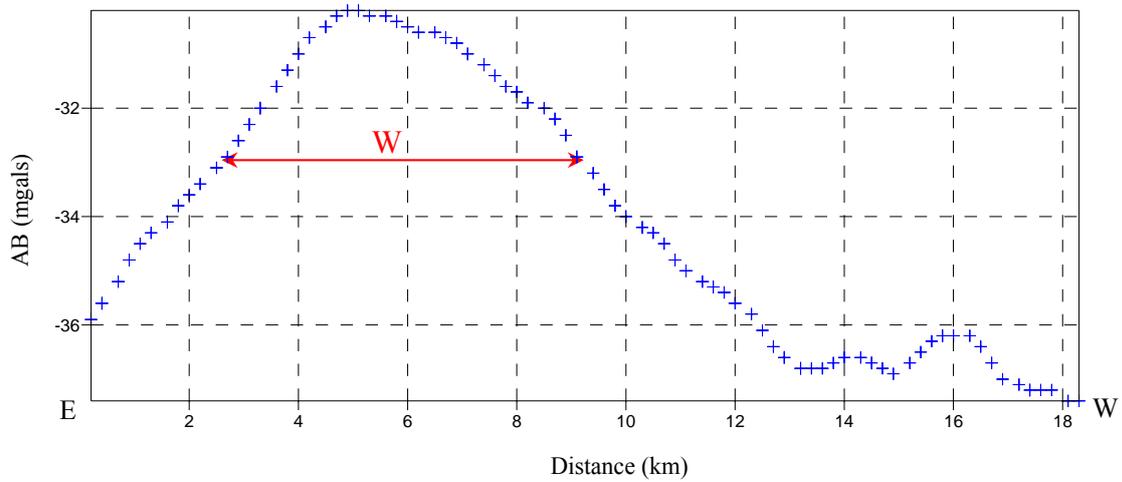


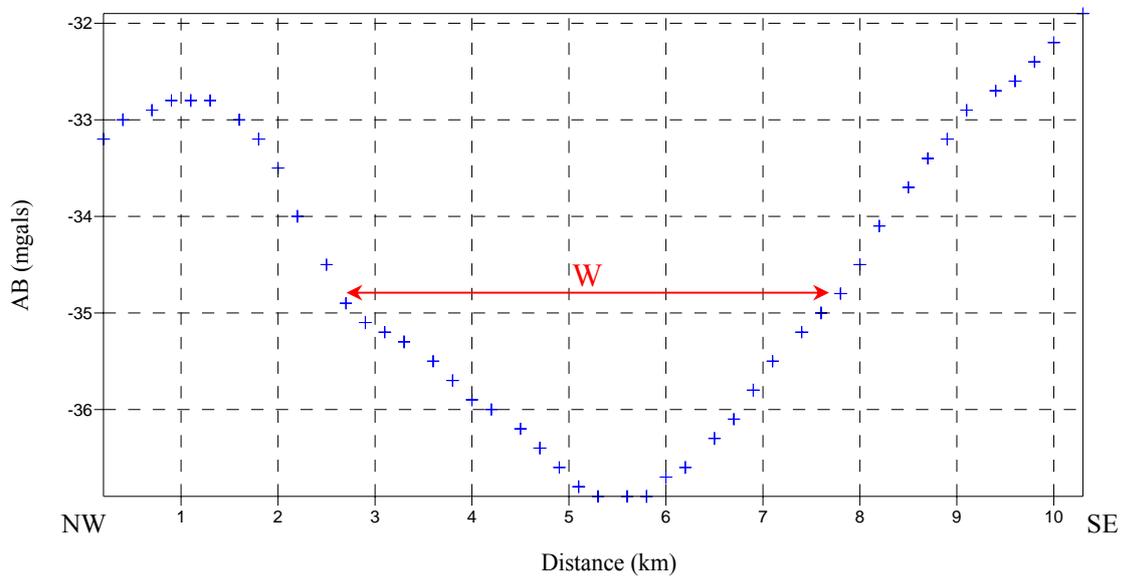
Fig.III.29. Carte de positionnement des profils.

Profil1: Passant par l'anomalie positive (A8) située à l'Est, de direction E-W.



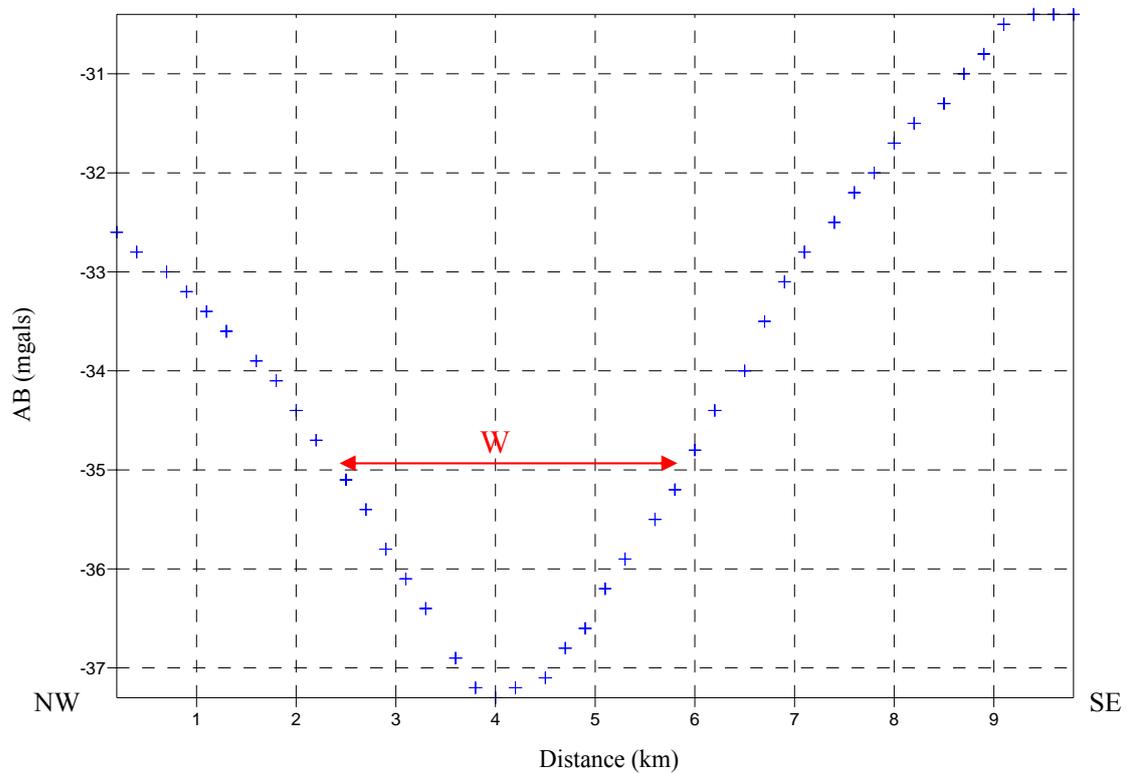
La profondeur de cette anomalie est de l'ordre de 4.8km

Profil2: passant par l'anomalie négative (A3) du rameau central de l'ensemble négatif situé à l'ouest, de direction NW-SE.



La profondeur de cette anomalie est de l'ordre de 3.5km.

Profil3: passant par l'anomalie négative (A4) du rameau central de l'ensemble négatif situé à l'ouest, de direction NW-SE.



La profondeur de cette anomalie est de l'ordre de 2.5km.

Nous avons aussi utilisé cette méthode pour les profils: 4, 5 et 6 mais cela n'a pas donné satisfaction (mauvais résultats), vu la complexité des anomalies observées en surface. Nous avons alors utilisé un autre moyen de localisation des sources, un outil mathématique extrêmement puissant et très robuste: *la transformée en ondelettes*

Introduction générale

Chapitre I: Aperçu théorique sur la gravimétrie

Chapitre II: Compilation des données gravimétriques existantes

Chapitre III: Etude gravimétrique dans le môle In-Ouzzal

Chapitre IV: Localisation des sources à partir de la transformée en ondelettes

Conclusion générale

Bibliographie

Introduction

Le traitement du signal a pour principal objet la description des signaux liés au monde réel dans un but de traitement, d'identification, de compression, de compréhension et de transmission. Dans ce contexte, les transformations linéaires ont toujours joué un très grand rôle, et parmi ces dernières, la transformation de Fourier qui consiste à décomposer un signal en fonctions trigonométriques $\sin(nt)$ et $\cos(nt)$ (où n est un nombre naturel et t un nombre réel). Le principal inconvénient de cet outil est l'absence d'une propriété de localisation. L'idée qui vient alors est d'analyser le signal intervalle par intervalle.

