

République Algérienne Démocratique et Populaire
الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique
وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

جامعة باجي مختار- عنابة



UNIVERSITE BADJI MOKHTAR-ANNABA

Faculté des sciences de la terre
Département de géologie

Mémoire

Présenté en vue de l'obtention du diplôme de Magister

Option

Recherche et prospection des ressources minérales et
énergétiques

THEME

**SIGNIFICATION STRUCTURALE DES ANOMALIES
GRAVIMETRIQUES DE L'ATLAS SAHARIEN
SEPTENTRIONAL ORIENTAL
NORD-EST ALGERIEN
(ESSAI DE MODELISATION)**

Par

AOUISSI RIADH

DIRECTEUR DE MEMOIRE : DR ABDELHAMID ZERDAZI

Devant le jury:

**PRESIDENT : PR. ABDELHAMIDE MEZGHACHE
EXAMINATEURS : PR. LAOUAR RABAH
DR. TOUBAL ABDERAHMANE**

JUIN 2008

Résumé :

Bien qu'il fut le centre d'intérêt de plusieurs études, le matériel triasique dans la région septentrionale de l'atlas saharien de l'Algérie de l'est connue sous l'appellation de "zone des diapirs", reste jusqu'à présent un dilemme pour plusieurs auteurs dont les travaux se sont succédés principalement cette dernière décennie.

Un des buts de cette étude consiste à caractériser à l'appui de la géologie de surface les structures significatives majeures de la zone des diapirs.

Il est donc apparu nécessaire de reprendre les cartes gravimétriques et aéromagnétiques élaborées auparavant (Zerdazi. A, 1990; et Aéroservice Ltd, 1975) et les associer à l'observation géologique de façon à mieux comprendre et appréhender la géologie structurale de cette région.

En effet, certaines anomalies gravimétriques furent, à l'appui de la géologie, associées à des zones de fort remplissage sédimentaire (fossé d'effondrement mio-pliocène); d'autres, par contre, ne montrent aucune relation avec la géologie, ce qui implique par conséquent de leur trouver une signification géologique appropriée.

D'autre part, les masses triasiques légères et les fossés d'effondrement ont été bien caractérisés aussi bien en plan qu'en profondeur (extension et estimation de volume). Un schéma structural a été dressé à l'occasion, sur lequel on a essayé de mieux cartographier les importants ensembles géologiques de la région.

Les masses triasiques occupant aussi bien les centres des plis que les charriages locaux au Nord de Tébessa, qui auraient du donner des anomalies négatives, et qui n'ont pas été décelées, appuient largement l'hypothèse de J.M. Vila, qui selon laquelle les masses triasiques visibles à la surface, peuvent être expliquées par la présence d'un "glacier de sel" sous marin.

Mots clés :

Diapir, glacier de sel, Anomalies, Géologie structurale, Gravimétrie, Magnétisme.

Summary :

Although the Triassic material, has always been the major interest of several studies in the northern (septentrional) region of the Sahara Atlas of east Algeria, which is distinguished by its many diapiric devices 'zone of diapers', it is still a dilemma for many authors whose works on the subject during the last decade.

It therefore appeared necessary to look back to gravimetric and aeromagnetic maps worked out before together with the geological observations in order to better understand and assess the geological structure of this region.

As a matter of fact, some gravity anomalies in support of geology, were associated to important zones of sedimentary filling (trench of mio-pliocene); others on the contrary, show no relationship to geology, and therefore need an appropriate explanation.

Triassic light masses and trenches are well defined on plan and depth (lateral extension and volume). A structural sketch is worked out and the major geological features of the area were mapped.

The Triassic masses situated at the center of the folds and the local thrusting North of Tebessa, which should give negative anomalies, but are not revealed, are in favour of J.M. Vila hypothesis according to which the conspicuous triassic masses on the surface can be explained by the existence of an "ice sheet" of salt.

Key words:

Diaper, ice sheet, anomalies, Structural geology, gravimetry, magnetism.

ملخص

رغم انها كانت خلال العشرية الاخيرة مركز اهتمام العديد من الدراسات إلا ان المواد الترياسية الموجودة في المنطقة الشرقية من الاطلس الصحراوي بالجزائر المعروفة باسم "منطقة الديابير" تبقى سؤالا محيرا للعديد من علماء الجيولوجيا الذين تعاقبت اعمالهم في المدة الاخيرة. من اهداف دراستنا هذه هو اعطاء توضيح ادق لأهم العناصر الهيكلية لهذه المنطقة وذلك اعتمادا على جيولوجيا سطح الارض.

لذا فقد كان من الضروري اللجوء الى خرائط الجاذبية و الخرائط المغناطيسية التي تم رسمها من قبل (زرذازي. ١٩٩٠ و AEROSERVICE. ١٩٧٨) اضافة الى الملاحظة الجيولوجية بهدف فهم اكبر للجيولوجيا الهيكلية الخاصة بهذه المنطقة. بالفعل بعض من الشذوذ في الجاذبية و اعتمادا على الجيولوجيا كان منسبا الى مناطق ذات تعيير شديد للمواد الرسوبية لكن البعض الاخر لم يظهر أي علاقة مع الجيولوجيا الشيء الذي يدعونا الى ايجاد مفهوم جيولوجي لهذه الحالات الشاذة في الجاذبية و الحقل المغناطيسي

من جهة اخرى حاولنا اعطاء خصائص لكل من الكتل الترياسية الخفيفة و كذلك حفر الانهدام كمقدار الحجم العمق و الامتداد و بالمناسبة حاولنا كذلك رسم مخطط هيكلية وضحنا من خلاله و بشكل ادق اهم العناصر الهيكلية لهذه المنطقة علما ان الكتل الترياسية الموجودة على مستوى مراكز الالتواءات و في الانجرافات المحلية في شمال تبسة و التي كانت من المفروض اعطاء قيم جاذبية سالبة لم تكن كذلك على خريطة الجاذبية الشيء الذي يدعونا الى دعم فرضية فيلا الذي يرجع التظاهرات الترياسية المرئية على السطح الى "كتلة جليدية من الملح" تحت الماء و ذلك باعتبار الكتل الترياسية كعدسات كبيرة اتخذت الشقوق المفتوحة و التي ترسبت خلال الازمنة الطباشورية

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I : PRESENTATION DE LA REGION

(page3-12)

I.1 Introduction.....	04
I.2 Cadre géographique.....	06
I.3 Aperçu des études antérieures.....	09
I.4 Gîtes et intérêt économique.....	11

CHAPITRE II : GEOLOGIE REGIONALE

(page13-47)

II.1 Introduction.....	14
II.2 Lithostratigraphie.....	14
II.3 Etude structurale.....	22
La subsidence.....	22
Le diapirisme.....	24
Les plissements.....	27
La tectonique cassante.....	27
Les fossés d'effondrement.....	28
II.4 Paléogéographie régionale.....	28
II.5 Etude gîtologique.....	30
II.5.1.1 Introduction.....	30
II.5.1.2 Les gîtes péridiapiriques dans la région de Tébessa.....	31
II.5.1.3 Les facteurs contrôlant la minéralisation.....	36
II.6 Etude minéralogique.....	38
II.6.1 Les minéraux métalliques.....	38
II.6.2 Les minéraux d'altération secondaire.....	41
II.6.3 Les minéraux de gangue.....	43
II.6.4 Autres minéraux rares.....	47

CHAPITRE III : GRAVIMETRIE
(page 48-89)

III.1 Rappels théoriques.....	49
III.1.1 Qu'est ce qu'une anomalie.....	50
III.1.2 Méthode d'élaboration du calcul de l'anomalie gravifique.....	51
A) - g mesuré.....	51
B) - g modèle.....	53
C) - Anomalie de Bouguer.....	56
III.1.3 Interprétation qualitative.....	56
A. Généralités sur les cartes gravimétriques.....	56
B. densité des terrains.....	57
III.2 Densités obtenues lors des mesures sur échantillons.....	59
III.3 Interprétation qualitative des cartes gravimétriques de la région.....	65
III.3.1 La carte de l'anomalie régionale.....	65
III.3.2 La carte de l'anomalie de Bouguer.....	65
III.3.3 La carte de l'anomalie résiduelle.....	65
III.4 Interprétation quantitative.....	72
III.4.1 Estimation de la masse.....	72
A. Méthode graphique.....	72
B. Méthode de calcul.....	74
III.4.2 Estimation de la profondeur et de l'extension.....	81
A. Cas d'une couche mince.....	81
B. Cas d'une masse cylindrique.....	86

VI. AEROMAGNETISME
(page90-95)

IV.1 Introduction.....	91
IV.2 Analyse de la carte aéromagnétique.....	92

V. SCHEMA STRUCTURAL INTERPRETATIF
(page96-100)

CONCLUSION FINALE

Chapitre I :
présentation de la région

I.1 Introduction :

Depuis quelques décennies, un travail appréciable et méthodique de recherche géophysique a été mené dans toute la zone des diapirs "confins algéro-tunisiens", dans le but d'apporter plus de précision sur la structure de la région.

Si de louables efforts de recherche ont été consentis pour améliorer les connaissances sur la structure géologique de la région et délimiter ainsi les zones d'intérêt minier permettant de développer des recherches plus détaillées ultérieurement, il n'est pas exclu que de nombreux problèmes d'ordre structuraux et autres, apparaissent et méritent par conséquent une attention particulière en introduisant les méthodes géophysiques.

A cet effet, le présent travail de recherche rend compte, pour l'essentiel, des résultats des levés gravimétriques et aéromagnétiques effectués dans le cadre de recherche et de prospection organisées par l'*O.R.G.M (Zerdazi, A)*, dans la région de l'Atlas saharien septentrional (Est algérien)

A travers ce travail, nous essayons d'apporter l'appui de la géophysique (gravimétrie et aéromagnétisme) à la résolution de certains problèmes de géologie structurale posés par le diapirisme.

Le texte qui traduit l'ensemble de cette étude s'articulera donc sur plusieurs chapitres:

1. Le premier chapitre est consacré à **la présentation de la région d'étude** où on a placé d'une manière exhaustive et cohérente la région dans son contexte géographique, géomorphologique et tectonique et apporter un bref rappel des principaux travaux géologiques et géophysiques entrepris auparavant.

2. Le deuxième chapitre est réservé à **la géologie**. Dans ce chapitre on a présenté dans un premier temps le cadre lithostratigraphique et décrit les principaux traits structuraux résultant des mouvements tectoniques que la région a subis durant son évolution paléogéographique et structurale. Puis dans un second temps, on a mené une étude gîtologique et minéralogique afin d'identifier les différentes phases minérales et d'établir une succession paragéométrique des différents minéraux rencontrés

3. Le troisième chapitre est réservé à **la gravimétrie**, où l'on a relaté après un aperçu théorique sur la méthode gravimétrique, l'acquisition des données, la densité des formations géologiques. Puis on a essayé de donner une interprétation gravifique des cartes gravimétriques établies à partir des données de terrain mises à notre disposition par M.

Zerdazi, et d'esquisser à partir de quelques profils menés, un modèle donnant une idée sur la profondeur et la masse des structures profondes.

4. Le quatrième chapitre est réservé à **l'aéromagnétisme**. Cette partie traite de l'interprétation de la carte aéromagnétique de la région des confins algéro-tunisien, élaborée par *Aéroservice Limited (USA, 1975)*, en complémentarité avec les résultats obtenus par la gravimétrie.

5. Dans le cinquième et dernier chapitre "Schéma structural interprétatif", on a dressé un schéma structural interprétatif sur la base de l'ensemble des résultats obtenus de la géophysique et de la géologie.

6. Des conclusions et des recommandations termineront le manuscrit.

I.2 Cadre géographique (fig 1) :

La partie orientale de l'atlas saharien est une zone bien individualisée et structurée depuis le Crétacé inférieur *Dubourdiou (1956)*, *Thierberoz et Madre (1976)*, *Chikhi Aouimer(1982)*, *Belhacène-Nedjari(1984)*. Elle se trouve entre la plateforme saharienne relativement stable au sud et l'atlas tellien affecté par une tectonique plus ou moins intense au nord. La plupart des massifs de l'atlas saharien s'élèvent au sud d'une zone subsidente (la zone des sellaoua) et constituent la zone néritique décrite par Rouvier et al 1985.

Ainsi la région couverte par cette étude correspond à la zone dite des grabens. Elle s'étend du méridien 6°30' à l'Ouest jusqu'à la frontière tunisienne à l'est et de la bordure méridionale de l'Atlas Tellien au Nord à la partie du fossé saharien au Sud.

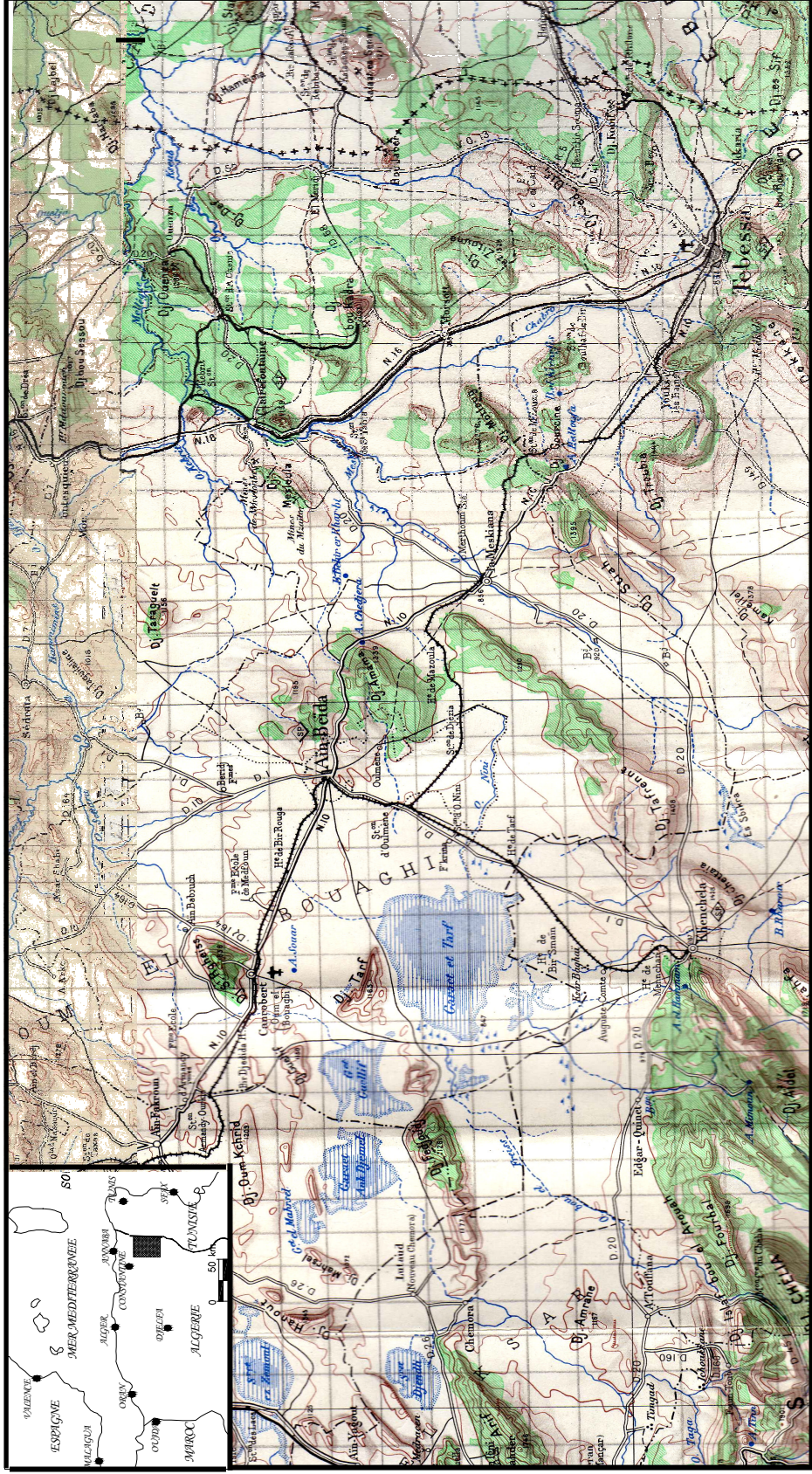
Ses limites en coordonnées géographiques sont les suivantes :
35°25' à 36°10' de latitude Nord et 6°30' à 8°25' de longitude Est.

Les principaux massifs faisant partie de cette zone qualifiée de "zone de diapirs" des Monts de Mellègue, sont ceux de : l'Ouenza, Mesloulou, Essouabaa, Boujaber, Hameimet nord et sud. Cette zone est située dans le domaine de la plate forme néritique qui borde le sillon des Sellaoua (la continuité du sillon tunisien) au nord. Ce domaine est caractérisé par le développement des récifs où les minéralisations sont incluses à l'aplomb des diapirs.

S'étendant en diagonale depuis la frontière marocaine jusqu'au nord-est de l'Algérie, la région de l'atlas saharien est caractérisée par un réseau hydrogéographique assez bien développé. Il est remarquable par une densité exclusive et une originalité de formes des creux et des ravins étroits et peu profonds, faits par des torrents temporaires. Le régime des sources d'eau est complètement conditionné par des conditions climatiques.

Le climat est continental avec des étés lourds et secs et des hivers très froids et humides, la température moyenne de l'année est de +15° centigrades, au minimum absolu de -5° centigrades et au maximum de +45° centigrades. Les précipitations atmosphériques moyennes de l'année sont de 300 à 400 mm, elles sont généralement observées en hiver et en printemps.

Le terrain est creusé par de nombreuses dépressions, les chotts, qui se transforment en lacs salés après la saison des pluies.



Echelle : 1/1000000

Fig 1- Localisation géographique de la région de l'Atlas septentrional oriental (Nord-Est algérien)

La végétation est assez pauvre et clairsemée. Elle se limite aux touffes d'herbe (très utiles pour les troupeaux de moutons), ainsi qu'à l'alfa, une plante graminacée qui sert à la fabrication de cordes, couffins, tapis, etc.

Sur les pentes de montagnes, on observe des pinèdes isolées ainsi que les plantations de figuiers, cactus fructifères, palmiers isolés, chênes-lièges et genévriers aux environs des agglomérations.

Le règne animal est très pauvre aussi, on rencontre rarement des sangliers, des lièvres, des renards et des chacals. Les serpents, les scorpions et les rongeurs sont relativement fréquents. Les oiseaux : poules de steppes, cailles et hérons sont très observés également.

La région est traversée par un chemin de fer à voie unique dans une direction principale vers Annaba. En dehors des grandes voies routières nationales reliant les grandes localités, un réseau assez développé de pistes assure la liaison entre les petites agglomérations et les fermes. Elles restent difficilement utilisables en périodes de pluie.

La population est essentiellement concentrée dans les grandes villes. L'activité principale est l'agriculture et le commerce. L'industrie est peu représentée et se rencontre essentiellement dans les entreprises d'état décentralisées.

I.3 Aperçu des études antérieures :

Au cours des trois dernières décennies de nombreux travaux géologiques ont été menés sur l'aire de cette région, il s'agit notamment ;

- De l'étude menée par *J.M. Vila(1980)* sur la chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-tunisiens, qui a abouti à l'élaboration de la carte structurale au *1/500000 pour le nord est algérien.*

- Des levés géologiques à l'échelle 1/50000 effectués par le groupe de recherche et les équipes systématiques de l'Office National de la Recherche Géologique et Minière (ORGM) depuis 1967 (*V.Vidrine 1972, Y.N Trochlin 1974*).

- Des travaux de *G. Dubourdieu et G. Durozoy 1950, G. Dubourdieu (1956), M. Keihen (1960), C.Voute 1967, A.Popov (1968), J. Blès (1968), W.Wildi (1983)...*

- Du levé géologique au 1/50000 effectué par la firme yougoslave *RUDIS* de 1967 à 1970 pour le compte du service de la carte géologique de l'Algérie.

- En 1972, *V. Vidrine* a élaboré une synthèse concernant la géologie des gisements de minéraux utiles métallifères au Nord de l'Algérie intitulée : "Géologie et régularité des gisements des métaux non ferreux de l'Algérie du Nord", qu'il accompagne d'une carte de répartition des matières métallifères utiles au 1/500000.

- En 1987, *B. Touahri* présenta à l'université Pierre et Marie Curie de Paris un important travail de thèse de doctorat d'état intitulé : "Géochimie et métallogénie des minéralisations en Pb et Zn au Nord de l'Algérie".

- Sur la base des levés gravimétriques effectués auparavant par *Ballarin, T.D. Allan, C. Morelli* et autres sur le bassin méditerranéen, une carte de l'anomalie de Bouguer fut élaborée en 1971 par le bureau gravimétrique international avec une densité de 2.67 g/cm^3 .

- Une importante étude sismique a été entreprise par la *SONATRACH* durant les années 1974-1983 du Chott-El-Taya à la frontière tunisienne en vue de rechercher des structures pétrolières, malheureusement, très peu de données de ce travail nous sont disponibles.

- De 1971 à 1974, dans le cadre des recherches systématiques, un levé aéromagnétique-spectrométrique a été exécuté par la firme américaine *AERO-SERVICE Ltd* pour le compte de *l'ORGM (ex SONAREM)*, couvrant l'ensemble du territoire national à l'exception des zones survolées par la même firme pendant les années 1969-1970 pour le compte de *SONATRACH*.

- Sur le plan régional, la région a été couverte par des mesures gravimétriques (*J. Lagrula, 1951, M. Idrès, 1983*) sismiques (*SONATRACH, Paterson Grant Watson ltd, 1976*).
- Depuis 1989 le levé gravimétrique réalisé dans le cadre de doctorat (*A, Zerdazi, 1990*) est venu compléter la couverture gravimétrique dans cette région.

I.4 Gîtes et intérêt économique :

Dans le domaine réputé autochtone ou paraautochtone, les affleurements triasiques constituent les classiques diapirs de l'Afrique du Nord. Dans les domaines septentrionaux à formations allochtones, ces matériaux se présentent fréquemment sous forme de semelles de nappes et parfois sous forme de corps discordants recoupant les empilements de nappes (*Rouvier et al, 1985*). C'est dans le domaine atlasique que ces corps triasiques ont été le plus souvent étudiés, notamment dans la zone où ils sont les plus nombreux entre Tunis en Tunisie et Tébessa en Algérie : c'est la zone des diapirs.

La distribution dans l'espace des gisements dans cette zone s'organise autour des affleurements du Trias évaporitique alignés suivant la direction structurale majeure NE-SW. Cette orientation préférentielle est l'un des traits marquants des cartes des gîtes minéraux de l'Algérie (*David, 1956; Dubourdieu, 1956; Popov, 1986; Touahri, 1987*) et de la Tunisie (*Sainfeld, 1952; Nicolini, 1968; Amouri, 1989*). Ces concentrations métallifères correspondent à des contextes géologiques à des époques de mise en place différentes.

Les études faites sur les gisements liés aux masses triasiques, plus particulièrement en Tunisie, là où les études sont plus avancées, ont fourni une nouvelle vision plus large sur l'organisation des minéralisations en profondeur (*ex: Sheppard et al, 1996*).

Dans les confins algéro-tunisiens, le diapir de Sakiet Sidi Youssef, situé à la frontière, peut être considéré comme le prolongement de la structure de Mesloula en Algérie. Cet axe continue en territoire tunisien, jusqu'au Thibar et forme l'axe diapirique le plus spectaculaire par sa continuité et son volume de matériel triasique qui le jalonne en surface (*Rouvier et al, 1985*). Sur ces extrémités, se développent des gisements essentiellement plombo-zincifères, alors que dans sa partie médiane, la sidérite domine.

Les plus importants gisements, se trouvant le long de cet axe et qui font partie de notre région :

Le gisement de Ouenza, exploité par *FERPHOS*, il recèle des concentrations de fer, sous forme d'hématite et de sidérite en plus des concentrations en Pb-Cu-Ba- et F, mais de moindre importance. Vu la grandeur de ce massif et l'extension spatiale du minerai de fer, la mine a été partagée en zones dites "quartiers".

Le gisement de Boukhadra, exploité par voie souterraine, représente un grand intérêt économique en matière de fer.

Le gisement de Hameimet Nord, mérite d'être étudié plus en détail pour ses concentrations en fluorine.

Le massif de Boujaber, envisagé tel un champ à Pb-Zn, se localise essentiellement dans les secteurs col (Est), pointe ouest et centre ouest.

Le gisement plombo-zincifère de Mesloula, s'avère très intéressant de point de vue économique.

Dans ces gisements, l'encaissant principal des minéralisations à Pb-Zn-F-Ba-Sr-(Fe) est toujours les roches carbonatées. Ces gîtes ont fait l'objet de plusieurs synthèses (*Dubourdieu, 1956; Glaçon, 1967; Popov, 1968; Vidryne, 1972; Touahri, 1983; 1987; Boutaleb et al., 2000; Boutaleb, 2001*).

Chapitre II:
Géologie régionale

II.1 Introduction :

Les Monts de Mellègue font partie intégrante de l'Atlas saharien, qui se poursuit en Tunisie par l'Atlas tunisien. Il est composé de trois faisceaux de plis organisés en échelons et formant du Sud-Ouest vers le Nord-Est : les Monts des Ksours, le Djebel Amour, les Monts de Ouled Nail, les Aurès et les Monts du Mellègue.

La région des confins algériens est le centre d'intérêt de plusieurs études réalisées par de nombreux auteurs. Parmi lesquels, ceux qui considèrent les formations triasiques comme des diapirs polyphasés liés aux phases compressives depuis l'Aptien jusqu'au Quaternaire (*Dubourdiou, 1956; Thibièroz et Madre, 1976; Rouvier et al., 1985; Othmanine, 1987; Perthuisot et al., 1988; Aoudjehane et al., 1992; Bouzenoune, 1993; Bouzenoune et al., 1995; Kowalski et Hamimed, 2000*). D'autres, par contre, rattachent la mise en place des diapirs à des phases tectoniques distensives favorisant une éventuelle halocinèse à caractère diapirique classique (*Laatar, 1980; Orgeval et al, 1986; Smati, 1986; Chikhaoui, 1988; Hatira, 1988; Perthuisot et al, 1988*). *Vila (1994, 1995, 1996, 2001; Vila et Charrière, 1993; Vila et al, 1994; Vila et al, 1996)*, considèrent les formations triasiques comme d'importantes lentilles empruntées des fractures ouvertes qui vont être resédimentées et interstratifiées au sein des séries crétacées, à la manière de "glaciers de sel" sous-marins.

II.2 Lithostratigraphie

La géologie de Mellègue a fait l'objet de plusieurs études déjà publiées (*Dubourdiou, 1956; Rouvier, 1977; Perthuisot, 1978 et Perthuisot, 1992*), qui ont noté la présence d'une zone large qui s'étend sur une centaine de kilomètres dite: «zone des diapirs » entre les Monts du Mellègue au Nord et la flexure saharienne au Sud.

Le caractère lithologique de faciès sédimentaires et la subdivision stratigraphique ont été établis à la base de travaux de plusieurs géologues parmi lesquels (*Dubourdiou ; 1956*), (*Chikhi ; 1980 et Vila ; 1994*) (fig.2).

Il s'agit de formations de dépôts mésozoïques - cénozoïques allant de Trias au Quaternaire. En intégrant la lithostratigraphie de quelques formations du massif de l'Ouenza, encaissant généralement des minéralisations ferrifères et polymétalliques, nous distinguons : (fig.3)

		Lithologie	Epaisseur (m)	Description lithologique		
CENOZOIQUE	Quaternaire		⑥ 10-30	Dépôts clastiques d'origine continentale.		
	Néogène	Miocène		⑤ 10-150	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites.	
		Eocène		200	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur.	
	MÉSOZOIQUE	E	Maest.		250-300	Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalation d'argiles dans la partie supérieure.
			Campan.		500-600	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure.
		O	Con-Sant.		500-600	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres.
			Turo		④ 180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée.
		I	Cénom.		③ 900-1000	Marnes gris-verdâtres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux.
			Vracon.		② 500-600	Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites.
		S	Albien		480-600	Marnes grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaires argileux.
Clans				100-200	Marnes grises, gris-jaunes partiellement avec des intercalations de calcaires.	
Aptien				① 300-600	1- Faciès clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. 2- Faciès carbonaté, calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.	
Barrém.				< 250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grès à Mestoula).	
Jurassique		?				
Trias		< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique.			

Fig. 3 - Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (d'après : Dubourdiou 1956, 1959 ; David 1956 ; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Madre 1976 ; Chikhi, 1980 ; Otmanine 1987, Bouzenoune 1993 et Vila et al, 2000).

Les affleurements les plus importants sont ceux de l'Ouenza, de Boukhadra, de Mesloula, de Boujaber, de Hameimet nord et de Hameimet sud et bien d'autres massifs.

Le Trias est constitué de marnes bariolées à gypse, de dolomies, de calcaires dolomitiques, de grès et de fragments de roches vertes qui constituent les formations typiques du Trias en Algérie (*Dubourdieu, 1956*).

Il est caractérisé par la présence de grains de pyrite et de petits cristaux de quartz bipyramidal.

B. Le Jurassique

Les dépôts jurassiques sont absents dans la région en question (*Dubourdieu, 1956; Chavenine et al, 1987 et 1988*) mais ils ont été recoupés par des sondages pétroliers en dehors des zones diapiriques (*Beghoul, 1974*).

C. Le Crétacé

C.1 Le Crétacé inférieur

On distingue les étages suivants :

Barrémien

Les seules formations qui se rapportent au Barrémien, affleurent au cœur de l'anticlinal de Sidi Embarka au NE de Dj. Ouenza, sur le flanc SW de l'anticlinal de Mesloula et le long de l'oued Batma et au NW de Dehar Mesloula (*Dubourdieu, 1956*). Ailleurs des mouvements d'effondrements (Boukhadra- Hameimet) et la poussée triasique (Ouenza-Hameimet), empêchent d'observer les sédiments antérieurs à l'Aptien.

Les formations barrémiennes sont représentées essentiellement par des marnes grises ou jaunes assez argileuses, à ammonites. Vers le sommet, ces marnes sont intercalées par de minces passées de calcaires noduleux gris clair à patine ocre (*Dubourdieu, 1956*). A Mesloula, le Barrémien est gréseux à passées de marnes, de calcaires et de conglomérats (*Dubourdieu, 1956; Masse et Thieuloy, 1979; Masse et Chikhi Aouimer, 1982*).

Ces formations ne dépassent pas les 250 m d'épaisseur. Elles se sont déposées sur un haut fond assez proche de la surface (*Dubourdieu, 1956*), et témoignent des conditions de sédimentation en mer peu profonde. Ces conditions se sont poursuivies jusqu'au début de l'Aptien.

Aptien

Sur de vastes surfaces, l'Aptien prend dans la zone des diapirs des monts de Mellègue une grande importance par la nature de ses dépôts et leur développement substantiel (300 à 600 m d'épaisseur). Il est formé de roches carbonatées néritiques qui se sont déposées dans

des eaux chaudes peu profondes. L'étude stratigraphique dans la région de Ouenza a montré la succession suivante :

Aptien marneux

Représentant les termes les plus anciens de l'Aptien (*Masse et Thieuloy, 1979*) d'âge aptien inférieur à moyen, l'Aptien marneux est remarquable par la dominance des marnes verdâtres qui se forment des pseudo-bancs. Ces marnes alternent avec des calcaires gréseux où des grès qui sont à ciment sparitique et à oxydation partielle, sur une vingtaine de kilomètres. Tout l'ensemble est surmonté par des bancs de calcaires, d'une épaisseur moyenne de 30m.

Aptien calcaire

Surmontant l'Aptien marneux, l'Aptien calcaire renferme le plus souvent des Milioles (Fig4), des Rudistes (Fig5), des Orbitolines (fig6) des Polypiers (Fig7) ou des bioclastes (Fig 8) (*Chikhi-Aouimeur, 1980*).

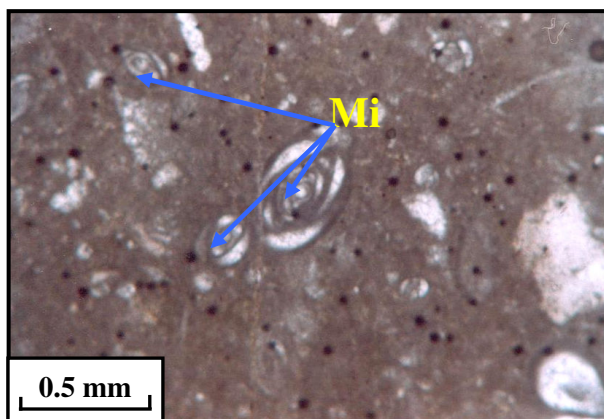


Fig 4- Microphotographie de calcaires à Milioles (Mi) en lame mince (LN)
(Cliché, Tlili).

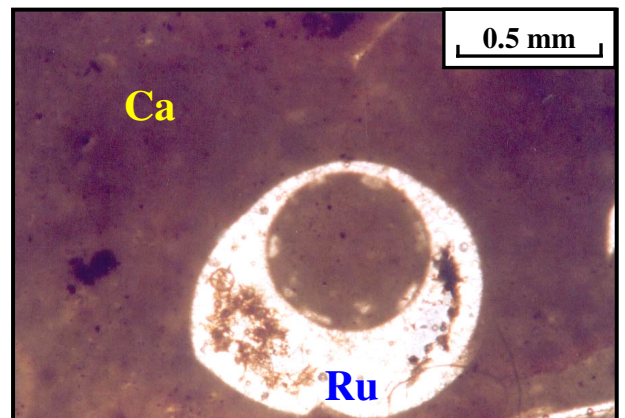


Fig 5- Microphotographie de calcaires (Ca) à Rudistes (Ru) en lame mince (LN).
(Cliché, Tlili)

Ces niveaux sont distingués par l'abondance du quartz automorphe.

Ces calcaires présentent un métallotecte lithologique important puisqu'ils encaissent l'essentiel de la minéralisation ferrifère et/ou polymétallique (*Dubourdiou, 1956; Bouzenoune, 1993*).

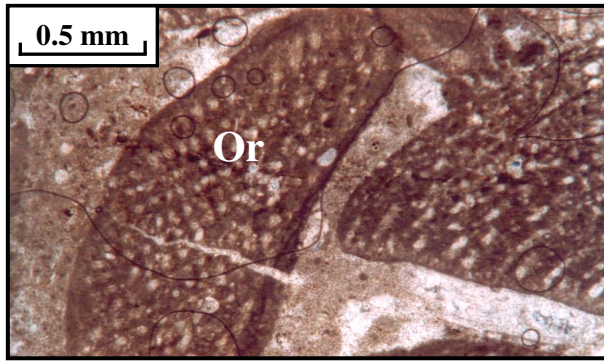


Fig 6- Microphotographie de calcaires à Orbitholines (Or) en lame mince (LN).
(Cliché, Tlili)

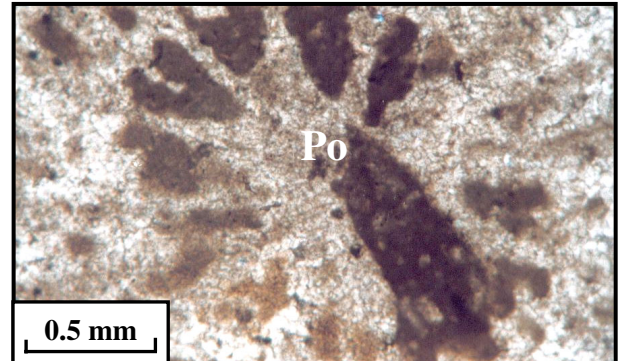


Fig 7- Microphotographie de calcaires à Polypiers (Po) en lame mince (LN).
(Cliché, Tlili).

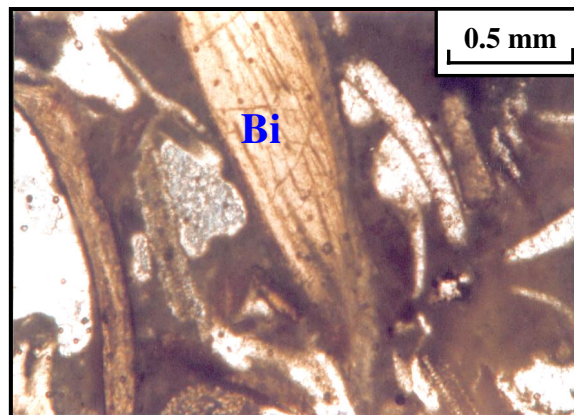


Fig 8- Microphotographie de calcaires bioclastiques en lame mince (LN).
(Cliché, Tlili).

Clansayésien :

A l'Ouenza, le Clansayésien est marneux à *Ammonites* (Dubourdieu, 1956).

A Mesloula, les calcaires récifaux aptiens, sont surmontés par des marnes à argiles intercalées de calcaire et de grés lumachéllique. Il s'agit bien de Clansayésien. La puissance de ces dépôts varie entre 40-90 m à M'Zeita et 250-300 m au SE du massif (Dubourdieu, 1956).

A Boujaber, il est représenté par une alternance de marnes, de grés, de calcaires et de marno-calcaires, d'épaisseur variable d'un secteur à un autre.

La formation aptienne présente généralement une puissance totale de 250 à 600m (Dubourdieu, 1956).

Albien :

Généralement la formation albienne débute par un Albien carbonaté qualifié de « récifal » dans cette partie inférieure et marneux et marno-calcaire dans sa partie moyenne à supérieure.

L'Albien dans les Monts de Mellègue est marqué par une *faune benthique* dans des zones peu profondes. A l'Albien supérieur, la couverture albo-aptienne est percée par le Trias, entraînant le redressement des couches et la complexité des structures (plis évasés, plis en champignon...), généralement scellées par le Vraconien : Ouenza, M'zouzia, Boukhadhra (*Bouzenoune, 1993 ; Othmanine, 1987. Nedjari-Belhacène et Nedjari, 1984*).

Dans l'ensemble de la région, *Dubourdiou* a démontré que les calcaires aptiens sont généralement surmontés par des marnes datées de l'Albien inférieur par des *ammonites*.

Tout en signalant, la présence d'une barre carbonatée albienne qui s'individualise à l'Ouenza, de part et d'autre de la cote 1288m, ces calcaires deviennent plus marneux vers la terminaison périclinale et présentent la même association microfaunique qu'à la base de l'Albien de Dj Boujaber. La puissance des dépôts albiens est d'environ 400 à 500m.

Vraconien :

Il est composé généralement par des marnes à intercalation de calcaires argileux et argilites de 500 à 600 mètres d'épaisseur (*Dubourdiou, 1956*). Il est transgressif sur le Trias à l'Ouenza (*Thibiéroz et Madre, 1976*) et sur l'Aptien à Hameimat (*Othmanine, 1987*). Avec sa sédimentation marno-argileuse, le Vraconien forme un écran immédiat et un contrôle principal à la minéralisation polymétallique dans notre région d'étude.

C.2 Crétacé supérieur

Cénomaniens :

Dans les Monts de Mellègue, une série monotone de marnes argileuses verdâtres s'installe au Cénomaniens inférieur. Au Cénomaniens moyen, ces marnes admettent diverses intercalations calcaires peu développées avec une faune plus au moins abondante et de veinules de calcite fibreuse. Au Cénomaniens supérieur, la sédimentation devient carbonatée. L'épaisseur totale de la formation Cénomaniens est estimée entre 750 et 1100 mètres.

Au NE d'Essouabaa, l'analyse lithologique montre que le Cénomaniens est formée de deux assises : Une assise inférieure formée de marnes argileuses gris verdâtre et jaunâtres à plaquettes de calcite fibreuse; et une autre supérieure quand à elle, débute par un niveau de calcaire marneux gris clair à patine rougeâtre souvent lumachéllique qui alterne avec des marnes argileuses de couleur verdâtre riches en foraminifères.

Turonien :

Il se fait remarquer par son changement rapide de sédimentation, vers des calcaires compacts donnant lieu à des reliefs accusés; il constitue les flancs des grains anticlinaux et synclinaux. Ses formations affleurent en dehors des zones diapiriques. Le Turonien affleure au Dj. Krorza, à 9 km à l'WNW du centre minier de l'Ouenza

Il s'agit de calcaires noirs à gris foncé à *Inocérames*, séparés parfois par des marnes grises. Sa puissance totale est d'environ 300 mètres.

Coniacien-Santonien :

Il est représenté par des marnes grises à rares passées calcaires à la base d'une épaisseur d'environ 500m

Campanien :

On trouve dans sa partie inférieure des marnes gris clair à patine vert-jaunâtre d'environ 150m d'épaisseur. Dans ses niveaux moyen et supérieur il est représenté par des calcaires blancs à gris clair, crayeux, en gros bancs.

Maéstrichtien :

Il est marqué par des calcaires blancs bien lités, d'environ 60 mètres d'épaisseur, recouverts par une très forte accumulation de marnes argileuses grises à noires (150 m) ces dernières admettent à leur base quelques intercalations de calcaires (*Dubourdieu, 1956*).

Le régime sédimentaire au Campanien supérieur et au Maéstrichtien, indique toujours la continuité des mêmes conditions de dépôts dans un milieu peu profond et de mer chaude (*Chevenine et al, 1987 et 1988*) avec une prédominance de calcaires crayeux rarement récifaux.

D. Le Tertiaire :

Sa base présente des marnes analogues à celles du Maéstrichtien supérieur qui s'intercalent à des couches phosphatées vers les niveaux supérieurs.

Il est représenté par les étages suivants :

Eocène

Des calcaires à silex et d'autres *nummulites* caractérisent l'Eocène inférieur et moyen, près des périmètres des Monts de Mellègue. Leur puissance est de 200 mètres.

Miocène

Les dépôts du Miocène inférieur et moyen reposent transgressivement sur les formations anciennes (Albien-Sénonien et même sur le Trias). Il s'agit d'une puissante accumulation de marnes et de grès dont l'épaisseur peut atteindre dans le bassin de Oulad Soukiès (NW de l'Ouenza) 1000 m (*Dubourdieu, 1956; Kowalski et Hamimed, 2000*). A leur

base, les formations miocènes comportent des conglomérats contenant des éléments de calcaires variés, de silex gris, des galets ferrugineux et des éléments empruntés au Trias, témoignant d'une activité diapirique (*Bouzenoune, 1993*). Le remaniement de silex, réputé d'âge Yprésien à la base du Miocène témoigne de l'existence d'une mer Eocène où se dépose une sédimentation marine durant l'Eocène et le Miocène inférieur à moyen. La sédimentation à la fin du Miocène indique le début d'une phase de régression.

La puissance moyenne du Miocène est de 150 mètres (*Dubourdieu, 1956*).

E. Le Quaternaire :

Les dépôts quaternaires sont distribués dans les parties basses des reliefs et couvrent des surfaces importantes (plaines et vallées actuelles). Ils sont formés de croûtes calcaires, limons éboulis, cailloutis et de poudingues. Le quaternaire, d'origine continentale, est d'une puissance de 10 à 30 mètres (*Dubourdieu, 1956*).