Dans les années 40, le physicien britannique D.GABOR donne naissance à une méthode générale qui consiste à faire une adaptation locale de l'analyse de Fourier. Pour cela, il a eu l'idée de faire une analyse par tronçons du signal. Mais l'inconvénient de cette méthode est que l'on observe tout le signal avec une fenêtre fixe.

Les désavantages de l'analyse de Fourier ont incité les chercheurs à trouver d'autres méthodes d'analyse dont la théorie des ondelettes.

Dans les années 80, J.MORLET a développé la théorie des ondelettes et a pu remplacer la sinusoïde de la transformée de Fourier par une famille de translation et dilatation d'une même fonction, permettant de réaliser une analyse des structures locales d'un signal avec un zoom qui dépend de l'échelle considérée.

Les données de champ de potentiel (gravimétrique et magnétique) sont généralement interprétées en estimant la localisation en surface et en profondeur des sources (Boukerbout.2003). De par l'importance de cette application, un grand nombre de méthodes et algorithmes de traitement de données ont été développés. Parmi les plus récentes techniques développées, nous citons "la transformée en ondelettes".

1. DECOMPOSITION TEMPS-FREQUENCE

L'analyse du signal consiste à dégager des "informations" contenues dans un signal qui se déroule au cours du temps. Ce signal "s" est décrit par une fonction $S(t)$ du temps t et peut avoir des origines très diverses (sons musicaux, voix humaines, ondes sismiques, etc...). (Meyer.1987)

Lorsqu'on observe son évolution au cours du temps, on repère bien son commencement, sa fin, la durée de ses éléments caractéristiques, ainsi que des discontinuités, des changements de rythme, etc...

En revanche, cette représentation temporelle du signal renseigne peu sur ses périodicités, donc sur ses fréquences.

Depuis le XVIII^e siècle, de nombreux mathématiciens étudient la représentation en fréquence des signaux. Les séries de Fourier sont utilisées pour l'analyse des signaux périodiques. Pour les phénomènes non périodiques, on a recours à une intégrale de Fourier (ou somme continue). Cette dernière consiste à représenter le signal étudié par une superposition d'ondes sinusoïdales de toutes les fréquences possibles. Les amplitudes associées à chaque fréquence représentent les importances respectives des diverses ondes sinusoïdales dans le signal global. Ces amplitudes forment alors une fonction de la fréquence f que les physiciens appellent «spectre continu des fréquences du signal », c'est la transformée de Fourier du signal $S(t)$, notée $\hat{S}(w)$.

L'intégrale de Fourier est très générale, car on peut l'appliquer sans faire d'hypothèses sur l'origine physique du signal, elle s'est révélée très fructueuse aussi bien d'un point de vue théorique que numérique.

A. Analyse de Fourier

1. Série de Fourier Tout signal $S(t)$ périodique de période T est une somme pondérée de sinus et de cosinus de différentes fréquences. Les coefficients de cette représentation expriment la valeur moyenne de la fonction et toutes les oscillations autour de cette valeur moyenne.

$S(t)$ s'écrit :

$$S(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{+\infty} (a_n \cos(nwt) + b_n \sin(nwt)) \quad (\text{IV.1})$$

$$\text{où : } w = \frac{2\pi}{T} \quad (\text{IV.2})$$

$$\text{et } a_0 = \frac{2}{T} \int_0^T S(t) dt \text{ représente la composante continue.} \quad (\text{IV.3})$$

a_n et b_n sont les composantes alternatives données par :

$$a_n = \frac{2}{T} \int_0^T S(t) \cos(nwt) dt \quad (\text{IV.4})$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_0^T S(t) \sin(nwt) dt \quad (\text{IV.5})$$

Les séries de Fourier des fonctions périodiques sont discrètes, seuls les cosinus et les sinus de fréquences multiples à la fréquence de la fonction entrent en jeu dans la série.

2. Transformée de Fourier Les fonctions non périodiques et intégrables peuvent également être exprimées en somme de sinus et de cosinus.

Dans ce cas, un ensemble discret de fréquences ne suffit pas pour représenter la fonction, on a donc une représentation de Fourier continue. La fonction qui associe à chaque fréquence f son coefficient dans la représentation de Fourier est la transformée de Fourier de la fonction. Elle s'écrit:

$$\hat{S}(w) = \int_{-\infty}^{+\infty} S(t) \exp(-iwt) dt \quad (\text{IV.6})$$

avec : $w = 2\pi f$

Le nombre de coefficients non nuls dépend de la régularité du signal. En effet, pour des signaux réguliers, les coefficients deviennent rapidement négligeables. A l'inverse, il faut une large plage de coefficients pour représenter un signal irrégulier, ce qui exprime la présence de hautes fréquences dans le signal.

B. Limite de l'analyse de Fourier

Lorsque l'on regarde la transformée de Fourier d'un signal, nous n'avons aucune information sur l'apparition temporelle des fréquences. Inversement, une représentation temporelle ne nous donnera aucune information précise sur le contenu fréquentiel du signal étudié. (Valéro.1997)

L'analyse de Fourier permet d'exprimer un signal selon ses fréquences. Mais l'inconvénient de celle-ci est que l'on perd toute notion de localisation temporelle. Autrement dit, l'analyse de Fourier exprime le nombre de fréquences du signal et l'importance de chacune mais pas l'instant pendant lequel une fréquence est émise. L'idée qui vient alors est d'analyser le signal intervalle par intervalle.

2. DE L'ANALYSE EN FREQUENCE A L'ANALYSE EN ECHELLE

Comme nous l'avons déjà signalé, il existe deux types de représentations permettant d'analyser un signal :

- ✓ une représentation temporelle qui étudie la morphologie du signal (durée, discontinuités, etc...),
- ✓ une représentation fréquentielle reposant sur l'analyse de Fourier.

Ces représentations très utiles, ne permettent pas d'étudier correctement tous les types de signaux. On constate donc l'intérêt qu'il y aurait de posséder une méthode d'analyse qui tient compte de ces deux types de représentations.

Le but de l'analyse temps-fréquence est de mettre en évidence la visualisation des deux types d'informations temporelle et fréquentielle relatives à un signal.

A. Transformée de Fourier à fenêtre glissante (TFFG)

Cette technique consiste à analyser le signal sur une fenêtre fixe, qui est translatée le long de l'axe des temps par l'intermédiaire d'un paramètre b (Gilbert.1997). On observe alors les réponses aux différentes fréquences dans cette fenêtre. On obtient ainsi une analyse à la fois en temps et en fréquence.

Cette analyse fournit un coefficient, dépend de deux paramètres: f la fréquence et b la position en temps de la fenêtre.

La transformée de Fourier à fenêtre glissante (TFFG) d'un signal $S(t)$ s'écrit :

$$TFFG(S(t)) = w_S(f, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} S(t)g(t-b) \exp(-i2\pi ft) dt \quad (IV.7)$$

$w_S(f, b)$ donne une indication sur ce qui se passe autour de l'abscisse $t=b$ pour la fréquence f . La fonction $g(t)$ est la fenêtre choisie pour faire une analyse de Fourier locale autour du point b .

Cas particulier Avec la fenêtre de Gauss, la transformation a été baptisée transformation de Gabor. On appelle $g(t)$, la fonction analysante, «la Gaborette ».

B. Transformée de Gabor

Dans les années (1940), le physicien britannique Denis GABOR (l'inventeur de l'holographie et prix Nobel de physique en 1971) donne naissance à une méthode générale qui consiste à faire une adaptation locale de l'analyse de Fourier. Pour cela, il a eu l'idée de faire une analyse par tronçons du signal $S(t)$, en calculant (Gibert.1997) :

$$S(f, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} S(t)g(t-b) \exp(-i2\pi f(t-b)) dt \quad (IV.8)$$

que l'on appellera un «spectrogramme », et où $g(t)$ est une fenêtre permettant de prélever un tronçon du signal $S(t)$.