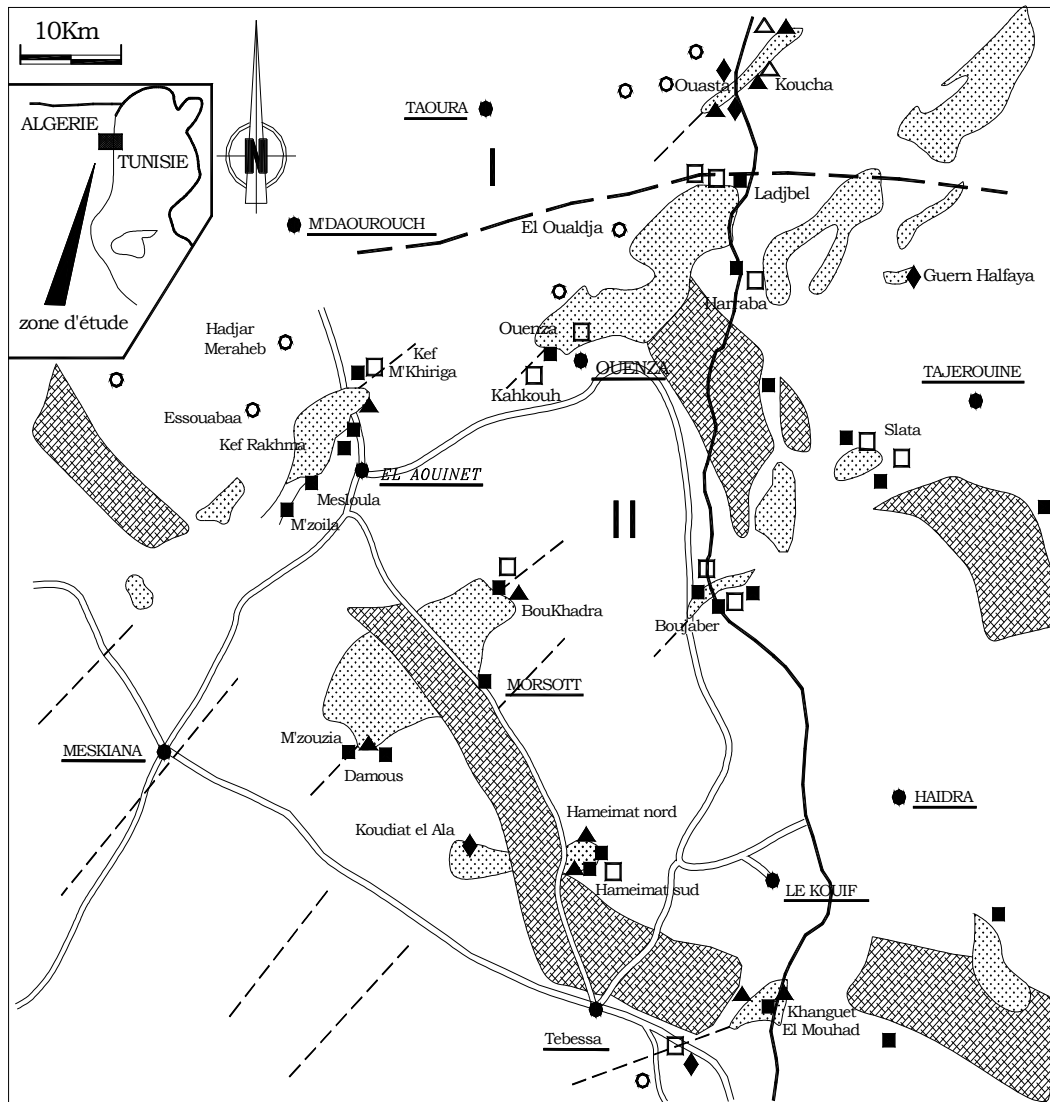
II.3 Etude structurale :

Deux directions structurales majeures caractérisent la région des confins Algéro-tunisiens (fig9), La première NE-SW est marquée par les extrusions triasiques et la deuxième NW-SE à WNW-ESE, marquée par les fossés d'effondrements, d'où l'existence d'une continuité de grands ensembles structuraux de part et d'autre de la frontière, où leurs minéralisations arrivent obliquement sur la frontière (*Rouvier et al, 1990*).

Les principaux traits structuraux de la région sont représentés par la subsidence, le diapirisme, les plissements, les failles et les fossés d'effondrements.

1. la subsidence

Au Crétacé, une subsidence rapide et continue, entraînant des poussées horizontales individualisées sur le sillon Tunisien, suivie par un bombement sous-marin formant ainsi des hauts fonds de direction NE-SW qui ont permis aux amas récifaux de se former ultérieurement.



- Morphologie des gisements.
- Zone d'extrusion triasique
- Graben
- Axe anticlinal
- Sillon tunisien
- Zone de récifs
- Stratiforme/remplissage de cavité/litée
- Veines
- Age des roches encaissantes
- Trias/ en contact avec le Trias
- Aptien - Albien (discordance angulaire)
- (vraconienne)
- Turonien et Crétacé supérieur
- Localité

Fig9- Position des extrusions triasiques par rapport aux fossés d'effondrements et la répartition spatiale des principaux gisements (Aoudjehane, 1991, modifiée Salmi-Laouar, 2006).

2. le diapirisme

Dans la région de l'Atlas Saharien, le Trias affleure dans plusieurs endroits sur une bande de 80 km.

Avec une direction NE-SW, ce diapirisme est contrôlé par deux facteurs importants (*Perthuisot, 1988*).

•Le fluage

L'écoulement fluide des évaporites est d'autant plus important que la température soit élevée, il est pratiquement réalisé aux alentours de 300°C pour le sel gemme et à des températures plus basses pour les sels potassiques ou les sulfates hydratés.

•L'ascension

Elle est assurée par la densité, il s'agit d'une migration verticale du matériel plastique jusqu'à une altitude qui dépend du rapport des densités. Cette migration ne peut se faire sauf si la densité du matériel plastique est inférieure à la densité globale de la couverture, ce phénomène est dit "halocinèse".

En Algérie, la série triasique n'est connue que partiellement en surface. Des roches du Trias affleurent à la faveur d'extrusions soit, sous forme de masses chaotiques où dominent le gypse, les argiles et les dolomies, soit organisées en unités stratifiées localisées plutôt sur les plans des structures.

Les chlorures, signalés dans le salifère principal du Nord-Est saharien (*Busson et Cornet, 1989*), sont présents dans la région du Mellègue dans la partie enracinée du diapir de l'Ouenza. Les pointements triasiques, très nombreux dans la région, sont localisés dans la partie Nord-Est de l'Ouenza, (*Dubourdieu, 1964 et Madre, 1969*), au Sud-Ouest de Boukhadra et au cœur de Djebel Mesloul.

Longtemps, les formations triasiques ont été considérées comme des diapirs portés à la surface par étapes depuis l'Aptien jusqu'au Quaternaire suite aux phases tectoniques "diapirisme polyphasé" (*Dubourdieu, 1956; Thibiéroz et Madre, 1976; Rouvier et al, 1985; Bouzenoune et al, 1995; Kowalski et Hamimed, 2000*). Or, une nouvelle hypothèse basée sur des études sédimentologiques récentes, propose l'épanchement du matériel triasique sur des formations plus récentes en milieu marin sous forme de glacier de sel (*Vila, 1993, 1994, 1995, 1996, 2001; Vila et al, 1994; Vila et al, 1996*). Il y aurait ainsi selon *Vila (1994)*, dans la zone des diapirs Trois zones pouvant être distinguées du Nord au Sud quant au comportement du Trias évaporitique (fig10) :

1- Le domaine du Trias allochtone

En grandes accumulations tectoniques « au front des nappes » le domaine du Trias allochtone est analysé surtout aux environs de Sédrata, de Tifech et de Souk-Ahras où des recouvrements pelliculaires sur de grandes surfaces, observés sur le terrain, sont confrontés aux données gravimétriques ou électriques. Ils correspondent à de très spectaculaires charriages sur des séries miocènes pouvant atteindre le Serravallien-Tortonien.

2- Le domaine à « glaciers de sel » sous-marins de matériel triasique resédimenté

Il est d'abord analysé au Djebel Ladjebel. Une coupe de son flanc nord permet d'observer l'interstratification du matériel triasique dans des formations d'âge albien. Le contact inférieur et le contact supérieur sont soulignés par des conglomérats polygéniques plus ou moins grossiers et parfois pour ce dernier par des lentilles de carbonates récifaux.

Près du célèbre gisement de fer du Djebel Ouenza, classiquement considéré comme localisé sur un diapir en champignon, au-dessus de l'Aptien calcaire et du Clansayésien marneux, deux horizons carbonatés albiens successifs sont bien datés par des microfaunes. Ils encadrent une masse lenticulaire de matériel triasique resédimenté, elle-même limitée dessus et dessous par deux horizons conglomératiques à galets de Trias.

L'interprétation du matériel triasique de l'ensemble Ladjebel-Ouenza en termes de « glacier de sel » sous-marin du type de *l'off-shore* (Curnelle & Marco, 1983), mis en place en extension au pied d'un escarpement de bloc basculé, permet de rendre compte du résultat des forages miniers et de nombreuses données (géométriques, gravimétriques, structurales et géochimiques).

Elle semble pouvoir être étendue aux vastes secteurs triasiques voisins d'Algérie orientale (M'kririga-Mesloula et Bou Khadra-Mzouzia) et de Tunisie septentrionale.

Des indices tectoniques (failles normales fossilisées) et sédimentologiques (slumps, complexe albien à blocs d'Hallatif) permettent de penser que la pente nécessaire à l'écoulement gravitaire des masses évaporitiques resédimentées était déjà prête.

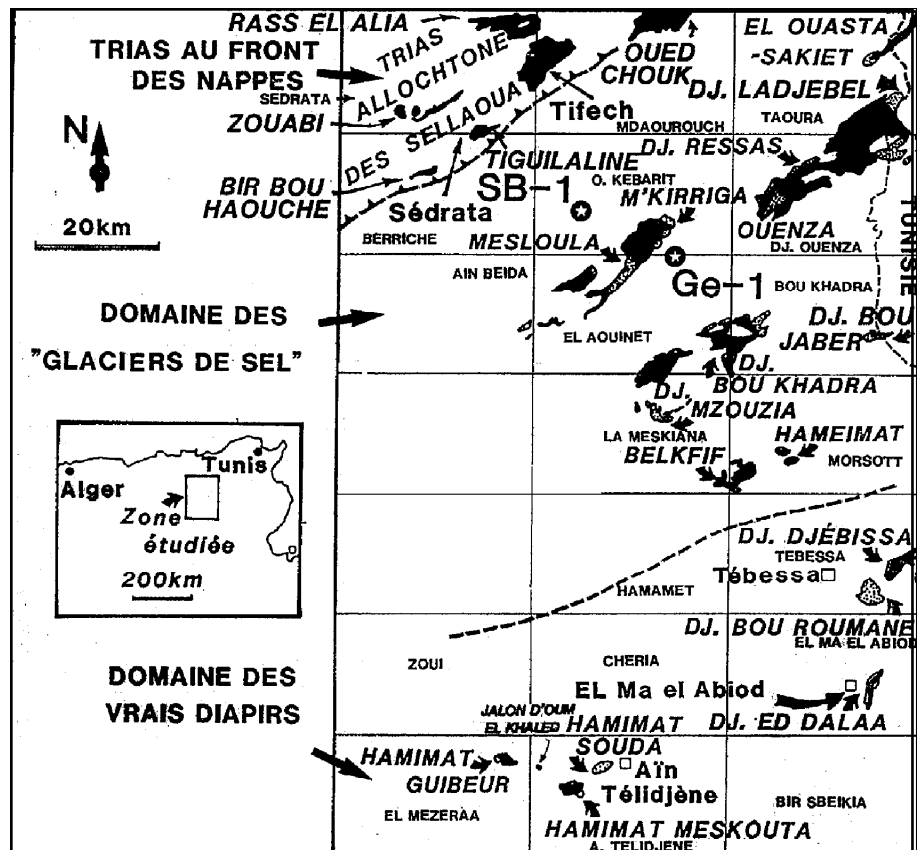


Fig 10- Délimitations des trois domaines triasique dans les confins algéro-tunisiens (Vila et al., 1993-2000).

Si l'on retient cette interprétation, l'ensemble Djebel Ladjebel-Djebel Ouenza correspondrait ainsi au premier grand « glacier de sel » sous-marin décrit à l'affleurement dans le monde.

Plus au Sud, au Djebel boujaber les masses interstratifiées ont un volume bien moindre.

La datation au Djebel boujaber de l'Aptien et de l'Albien par des microfaunes variées de plateforme ou pélagiques, la présence de matériel triasique remanié et des comparaisons avec les résultats de quelques forages pétroliers voisins, permettent d'infirmer le modèle sédimentaire classique de surépaississement de constructions carbonatées à l'apex d'intrusions salifères, qui passeraient brusquement latéralement à des marnes.

3- Le domaine à véritables structures diapiriques

Au Sud de Tébessa au contraire à de vraies structures diapiriques, correspondent des séries carbonatées réduites déposées sur d'anciens dômes de sel et s'épaississant latéralement considérablement en quelques km (forages SER-1, Bdj-2 et HTG-1).

Au Nord de Tébessa, il n'y a guère de différence d'épaisseur entre affleurements et forages (Ge-1, SB-1); au Sud de Tébessa, au Djebel Djébissa, au Djebel Edalaa et dans les Némemcha, de nouvelles informations sont apportées grâce à des révisions détaillées, notamment la présence de conglomérats remaniant des insolubles triasiques à la base ou au sein des séries du Crétacé inférieur.

Ces nouvelles données stratigraphiques et tectoniques ainsi que des indices sédimentologiques, donnent une vision renouvelée de l'ancien domaine dit « des diapirs » ou « des dômes ». La simplification structurale apportée par l'interprétation des grands affleurements évaporitiques en « glaciers de sel » sous-marins ouvre des perspectives nouvelles aux recherches de minerais ou d'hydrocarbures.

3. Les plissements

Durant cette période le phénomène marquant, est un système de plis de direction SW-NE généralement d'allure simple, qui est venu former une succession de synclinaux (Ouled Kseub, Ain ghenia, Haoud S'ghir) et d'anticlinaux résultant des compressions néogènes. Ces anticlinaux sont souvent percés dans leurs charnières par le Trias diapirique.

On a du mal à apprécier l'importance des déformations, vu l'absence des terrains de cet étage, l'Eocène inférieur repose en discordance sur le Crétacé terminal.

Selon *G.Dubourdieu (1956, et al)*, la phase majeure doit être comprise entre l'Eocène supérieur et le Miocène.

4. La tectonique cassante

Les structures sont recoupées par deux systèmes de failles :

- l'un est constitué de failles principales dites "failles majeures", qui sont orientées, subparallèlement aux axes des anticlinaux sous l'effet du plissement. Les couches tendres se plissent tandis que, les couches dures se cassent au niveau des pendages des roches qui sont subverticaux à inverses. Ce système s'oriente suivant deux directions tectoniques majeures : Nord-Est (30°-60°) et Nord-Ouest (280°-320°).

- l'autre, il est constitué de failles de deuxième ordre. Il est caractérisé par des rejets importants et des pendages de l'ordre de 60° de direction 60° de direction Est-Ouest. Ses failles sont presque perpendiculaires aux failles principales, et parfois, elles les regroupent, favorisant ainsi les concentrations métallifères

5. Les fossés d'effondrement

Dans la région de l'Atlas Saharien, le phénomène le plus distingué est celui des fossés d'effondrement, d'orientation NW-SE et E-W, qui sont bordés par des accidents majeurs, et qui sont formés par des dépôts plio-quadernaires.

Pour certains (*Durozoy, 1950; Castany, 1951 et 1954; Dubourdieu 1956; David 1956; Kazi Tani, 1986; Othmanine, 1987*) il résulte d'une activité tectonique distensive post Miocène (fossé de Ouled Boughanem, Tébessa et Morsott)..

Pour les autres (*Bismuth 1973; Chihi, 1984*) une distension Crétacée a contribué aux premiers effondrements des grabens dont l'effondrement majeur s'est produit au Miocène (Aquitonien-Tortonien).

II.4 Paléogéographie régionale :

La paléogéographie de la région des confins algéro-tunisiens est envisageable depuis le Trias, quand les dépôts salifères, essentiellement composés de sel, ayant une masse puissante se sont formés dans les bassins lagunaires (*Chavenine et Al 1986*), la sédimentation lagunaire s'est poursuivie jusqu'à la phase terminale du Trias où les bassins lagunaires ont été dessalés pour permettre aux roches carbonatées de s'intensifier dans les régions avoisinantes.

Une légère transgression est enregistrée au Trias moyen, dont les traces sont conservées en intercalation de calcaires noirs stratifiés (*Dubourdieu, 1956*).

Le Jurassique est absent à l'affleurement (*Dubourdieu, 1956*). Mais des dépôts jurassiques étaient recoupés par des sondages pétroliers en dehors des zones diapiriques (*Beghoul, 1974*).

Les grès du Barrémien représentent les plus anciennes roches d'âge crétacé affleurant dans la région. Ils sont observés au Sud-Ouest de Djebel Mesloul, témoignant ainsi, des conditions de sédimentation en mer peu profonde.

Dès l'Aptien, des failles affectant le substratum anté-triasique, facilitent les transgressions marines. La mer était donc plus étendue qu'au Barrémien.

Cette période est marquée par le développement des faciès néritiques sur des hauts fonds correspondant aux extrusions diapiriques. Autour desquels s'est développée une puissante série marneuse de mer ouverte.

A l'Albien, selon *Ammouri (1986)* et *Chavenine (1989)* la sédimentation est transgressive (fig11).

Le Cénomaniens est caractérisé par le développement d'une sédimentation marno-argileuse à intercalation de calcaires peu développés dans des conditions abyssales, mais aussi, par des décrochements traduisant un raccourcissement NE-SW (*Othmanine, 1987*).

Au Turonien, un changement des conditions profondes vers un milieu néritique chaud, a eu lieu, où d'importantes masses carbonatées se sont installées.

A partir du Turonien supérieur, une assise marneuse a été accumulée dans une mer relativement profonde, parfois rompue par des intercalations calcaires. Ce même régime continue jusqu'au Campanien inférieur (*Chavenine, 1987*).

Au Campanien supérieur et au Maestrichtien, Les dépôts se sont formés dans des conditions de mer peu profonde et chaude avec la prédominance des calcaires crayeux rarement récifaux et hétérochtones vers le bas. La sédimentation crétacée marine s'arrête à la fin du Maestrichtien inférieur.

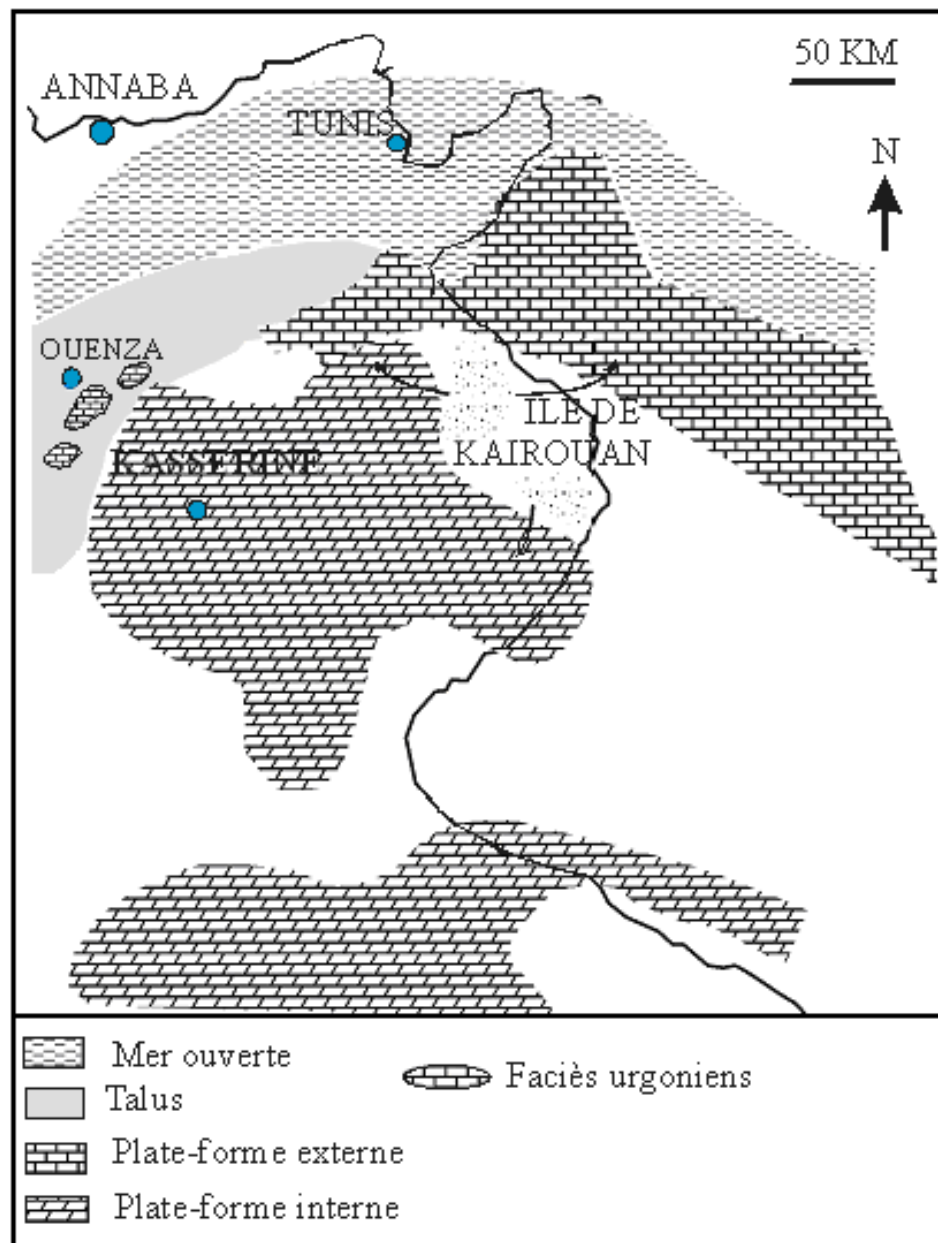


Fig11 - Carte paléogéographique de la Tunisie et des confins algéro-tunisiens durant l'Aptien (*in Memmi, 1999*).

Pendant l'Eocène, des anticlinaux et des synclinaux d'orientation NE-SW ont pris naissance à la suite des grands plissements généralisés qui se sont produits dans le Nord Africain, induits par la phase atlasique.

Le retrait de la mer s'est effectué à l'Eocène supérieur, l'érosion s'installe pour causer d'importantes lacunes.

Le remaniement de silex réputé d'âge yprésien à la base du Miocène où se dépose une sédimentation marine durant l'Eocène et le Miocène inférieur et moyen.

Au Miocène, Le dépôt est présent aux environs de l'Ouenza (Morssot) avec une puissance considérable, il est transgressif et discordant sur les terrains crétacés plissés (G. Dubourdiou et Al 1956). Cette phase Miocène a été responsable de nombreuses déformations tel que l'effondrement des fossés de Tébessa, Morsott et Ouled Boughanem, ainsi que des charriages. Cette phase a été amortie par des plissements éocènes dans les confins Algéro-Tunisiens. Ces déformations sont dues au diapirisme d'une part et de certains effondrements du socle au moment de la sédimentation d'une autre part (G. Dubourdiou 1956).

La mer s'est retirée à la fin du Miocène et toutes les formations post-miocènes sont continentales ou continuent, jusqu'au Quaternaire.

Les dépôts quaternaires sont constitués par des formations continentales, ces derniers sont formés essentiellement d'éboulis qui ont la particularité d'avoir leur éléments assez bien arrondis, et sont fréquemment liés par un ciment calcaire.

Ils sont aussi constitués par des calcaires organo-détritiques, des grés et des marnes.

II.5 Etude gîtologique

II.5.1 Les minéralisations périadiapiriques

II.5.1.1 Introduction :

Il y a un regain d'intérêt pour les gîtes périadiapiriques depuis la découverte des concentrations économiques de Zn-Pb les quinze dernières années dans la Gulf Coast, et en Tunisie. Les gisements périadiapiriques sont une variable des gisements de type "Mississippi valley". Ils sont de petites tailles, mais à des teneurs notables en zinc et en plomb.