La fenêtre retenue doit être optimale vis-à-vis du principe d'incertitude de Heisenberg. Pour cette raison, Gabor a retenu la gaussienne, car cette fenêtre n'est pas à support compact

mais à décroissance rapide, ce qui est numériquement valable. De plus, elle est infiniment dérivable et bien localisée en espace et en fréquence.

Dans ce cas, la TFFG peut s'exprimer comme étant le produit de convolution du signal analysé avec la fonction $g(f,b)$ exprimée par (Gilbert.1997) :

$$g(f,b) = \exp\left(-\frac{\pi}{T}b^2\right) \exp(-i2\pi ft) \quad (\text{IV.9})$$

$g(f,b)$ est paramétrée par la durée T qui définit la largeur de la fenêtre gaussienne.

C. Limite de la transformée de Fourier à fenêtre glissante

La transformée de Fourier à fenêtre glissante permet de faire une analyse locale du signal. Mais l'inconvénient de cette méthode est que l'on observe tout le signal avec une fenêtre fixe. On aura donc des difficultés pour observer les signaux qui présentent à la fois des grandes et des petites variations. Ainsi, une fonction dont la durée est adaptée pour analyser des basses fréquences se révélera inefficace pour l'étude des hautes fréquences. Ce qui implique alors qu'il ne sera pas possible d'analyser les différentes composantes fréquentielles d'un signal étudié. En effet, il faut une fenêtre étroite pour obtenir les hautes fréquences, et dans ce cas, les basses fréquences ne sont plus visibles. De même que pour observer les basses fréquences, il faudra une fenêtre plus large, alors la localisation des hautes fréquences devient imprécise. L'idéal, en fait, serait d'avoir un outil d'analyse qui pourrait s'adapter aux différentes échelles du signal considéré.

Le géophysicien J.MORLET a constaté ces inconvénients en prospection pétrolière, pour l'analyse des signaux sismiques, captés après réflexion sur des couches géologiques. Ceci l'a amené à proposer en (1983) une méthode nouvelle où la fenêtre varie par translation mais aussi par dilatation ou contraction. C'était le début de l'utilisation des ondelettes en traitement des signaux numériques. (Grasquet. 1990)

3. ANALYSE DES SIGNAUX PAR ONDELETTES

A. Historique

La première transformation en ondelettes (le nom n'est pas encore utilisé) est proposée par Haar en (1909), il serait plus judicieux de parler alors de « paléo-ondelettes ». Les précurseurs conscients de cette technique ont été des mathématiciens (Calderon 1964), des physiciens (Aslaken et Klander en (1968), Paul en (1985)), et surtout des ingénieurs (ou des chercheurs en sciences de l'ingénieur) comme Esteban et Galand (1977), Smith et

Barnwell (1986), Vetterli (1986) ; nous pouvons parler dans leurs cas de « pré-ondelettes ». (Truchetet.1998)

Le premier à avoir utilisé la méthode et le premier à avoir proposé le nom d'ondelettes fut le géophysicien J.Morlet qui s'est penché sur l'étude de certains signaux en sismique réflexion, L'analyse du signal sismique doit renseigner sur la composition du sous-sol et l'éventuelle présence de couches de pétrole. Pour ce problème, l'analyse de Fourier classique s'était depuis longtemps montrée inadaptée et J.Morlet s'était rendu compte que la méthode de Gabor était inadéquate, car elle ne permettait pas d'obtenir une résolution suffisante. (Grasquet. 1990)

J.Morlet a proposé, en 1983, un procédé révolutionnaire, l'analyse et la synthèse par les ondelettes, qui permet d'analyser efficacement des signaux où se combinent des phénomènes d'échelle très différente. La transformation en ondelettes, créée pour résoudre des problèmes posés par la sismique-réflexion, a été ensuite appliquée à l'analyse des sons, des images et de toute forme de signal.

En 1985, Y.Meyer faisait apparaître la notion de base orthogonale, et en collaboration avec S.Mallat, ils ont introduit l'analyse multirésolution en 1989.

I.Daubechies a contribué dans ce domaine, par le développement des ondelettes à support compact en 1988.

Grossmann et al., 1985 ; Mallat et al., 1992; Boukerbout et al., 2003 ont montré que la transformée en ondelettes continue permet de détecter et caractériser les singularités homogènes. En effet, une première méthode de localisation, dans la théorie du problème inverse, a été réalisée par Moreau et al., (1997), à partir des lignes de maxima des coefficients de la transformée en ondelettes ou arêtes qui convergent vers un point source (Grossmann, 1986 ; Mallat et al., 1992).

B. Transformée en ondelettes

L'analyse par ondelettes consiste à étudier le signal suivant différentes résolutions. Pour cela, on définit une fonction de base appelée ondelette mère ou ondelette analysante. C'est avec les ondelettes créées à partir de cette fonction par translation et changement d'échelle que l'on va analyser le signal.

Définition : C'est au géophysicien J.Morlet que l'on doit la construction des ondelettes ' $\psi_{a,b}$ ', qui sont des fonctions élémentaires, très particulières (ce sont les vibrations les plus courtes et les plus élémentaires que l'on puisse concevoir). (Meyer.1987)

Il suffit de « jouer à l'accordéon » avec l'ondelette analysante ' ψ ' pour obtenir la famille des ondelettes ' $\psi_{a,b}$ ', de fonctions élémentaires, de la manière suivante: (Torresani.1995)

$$\psi_a(x) = \frac{1}{a^n} \psi\left(\frac{x}{a}\right) \quad (\text{IV.10})$$

Avec:

a : facteur d'échelle, relié à la notion de fréquence ; $a > 0$

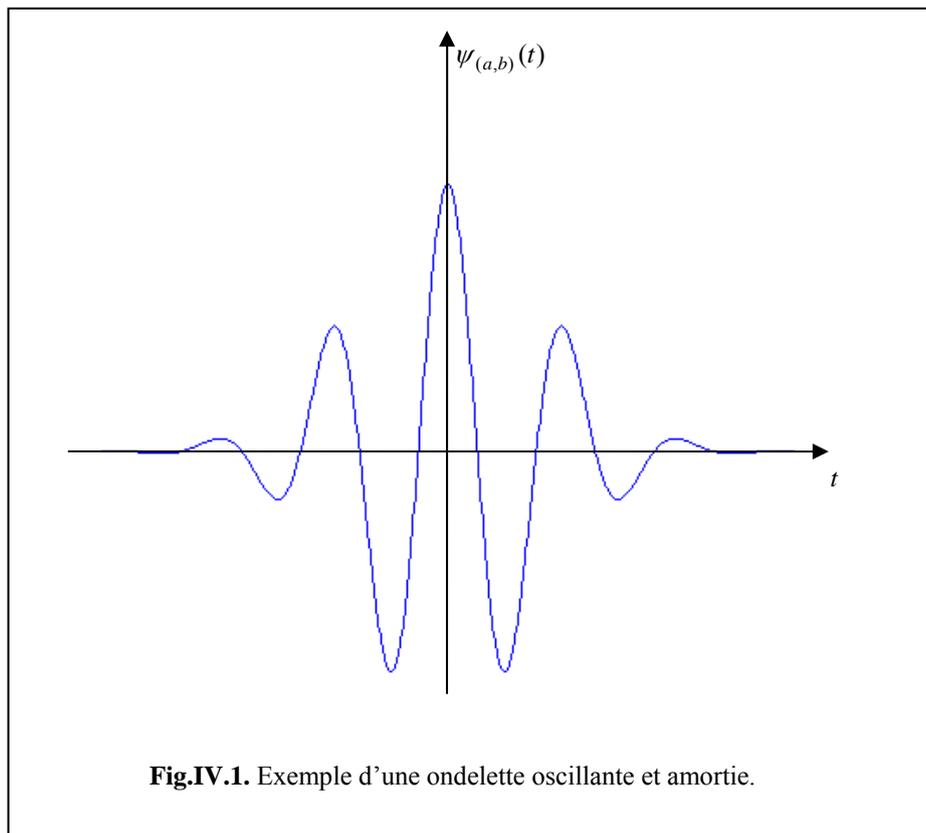
Le facteur d'échelle ' a ' joue le rôle de l'inverse de la fréquence : plus ' a ' est petit moins l'ondelette (la fonction analysante) est étendue temporellement, donc plus la fréquence centrale de son spectre est élevée.

Les caractéristiques de ' $\psi_a(x)$ ' sont assez nettement différentes de celle d'une fenêtre ; celle-ci avait plus ou moins l'allure d'un créneau, ' $\psi_a(x)$ ' au contraire sera d'intégrale nulle et oscillante. (Grasquet. 1990)

On s'efforcera ici encore d'imposer à ' ψ ' et ' $\hat{\psi}$ ' (' $\hat{\psi}$ ' est la T.F de ' ψ ') une bonne localisation. Donc, une convergence vers zéro assez rapide à l'infini. Autrement dit, la transformée en ondelettes ne sera intéressante comme outil d'analyse du signal que si la fonction analysante reste bien localisée dans le temps et en fréquence. Cette condition d'admissibilité est donnée:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{|TF(\psi)|^2}{u} du < \infty \quad (\text{IV.11})$$

Ce qui revient à dire en pratique, qu'elle est de moyenne nulle (Holschneider, 1995).



La transformée en ondelettes d'une fonction $f(x)$; $x \in \mathfrak{R}^n$, pour une dilatation a est définie comme étant un produit de convolution

$$W(\psi, f)(b, a) = \int_{\mathfrak{R}^n} f(x) \frac{1}{a^n} \psi\left(\frac{b-x}{a}\right) dx = (f * \psi_a)(b) \quad (\text{IV.12})$$

Avec

b : paramètre de translation relié à la notion de position temporelle ; $b \in \mathfrak{R}$.

La covariance de la transformée en ondelettes W par rapport à la dilatation a est donnée par la formule :

$$W(\psi, \psi_t f)(b, a) = \frac{1}{a^m} W(\psi, f)\left(\frac{b}{a'}, \frac{a}{a'}\right) \quad (\text{IV.13})$$

Une fonction est homogène de degré α si elle vérifie l'équation :

$$f(a'x) = a'^\alpha f(x), \forall a' > 0, \alpha \in \mathfrak{R} \quad (\text{IV.14})$$

La condition d'homogénéité permet de simplifier l'équation de covariance (IV.13) à :

$$W(\psi, f)(tb, ta) = t^\alpha W(\psi, f)(b, a) \quad (\text{IV.15})$$

où t est la dilatation pour laquelle la fonction est homogène, ceci peut se généraliser sous la forme :

$$W(\psi, f)(b, a') = \left(\frac{a'}{a}\right)^{n+\alpha} \psi_{a'/a} W(\psi, f)(b, a) \quad (\text{IV.16})$$

Les extrema de cette fonction se traduisent géométriquement par l'union des lignes formant un cône dont le sommet est le centre d'homogénéité de la fonction analysée quand la dilatation $a \longrightarrow 0$. Ces lignes correspondent aux dérivées

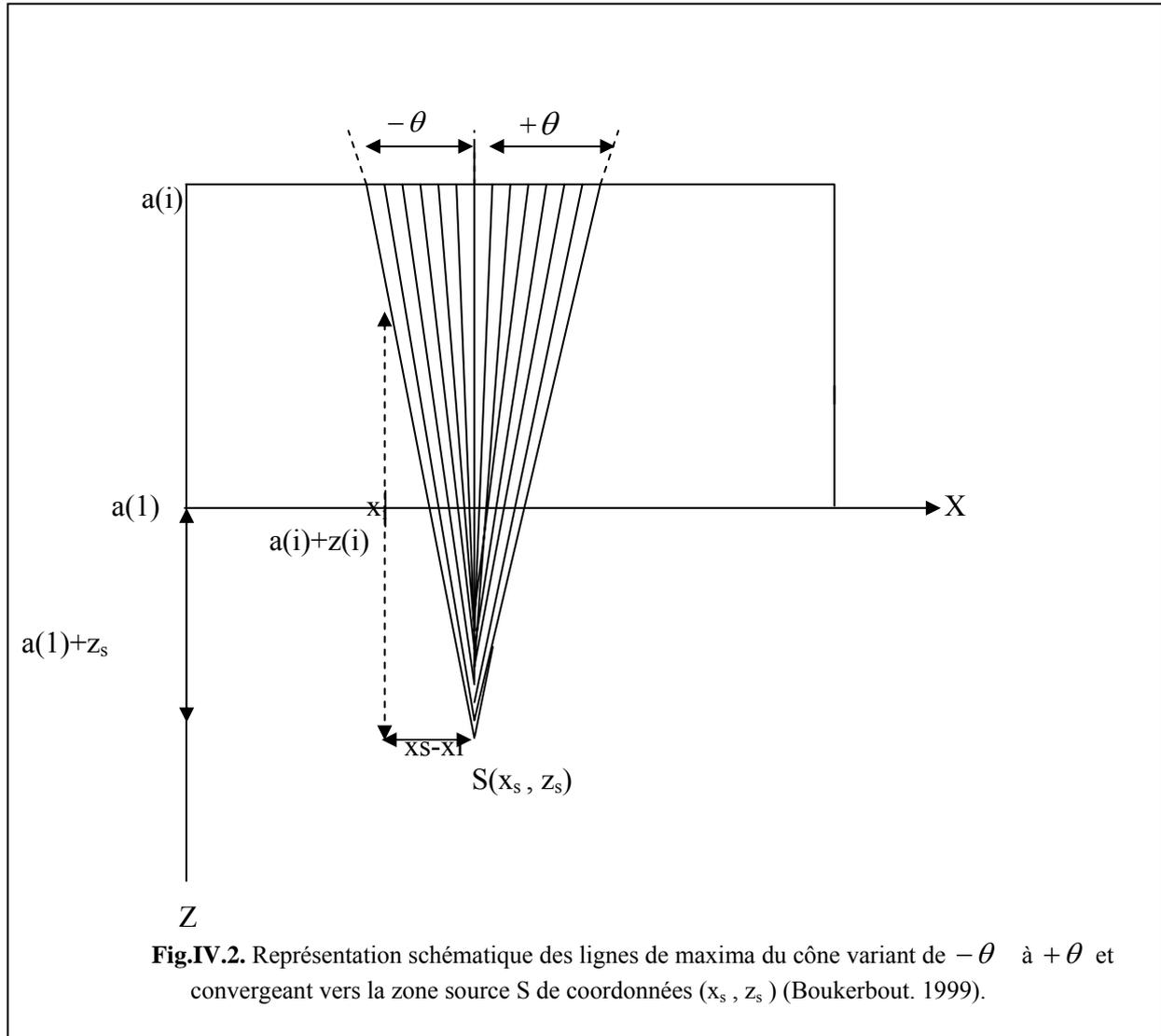
$$\frac{\partial^m W(\psi, f)(b, a)}{\partial b^m} = 0 \quad (\text{IV.17})$$

ce sont les arêtes de la transformée en ondelettes le long desquelles, elle varie suivant une loi de puissance de la forme a^α qui donne le degré d'homogénéité α de la fonction étudiée (Grossmann et al., 1987 ; Holschneider, 1988 ; Moreau et al., 1999).

C. Principe de la méthode (Boukerbout, 1999)

L'idée de base de cette méthode est de pouvoir voir sous un angle θ quelconque, la convergence du cône des arêtes des coefficients de l'ondelette vers la source, ceci revient à balayer un intervalle $[x_{\min}, x_{\max}]$ dans lequel est comprise la position de la source x_s et un intervalle $[z_{\min}, z_{\max}]$ dans lequel se situe la profondeur z_s de la source (Fig.IV.2).

Seulement, en réalité, les lignes de maxima ne sont pas linéaires telles que nous les voyons sur la Fig.IV.2, comme nous l'avons dit plus haut, la variation le long des arêtes suit une loi de puissance de la forme a^α et par conséquent la pente le long de l'arête n'est pas constante et ne sera donc pas représentative du degré d'homogénéité α de la source, nous ne pouvons donc les utiliser tel quel et un changement de variables s'impose afin de linéariser les arêtes.