Le plus grand gisement appartenant à cette catégorie, est celui de Vburum Trend Missouri (6% de Pb et 1% de Zn), aux Etats-Unis, qui contient actuellement les plus grandes réserves mondiales de type MVT. Il s'agit d'amas stratiformes ou stratoïdes encaissés dans le Cambrien supérieur à l'Ordovicien inférieur.

Suivi par le gisement de Cerro de Pasco (3.3% de Pb, 7.9% de Zn et 5 milliards de réserves) au Pérou. La minéralisation se présente sous forme d'amas stratiformes et des amas de dissolution dans des dolomies du Trias inférieur

En plus des gisements de Morro Agudo (Brésil), le gisement de Blendvale (Australie), et Les gisements européens type MVT, qui sont de moindre taille par rapport aux gisements des Etats-Unis.

En Afrique, enfin, le seul gisement d'importance comparable aux précédents est celui de Touisset-Bou-Baker-El Abed. Ce district est situé à l'extrémité est du Maroc près de la frontière Algéro-marocaine et l'ouest Algérien. Il représente la plus grande concentration de Pb/Zn en Afrique. Ces gisements sont encaissés dans des roches carbonatées. Entre 1926 et 1997, ils produisent 67 millions de tonnes de minerai avec une moyenne de 7% Pb et 3% Zn. Ils contiennent aussi de l'argent (600 g/t) et produisent localement du cuivre (*Bouabdellah et al, 1999*).

II.5.1.2 Les gîtes péridiapiriques dans la région de Tébessa :

A. Morphologie des corps minéralisés :

L'allure générale et les dimensions des corps minéralisés de la zone couverte par cette étude sont très variables. Les données recueillies à l'affleurement font ressortir trois types morphologiques bien distincts:

A la périphérie des masses diapiriques, filoniennes et massives.

Minéralisation à la périphérie des masses diapiriques:

Ce type morphologique n'est repérable qu'au massif de Hameimet Nord. La minéralisation est localisée au niveau du contact des formations triasiques avec les grés silicifiés et brechifiés albo-aptiens. Elle se présente sous forme de lentilles à Célestine saccharoïde soit sous forme de filons de célestine recristallisée. Cette minéralisation peut aussi contenir des veinules de barytine et de fluorine sécantes sur les horizons à Célestine et montrant ainsi l'antériorité de la Célestine par rapport à la barytine et les minéraux qui l'accompagnent. La même chronologie a été décrite à Dj. Slata par *Smati (1986)*. cette chronologie est bien visible à l'échelle de l'affleurement où les veines de barytine et fluorine, de direction N40° à N80°, recoupent un corps à célestine de direction N80° à N120° (*Othmanine, 1987*). A l'ouest du chaînon de Hameimet Nord, les filons de célestine recristallisée sont situés sur le flanc sud-ouest de la partie redressée et renversée des couches albo-aptiennes. Ces filons ont une direction N90°, des épaisseurs de 1 à 1.5 m et une longueur de 10 à 15 m. une autre minéralisation à F-Ba-Pb et Zn est signalée. Elle est importante surtout à l'extrémité NW de Hameimet Nord ou elle affleure au sommet de la crête et qui peut être poursuivie tout le long du flanc SE du massif. Son épaisseur est de 5 m en moyenne au NW et de croit jusqu'à 1 à 2 m vers le SE. L'extension de la minéralisation en profondeur n'est pas connue, elle n'est prospectée qu'en surface par des tranchées. Le minerai apparaît sous

plusieurs formes: veinules, disséminé ou massive. La répartition de cette minéralisation est irrégulière.

Minéralisation filonienne :

A l'Ouenza, dans le quartier "Douamis", un système de fractures orientées NE-SW, renferme une minéralisation essentiellement à "cuivre gris", fluorine et carbonates de fer dans les calcaires aptiens. En surface seulement, le cuivre gris dans ce quartier se présente généralement sous forme carbonatée (malachite et azurite) et s'associe souvent à la barytine. Depuis Douamis en allant vers le quartier "Hallatif", c'est la fluorine qui devient associée à la barytine alors que la quantité du cuivre gris diminue. Cette minéralisation est liée à la zone de la faille N50-55 qui affecte des calcaires à polypiers de la base de la série aptienne. La barytine se présente en lattes blanches dans laquelle baignent des cubes de fluorites translucides (*Bouzenoune, 1993*). A Hallatif, sur la route de Ouenza-Souk Ahras, la barytine devient de plus en plus abondante. Le minerai a un aspect bréchi que et est constitué de barytine blanche en tablettes, de fluorite violette et fluorite incolore, des quartz bipyramidés de plus de 10 cm de taille et des oxydes de fer avec rarement de la galène (*Bouzenoune, 1993*). Un peu vers l'Ouest et sur la même direction on y trouve de la dickite en association avec la même paragenèse avec en plus une sphalérite rare vers la terminaison SW, à Koudiet Kahlouh, on retrouve toujours la même association (cuivre gris, galène...).

La minéralisation filonienne décelée dans l'anticlinal d'Essouabaa et liée uniquement aux failles de direction NW-SE qui affectent les calcaires et les calcaires marneux de la partie supérieure du Turonien inférieur. Ce sont des failles à faible rejet et à remplissage calcitique accompagné par une minéralisation essentiellement à galène, sphalérite et leurs produits d'oxydation, pyrite et marcasite et célestine. On a également décelé une minéralisation à fluorite-barytine, disséminée dans la brèche filonienne, très discrète, qui n'a jamais été décrite auparavant et des traces d'hydrocarbures. Les secteurs minéralisés signalés dans ce massif sont: Koudiet el Rhirane qui appartient à la partie NE du periclinal d'Essouabaa, H'jar M'rakeb situé au SW de Koudiet el Rhirane, Koudiet el Hamra et Koudiet 809 qui constitue le flanc NW de l'anticlinal d'Essouabaa et Koudiet el Kahla située au SW de Koudiet 809. Dans tous ces secteurs, la minéralisation occupe plusieurs filonnets parallèles de direction NW-SE, mais la puissance et la distance entre les filons varie d'un secteur à l'autre. L'extension apparente des filonnets est généralement de 20 à 300 m et leur puissance varie de 0.1 à 1.5 m.

A Mesloul, la minéralisation filonienne rencontrée est variable. Du sud-ouest (Dehar Mesloul, Dj. Assa), vers le centre du massif (massif barytique, Koudiet Damous), une minéralisation cuprifère se manifeste. Elle est le plus souvent localisée dans la série

d'alternance sous-récifale, mais rarement dans les calcaires récifaux. Elle se rencontre dans les zones brechifiées liées aux décrochements ou dans des filonnets ou fissures de 1 à 2 m de longueur. Le remplissage de ces derniers est représenté par le cuivre gris, la malachite et l'azurite.

Dans la partie centrale de la structure, au NW de Kef Bouguern-Bardo appelée encore "zone d'oxydation" un autre type de minéralisation apparaît. Elle est principalement arséno-antimonifère, retrouvée sous une zone d'oxydation à hématite-limonite. La minéralisation est représentée par le réalgar, l'orpiment, la stibine et la cuprite avec la présence de petites concentrations de barytine à rares cristaux de galène disséminée (rapport ORGM, 2000). Elle est localisée dans des marnes noires bitumineuses à intercalation de bancs de calcaires de l'Albien, antérieurement rapportées au Barrémien.

En allant vers le nord (massif calaminaire, Kef Rakhma, Petit Jaber), la minéralisation zincifère augmente de plus en plus jusqu'à ce qu'elle devient exclusivement plombo-zincifère. Elle est représentée par la galène, sphalérite et les produits d'oxydation (smithsonite, cérusite, et calamine) et encaissée dans les calcaires aptiens qui sont surmontés par des marnes (clansayésiennes ou albiennes). La zone minéralisée est localisée dans des fissures dont l'extension et la direction changent d'un massif à un autre ou dans des brèches calcaires.

A Boujaber, la minéralisation filonienne est représentée par la prédominance de la barytine, la fluorine et les sulfures de Pb-Cu-Sb et Fe. Elle est liée essentiellement aux calcaires récifaux albiens souvent silicifiés et parfois dolomités. Elle se présente soit en fins filonnets de 1 à 4 cm d'épaisseur, continus sur plusieurs mètres, soit en filons dont la puissance varie de quelques centimètres à deux mètres. La minéralisation dans les filonnets généralement calcitique est disséminée mais souvent irrégulière et se développe sous forme d'une dissémination de grains fins. Les zones à dissémination, longues de quelques centaines de mètres, présentent généralement une largeur de 5 à 10 m mais atteignent parfois 30 à 40 m. le plus intéressant des filons connus à Boujaber est situé au nord du massif. C'est un filon de barytine à galène disséminée localisée au contact Gargasien-inferieur-Gargasien supérieur à Clansayésien. Il s'étend sur 100 à 150 m de long, 1 à 2 m d'épaisseur et quelques dizaines de mètres de profondeur.

A Hameimet Nord, la minéralisation polymétallique se situe de part et d'autre de l'oued qui traverse le massif, le long d'une faille de direction N130°. Cette faille fait remonter les grés silicifiés renfermant une minéralisation qui s'étend aux calcaires sur-incombants. La galène, la barytine, la fluorine et les oxydes de fer sont les phases minérales principales reconnues dans ce massif.

A Hameimet Sud, dans sa partie orientale, le long d'une faille de direction NNW-SSE, apparaît une zone faiblement minéralisée affectant surtout les grès. Cette minéralisation est sous forme de veinules à remplissage calcitique et barytique et une faible quantité de galène. D'autres fractures de faible extension de part et d'autre de la faille N130°, qui compartimentent le massif, sont à signaler. Elles présentent la même association minérale déjà citée. Le minerai à Hameimet sud est moins riche en fluorine qu'à Hameimet nord.

Dans la partie occidentale de Dj Harraba, se distinguent deux types de minéralisations filoniennes, l'une ferrifère liée aux calcaires à *milioles* et *rudistes* d'âge Aptien. L'autre polymétallique liée spécialement à la faille NW-SE, cette minéralisation comprend une minéralisation argentifère et une autre plombifère, dont une partie est altérée en cérusite.

A Boukhadra, la minéralisation ferrifère se trouve essentiellement dans des formations carbonatées d'âge Aptien localisée à proximité des appareils diapiriques. Elle est souvent sous forme de filons (BKII, Pic, Amont).

Accessoirement la minéralisation polymétallique dont la formation était plus tardive que la première, est essentiellement plombocuprifère portée par des brèches en remplissage de fractures, parfois elle forme des veinules dans l'encaissant calcaire.

Minéralisation massive :

A l'Ouenza, une importante minéralisation ferrifère présente une forme stratiforme en liaison avec des joints stylolitiques, qui soulignent pour la plupart la stratification. La minéralisation polymétallique de ce type est moins abondante. Elle est liée principalement aux cavités de solution au niveau des calcaires récifaux aptiens, les parois des karsts sont soulignées par de la barytine tardive (*Bouzenoune, 1993*).

A Boujaber, cette minéralisation de dissolution naît à la suite de remplissage des vides karstiques et des colonnes qui sont très abondants dans les calcaires récifaux. La répartition dans le secteur est du massif (secteur col) et la partie ouest (pointe ouest). La minéralisation est principalement composée de calcite à faible teneur en barytine et en fluorine. Les minéraux métallifères sont essentiellement représentés par la galène qui se développe sous forme de bandes rythmiques le long des bords de la colonne et de vide ou en amas dans la partie centrale. La galène est en quantité subordonnée. La plupart de ces colonnes ont été exploitées en surface; cependant, d'après les données de forage d'estimation, leurs teneurs en composants utiles sont difficiles à estimer.

A Boukhadra, une minéralisation ferrifère intéressante économiquement, est localisée dans des formations carbonatées d'âge Aptien, et se présente sous forme d'amas qui forme "le gîte principal" du gisement.

A Hameimet Nord, une minéralisation a été repérée au contact de l'Albo-Aptien et la discordance Vraconienne dans un corps stratoïde (filon-couche), orientée NW-SE. Affleurant sur une longueur de 630 m au NW, le corps de minerai a été recoupé par des sondages à plus de 80 m de profondeur. Sa puissance va de 0.9 à 8 m avec une moyenne de 3.5 m dans sa partie SE. Le minerai est souvent bréchique, rubané et présente parfois des poches de petites tailles et de géodes à fluorite. Il est formé par la fluorite et moins souvent la barytine et peu de galène, sphalérite, et pyrite.

A Hameimet Sud, dans des calcaires brechiques albo-aptiens, une minéralisation instratifiée est aussi signalée. Le corps minéralisé a une épaisseur moyenne de 0.30 m, qui peut atteindre par endroits 1 m. le minerai est constitué de barytine contenant des filonnets de galène associée à la calcite. Vers l'Ouest, le minerai devient caverneux et limoniteux. Il prend l'aspect de chapeaux de fer. Il se présente soit sous forme massive, soit en boxwork, présentant des grains de taille millimétrique. Une autre minéralisation stratoïde sans intérêt économique est localisée près du contact Trias-couverture. Elle se présente sous forme de petits filets de galène dans les dolomies et en fines couches dans les diaclases des calcaires (*Othmanine, 1987*).

A Kef M'khirirga, la minéralisation polymétallique est parfois rencontrée au cœur de la série gréso-calcaro-marneuse de l'Aptien. Elle contient de barytine, fluorine et de la galène sous forme de nids ou de lentilles avec des traces de silicification.

Ces minéralisations à Ba-Pb-F apparaissent principalement sur le flanc SW de Djebel de Kef M'khirirga.

B. Chronologie des différentes minéralisations :

Dans la région des Monts du Mellègue, la minéralisation la plus ancienne, est la minéralisation sidéritique qui est née par la transformation des calcaires aptiens par métasomatose (*ex: l'Ouenza, Bouzenoune, 1993*).

Suite à la description des différents types morphologiques des minéralisations trouvées, deux générations de minéralisations peuvent alors être déterminées. La première génération (la plus précoce des deux générations), est celle qui se dépose dans les horizons à la périphérie des masses triasiques ou en contact direct de celles-ci. On l'a précédemment définie comme étant une minéralisation à la périphérie des masses diapiriques. Elle est essentiellement à célestine. La deuxième génération, plus tardive, est encaissée dans la couverture post-triasique à des horizons variables. Elle est soit filonienne ou massive, liée aux calcaires néritiques d'âge albo-aptien ou dans des calcaires fins de type Bahloul, d'âge

turonien, dans des filons distants par rapport aux masses évaporitiques. Cette génération est essentiellement à Pb-Zn, associée le plus souvent à la barytine, fluorite et calcite.

En comparant ces deux générations trouvées entre l'Ouenza au Nord et Tébessa au Sud avec celles de la Tunisie, définies par Sheppard et al, 1996; la première génération correspond se trouvant dans la masse anhydritique, en contact avec la couverture. La deuxième génération correspondrait à une troisième génération, localisée dans la couverture post-triasique : elle peut correspondre à la minéralisation liée aux calcaires néritiques, mais aussi à celle liée au faciès de type Bahloul, formant ainsi un faux SEDEX. Cette dernière s'est déposée grâce à un enrichissement en élément "anomalie formationnelle" et lors des remobilisations tectoniques, il y a eu le dépôt de cette minéralisation dans les fractures affectant le Turonien.

II.5.4 Les facteurs contrôlant la minéralisation :

a. Facteurs lithologiques :

Tous les indices de minéralisation connus dans la région située de Tébessa sont localisés dans des roches carbonatées dont l'âge varie parfois d'un secteur à un autre.

La minéralisation piégée dans les calcaires se présente sous forme bréchique, filonienne, stratiforme, dans des cassures ou dans des vides karstiques. Les marnes albo-vraconiennes, par contre forment l'écran immédiat à cette dernière. Dans la région des confins Algéro-tunisiens on note aussi une minéralisation plus ancienne que celle déjà décrite ci-dessus. C'est celle de la célestine localisée dans la zone de contact Trias-couverture.

b. Facteurs structuraux :

La structure du massif joue un rôle important dans la répartition de la minéralisation.

A Essouabaa, l'ensemble du massif est marqué essentiellement par une tectonique cassante représentée par des failles transversales NW-SE. Ces dernières recèlent les indices plombo-zncifères de la région.

A l'Ouenza, l'horizon porteur de la minéralisation est affecté par un réseau de failles de direction générale NE-SW. Elles forment un facteur structural important contrôlant la minéralisation. Cette fracturation n'est qu'une conséquence de la remontée triasique dans la région. Dans la région de l'Ouenza, la majorité des gîtes des zones plissées se localisent dans les périclinaux ou les formations sont soumises aux tensions maximales, entraînant ainsi, la formation des pièges pour les minéralisations ascendantes (fissures et zones de broyages).

A Boukhadra, les gîtes métalliques se localisent dans les périclinaux des anticlinaux, lieu où les roches sont soumises aux tensions maximales entraînant la formation de pièges pour les solutions minéralisées ascendantes par les fissures.

A Mesloula, le diapir a joué un rôle primordial dans la fracturation des formations au cours de son évolution. Il favorise alors le dépôt de la minéralisation aux nœuds des fractures (NE et NW). Les indices polymétalliques ont été signalés également dans les apex des anticlinaux. L'analyse géographique de la minéralisation polymétallique (galène, sphalérite, smithsonite...) s'avère être préférentielle par rapport au Trias. Tandis que, la minéralisation à Pb-Zn est plus répandue au NE du massif, là où le Trias est plus étalé et exerce une poussée plus forte, la minéralisation cuprifère (cuivre gris, malachite, azurite...) prend place plus au sud; au SW du massif, dans des zones plus calmes. La minéralisation arséno-antimonifère (réalgar, orpiment, antimoine...), quand à elle est repérée au centre de Mesloula.

La répartition de la minéralisation polymétallique, à Boujaber est contrôlée notamment par les failles longitudinales et transversales. Les failles longitudinales sont les principales failles qui héritent la direction des failles régionales (*Dubourdieu, 1956; Zerdazi, 1990*).

Elles sont situées au sud et à l'ouest du massif et facilitent ainsi l'infiltration des solutions minéralisatrices. Quant aux failles transversales, elles ont conditionné la structure en blocs (compartiments) du Dj. Boujaber et jouent le rôle de pièges pour la minéralisation. L'analyse microscopique des calcaires accompagnant la minéralisation, montre la présence de stylolites.

Ces structures naissent à la suite de la compression et dessinent des joints irréguliers. Ces structures ont joué le rôle de pièges ultérieurs pour les fluides minéralisateurs ou ils auraient déposé.

Les gîtes de Hameimet Nord et Hameimet Sud se localisent préférentiellement dans les endroits de jonction des structures cassantes et les zones où se manifeste la tectonique diapirique. En effet, ces lieux seraient des pièges favorables à l'accumulation de la minéralisation polymétallique encaissée dans les carbonates du Crétacé.

A Harraba, la minéralisation polymétallique est essentiellement liée à la faille de direction NW-SE.

Dans le secteur de Boukhadra, le diapir a joué un rôle très important dans la fracturation des formations au cours de son évolution.

Ces facteurs de deuxième ordre sont associés à un horizon porteur tel que les calcaires qui représentent un important facteur structural contrôlant la minéralisation.

II.6 Etude minéralogique :

La description minéralogique des différentes phases se résume comme suit :

II.6.1 Les minéraux métalliques :

La galène PbS

A l'Ouenza, à Hallatif, elle est rare. Elle se présente soit dispersée dans le calcaire aptien à débris de bioclastes avec le minerai de fer (fig.12), soit sous forme de fins cristaux disséminés au sein de remplissage de fractures (fig.13). Dans ce dernier cas, elle est le plus souvent associée à la calcite blanche ou à la barytine.

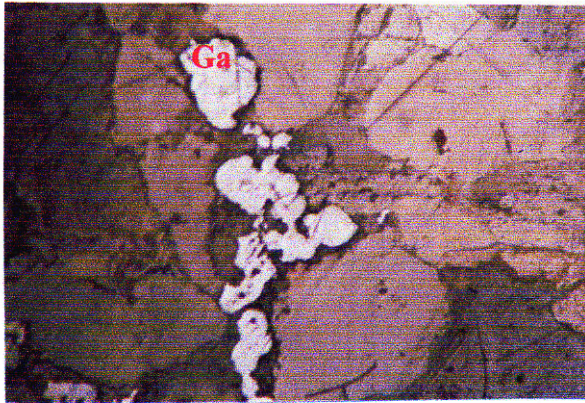


Fig 12 – Cristaux de galène disséminée dans des calcaires Aptiens. Kef M'khirirga. (S.P, LN, GRx8) (Cliché, Tlili)

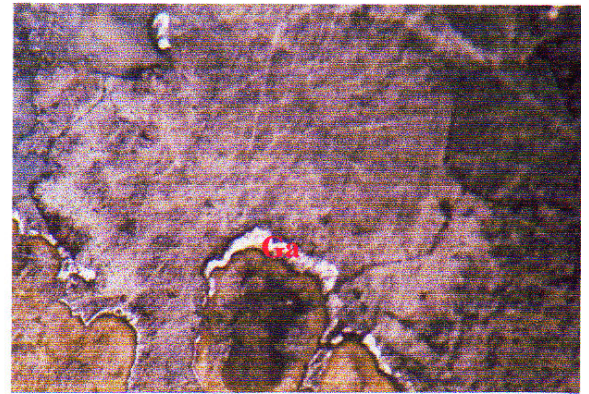


Fig 13 – Galène remplissant les zones fissurales dans des calcaires Aptiens. Kef M'khirirga (S.P, LN, GRx8) (Cliché, Tlili)

A Essouabaa, la galène est très abondante, souvent associée à la sphalérite dans une gangue calcitique. La minéralisation est toujours liée aux zones de failles majeures (minéralisation veinulée). Elle se présente soit en amas interstitiels (grande plage), soit en cristaux subautomorphes à automorphes de taille variable de 0.1 à 1.5 cm irrégulièrement répartis dans les calcaires micritiques du Turonien inférieur, soit en veinules. Cette même galène est parfois bréchifiée, avec développement de la cérusite à ces bordures.

A Boujaber, Hameimet Nord et Hameimet Sud, la galène est aussi le minéral le plus abondant en surface. Elle se présente souvent dans les calcaires récifaux d'âge albien ou dans les calcaires bréchiques et silicifiés d'âge albo-aptien. En affleurement, elle se trouve au niveau des vides karstiques (en amas et disséminée), mais au niveau des zones de broyage, des fractures et microfractures sous forme de remplissage tardif (veinulé). Elle est le plus souvent associée à la calcite blanche et à la barytine. La taille de ses grains varie entre 3.1 à 5 mm. Elle est souvent associée à de la cérusite. A Hameimet Nord, la galène se développe sur un nucléus de quartz authigène.

A Boukhadra, et Ouenza, elle est souvent associée à la barytine et se présente sous forme dispersée dans les calcaires aptiens ou liée à des brèches de remplissage des vides et dans les fractures des calcaires (Fig14).

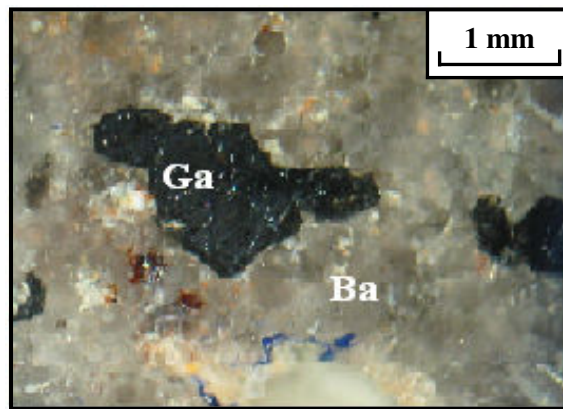


Fig 14 – La galène associée à la barytine .
Ouenza (S.P, LP) (Cliché, Tlili).

A Mesloul, c'est le sulfure principal de la minéralisation, elle se présente en cristaux automorphes, de taille millimétrique, disséminés dans les calcaires dolomités et silicifiés de l'Aptien (fig15,16).

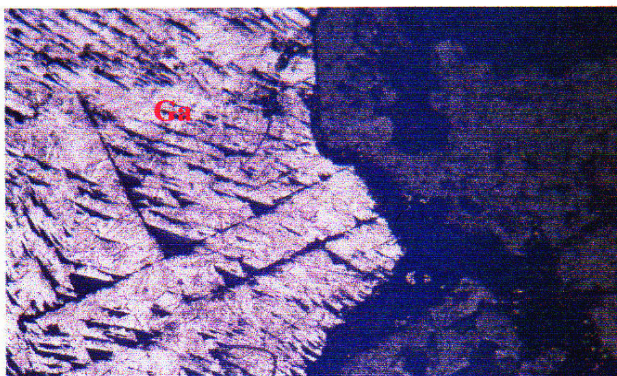


Fig 15- Galène avec des arrachements triangulaires. Mesloul (S.P, LN, GRx8)
(Cliché, Tlili)

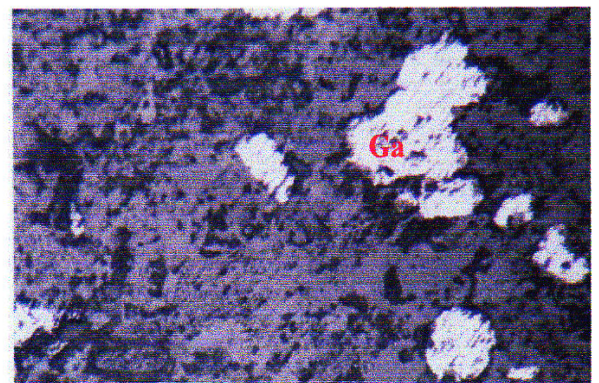


Fig 16- Galène disséminée Mesloul (S.P, LN, GRx8)
(Cliché, Tlili)

A Kef M'khirirga, elle remplit les vides et les fissures dans la calcite et dans le quartz.

A Harraba, la galène se présente souvent en cristaux cubiques automorphes, isolés et de dimensions variables, donnant parfois des associations de plusieurs formes du système cubique. Elle se trouve en disséminations fines ou petites inclusions dans les calcaires, soit dans les petites cavités des calcaires broyés.

La blende ZnS

A l'Ouenza, elle est très rare, seuls quelques grains ont été observés à Douamis en association avec la galène.

Dans les autres massifs, elle est moins abondante à l'affleurement qu'en profondeur. Elle se présente soit en amas en grandes plages, de couleur jaune-mielleuse ou brunâtre et de dimension allant de 1 à 10 mm, soit en grains fins et partiellement altérée en smithsonite. A Essouabaa, la sphalérite présente des réflexions internes claires et sans zonages, comme elle se trouve en faible quantité dans les zones qui séparent les plages de galène. Elle est aussi sous forme bréchique dans une gangue généralement calcitique.

La tétraédrite Cu_3SbS_3

Ce minéral très abondant, minéral est sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes en restitue très caractéristique, associé parfois à la covellite bleue à réflexion interne rouge brique (fig17).

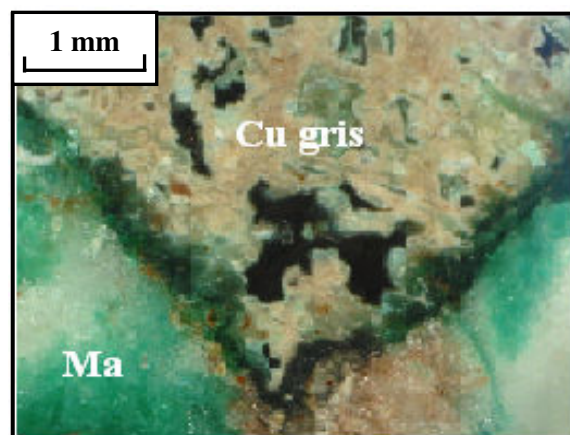


Fig 17- Cuivre gris en section polie
Ouenza (S.P, LP)
(Cliché, Tili)

La pyrite FeS_2

Elle est de quantité négligeable par rapport aux autres sulfures. Elle est présente en reliques de remplacement en grains fins (moins de 0.5 mm) dans les cristaux de sphalérite. elle est soit disséminée dans le calcaire ou dans la barytine, soit sous forme de pyritosphère de type fromboïdale ou encore sous forme de cristaux automorphes. A Boujaber, les grains fins de pyrite entourent parfois les coquilles fossilisées d'organisme comme ils peuvent également se trouver à l'intérieur de celles-ci. La pyrite peut prendre naissance de la transformation de la marcasite (pyrite d'inversion). Elle peut aussi être plus au moins hématitisée.

A Kef M'khirirga, elle est observée dans les gros cristaux de quartz.

A Meslouloula, elle est souvent altérée en goethite, ce qui confère localement des teintes rougeâtres aux calcaires dolomitiques encaissants.

***La marchasite* FeS_2**

Elle est rare. A Essouabaa, elle est soit en cristaux zonés ou elle présente des textures d'altération.

II.6.3 Les minéraux d'altération secondaire :

***La cérusite* $PbCO_3$**

C'est le minéral le plus abondant. Il est secondaire et résulte de l'oxydation de la galène. Il apparaît surtout à ses alentours et ses bordures et au niveau de ses zones de faiblesse, en l'occurrence, les plans de clivage et les microfractures. La cérusite se présente en structure le plus souvent collomorphe. Elle se trouve dans une gangue formée de calcaire et/ou de barytine avec parfois du quartz automorphe.

A kef M'khirirga, elle est souvent associée à la smithsonite.

***La covellite* CuS**

La présence de la Covellite témoigne de l'existence des minéraux de cuivre dans la paragenèse primaire. Elle est souvent associée à la galène et à la cérusite.

Les carbonates de fer :

A l'Ouenza, et à Boukhadra, les carbonates de fer sont souvent les plus intéressants et à potentiel économique élevé. Ils sont le plus souvent représentés par l'ankérite et la sidérite $FeCO_3$. D'après les résultats des travaux de *Bouzenoune (1993)*, la sidérite est de couleur grise ou blonde. Microscopiquement, la sidérite grise est toujours isogranulaire et dont la taille varie entre 250 et 1250 micromètres. La sidérite blonde par contre, se présente sous forme de plage spathique avec une taille allant jusqu'à 5000 micromètres.

Deux types d'ankérite ont pu être aussi observé : blanche et grise. L'ankérite grise, automorphe, est sous forme de rhomboèdres de 400 micromètres de taille ou sous forme de plage de 250 à 2000 micromètres. Cette ankérite est toujours associée à la sidérite grise ou blonde et souvent affectée par des fissures à ankérite blanche (*Bouzenoune, 1993*). L'ankérite blanche occupe les fissures qui affectent la sidérite grise associée ou non à la sidérite blonde. La taille de ces grains peut atteindre jusqu'à 5 mm (*Bouzenoune, 1993*).

Les oxydes de fer :

Représentés par l'hématite Fe_2O_3 (fig18), la goethite $FeO(OH)$ (fig 19) et la limonite $2Fe_2O_3,3HO$ (fig 20), ce sont les plus présents dans tous les massifs.

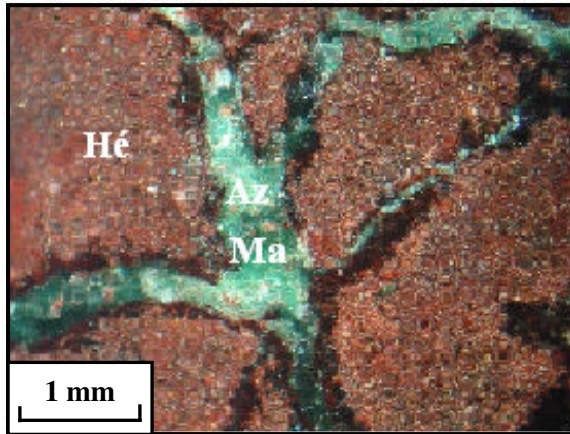


Fig 18- Hématite associée à la malachite et l'azurite. Ouneza (S.P, LP).
(Cliché, Tlili)

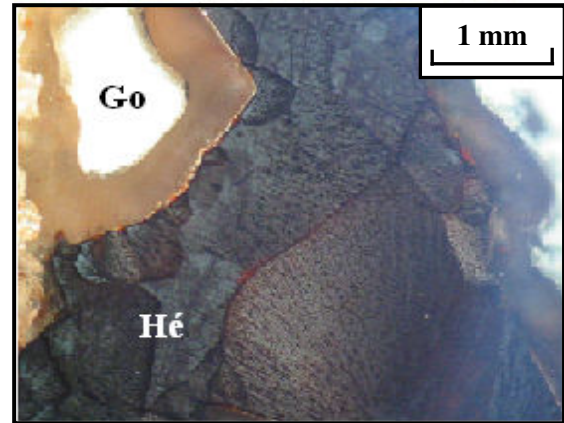


Fig 19- Goethite associée à l'hématite Ouenza (S.P, LP).
(Cliché, Tlili)

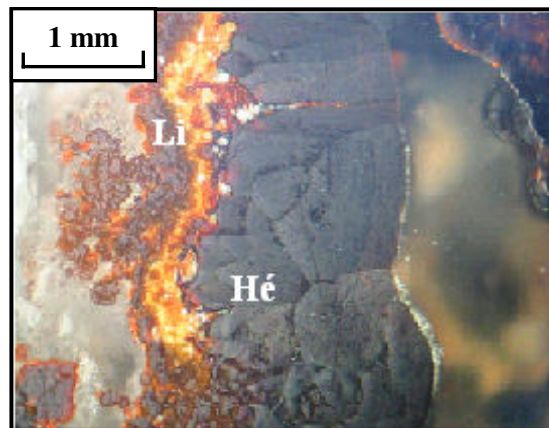


Fig 20- Limonite associée à l'hématite Ouenza (S.P, LP).
(Cliché, Tlili).

A Essouabaa, l'hématite est en forme de petites baguettes à pouvoir réflecteur faible et de teinte gris bleuâtre. L'hématite à Essouabaa, prend naissance en remplaçant la pyrite.

A Boujaber, ces minéraux forment une zone d'oxydation qui caractérise essentiellement le sommet de la barre aptienne. Cette zone est de forme stratoïde à extension E-W sur plus de 1000 m, épousant ainsi la direction générale du massif. Ces minéraux sont associés à la smithsonite, cérusite, malachite et azurite. Le minerai est souvent poreux et caverneux, souvent associé à la barytine, à la galène et à le tétraèdrite. A proximité des

minerais, l'altération s'exprime par la silicification, parfois si forte que la roche prend l'aspect de quartzite ou de fines aiguilles de quartz apparaissent à l'occasion.

A Mesloulula, elle est très répandue. Elle se présente en petites sections automorphes qui sont certainement héritées d'un minéral initial totalement altéré, qui serait de la pyrite.

Les carbonates de cuivre :

L'azurite $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$

C'est un minéral hydraté du système monoclinique, effervescent, en cristaux aplatis bleu de Prusse à bleu d'azur.

La malachite $Cu_2(CO_3)_2(OH)_2$

Carbonate hydraté du système monoclinique à éclat soyeux, elle fait effervescence avec l'HCl dilué, de couleur vert émeraude à vert d'herbe.

Ces deux minéraux présents pratiquement dans tous les secteurs, mais de quantité moins importante, résultent de l'altération de la tétraédrite (Fig21, 22).

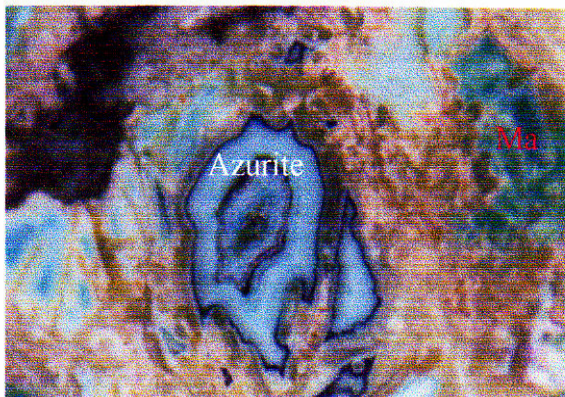


Fig 21- Malachite associée à l'azurite avec des oxydes de fer. Mesloulula (S.P, LN, GRx8) (Cliché, Tlili).

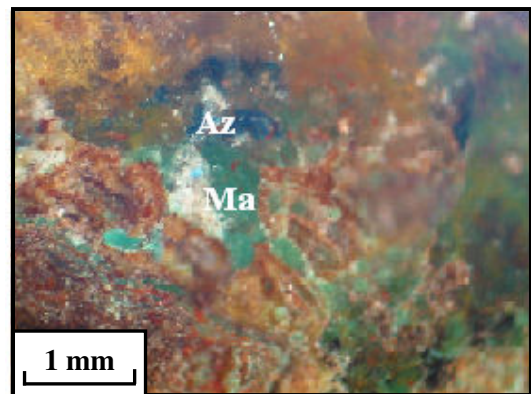


Fig 22- Malachite associée à l'azurite. Ouenza (S.P,LP) (Cliché, Tlili)

Ils sont parfois associés à la chalcosine, comme c'est le cas dans le secteur de Kef M'khirirga.

II.6.2 Les minéraux de gangue :

La calcite $CaCO_3$

Elle se présente en filonnets millimétriques à centimétriques sécants aux plans de stratification. Elle assure aussi le remplissage des cavités de dissolution et parfois même des fissures d'ordre centimétrique qui affectent les roches carbonatées compacts ou micritiques d'âge varié. Elle est souvent associée à des oxydes et hydroxydes de fer ainsi qu'à des

disséminations de cristaux de barytine. Elle est de couleur blanchâtre, présentant les formes rhomboédriques caractéristiques.

Microscopiquement, la calcite forme l'essentiel des faciès. Elle est le plus souvent sous forme de micrite, formant ainsi la matrice des sédiments ou à l'intérieur des grains (micritisation parfois totale, donnant naissance à des pelétoïdes). C'est la calcite cryptocristalline.

Un autre type de calcite dit, calcite d'encroûtement apparaît dans les dépôts granulaires autour des grains dans le faciès dans des calcaires à texture grainstone à packstone.

Une calcite tardive localisée dans les fractures ou dans les cavités bioclastiques. C'est une calcite limpide dont la taille est inférieure à 1 mm.

Une autre dite poecilitique, c'est la plus tardive. Elle se présente sous forme de grandes plages monocristallines, dépassent les 3 mm de taille. On note parfois dans cette calcite la présence des zonations internes ou d'inclusions soulignant les phases de croissance de cette dernière. Cette même calcite peut montrer des oxydes de fer le long de ses clivages. Elle occupe les grands vides laissés par la dissolution.

La dolomite $CaMg(CO_3)_2$

Ce minéral est très localisé dans tous les secteurs du nord du Méllègue. Il occupe les premiers termes de l'Albien. La dolomite la plus répandue se présente sous forme de grands cristaux de grande taille de 50 à 450 micromètres. Ses cristaux sont généralement automorphes à subautomorphes, donnant naissance à une texture idiotopique. Cette dolomite est issue d'un phénomène de recristallisation suivi parfois de dissolution, d'où la création de porosité inter et intra-cristalline. Cette dolomite renferme des oxydes de fer et elle est si abondante qu'elle donne naissance à des dolosparites et des dolomicrosparites.

A Boujaber, elle caractérise seulement quelques niveaux de la barre méridionale d'âge albien (récifal) et les niveaux sommitaux de la barre septentrionale d'âge gargasien supérieur à clansayésien. Les grains sont de texture idiotopique à xénomorphe, formant ainsi des dolomicrites à des dolomicrosparites, à rares taches d'oxydation.

A Hameimet Nord, à des niveaux supérieurs de la formation albo-aptienne, la dolomite se présente en forme craquelée en présentant des cristaux anguleux idiotopiques isolés.

Le quartz SiO_2

Le plus souvent, il est détritique de taille moyenne à fine ne dépassant jamais les 0.25 micromètre, donnant naissance parfois à des niveaux gréseux. Un autre type de quartz apparaît moins abondant que le premier, sous forme de cristaux automorphes, allongés avec des inclusions et des zonations et dont la taille est considérable qui peut atteindre 10 micromètre (fig23).

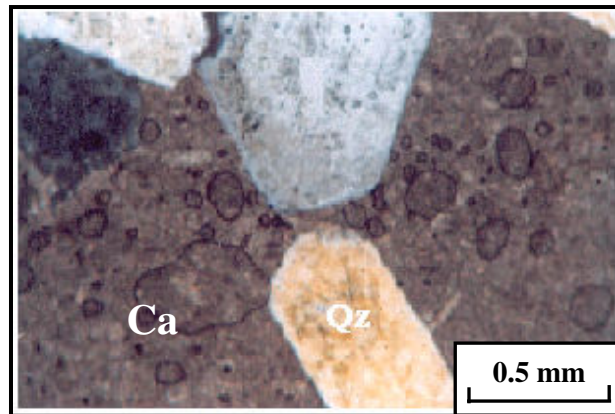


Fig 23- Microphotographie de quartz automorphe dans une matrice formée de calcaires (Ca) en lame mince (LN) (Cliché, Tlili).

La Célestine $SrSO_4$

La Célestine est observable au niveau du contact direct du Trias avec sa couverture aptienne dans le secteur de Hameimet Nord. En affleurement, elle se présente sous forme de lentilles interstratifiées à cristaux saccharoïdes ou elle assure le remplissage des filons sous forme recristallisée. Des filons de barytine et/ou fluorite et galène recourent les horizons de Célestine, ceci explique l'antériorité de la Célestine par rapport à la fluorite et les minéraux qui l'accompagnent. Les filons de Célestine recristallisée sont localisés sur le flanc SW de la partie redressée et renversée du chaînon de Hameimet Nord. Microscopiquement la Célestine se présente sous forme de cristaux tabulaires transparents à translucides de quelques millimètres de taille. Elle a été aussi observée dans les autres massifs, dans les filons mais à des quantités variables et moins importantes. Elle assure dans ce cas précis une gangue pour les autres minéraux sulfurés.

La barytine $BaSO_4$

A l'Ouenza, comme à Boukhadra elle est abondante dans l'Aptien, surtout au niveau des zones de broyage de la faille majeure (N50-55). Le minéral se présente sous forme de gros

cristaux automorphes en tablettes de taille centimétrique. La barytine est souvent associée au cuivre gris et/ou à ses dérivés carbonatés (azurite et malachite).

Au nord du massif de Boujaber, la barytine forme un filon d'environ 100 à 150 m de long, sur 1 à 2 m d'épaisseur et il disparaît à quelques dizaines de mètres de profondeur. Ce filon d'orientation NE-SW, forme le contact entre les calcaires du Gargasien et les calcaires bioconstruits du Gargasien supérieur à Clansayésien. La barytine se présente en cristaux automorphes à subautomorphes avec la présence de fins filonnets de galène, d'environ 0.5 à 5 mm d'épaisseur, au niveau des plans de clivage de la barytine ainsi que de faibles quantités de carbonates de cuivre (malachite et azurite). La barytine se présente également associée à la calcite, fluorine et sidérite au niveau des cavités karstiques dans les calcaires bioconstruits aptiens.

A Hameimet Nord et Hameimet Sud, la barytine est toujours liée aux filons qui affectent la formation albo-aptienne.

A Harraba et Mesloul, elle se présente sous forme de bâtonnets (Fig24) et de cristaux tabulaires, parfois en éventail, elle est associée parfois à la malachite ou à des sulfures de la phase principale de la minéralisation.

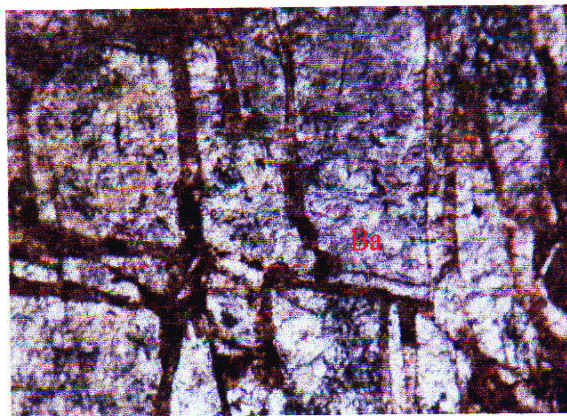


Fig 24- Barytine sous forme de bâtonnets
Mesloul (S.P, LN, GRx8)
(Cliché, Tlili)

***La fluorite* CaF_2**

Elle est généralement associée à la barytine. Elle n'a été repérée que dans le secteur de Hameimet Nord, là où elle est la plus abondante par rapport à Hameimet Sud et aux autres massifs. Les grains sont de grande taille et englobent parfois des grains de barytine ou de carbonates; en profondeur par contre, la taille des grains diminue. Microscopiquement, sa taille est de 1 cm de moyenne, d'une couleur brune à transparente et occupe souvent les vides géodiques.