Il a été montré par Moreau et al. (1999), que le changement de variable en échelle et en coordonnées est défini par :

$$W(\psi, f)(b, a) \rightarrow \left(\frac{1}{a}\right)^\gamma W(\psi, f)(b, a) \quad (\text{IV.18})$$

$$a \rightarrow a - z_\sigma \quad (\text{IV.19})$$

Avec: γ Représente l'ordre de dérivation de l'ondelette

z_σ Représente la dilatation négative où convergent les arêtes du cône.

Ce changement de variables permet la convergence des lignes de maxima sur le plan $z_\sigma = -a$, (contrairement au cas des fonctions homogènes pour lesquelles le cône converge sur le plan $a = 0$), de plus en rendant les arêtes linéaires, il sera possible d'avoir accès au degré d'homogénéité α de la source à partir de la pente le long des arêtes.

Les différentes étapes que nous avons suivies pour passer directement du demi-plan supérieur au demi-plan inférieur sont les suivantes: (Boukerbout, 2004)

- ✓ Pour un signal donné, nous calculons la transformée en ondelettes et nous réalisons le changement de variables pour les dilatations a et la transformée en ondelettes W , afin de rendre les lignes de maxima linéaires,
- ✓ Interpolation, afin de pouvoir passer à l'étape du calcul des pentes le long des arêtes,
- ✓ Calcul des pentes P de la transformée en ondelettes le long des lignes de maxima se fait en utilisant la formule suivantes:

$$P(i) = \frac{w(i+1) - w(i)}{a(i+1) - a(i)} \quad (\text{IV.20})$$

Où $w(i)$ sont les coefficient de la transformée en ondelettes et $a(i)$ sont les dilatation,

Le but de cela, est d'essayer de réduire toutes les possibilités de localisation sauf une, qui nous permettra d'obtenir l'information recherchée pour estimer la profondeur inconnue de la source. Pour cela, nous avons choisi un critère de sélection qui est l'entropie de Shannon, il s'agit d'un raisonnement analogue à celui des probabilités, si un évènement A possède une probabilité $P(A)=0.999$, il y a presque une certitude pour que cet évènement se produise, si par contre $P(A)=0.1$, il y a une certitude raisonnable pour que l'évènement A ne se produise pas; l'incertitude est maximum si $P(A)=0.5$. La mesure de l'incertitude sur l'occurrence ou la non occurrence d'un évènement est appelée entropie d'une distribution donnée et elle est notée S et est définie par:

$$S = -\sum_{i=1}^N p_i \ln p_i \quad (\text{IV.21})$$

Dans le cas de cette méthode, nous avons utilisé l'entropie de Shannon (Tass et al., 1998), qui est définie par:

$$\rho = \frac{S_{\max} - S}{S_{\max}} \quad (\text{IV.22})$$

Où S est l'entropie de la distribution, dans ce cas, ce sont les pentes des coefficients de la transformée en ondelettes:

$$S_{\max} = \ln N \quad (\text{IV.23})$$

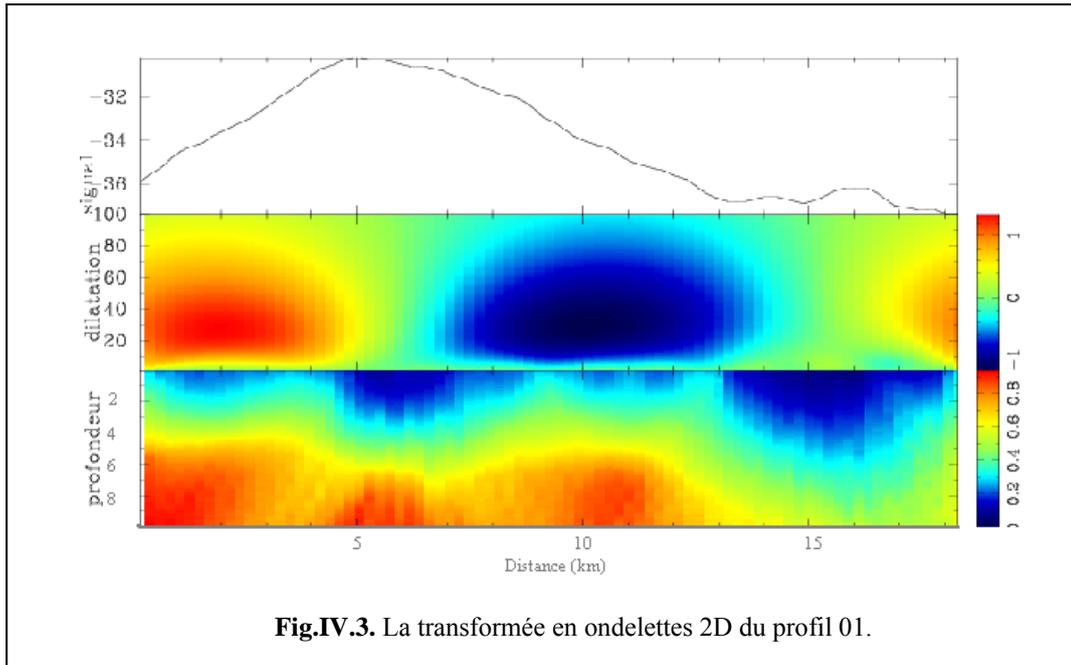
Où N est le nombre de points,

Les valeurs de l'entropie ρ sont comprises dans l'intervalle [0,1], si ρ prend la valeur 0, alors le résultat obtenu ne représente pas la zone source recherchée et, dans ce cas, il va falloir changer l'intervalle des profondeurs sur lequel nous testons, si par contre ρ prend des valeurs qui tendent vers 1, ceci correspond à la zone source qui nous intéresse.

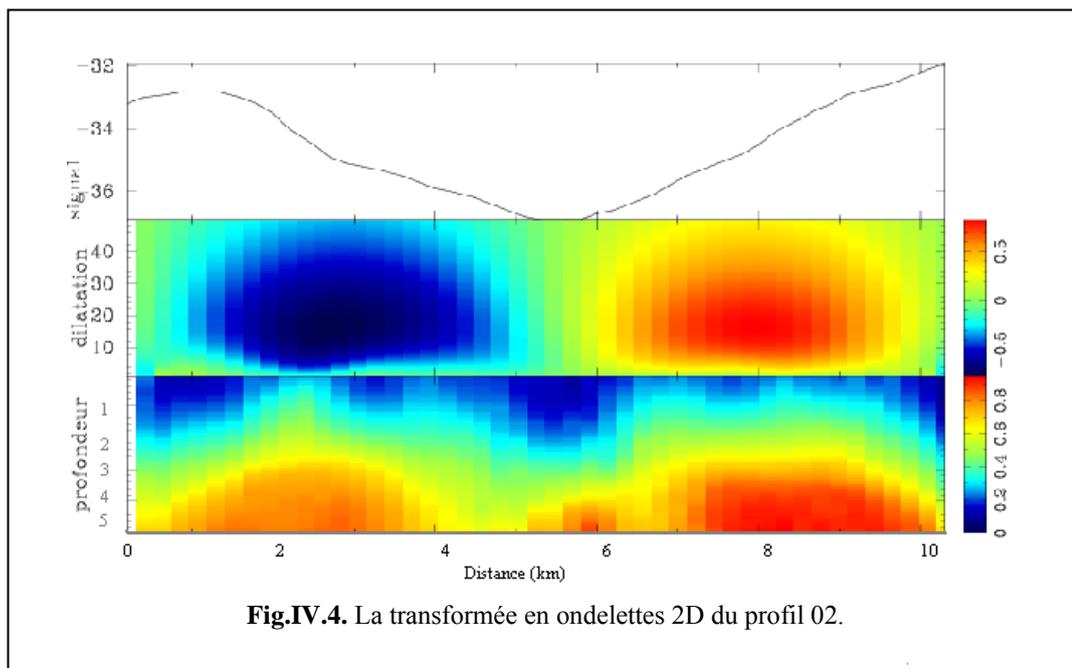
D. Application de la transformée en ondelettes pour l'estimation des profondeurs

Nous avons appliqué la transformée en ondelettes continue sur les 06 profils passant par les différentes anomalies observées sur les différentes cartes gravimétriques (voir carte de positionnement des profils).