Elle n'était pas détectée mais signalée par l'ORGM dans le secteur de Boukhadra, ayant une couleur bleu-violet à blanche translucide, elle montre des cristaux cubiques accompagnant la barytine. Elle occupe la position externe dans l'encaissant par rapport à la barytine.

II.6.4 Autres minéraux rares :

On signale la présence d'autres minéraux tel que réalgar-orpiment, dans le secteur de Mesloula (O.R.G.M., 2000). Il convient de rajouter une minéralisation mercurielle à cinabre à Essouabaa, dont on ne peut rien dire jusqu'à présent, car les affleurements sont inexistantes ou introuvables, seul un échantillon de cinabre a été trouvé dans les haldes d'une ancienne exploitation à Koudiet El Rhirane (O.R.G.M., 2003). D'après les résultats obtenus, la nacrite était aussi décelée dans le massif d'Essouabaa. Elle a été déterminée par spectrométrie infra-rouge. C'est un minéral qui est toujours postérieur à la calcite mais antérieure à la phase métallique. La nacrite se présente, soit sous forme de grains très fins, de tailles ne dépassent pas les quelques microns, ou fibreuse, sous forme de longues paillettes de plusieurs dizaines de microns, remplaçant la calcite spathique.

On constate une zonation verticale de répartition de ces minéraux; ainsi la quantité de la galène, barytine, fluorine, calcite diminue en profondeur, alors que la sphalérite augmente dans les horizons profonds.

Chapitre III:
Gravimétrie

III.1 rappels théoriques :

Le but de la méthode est la détermination de la nature géologique du sol à l'aide de la variation du champ gravifique terrestre. Une déformation géologique quelconque, tels que anticlinaux, synclinaux, failles ou remplissage quaternaire mettant en jeu des roches de densités différentes peut être décelée par l'étude du champ gravifique terrestre.

Si la Terre était isolée dans l'espace, parfaitement ronde, immobile et formée de couches concentriques latéralement homogènes, g aurait partout la même valeur.

$$g = - G.M/R^2$$

Or il n'en est rien, la pesanteur varie d'un point à l'autre. Ces variations ont des causes diverses que l'on peut énumérer:

- l'altitude de la station de mesures,
- la forme du géoïde,
- la topographie ou les irrégularités de la surface du sol au voisinage du point de mesure,
- la position du point de mesure par rapport à la Lune et au Soleil,
- les hétérogénéités du sous-sol.

Les deux premières sont d'origine géodésique dans lesquelles intervient la position de la station de mesure sur la Terre. La troisième influence est due au relief, en supposant un sous-sol de densité constante choisie arbitrairement. La quatrième est fonction de la position de la Lune et du Soleil par rapport à la Terre et du moment de la mesure. La dernière réunit les variations de la pesanteur ayant une origine géologique ou tectonique.

Les quatre premières causes sont dites non géologiques, la cinquième est dite géologique et c'est elle qui présente un intérêt pour la géophysique appliquée.

Bien entendu, lors de la prospection le géophysicien s'efforce de ne conserver que les variations liées aux hétérogénéités du sous-sol en éliminant celles provoquées par les causes non géologiques.

En éliminant par le calcul les variations provoquées par les causes non géologiques, il ne subsiste en fin de compte que les variations liées aux hétérogénéités du sous-sol qui

constituent les anomalies gravifiques que l'on essaye de leur faire correspondre une interprétation géologique.

III.1.1 Qu'est ce qu'une Anomalie

Précisons d'abord le sens que nous attribuons à ce terme "d'anomalies" Pour nous faire une idée nette de sa signification, supposons en premier lieu que les couches superficielles du globe sont constituées par des terrains homogènes, de densité constante, sur une épaisseur de quelques centaines de mètres au moins. Il est alors possible de calculer le champ théorique de la pesanteur en tout point de la surface du sol. Mais si, après nous être livrés à cette opération, nous passons à la mesure expérimentale, nous constatons que notre valeur calculée n'est pas celle que nous mesurons. La différence se nomme "l'anomalie de la gravité"

$$\text{Anomalie} = g_{\text{mesuré}} - g_{\text{théorique (calculé)}}$$

$$\text{Anomalie de Bouguer} = g_{\text{mesuré}} - g_{\text{modèle}}$$

Effet considéré	Air libre	Plateau de Bouguer	Relief
Représentations Graphique			
&			
Vectorielle			
Modèle	Air libre : $g_{ml} = g_{th} - \Delta g_{al}$	De Bouguer simple : $g_{m2} = g_{th} - \Delta g_{al} + \Delta g_{pl}$	De Bouguer avec effet relief $g_{m3} = g_{th} - \Delta g_{al} + \Delta g_{pl} - \Delta g_{topo}$
Anomalies	$A_{al} = g_{mes} - g_{ml}$	$A_{bg} = g_{mes} - g_{m2}$	Anomalie de Bouguer s'écrit : $g_{mes} - g_{th} + \Delta g_{al} - \Delta g_{pl} + \Delta g_{topo}$

Construction du modèle de l'anomalie de Bouguer

III.1.2 Méthode d'élaboration du calcul de l'anomalie gravifique

Nous venons de définir la notion d'anomalie sous la forme suivante:

$$\text{Anomalie} = g_{\text{mesuré}} - g_{\text{théorique (calculé)}}$$

Précisons la façon dont s'élabore ce calcul

A) - $g_{\text{mesuré}}$

Sur le terrain, les mesures exécutées à l'aide d'un gravimètre sont des mesures relatives. On effectue d'abord une lecture en un point où la valeur de g est connue puis une autre lecture au point où elle est à déterminer. La différence des deux lectures devrait être égale à la différence Δg de l'accélération de la pesanteur entre. Or ce n'est pas exactement le cas, car la valeur du champ g varie non seulement avec le lieu mais également avec le temps ; il y a deux raisons à cela :

- l'une naturelle, due à l'influence de la Lune et du Soleil.
- L'autre instrumentale, due au vieillissement du ressort du gravimètre, aux légers chocs provoqués par le transport, la manipulation de l'appareil et aux faibles variations de températures.

Afin d'avoir des résultats qui sont indépendants des conditions de mesures, il faut effectuer des corrections qui tiennent compte :

- a) de l'influence luni-solaire
- b) de l'effet de la hauteur du trépied
- c) de la dérive instrumentale

A.1 Influence Luni-solaire

Cette influence est préétablie à l'avance en fonction du temps (date et heure) et du lieu (latitude et longitude). Les tables nous donnent la valeur de la correction à effectuer, en fonction de la position géographique de la région étudiée et du moment de la mesure. Cette influence Luni-solaire peut être directement ajoutée à la pesanteur mesurée.

A.2 Effet de la hauteur du trépied

Pour chaque mesure le gravimètre est posé sur un trépied qui est à une hauteur variable par rapport au point nivelé. Pour ramener la mesure au point nivelé il suffit d'ajouter la valeur de l'effet air libre qui est fonction de la hauteur du trépied.

$$C_{\text{trép}} = 0.3086.h \text{ mgal}$$

Où:

h : est la hauteur du trépied en mètres.

A.3 Dérive instrumentale

L'existence de cette dérive impose un mode opératoire particulier. On effectue toutes les mesures en cycles de la façon suivante :

- ouverture à la base
- mesures aux différentes stations
- répétition de quelques stations lors du retour à la base
- fermeture à la base

Le retour à la base permet alors d'évaluer la dérive. La différence entre la valeur finale et la valeur initiale à la base, corrigée de la Luni-solaire, correspond à la dérive instrumentale, valeur qu'on distribue linéairement en fonction du temps écoulé entre la lecture à la base et la station donnée.

Le passage de la valeur de la pesanteur lue à la valeur corrigée s'effectue ainsi :

$$g_{\text{mesuré, corrigé}} = g_{\text{lue}} \text{ (mgal)} + C_{\text{LS}} + C_{\text{trép}} + D_{\text{inst}}$$

Où:

g_{lue} = Valeur de la pesanteur lue en mgal.

C_{LS} = correction luni-solaire (en mgal).

$C_{\text{trép}}$ = correction du trépied (en mgal).

D_{inst} = dérive instrumentale (en mgal).

Cette relation permet de connaître de proche en proche les variations de la pesanteur entre les différents points. Pour définir la valeur de la pesanteur en ces points il est nécessaire de connaître une valeur de référence de la pesanteur.

B) - g_{modèle}

La valeur de g mesuré, ayant subi les seules corrections luni-solaires et instrumentales ne peut être exploitée pour dégager des enseignements sur la structure du sous-sol. Pour uniformiser l'ensemble des mesures et les rendre comparables elles, il faudrait alors les ramener au même niveau.

La valeur de g mesuré et corrigé est comparée à une valeur théorique de la pesanteur. Cette dernière, d'abord calculée, sur l'ellipsoïde est transportée au niveau de la station, là elle subit une correction fonction de l'altitude (correction air libre) et de la densité (correction du plateau) et une correction du relief.

L'écart normal qui en résulte est appelé Anomalie de Bouguer et s'exprime ainsi :

$$AB = g_{\text{mes}} - g_{\text{th}} + \Delta g_{\text{al}} - \Delta g_{\text{pl}} + \Delta g_{\text{topo}}$$

Où:

g_{mes} = Valeur de la pesanteur mesuré sur le terrain.

g_{th} = Valeur théorique de la pesanteur calculée au niveau de l'ellipsoïde de référence.

Δg_{al} = Correction air libre.

Δg_{pl} = Correction plateau.

Δg_{topo} = correction relief.

B.1 Effet de la latitude

La Terre, n'étant pas parfaitement sphérique, peut être assimilée en première approximation à un ellipsoïde de révolution. Le g_{th} , pour tout point de l'ellipsoïde terrestre d'altitude zéro, peut être calculé par la formule internationale de 1930 dite de Cassinis, valeur définie par rapport au réseau international de Postdam.

$$g_{\text{th}} = 978\,049.0 (1 + 0.0052884 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi) \quad (\text{mgals})$$

Où φ - latitude du point

978 049.0 = g à l'altitude zéro sur l'équateur.

B.2 Effet de l'altitude ou correction à l'air libre

En s'élevant de la surface de référence, la valeur de la pesanteur g diminue en raison de l'inverse du carré de la distance R au centre de la Terre. Cet écart est déduit de l'équation:

$$g = GM/R^2$$

où M : masse de la Terre

En différenciant par rapport à l'altitude on trouve:

$$\Delta g_{al} = -2 (g/R).h = - 0.3086h \text{ mgals}$$

B.3 Effet de la densité ou correction du plateau : Δg_{pl}

En introduisant la correction du plateau Δg_{pl} , on complète notre modèle en remplissant l'espace compris entre le niveau de la station de mesure et celui de l'ellipsoïde de référence par de la matière d'une densité ρ et avec une extension latérale infinie. Cette action est très assimilable à celle d'un plateau horizontal dont l'épaisseur h est l'altitude du point de mesure.

L'effet de ce plateau s'écrit alors:

$$\Delta g_{pl} = 2\pi G\rho h = 0.0419\rho h \text{ mgals}$$

Où h est l'épaisseur du plateau en mètres et ρ est la densité du plateau en g/cm^3 ; Δg s'exprime en milligals.

Cette correction s'ajoute au résultat à l'air libre puisque le plateau vient ajouter son attraction à celle de l'ellipsoïde. C'est ce qu'on appellera correction du plateau ou tout simplement correction de Bouguer du nom du géodésien (1618-1758).

B.4 Effet du relief ou correction topographique Δg_{topo}

Jusqu'ici nous avons considéré la surface terrestre comme plane, or nous devons encore tenir compte des effets provoqués par le relief. Un relief positif induit une attraction supplémentaire T^+ dirigée vers le haut, T^+ diminue ainsi la valeur du g_{th} il est donc à retrancher. Un creux topographique entraîne une diminution gravifique T^- cette masse ayant déjà été prise en considération dans la correction du plateau, il faut également la retrancher.

La correction topographique totale est ainsi la somme des contributions négatives des bosses et des creux. Pour éliminer cet effet topographique, il faut exécuter les corrections topographiques.

Le principe de ces corrections est le suivant : La zone entourant le point de mesure est subdivisée en couronnes successives, elles mêmes subdivisées en secteurs.

L'attraction de chaque couronne vaut :

$$\Delta g_{\text{cour}} = G \cdot 2\pi\rho [r_2 - r_1 + (r_1^2 + h_2^2)^{1/2} - (r_2^2 + h_2^2)^{1/2}] \text{ mgals}$$

Où

h - est la différence entre l'altitude de la couronne et celle du point d'observation (en mètres)

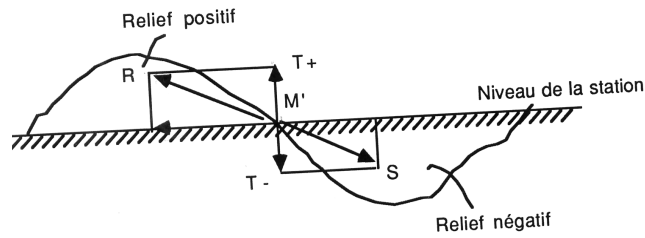
G - constante universelle

ρ - densité en g/cm^3 des roches de la couronne envisagée

On en conclut que la correction topographique, quelle que soit la forme du relief considéré, est à retrancher au cours de l'élaboration du modèle de Bouguer.

Le modèle théorique de Bouguer ($g_{\text{modèle}}$) peut être calculé suivant l'expression:

$$g_{\text{modèle}} = g_{\text{th}} - \Delta g_{\text{al}} - \Delta g_{\text{th}} - \Delta g_{\text{topo}}$$



Effet du relief topographique (la courbure terrestre étant négligeable)

C) - Anomalie de Bouguer

La mise en évidence des formations géologiques se fait par comparaison des valeurs de g mesurées sur le terrain avec celles du modèle théorique.

L'anomalie de Bouguer se définit alors comme la différence entre les valeurs réelles de la pesanteur ($g_{\text{mes. corrigé}}$) et les valeurs théoriques déterminées par le modèle de Bouguer.

$$AB = g_{\text{mes. corrigé}} - g_{\text{modèle}}$$

III.1.3 Interprétation qualitative

A. Généralités sur les cartes gravimétriques

Les cartes gravimétriques de Bouguer représentent les anomalies dues aux hétérogénéités du sous-sol. La forme et l'amplitude de l'anomalie seront différentes selon la profondeur, la forme et le contraste de densité des corps perturbateurs par rapport à l'encaissant.

Ainsi, pour arriver à donner une signification géologique à l'anomalie de Bouguer, on sépare cette dernière en une anomalie régionale et en une anomalie résiduelle.

$$\text{Anomalie de Bouguer} = \text{Anomalie régionale} + \text{Anomalie résiduelle}$$

En effet l'anomalie de Bouguer met en évidence de façon qualitative en même temps les variations gravifiques à grands rayons de courbure d'origine profonde et les variations locales à petits rayons de courbure d'origine proche de la surface.

L'anomalie régionale, d'origine profonde et étendue, est une anomalie où les isolignes ont de grands rayons de courbure. Au contraire, l'anomalie résiduelle est provoquée par des phénomènes plus superficiels et se marque par des isolignes à faibles rayons de courbure.

Ce sont ces anomalies résiduelles qui ont le plus d'intérêt lorsqu'on s'intéresse aux structures peu profondes.

L'anomalie régionale peut être calculée de diverses façons selon le sens donné au terme "grand rayon de courbure". La méthode employée ici est l'ajustement par un polynôme du troisième degré en x et y. L'anomalie résiduelle est obtenue par la soustraction de la valeur de l'anomalie de Bouguer, la valeur de la régionale.

$\text{Anomalie de résiduelle} = \text{Anomalie Bouguer} - \text{Anomalie régionale}$

B. densité des terrains :

Détermination et choix des densités :

Dans le modèle de Bouguer, la densité intervient dans le calcul des corrections plateau et topographie :

$$g_{\text{plateau}} = 2\pi G\rho h$$

$$g_{\text{topo}} = G\rho\varphi \sum_{i=1}^n \left[r_{i+1} - r_i + \sqrt{r_{i+1}^2 + h^2} - \sqrt{r_i^2 + h^2} \right]$$

On estime qu'elle est correctement choisie lorsqu'il ne reste plus, dans la carte de Bouguer, de relation systématique entre anomalies et topographie.

Une mauvaise appréciation de ce paramètre pourrait faire apparaître des anomalies fictives là où il n'en a pas, ou par contre masquer d'autres cependant bien réelles. La connaissance de la densité est donc un élément indispensable pour l'établissement du modèle de Bouguer et pour toutes les interprétations gravimétriques.

Pour la mise en évidence de la morphologie des intrusions triasiques de la région et des sillons comblés par des dépôts récents, l'hésitation se reporte sur le choix de la densité et il demeure un éventail de possibilités compris entre 2.4 g/cm³ et 2.75 g/cm³.

Sur la zone d'étude le spectre des densités est trop étendu, aussi ne pouvons nous pas favoriser un modèle à 2.67 par rapport à un modèle de densité supérieure. Pour la détermination des densités nous avons employé la méthode directe reposant sur les mesures sur échantillons prélevés aux affleurements et dans les forages à l'aide d'une balance de précision.

Rappel de la méthode :

La densité d'une formation géologique (ρ_r) est fonction principalement de :

- la densité des minéraux composant la roche (ρ_m)
- sa porosité (ϕ)
- son degré de saturation par les fluides remplissant les pores (S_w)

et s'exprime par la formule :

$$\rho_r = \rho_m(1 - \phi) + \phi\rho_w S_w$$

où ρ_w = Densité des fluides remplissant les pores.

L'altération superficielle, la compaction et les variations de température en profondeur vont modifier ces différents paramètres.

Il existe plusieurs méthodes de détermination de la densité :

- **Méthode directe** : mesure de la densité de roches prélevées sur le terrain en utilisant, soit un densimètre, soit une balance de précision
- **Méthode indirecte** :
- détermination de la densité à partir des données gravimétriques mesurées sur le terrain ; cette détermination peut être effectuée soit par :
 - o la méthode de Nettleton,
 - o la méthode des triplets
- détermination de la densité en utilisant les mesures de radioactivité dans le forage (Log gamma-gamma densité)

La méthode de mesures sur échantillons consiste à peser à l'air et dans l'eau les échantillons prélevés sur le terrain, puis le calcul de la densité se fait à l'aide de la formule classique suivante :

$$\rho = \frac{m_1}{(m_1 - m_0 - k(m_2 - m_1))}$$

où m_1 = masse de l'échantillon non paraffiné à l'air
 m_2 = masse de l'échantillon paraffiné à l'air
 m_0 = masse de l'échantillon paraffiné dans l'eau

k = coefficient, fonction de la densité de la paraffine.

L'imperfection de cette méthode est due à plusieurs facteurs :

- Les échantillons prélevés sur les affleurements ne peuvent pas être dans les mêmes conditions de température et de pression qui existent en profondeur ;
- Les échantillons sont généralement altérés par les agents atmosphériques ;
- Les échantillons ne peuvent pas être assez représentatifs de toute la zone investiguée ;
- Les densités obtenues par cette méthode sont toujours inférieures, pour les mêmes roches, à celles obtenues sur les roches en profondeur.

III.2 Densités obtenues lors des mesures sur échantillons :

La densité des terrains a été déterminée à partir de mesures directes sur échantillons prélevés sur les affleurements. Les échantillons des roches prélevés sont classés en groupes selon leur composition pétrographique et leur âge. Les tableaux suivants résument les résultats obtenus pour chaque groupe.

Syst	Sous sys	Lieu du prélèvement	Nombre d'échantillon	g/cm^3 Densité en		
				Val Min	Val Moy	Val Moy
CRETACE	APTIEN	Djebel Ledjbel	04	Val Min	Val Moy	Val Moy
				2.37	2.46	2.52
		Aouinet-Ouenza	10	Val Min	Val Moy	Val Moy
				2.41	2.55	2.65

Tableau1. Densité des calcaires aptiens dans la région de Djebel Ledjbel et de Aouinet-Ouenza

Par ailleurs une série de mesures de densité sur des échantillons prélevés sur les affleurements et dans les sondages ont été réalisées également par A. Zerdazi en 1990 lors de son travail de thèse, que nous avons emprunté les résultats.

Syst	Sous-système- Etages	Nbre échant	Densité en g/cm ³		
			Val Moy	Val Max	Val Min
Miocène	Miocène sup – Tortonien	24	2.48	2.60	2.36
Paléogène	Oligocène – Chattien	02	2.43	2.51	2.35
Crétacé	Crétacé inf – Albien	05	2.58	2.60	2.57

Tableau2. Densité des grés (d'après les échantillons prélevés en surface)
(Zerdazi, 1990)

Syst	Sous-système-Etages	Nbre échant	Densité en g/cm ³		
			Val Moy	Val Max	Val Min
Crétacé	Crétacé inf – Aptien	06	2.57	2.61	2.55

Tableau3. Densité des marnes (d'après des échantillons prélevés en surface)
(Zerdazi, 1990)

Syst	Sous-systèmes-Etages	Nbre chant	Densité en g/cm ³		
			Val Max	Val Moy	Val Min
Trias		06	2.20	2.30	2.15

Tableau4. Densité des gypses (d'après des échantillons prélevés en surface)
(Zerdazi, 1990)

Syst	Sous-systemes-Etags	Nbre échan	Densité en g/cm ³		
			Val Moy	Val Max	Val Min
M I O C È N E	Miocène sup – Tortonien	5	2.67	2.71	2.64
	Miocène moy -Helvétien	5	2.68	2.70	2.66
	-Burdigalien		2.67	2.71	2.64
	Miocène inf - Aquitanien	5	2.66	2.68	2.65
P A L É O G È N E	Oligocène - Chattien	6	2.69	2.74	2.64
	Eocène - Yprésien	15	2.63	2.68	2.56
C R É T A C É	Crétacé - Maestrichie Sup	18	2.64	2.68	2.61
	Crétacé - Turonien	58	2.66	2.70	2.59
	Moy - Cénomanién	75	2.66	2.76	2.60
	Crétacé - Albien	21	2.66	2.69	2.62
	inf - Aptien	118	2.67	2.77	2.59
	- Barrémien	68	2.67	2.79	2.60
Jurassique	Malm - Kimmeridgien	58	2.72	2.78	2.57
	Lias - Toarcien	3	2.64	2.64	2.60

Tableau5. Densité des calcaires (d'après les échantillons prélevés en surface)

(Zerdazi. 1990)

Syst	Sous-système-tages	Nbre.échant	Densité en g/cm ³		
			Val moy	Val max	Val min
M I O C E N E	Miocène sup - Turonien	2	2.63	2.64	2.68
	Miocène moy - Helvétien	2	2.68	2.68	2.68
P A L E O G E N E	Oligocène- Chattien	5	2.66	2.69	2.64
	Eocène - Ypressien	3	2.67	2.67	2.66
C R E T A C E	Crétacé moy - Turonien	3	2.68	2.68	2.67
	Crétacé inf – Hautérivien	3	2.69	2.69	2.64
	-Valanginien	2	2.61	2.61	2.61
J U R A S S I Q U E	Malm - Kimméridgien	12	2.66	2.69	2.62
	Lias - Toarcien	3	2.70	2.70	2.69

Tableau6. Densité des calcaires dolomitiques (d'après les échantillons prélevés en surface)
(Zerdazi, 1990).