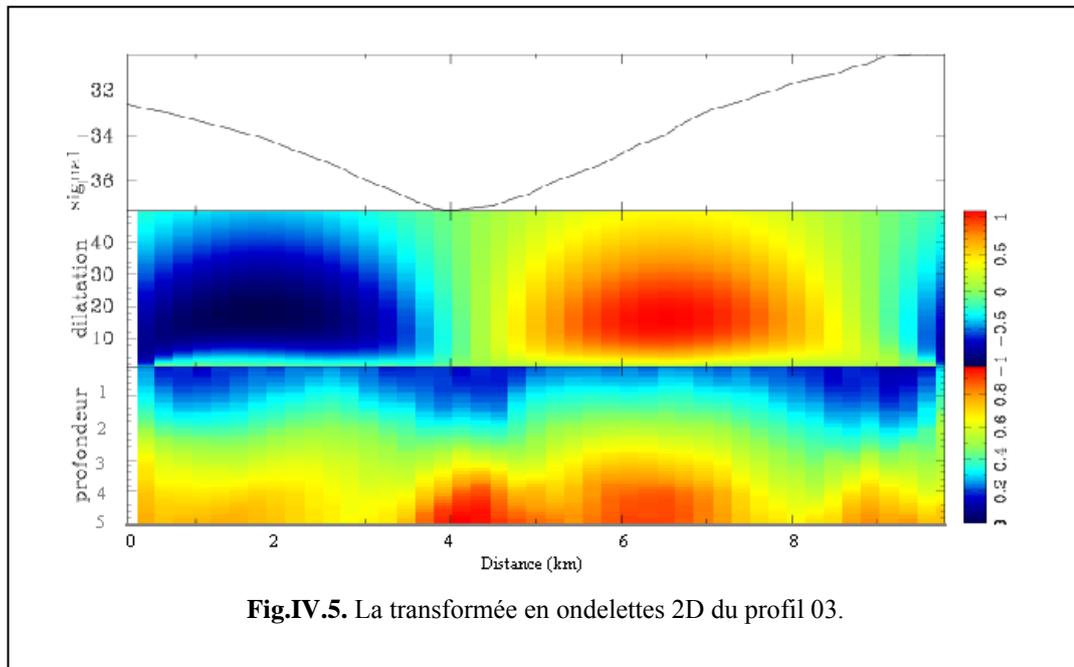
Profil 01: de 18 km de longueur, de direction E-W, il traverse l'ensemble positif situé à l'Est de la carte. Nous remarquons que le signal est très lisse montrant une importante anomalie de grande longueur d'onde. La transformée en ondelettes montre la signature de deux (02) failles ou contacts. Le premier est situé à l'est, il a 4.5km de profondeur, le deuxième est situé à l'ouest, sa profondeur dépasse les 10km. Sur la carte de l'entropie sont identifiées les sources: a une profondeur allant de 5 km à 6 km à l'est et des profondeurs très importantes pour la région Ouest du profil



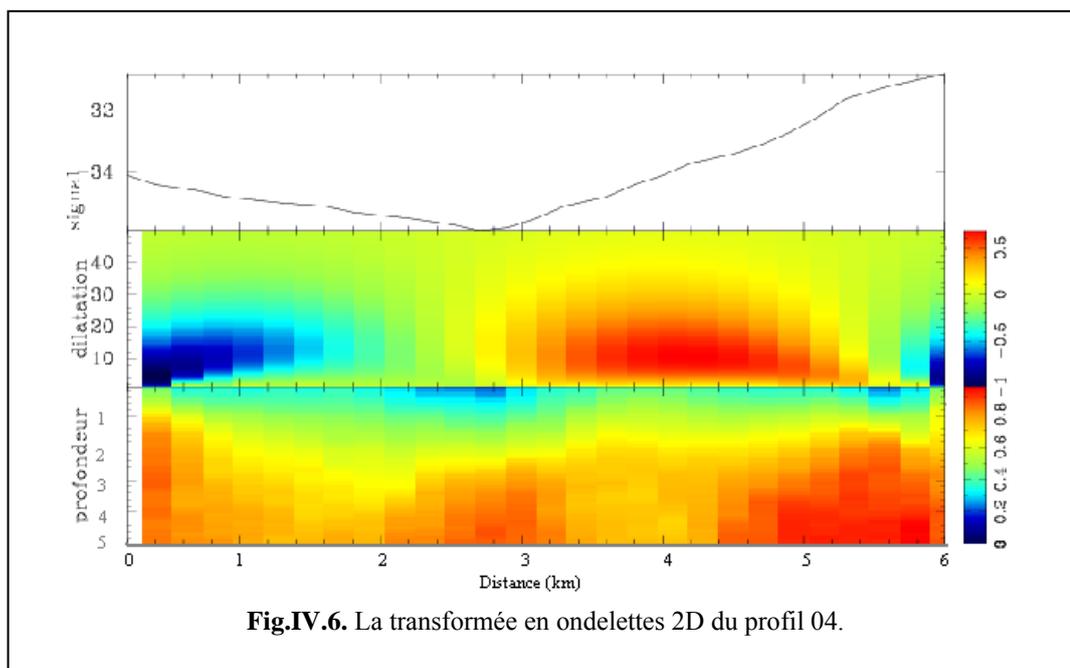
Profil 02: de 10 km de longueur, passant par l'anomalie négative (A3) du rameau central de l'ensemble négatif situé à l'ouest de la carte, de direction NW-SE. La transformée en ondelettes de ce profil montre la signature d'une faille à environ 5 km pour une profondeur de 4 km. Les profondeurs le long de ce profil en allant du NW vers le SE vont de 5 km pour remonter à 3 km et s'approfondissent au milieu du profil jusqu'à 5 km pour remonter au SE à 3 km.



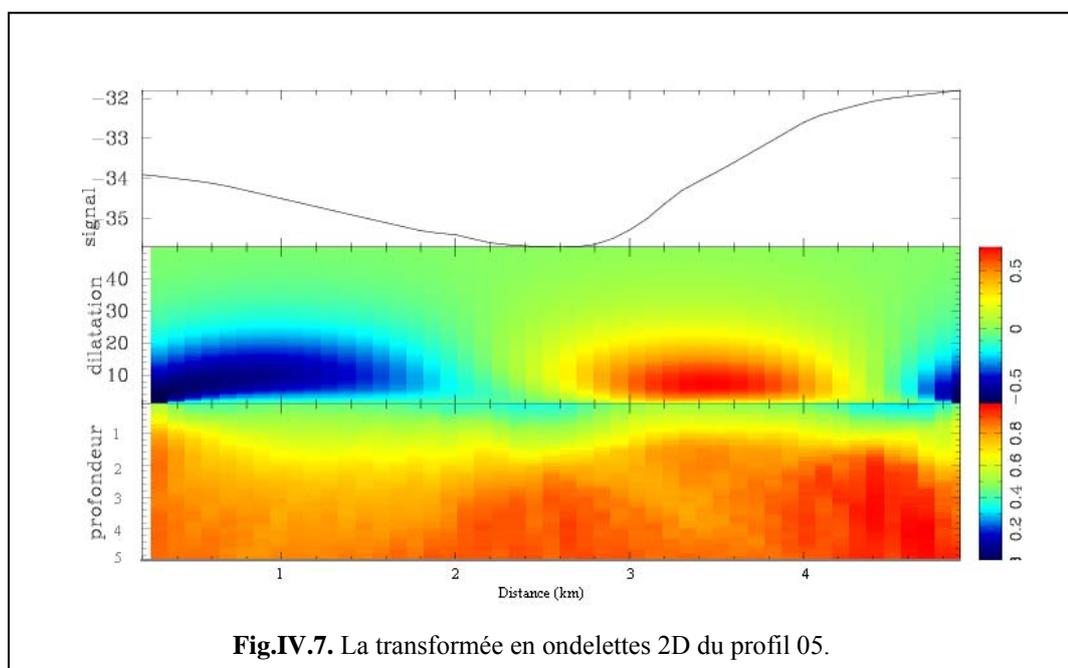
Profil 03: de 10 km de longueur, passant par l'anomalie négative (A4) du rameau central de l'ensemble négatif situé à l'ouest de la carte, de direction NW-SE. Deux contacts sont identifiés sur sa transformée en ondelettes, à des profondeurs comprises entre 3 et 3.5 km, le premier est situé à 4.5 km de distance et le deuxième à 9 km. Les profondeurs des sources le long de ce profil sont de l'ordre de 3 km au milieu du profil et elles peuvent atteindre les 4 km aux extrémités.



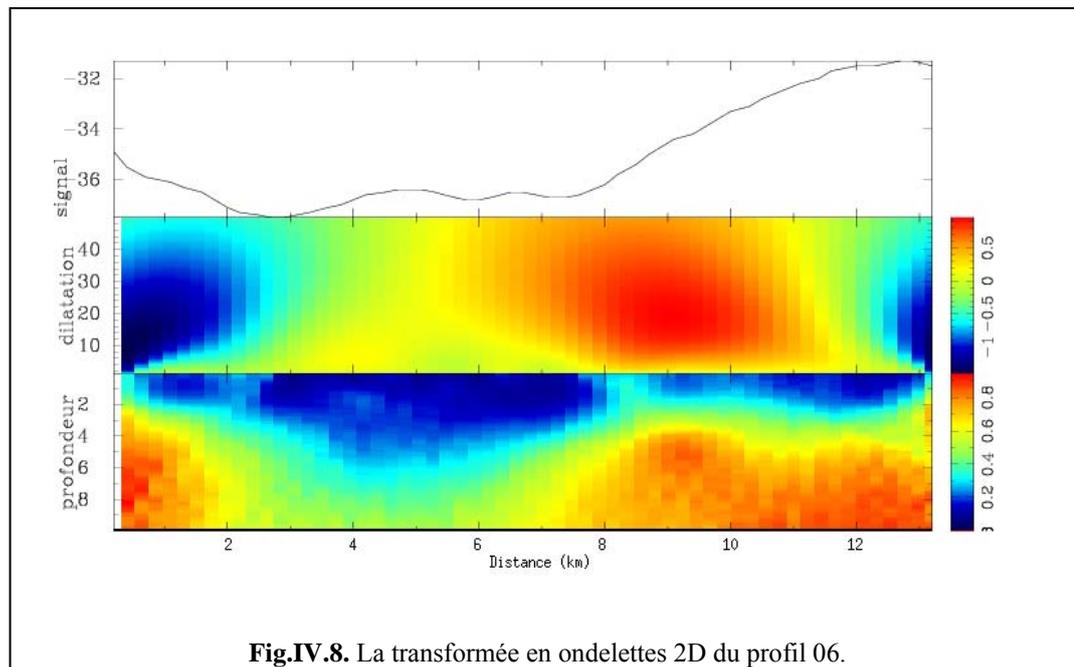
Profil 04: de 6 km de longueur, passant par l'anomalie négative (A5) du rameau oriental de l'ensemble négatif situé à l'ouest de la carte, de direction NW-SE. La transformée en ondelettes de ce profil montre la signature de deux failles. La première à une profondeur de 2.5 km pour une distance de 2 km de début du profil, et la deuxième à la fin du profil à une profondeur de 1.5 km. Les profondeurs des sources le long de ce profil sont de l'ordre de 2 km.



Profil 05: de 5 km de longueur, passant par l'anomalie négative (A6) du rameau oriental de l'ensemble négatif situé à l'ouest de la carte, de direction NW-SE. La transformée en ondelettes de ce profil montre la signature de deux failles, qui ont la même profondeur pratiquement (1.3 km), la profondeur des sources le long de ce profil est de l'ordre de 1.5 km.



Profil 06: de 13 km de longueur, passant par l'anomalie négative (A1) du rameau Occidental et l'anomalie (A2) du rameau central de l'ensemble négatif situé à l'ouest de la carte, de direction NW-SE. La transformée en ondelettes montre la signature de trois (03) failles ou contacts sur les distance ($x_1= 3$ km, $x_2= 5$ km et $x_3= 12$ km). Le troisième contact à une profondeur de 4 km, et les deux premiers on des profondeurs qui dépassent les 10 km. Sur la carte de l'entropie sont identifiées les sources: en allant du NW vers SE vont de 2 km et s'approfondissent au milieu du profil jusqu'à dépasser les 10 km pour remonter au SE à 4 km.



E. Conclusion

La méthode appliquée permet de localiser et d'identifier les sources génératrices d'anomalies gravimétriques, Les résultats obtenus coïncidents bien avec ceux obtenus à partir de la méthode graphique, de plus elle est assez robuste vis-à-vis des profils à signatures gravimétriques compliqués (profils 4,5 et 6).

Introduction générale

Chapitre I: Aperçu théorique sur la gravimétrie

Chapitre II: Compilation des données gravimétriques existantes

Chapitre III: Etude gravimétrique dans le môle In-Ouzzal

Chapitre IV: Localisation des sources à partir de la transformée en ondelettes

Conclusion générale

Bibliographie

CONCLUSION GENERALE

Le Hoggar, fait partie de la ceinture Panafricaine qui a enregistré les déformations précambriennes et présente une morphologie en forme de dôme avec un volcanisme récent.

Dans ce travail, nous avons repris l'ensemble des données gravimétriques et topographiques disponibles dans cette région. La comparaison des valeurs de pesanteur de points communs pour les différentes campagnes gravimétriques montre des différences importantes. La première étape de l'homogénéisation, après la récupération des anciennes données, consiste à retrouver les bases de rattachement de ces campagnes. Afin de pouvoir exploiter les données existantes, il est indispensable de les ramener au même niveau de référence. Pour cela, il est nécessaire d'avoir des nouvelles données qui englobe les différentes campagnes et qui seront rattachées à un réseau de base plus récent.

Le calage des valeurs de ces campagnes, par rapport à nos données (A. Abtout dans le Hoggar central 2005, et B. Bouyahiaoui dans l'In-Ouzzal 2005), permet d'avoir des valeurs d'anomalies de Bouguer homogènes et réduites à un même réseau de référence qui est celui de la mesure absolue.

Les différentes cartes établies (filtres gravimétriques: séparation d'anomalies, dérivées, prolongées) mettent en évidence les principaux traits géologique du Hoggar Occidental. Le domaine Craton Ouest Africain est caractérisé par des anomalies positives qui correspondent au socle archéen. Toutes ces observations ont été résumées sur la carte des linéaments et axes gravimétriques.

En s'appuyant sur les signatures gravimétriques, une proposition d'un éventuel découpage des différents terranes qui constituent le Hoggar occidental a été proposée.

Le môle In-Ouzal, terrain d'âge Archéen, représente un des importants terranes pour la compréhension de la formation de la chaîne panafricaine, il offre une très bonne coupe de la partie inférieure de la croûte continentale qui a subi une tectonique compressive contemporaine du métamorphisme granulitique.

La prospection gravimétrique réalisée dans la région a permis la création de 243 nouvelles stations gravimétriques, l'application des différents filtres a permis l'identification des accidents gravimétriques, toutes ces observations ont été représentées sur la carte des linéaments et axes gravimétriques.

L'analyse des différentes cartes gravimétriques montre un alignement d'anomalies Positives-négatives-positives, d'orientation NE-SW.

L'utilisation d'un outil mathématique extrêmement puissant "la transformée en ondelettes" a permis l'estimation des profondeurs des sources génératrices des anomalies gravimétriques.

Les résultats gravimétriques coïncident avec la géologie de la région, et mettent en évidence la structuration en dômes et bassins, avec les charnockites formant les dômes et les métasédiments formant les bassins.