Syst	Sous-système-Etages	Nbre échant	Densité (g/cm ³)		
			Val moy	Val max	Val Min
Paléogène	Oligocène- Chattien	3	2.71	2.73	2.70
C R E T A C E	- Aptien	15	2.79	2.84	2.72
	Crétacé Inf - Barrémien	13	2.74	2.83	2.63
	- Hautérivien	3	2.72	2.72	2.71
J U R A S S I Q U E	Malm - Kimméridgien	11	2.71	2.75	2.62
	Dogger - Bajocien	13	2.81	2.81	2.63
	Lias - Toarcien	2	2.79	2.80	2.77

Tableau7. Densité des dolomies (d'après les échantillons prélevés en surface)
(Zerdazi. 1990)

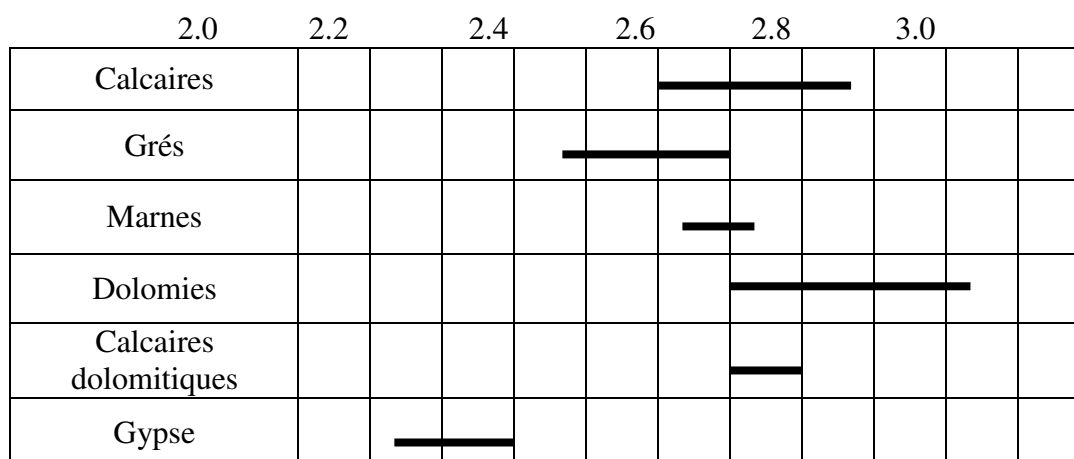


Tableau8. Les différentes gammes de densité des terrains de la plaine de Terraguelt (Zerdazi, 1990)

Conclusion

La majeure partie des sédiments sont constitués par :

- des calcaires massifs
- des calcaires dolomitiques
- des grès
- des marnes

appartenant aux unités autochtones et allochtones.

De la série de mesure de densité sur des échantillons prélevés sur les affleurements et dans des sondages, dans le môle de Ain M'lila et dans L'atlas Saharien (Zerdazi, 1990), il résulte :

- une densité moyenne des calcaires, de 2.67 g/cm^3 , avec un minimum de 2.56 g/cm^3 et un maximum de 2.79 g/cm^3 .
- la densité des grès varie entre 2.36 g/cm^3 et 2.60 g/cm^3 , avec une moyenne de 2.49 g/cm^3 .
- avec une moyenne de 2.57 g/cm^3 la densité des marnes varie entre 2.55 g/cm^3 et 2.61 g/cm^3 .
- avec une moyenne de 2.20 g/cm^3 la densité des gypses varie entre 2.15 g/cm^3 et 2.30 g/cm^3 .

Il y a lieu de signaler qu'il s'avère un peu délicat de différencier les calcaires des calcaires dolomitiques par leurs densités d'une part, d'autre part, ces résultats montrent que les gypses se différencient aisément des autres faciès du Crétacé (2.67 gr/cm^3) par leur faible densité (soit 2.3 gr/cm^3), ce qui donne un contraste de densité de -0.37 gr/cm^3 par rapport aux calcaires (2.67 gr/cm^3), en conséquence la densité la mieux adoptée à établir les cartes d'anomalie de Bouguer correspond à la moyenne des terrains sous jacents (soit 2.67 gr/cm^3). Ceci, dans l'espoir de voir apparaître des marqueurs gravimétriques :

- lourd : calcaires, calcaires dolomitiques, dolomies.
- Léger : grès, marnes

III.3 Interprétation qualitative des cartes gravimétrique de la région :

III.3.1 La carte de l'anomalie régionale : (fig25)

Cette carte fait apparaître les traits suivants :

- Une décroissance nette du champ vers le Sud.
- La présence d'importantes incurvations qui ont permis d'y avoir trois types d'alignement des courbes d'anomalie régionale :

- l'une au Nord-Est de la région étudiée, avec un alignement NW-SE des courbes d'anomalies qui augmentent vers le NE, et ce qui laisse présager la présence d'un socle soulevé qui ne doit pas être très profond.

- l'autre au sud est de la région concernée, où les courbes montrent une direction carrément E-W. Les anomalies dans ce cas sont probablement causées par une présence importante de matériel sédimentaire

- une 3^{ème} située au Sud Ouest, non complètement délimitée vers l'Ouest, de forme ovoïde allongée E-W, et qui s'explique par la présence d'une zone fortement subsidente , le socle s'enfonce considérablement vers le Sud.

- On observe également un décrochement majeur d'orientation NE-SW, qui semble correspondre à la transversale Batna-Souk Ahras.

III.3.2 La carte de l'anomalie de Bouguer : (fig26)

La carte d'anomalie de Bouguer illustrée sur la figure (N°26), et dessinée à partir des valeurs d'anomalies de Bouguer calculées pour une densité de 2.67 fait ressortir les traits majeurs suivants :

- Une direction NW-SE, celle des anomalies négatives, très importantes aussi bien en amplitude qu'en extension; ces axes négatifs sont caractéristiques des fossés d'effondrement reconnus par la géologie de surface.
- Une direction NE-SW, celles des anomalies positives et négatives interférant correspondant aux structures anticlinales et des aires synclinales.
- Des lignes de fort gradient, qui délimitent les différentes formations géologiques et que l'on peut associer à des accidents tectoniques.

III.3.3 La carte de l'anomalie résiduelle : (fig 27)

Sur cette carte illustrée sur la figure (N°27), on a reporté les principales tendances anomaliques (à savoir les axes positifs, les axes négatifs, les zones de fort gradient et les principales discontinuités).

Les anomalies négatives correspondent à deux grands ensembles :

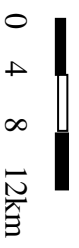


Fig 26- Carte de l'anomalie de Bouguer de la région de l'Atlas Saharien septentrional oriental pour une densité $d=2.67\text{gr/cm}^3$ (zerdazi, 1990)

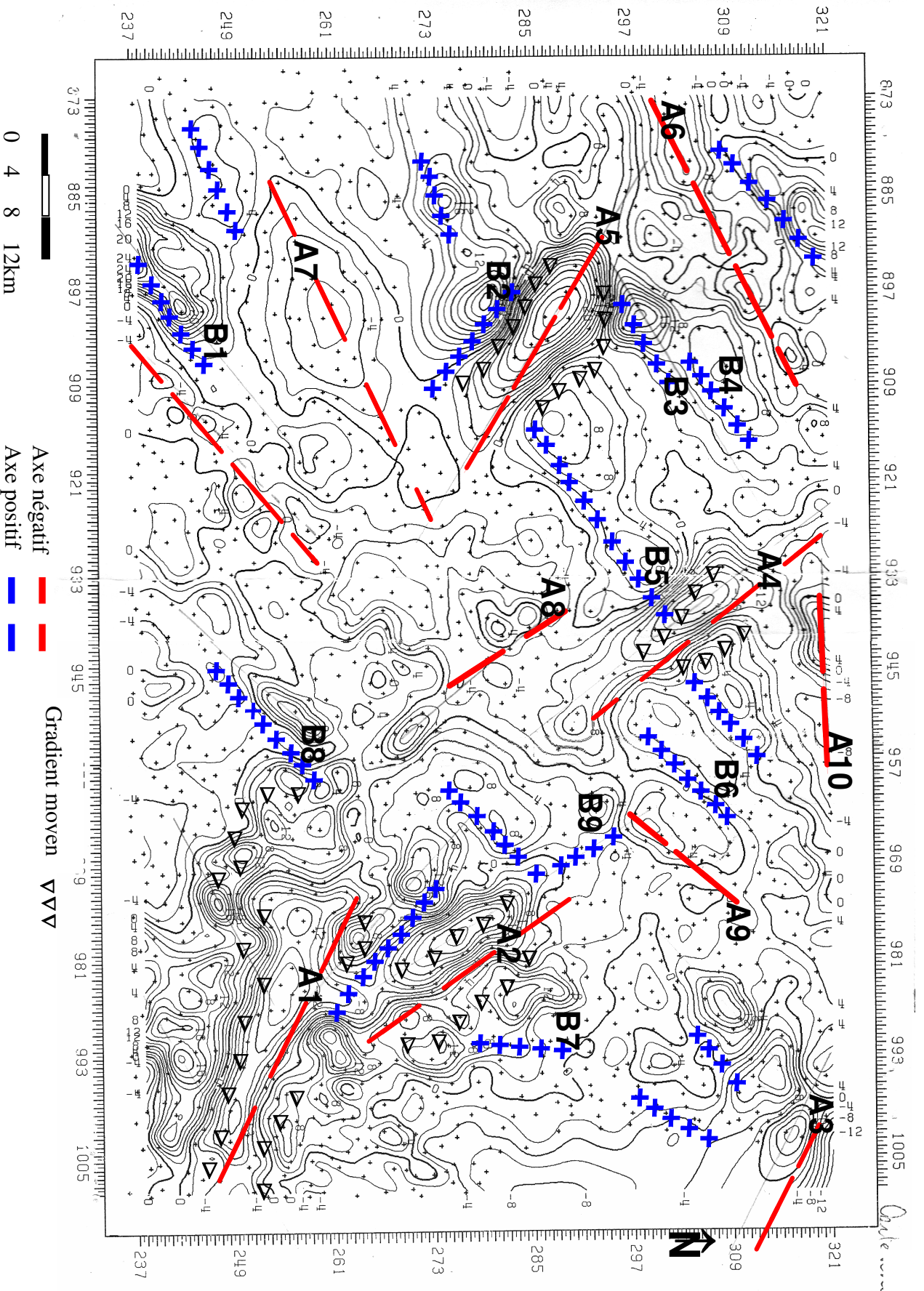


Fig 27 - Carte de l'anomalie résiduelle de la région de l'Atlas Saharien septentrional oriental pour une densité $d=2.67\text{gr/cm}^3$ (zerdazi, 1990)

- Le premier d'orientation NW-SE, se localise principalement dans la partie orientale de la région étudiée.

- Le deuxième, d'orientation NE-SW, est principalement situé à l'ouest de la région.

Les anomalies positives montrent également deux orientations distinctes :

- Une direction NE-SW, dans l'ensemble de la région.

- Une direction NW-SE, principalement au sud est de l'aire de notre étude.

C.1 Les axes négatifs :

1. l'axe négatif de Tébessa A1

D'orientation NW-SE et d'amplitude -20 mgals, cette anomalie se caractérise par sa vaste étendue, son fort gradient et sa forme allongée. Elle correspond au fossé d'effondrement de Tébessa. Cet axe négatif semble s'incurver aussi bien vers le NE et le SW.

2. l'axe négatif de Morssott A2

L'axe négatif A2 présente les mêmes caractéristiques géologiques que celui de Tébessa et semble être la continuation de ce dernier vers le Nord; il coïncide avec le fossé d'effondrement de Morsott. Cette anomalie dessinant fidèlement les contours du graben, est provoquée par le remplissage de cet effondrement par des sédiments récents de faible densité.

Selon C. Voûte l'affaissement du grand fossé Tébessa-Morsott s'est produit après le Miocène inférieur, avec des mouvements de subsidence pouvant atteindre les 400m qui ont continué au Quaternaire.

3. l'axe négatif de Bled Lessiaf A3

D'orientation NNW-SSE, et avec une amplitude de -10 mgals, cet axe négatif semble coïncider aisément avec le synclinal de Bled lessiaf, où les formations du Miocène marin recouvrent en discordance les formations autochtones.

4. l'axe négatif de Terraguelt A4

Par sa forme très allongée, et son orientation NW-SE cette anomalie négative qui semble s'atténuer vers le Sud-Est, se trouve à l'aplomb du fossé d'effondrement de Terraguelt.

Le virement de son axe vers l'est, laisse envisager la présence d'une structure synclinale, dont la présence a été déjà évoquée par C. Voûte (1967), qui l'a attribuée à un axe synclinal Post Pontien au cours de l'élaboration de son esquisse structurale, sans donner pour autant des précisions sur l'âge et l'ampleur du remplissage de cet effondrement.

5. l'axe négatif du sud de Oum El Bouaghi A5

De forme, d'amplitude et de direction identiques à celles des fossés périphériques de Morsott et de Terraguelt, cette anomalie négative d'orientation NW-SE correspondrait très probablement à un fossé d'effondrement.

Seul *C. Voûte* parle de la présence à cet endroit d'un axe de subsidence transversal d'âge Miocène au Post Miocène, qui débiterait du sud de Oum El Bouaghui, passerait par Fkirina et terminerait à Ain Touila. Aucune précision n'a été apportée concernant l'épaisseur et la forme de cette subsidence.

A signaler, que le fort gradient délimitant cette anomalie envisage la présence probable d'importantes fractures.

6. l'axe négatif de Tamlouka A6

Cet axe négatif très important tant par sa forme ovoïde que son étendue correspond à l'aire synclinale du bassin de Tamlouka qui a connu une subsidence intense et un remplissage épais pendant le Quaternaire (*J.M. Vila, 1980*).

7. l'axe négatif de Kaiss A7

Cet axe négatif de direction NE-SW, et de faible amplitude est à l'aplomb de l'aire synclinale de Kaiss rattachée par *C. Voûte (1967)* au post-pontien.

Cet axe considéré comme un trait majeur de la géologie profonde, se distingue tant par sa forme régulière que sa vaste étendue.

8. l'axe négatif de Meskiana A8

Cette anomalie négative d'orientation NW-SE, où les gradients sont très forts, semble se coïncider avec le petit fossé d'effondrement de Meskiana,

9. l'axe négatif de Mesloula A9

C'est une vaste anomalie négative de (-9) mgals qui se superpose spatialement au diapir de Mesloula, cet axe négatif d'orientation NE-SW relie au SW l'axe A4, où l'on observe un pointement triasique; le diapir de Ouled Melah. Gravimétriquement, cet axe est très important tant par son étendue que par sa forme en plan.

10. L'axe négatif A10

Mise en évidence par *C. Voûte (1967)*, l'aire synclinale de M'daourouche qui rejoint le bassin de Terraguelt, coïncide sur la carte résiduelle à l'axe A10, situé à l'extrême Nord de la carte avec une direction E-W. Effectivement, l'esquisse structurale élaborée par *C. Voûte*, mentionne à cet endroit la présence d'un synclinal post-pontien.

C.2 Les axes positifs :

1. l'axe positif de l'anticlinal de khenchela B1

Cette anomalie positive, importante par son étendue et par son amplitude, se localise à l'aplomb de l'anticlinal de Khenchela.

Le fort gradient enregistré aux limites de cette anomalies orientée vers le SW, peut être expliqué par la présence de failles majeures de direction NE, dont la présence est soulignée par la géologie.

2. l'axe positif de Bouarif- Fedjoudj- Tarf B2

D'orientation NE-SW cet axe positif, se superposant à l'axe du Dj Bouarif, Dj Fedjoudj et de Dj Tarf coïncide avec la structure anticlinale en baïonnette, constituée par une série de décrochements pratiquement uniformément dextres (*J.M. Vila, 1980*).

3. l'axe positif de Sidi Rgheiss B3

D'une allure lenticulaire, et d'un fort gradient au SE, cet axe positif d'orientation NE-SW, coïncide aisément avec le dôme de Sidi Rgheiss.

4. l'axe positif de Hamimet B4

De forme remarquable, l'axe positif B4 a une orientation NE-SW, et se superpose sur l'anticlinal de Hameimet. Son faible gradient horizontal en comparaison avec celui de Sidi Rgheiss peut être interprété par une différenciation de faciès.

La carte gravimétrique fait ressortir un décrochement de direction NW-SE Situé entre les deux anticlinaux de Sidi R'gheiss et de Hameimet.

5. l'axe positif de L'Ouest de Terraguelt B5

D'orientation NE-SW, et se trouvant entre les axe négatifs A4 et A5, cet axe positif semble être recoupé par une discontinuité gravimétrique en son milieu. L'aire située entre les axe B5 d'une part et les axes B3 et B4 d'une autre part présente très probablement l'effondrement des flancs SE des dômes de Sidi Rgheiss et Hammimet.

6. L'axe positif B6

Situé entre le synclinal de M'daourouch et le diapir de Mesloul, mis en évidence par la géologie de surface, cet axe qui accuse une direction NE-SW, semble correspondre à une structure anticlinale

7. l'axe positif B7

Avec une anomalie moyenne de 12 mgals, et une direction NE-SW, cet axe positif correspondrait à l'anticlinal de Boukhadra.

8. l'axe positif B8

Montrant une direction NE-SW, cet axe coïncide avec l'anticlinal de Tébessa.

9. l'axe positif : B9

Se superposant à une structure anticlinale d'orientation NE-SW comparable à celle observée à Dj. Metloug, Cet axe qui vire vers le Nord à l'est semble être la continuation de l'anticlinal de Tébessa.

A signaler également, que la carte fait bien ressortir le grand accident d'orientation NE-SW, qui se prolonge depuis l'anticlinal de Khenchela jusqu'au Sud de Mesloulou, traversant ainsi diagonalement toute la zone dite "zone des diapirs".

Aussi, le décalage des anomalies préférentiellement du NE au SW, les unes par rapport aux autres, dans la zone des grabens, est expliqué par des accidents tectoniques.

III.4 Interprétation quantitative :

Après avoir décrit succinctement les différentes anomalies mises en évidence par la gravimétrie et montré leur corrélation avec les structures géologiques, nous allons essayer de donner certains modèles géologiques bi-dimensionnels de l'anomalie de Mesloulou, de Morsott et de Terraguelt, parmi une infinité de modèles possibles pour estimer l'ampleur du remplissage (tant en étendue qu'en profondeur). Evidemment en absence de points de calage (affleurements, forages, sondages électriques).

Parmi les modèles rendant compte de l'anomalie mesurée, nous avons choisi un, selon un profil d'orientation NW-SE passant à travers une zone anormale. Ce modèle permettra de donner un ordre de grandeur de la profondeur, de l'extension, et du volume du corps perturbateur.

III.4.1 Estimation de la masse :

Pour approcher au mieux les masses perturbatrices à l'origine des anomalies gravifiques, nous avons alors adopté deux méthodes :

- la 1^{ère} graphique (par construction)
- la 2^{ème} de calcul

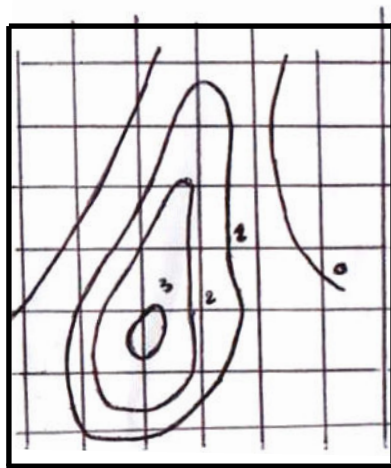
A. Méthode graphique :

"Il est possible, à partir d'une anomalie limitée dans toutes les directions, de calculer la masse totale responsable de cette anomalie. J. Goguel (1955) a mis au point une méthode qui permet d'estimer la masse totale, quelque soit la forme du corps perturbateur, à partir d'une carte gravimétrique avec un quadrillage kilométrique et isocourbes en milligals. Cette masse totale est bien déterminée, alors que la manière dont elle est répartie ne l'est nullement (J. Goguel, 1955). Pour calculer cette masse "le plus simple serait d'imaginer une couche mince située immédiatement sous la surface du sol, seule la portion de cette couche tout à fait voisine d'une station, contribue à l'anomalie de cette station. Nous reproduisons donc

l'anomalie donnée en attribuant à cette couche une densité qui sera égale en chaque point au produit de l'anomalie en mgal par 2.38 kilogrammes par cm^3 (J. Goguel, 1955). la figure suivante montre un exemple explicatif.

A la base de cette règle une anomalie de 1 mgal sur un kilomètre carré à $2.38kg \times 10^{10} cm^2$, soit 23.8 millions de tonnes.

La procédure de calcul de la masse totale responsable de l'anomalie résiduelle représenté sur la figure suivante extraite d'une carte quadrillée kilométriquement de courbes en mgals.



L'aire de la courbe 1 est de $10 km^2$, celle de la courbe 2 est de $4 km^2$, et celle de la courbe 3 est de $0.5 km^2$

Une anomalie de 1 mgal sur $1 km^2$ correspond à 23.8 millions de tonnes.

Ainsi, la courbe 3 correspond à $0.5 \times 3 \times 23.8 = 35$ millions de tonnes.