Introduction générale

Chapitre I: Aperçu théorique sur la gravimétrie

Chapitre II: Compilation des données gravimétriques existantes

Chapitre III: Etude gravimétrique dans le môle In-Ouzzal

Chapitre IV: Localisation des sources à partir de la transformée en ondelettes

Conclusion générale

Bibliographie

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Abtout A., Boudellaa A. and All., 2001. Campagne gravimétrique CG6, Tunisie, Office National des mines.
- [2] Abtout A., Boudellaa A. and All., 2005. Campagne gravimétrique CG7, Tunisie, Office National des mines.
- [3] Abtout A., Djellit H. and All., 2006. Etude géologique, géophysique et géotechnique des piémonts Est et ouest de la ville de Blida, Algérie.
- [4] Black R., Latouche L., Liégeois J-P., Caby R. and Bertrand J-M., 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (Central Sahara). *Geology*, 22, 641-644.
- [5] Blakely R-J., 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University, press, 441p.
- [6] Boukerbout H., 1999. Identification des sources de champs de potentiel à partir de la transformée en ondelettes : Passage dans le plan (x,y) des profondeurs. DEA Géosciences Rennes. Université de Rennes 1, 89p.
- [7] Boukerbout H., Gibert D. and Sailhac P., 2003. Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Application to VLF data. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30, N° 8, 1427-1429.
- [8] Boukerbout H., 2004. Analyse en ondelettes et prolongement des champs de potentiel, développement d'une théorie 3-D et application en géophysique. Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes1, 136p.
- [9] Boukerbout H., Gibert D., 2006 Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform : Two-dimensional ridgelet analysis. *Journal of geophysical research*. Vol. 111.
- [10] Boukercha F., 2007. Etude mécanique de la lithosphère au Hoggar par la gravimétrie. Magistère USTHB, Alger, 93p.
- [11] Bourmatte A., 1977. Etude gravimétrique du Tanezrouft. Thèse d'état, Université Montpellier, 140p.
- [12] Bouyahiaoui B., Bacha B-O., 2003. Filtrage par la transformée en ondelettes continue. Mémoire d'ingénieur USTHB, Alger, 67p.
- [13] Bouyahiaoui B., Abtout A. et Boukerbout H., 2005. Etude de la croûte archéenne du môle In-Ouzal. 3rd International Symposium on Hydrocarbons and Chemistry.
- [14] Bouyahiaoui B., 2006. Identification des structures géologiques causatives des anomalies gravimétriques. 3^{ème} colloque de géophysique appliquée, Oujda- Maroc.

- [15] Bracewelle R-N., 1965. The Fourier transform and its applications. McGraw-Hill.
- [16] Caby R., A review of the In-ouzzal granulitic terrane (Tuareg Shield, Algeria): its significance within the Pan-African Trans-Saharan belt journal of metamorphic Geology 14, 659-666.
- [17] Dennis J., Gregoris. and Simon Yu., 1994. Introduction to the theory and applications of wavelet transforms. Spar journal of engineering and technology /vol.3.
- [18] Djeddi M. and all., 2004. Estimation de l'ondelette et de la trace impulsionnelle par filtrage homomorphique, Constantine. Revue sciences et technologies A, N°21, 61-70.
- [19] Djeddi M., 1993. De la pesanteur à la gravimétrie, OPU, Algérie, 260 p
- [20] Drareni A., Ouzegane K. and Bendaoud A., 2007. L'Archéen du Hoggar: Géochronologie et évolution géodynamique, bulletin du service géologique national volume 18N°2.
- [21] Fedi, M, R. Primiceri, T. Quarta, and A. V. Villani (2004), joint application of continuous and discrete wavelet transform on gravity data to identify shallow and deep sources. Geophysics journal international, 156, 7-21.
- [22] Gibert D., 1997. Traitement de l'information, Tome 1, cours de licence et maîtrise de géosciences. Université de Rennes I, géosciences.
- [23] Gibert D., Holschneider M. and Lemouel J-L., 1998. Wavelet analysis of the chandler wobble J.Géophys /vol.2.
- [24] Gibert D. and Pessel M., 2001, Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: application to self-potential profiles. Geophys. Res. Lett., 28, 1863-1866.
- [25] Grasquet C., Wittomski., 1990. Analyse de Fourier et application. Edition Masson.
- [26] Grossmann A., Holshneider M., Kronland-Martinet R. and Morlet J., 1987. Detection of abrupt changes in sound signals with the help of wavelet transform. Advances in electronics and electron physics, vol. 19, pp. 289-306, Academic, San Diego, calif.
- [27] Haddoum H., 1992. Etude structurale des terrains archéens du môle In-Ouzzal (Hoggar occidental, Algérie). Thèse d'état, USTHB, Alger, 214p.
- [28] Haddoum. and all., 1994. Evolution of the Precambrian In-Ouzzal bloc (Central Sahara, Algeria); Precambrian Research, 65, 155-166.
- [29] Hamai L., 2006. Reconnaissance des zones de faiblesses d'un site de barrage par méthodes géophysique. 3^{ème} colloque de géophysique appliquée, Oujda- Maroc.
- [30] Harrouchi L., 2005. Cartographie Aéromagnétique et gravimétrique du môle In-Ouzzal (Hoggar occidental, Algérie). Magistère USTHB, Alger, 182p.

- [31] Idres M., 1997. Apport des données gravimétriques et magnétiques à la connaissance de la géologie du Nord Algérie. Thèse d'état, USTHB, Alger, 188p.
- [32] Le Gonidec Y., 2001. Caractérisation d'interfaces et de milieux complexes par analyse sismique multi-échelle.
- [33] Lesquer A., Bourmatte A. and Dautria., 1988. Deep structure of the Hoggar domal uplift (Central Sahara, south Algeria) from gravity, thermal and petrological data. *Tectonophysics*, 152, 71-87.
- [34] Liferman J., Les méthodes rapides de transformation du signal. Edition Masson.
- [35] Mallat S., 2000. Une exploration des signaux par ondelettes. Les éditions de l'école polytechnique.
- [36] Mari J-L., Glangeard F. and Coppens F., 1997. Traitement du signal pour géologues et géophysiciens. Edition Technip.
- [37] Martelet G., Sailhac P., Moreau F. and Diament M., 2001. Characterization of geological boundaries using 1-D wavelet transform on gravity data: theory and application on the Himalayas. *Geophysics*, 66, 1116-1129.
- [38] Maurice K. Seguin., 1971. La géophysique et les propriétés physiques des roches. Les Presses de l'université Laval Québec, 561p.
- [39] Meyer Y., Jaffard S., Rioul O., 1987. L'analyse par ondelettes.
- [40] Meyer Y., Ondelettes et applications. CEREMADE et Institut Universitaire de France.
- [41] Nettleton, L. L., 1939. Determination of density for reduction of gravimeter observations. *Geoph. Vol4*
- [42] Ouzegane K., 1981. Le métamorphisme polyphasé granulitique de la région de Tamanrasset (Hoggar Central). Thèse 3eme cycle. Paris VII, 171p.
- [43] Ouzegane K., Boumaza S., 1996. An exemple of ultra-high-temperature; orthopyroxene-sillimnite-garnet, sapphirine-quartz and spinel-quartz parageneses in Al-Mg granulites from In Hihaou, In-ouzzal, Hoggar, *journal of metamorphic geology*, 14: 693-708.
- [44] Ouzegane K., Kienast J-R., Bendaouad A. and Drareni A., 2003. A review of Archean and paleoproterozoic evolution of the In-ouzzal granulitic terrane (Western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 37, 207-227.
- [45] Parasnis D-S., 1985. Principle of applied geophysics. Chapman and Hall, London.
- [46] Rahmani A., 1992. Pétrologie et géochimie de la série granulitique du massif du khanfous(In-Ouzzal, Hoggar, Algérie). Doctorat de l'université ParisVI, 204P.
- [47] Rechenmann J., 1973. Mesures gravimétriques dans le Tanezrouft oriental (Algérie). CNRS.

- [48] Sailhac P., Gibert D., Boukerbout H., 2009. The theory of the continuous wavelet transform in the interpretation of potential fields. *Geophysical prospecting*. Vol. 57, No. 4. pp. 517-525.
- [49] Spector, A., and Grant F. S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 35, 293-302.
- [50] Telford W-M., Geldart L-P., Sherrif R-E. and Keys D-A., 1981. *Prospection Géophysique, Tome 4, Prospection Gravimétrique, prospection Magnétique, Exemples Combinés*. Presses Cambridge université, 246p.
- [51] Torresani B., 1995. *L'analyse continue par ondelettes*. Savoir actuel, CNRS éditions.
- [52] Truchetet F., 1998. *Ondelettes pour le signal numérique*. HERMES.
- [53] Valéro H-P., 1997. *Endoscopie sismique*. Thèse de doctorat de l'institut de physique du globe de Paris.