Entre la courbe 2 et la courbe 3, la valeur moyenne de l'anomalie serait 2.5, et la surface est de $3.5 km^2$, soit une masse de :

$$3.5 \times 2.5 \times 23.8 = 204 \text{ millions de tonnes.}$$

Entre la courbe 1 et 2, la valeur moyenne de l'anomalie est de 1.5 mgal et la surface est de $6 km^2$, soit :

$$6 \times 1.5 \times 23.8 = 208 \text{ millions de tonnes.}$$

A l'extérieur de la courbe 1, on peut considérer une valeur moyenne de 0.5 mgal sur une surface de $10 km^2$, soit :

$$10 \times 0.5 \times 23.8 = 120 \text{ millions de tonnes.}$$

Donc la masse totale sera de :

$$35 + 204 + 208 + 120 = 567 \text{ millions de tonnes.}$$

De cette propriété qui vient d'être indiquée, nous pouvons calculer la masse totale responsable de l'anomalie résiduelle observée à l'aplomb de l'anomalie. En admettant une valeur moyenne de l'anomalie entre les courbes n et n+2 et en évaluant l'aire S_{n+1} en km^2 comprise entre les anomalies n et n+2, nous pouvons alors calculer la masse en utilisant la formule suivante :

$$M_{n+1} = 23.8 \Delta g_{n+1} S_{n+1} \text{ (millions de tonnes).}$$

B) Méthode de calcul :

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées, nous les citerons pour mémoire seulement car elles ne sont pas utilisées dans notre étude :

- La méthode préconisée par *S. Hammer (1945)*: la masse responsable se calcule à l'aide de la formule suivante :

$$M = \frac{1}{2\pi G} \cdot \frac{\sigma_2}{\sigma_2 - \sigma_1} \cdot \iint \Delta g dS = 23.9 \frac{\sigma_2}{\sigma_2 - \sigma_1} \cdot \sum \Delta g \cdot \Delta S \dots \dots \dots (\text{tonnes})$$

Où :

σ_2 et σ_1 : densités respectivement du corps créant l'anomalie et l'encaissant.

Δg : valeur de cette courbe isorésiduelle en mgals.

Δs : surface délimitée par une courbe isorésiduelle en mètre carré G:

: constante universelle de gravitation.

- Une deuxième méthode de calcul plus rapide mais moins précise dans le cas où le corps perturbateur est de forme simple que l'on approche du cylindre horizontal. La masse est donnée par la formule suivante :

$$M = \frac{\Delta g \cdot h \cdot 10^3 \cdot \rho_2}{6.67 \times 2(\rho_2 - \rho_1) \times 1000}$$

Où :

M : la masse en kilotonne/m.

h : profondeur du centre du cylindre en mètres.

Δg : amplitude totale de l'anomalie en mgals.

ρ_1 : densité de l'encaissant.

ρ_2 : densité du corps perturbateur.

A') Application sur le calcul de masse :

Diapir de Mersloula : (Fig28)

Par la procédure de calcul de masse de *J. Goguel* déjà expliquée auparavant on aura:
Avec une anomalie de 1mgal sur 1Km correspond à $2.67 \text{kg} \times 10^6$, soit 26.7 millions de tonnes.

La courbe (-6) correspond à $0.06 \times 6 \times 26.7 = 9.6$ millions de tonnes.

Entre la courbe (-5 et -6) l'anomalie moyenne est de -5.5, et la surface est de 0.07 km^2 ,

La masse est de: $0.07 \times 5.5 \times 26.7 = 10.2$ millions de tonnes.

Entre la courbe (-4 et -5) l'anomalie moyenne est de -4.5 et la surface est de 0.14 km^2 ,

La masse est de :

$0.14 \times 4.5 \times 26.7 = 16.8$ millions de tonnes.

Entre la courbe (-3 et -4) la valeur moyenne de l'anomalie est de -3.5 et la surface est de 0.12 km^2 donc la masse sera de :

$0.12 \times 3.5 \times 26.7 = 11.2$ millions de tonnes.

Entre la courbe (-2 et -3) la valeur moyenne de l'anomalie est de -2.5 et la surface est de 0.37 km^2 donc la masse sera de :

$0.37 \times 2.5 \times 26.7 = 24.6$ millions de tonnes

Entre la courbe (-1 et -2) la valeur moyenne de l'anomalie est de -1.5 et la surface est de 0.29 km^2 donc la masse sera de :

$0.29 \times 1.5 \times 26.7 = 11.6$ millions de tonnes

Entre la courbe (0 et -1) la valeur moyenne de l'anomalie est de -0.5 et la surface est de 0.02 km^2 donc la masse sera de :

$0.02 \times 0.5 \times 26.7 = 0.26$ millions de tonnes.

Soit au total :

$$9.6 + 10.2 + 16.8 + 11.2 + 24.6 + 11.6 + 0.26 = \mathbf{86.8 \text{ millions de tonnes.}}$$

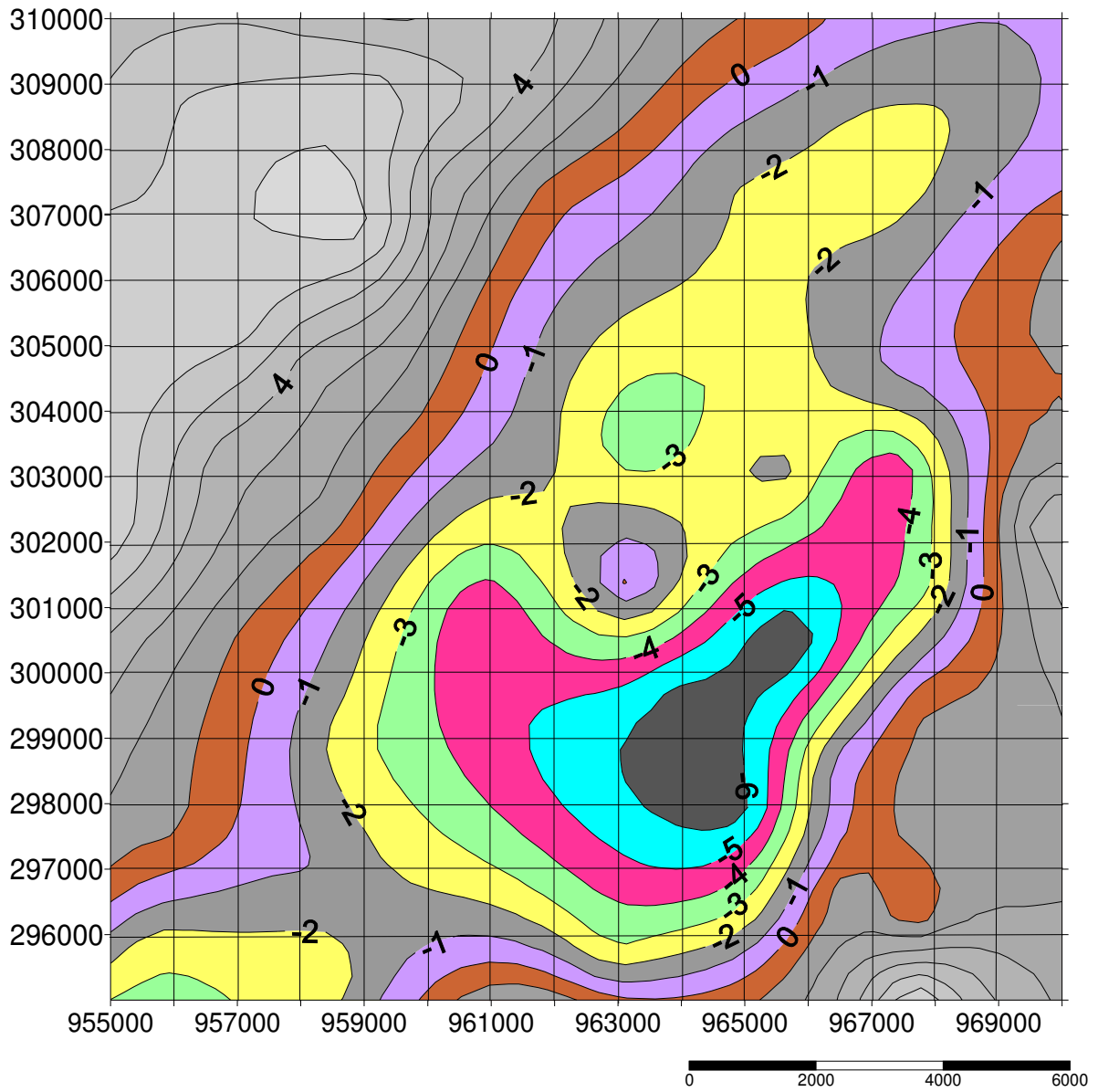


Fig 28- Quadrillage kilométrique de l'anomalie négative de Mesloula
(Estimation de la masse)

Fossé de Morsott : (Fig29)

La courbe (-18) correspond à $0.04 \times 18 \times 26.7 = 19.2$ millions de tonnes.

Entre la courbe (-18 et -16) l'anomalie moyenne est de -17, et la surface est de 0.15 km^2 , donc la masse sera de:

$$0.15 \times 17 \times 26.7 = 68.085.241 \text{ millions de tonnes.}$$

Entre la courbe (-16 et -14) l'anomalie moyenne est de -15 et la surface est de 0.17 km^2 , donc la masse sera de :

$$0.17 \times 15 \times 26.7 = 68.08 \text{ millions de tonnes.}$$

Entre la courbe (-14 et -12) la valeur moyenne de l'anomalie est de -13 et la surface est de 0.185 km^2 , donc la masse sera de:

$$0.185 \times 13 \times 26.7 = 64.2135 \text{ millions de tonnes.}$$

Entre la courbe (-12 et -10) la valeur moyenne de l'anomalie est de -11 et la surface est de 0.18 km^2 , donc la masse sera de:

$$0.18 \times 11 \times 26.7 = 52.866 \text{ millions de tonnes}$$

Entre la courbe (-10 et -8) la valeur moyenne de l'anomalie est de -9 et la surface est de 0.195 km^2 , donc la masse sera de :

$$0.195 \times 9 \times 26.7 = 46.8585 \text{ millions de tonnes}$$

Entre la courbe (-8 et -6) la valeur moyenne de l'anomalie est de -7 et la surface est la masse est de 0.165 km^2 , la masse sera donc de :

$$0.165 \times 7 \times 26.7 = 30.8385 \text{ millions de tonnes.}$$

Entre la courbe (-6 et -4) la valeur moyenne de l'anomalie est de -5 et la surface est de 0.23 km^2 , donc la masse sera de :

$$0.235 \times 5 \times 26.7 = 31.3725 \text{ millions de tonnes.}$$

Entre la courbe (-4 et -2) la valeur moyenne de l'anomalie est de -3 et la surface est de 0.25 km^2 , la masse sera donc de :

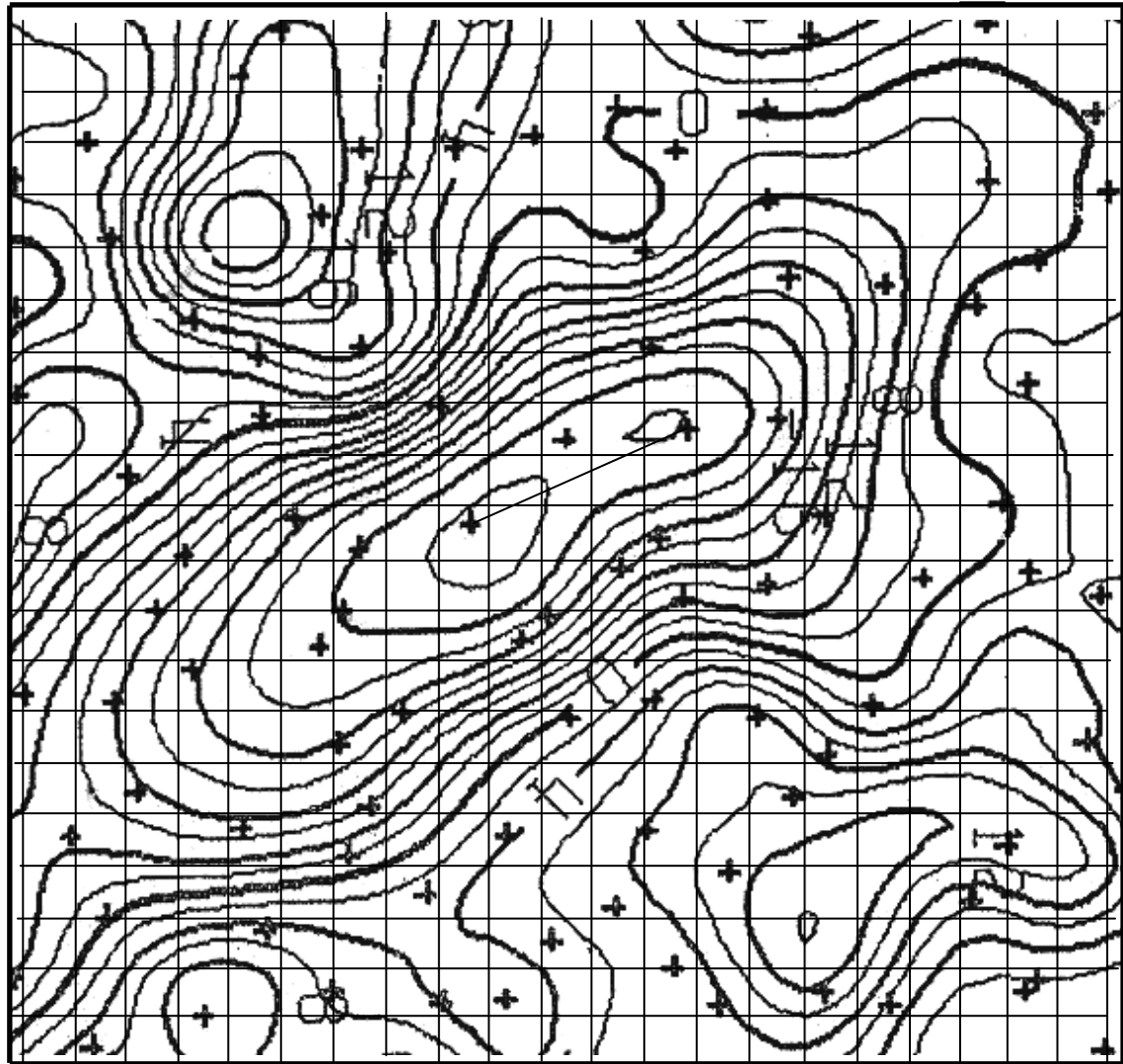
$$0.25 \times 3 \times 26.7 = 20.025 \text{ millions de tonnes.}$$

Entre la courbe (-2 et -0) la valeur moyenne de l'anomalie est de -1 et la surface est de 0.415 km^2 , la masse sera donc de :

$$0.415 \times 1 \times 26.7 = 11.0805 \text{ millions de tonnes}$$

Soit au total :

$$19.2 + 68.085 + 68.08 + 64.2135 + 52.866 + 46.8585 + 30.8385 + 31.3725 + 20.025 + 11.0805 = \mathbf{320.761 \text{ millions de tonnes.}}$$



0 1 2 3Km Equidistance= 2 mgals

Fig 29- Quadrillage kilométrique de l'anomalie négative du fossé de Morsott
(Estimation de la masse)

Fossé de Terraguelt : (Fig30)

La courbe (-18) correspond à $0.08 \times 18 \times 26.7 = 38.448$ millions de tonnes.

Entre la courbe (-18 et -16) l'anomalie moyenne est de -17, et la surface est de 0.14 km^2 , donc la masse sera de:

$$0.14 \times 17 \times 26.7 = 63.546 \text{ millions de tonnes.}$$

Entre la courbe (-16 et -14) l'anomalie moyenne est de -15 et la surface est de 0.18 km^2 , donc la masse sera de :

$$0.18 \times 15 \times 26.7 = 72.09 \text{ millions de tonnes.}$$

Entre la courbe (-14 et -12) la valeur moyenne de l'anomalie est de -13 et la surface est de 0.22 km^2 , donc la masse sera de:

$$0.22 \times 13 \times 26.7 = 76.362 \text{ millions de tonnes.}$$

Entre la courbe (-12 et -10) la valeur moyenne de l'anomalie est de -11 et la surface est de 0.32 km^2 , donc la masse sera de:

$$0.32 \times 11 \times 26.7 = 93.984 \text{ millions de tonnes}$$

Entre la courbe (-10 et -8) la valeur moyenne de l'anomalie est de -9 et la surface est de 0.5 km^2 , donc la masse sera de :

$$0.5 \times 9 \times 26.7 = 120.15 \text{ millions de tonnes}$$

Entre la courbe (-8 et -6) la valeur moyenne de l'anomalie est de -7 et la surface est la masse est de 0.54 km^2 , la masse sera donc de :

$$0.54 \times 7 \times 26.7 = 100.926 \text{ millions de tonnes.}$$

Entre la courbe (-6 et -4) la valeur moyenne de l'anomalie est de -5 et la surface est de 0.52 km^2 , donc la masse sera de :

$$0.52 \times 5 \times 26.7 = 69.42 \text{ millions de tonnes.}$$

Entre la courbe (-4 et -2) la valeur moyenne de l'anomalie est de -3 et la surface est de 0.62 km^2 , la masse sera donc de :

$$0.62 \times 3 \times 26.7 = 49.662 \text{ millions de tonnes.}$$

Entre la courbe (-2 et -0) la valeur moyenne de l'anomalie est de -1 et la surface est de 0.52 km^2 , la masse sera donc de :

$$0.52 \times 1 \times 26.7 = 13.884 \text{ millions de tonnes}$$

Soit au total :

$$38.448 + 63.546 + 72.09 + 76.362 + 93.984 + 120.15 + 100.926 + 69.42 + 49.662 + 13.884 = \mathbf{698.472 \text{ millions de tonnes.}}$$

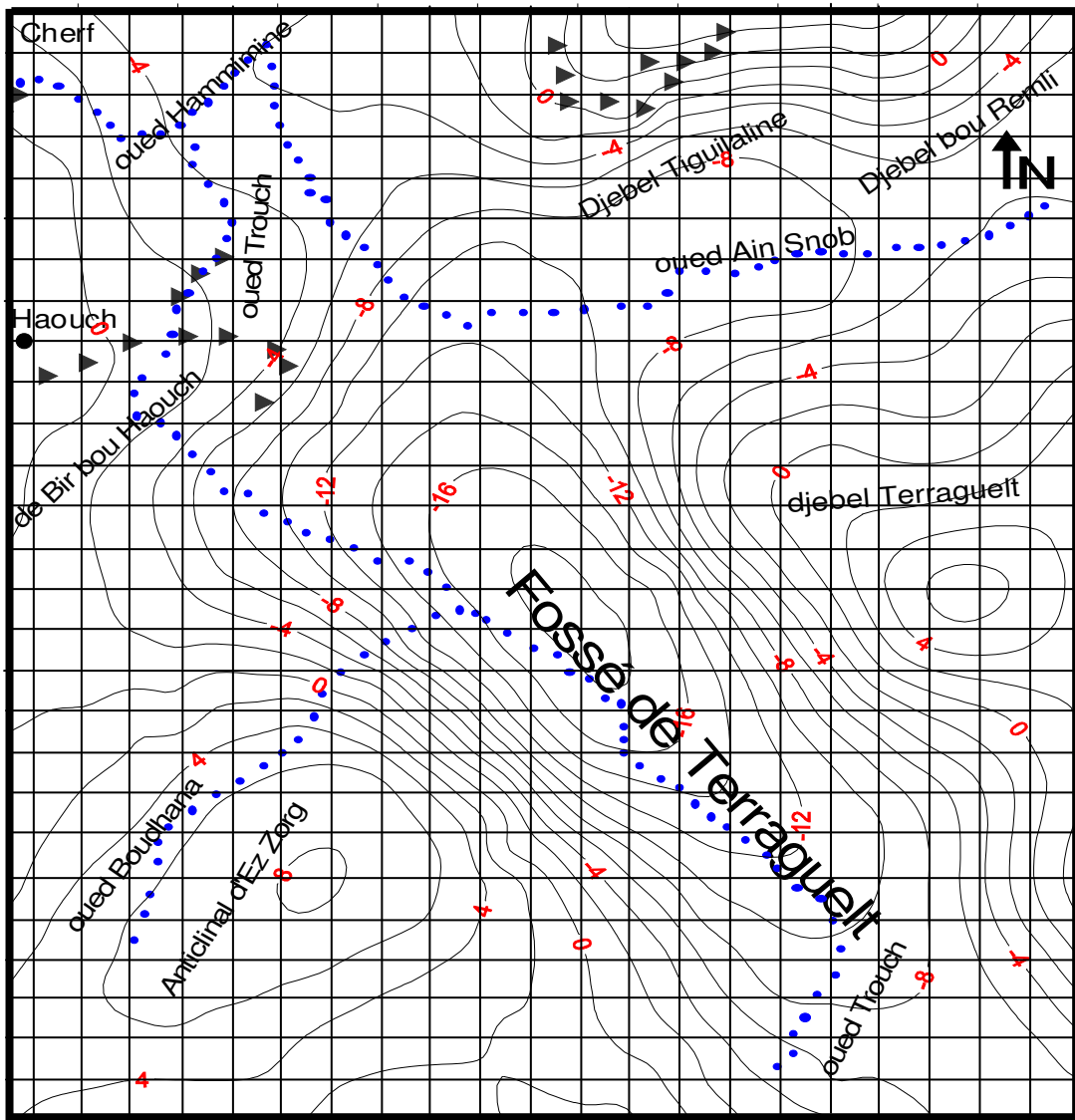


Fig 30- Quadrillage kilométrique de l'anomalie négative du fossé de Terraguelt (Estimation de la masse) (Zerdazi, 1990).

III.4.2 Estimation de la profondeur et de l'extension :

A) cas d'une couche mince :

Méthode de calcul :

Cherchons les abscisses $x_{1/4}$ et $x_{1/2}$ Pour lesquelles l'anomalie atteint respectivement le quart et la moitié de son maximum.

Soit à une profondeur h , une couche mince d'extension $2d$ avec une densité superficielle.

$$\mu = \sigma \cdot d\Sigma$$

L'origine des coordonnées se trouve au centre de la couche et on désigne par θ l'angle sous lequel on voit la couche à partir du point d'observation.

$$\Delta g(x,0) = 2G\mu \left[\arctg\left(\frac{x+d}{h}\right) - \arctg\left(\frac{x-d}{h}\right) \right] = 2G\mu(\varphi_2 - \varphi_1) = 2G\mu\theta$$

De la formule, on voit que pour $x=0$ l'anomalie atteint le maximum. $\Delta g(x,0)$.

Désignons par ϕ l'angle sous lequel on voit la couche de l'origine des coordonnées.

$$\Delta g_{\max} = 2G\mu\phi = 4G\mu \arctg\left(\frac{d}{h}\right)$$

$$\phi = 2\arctg\left(\frac{d}{h}\right) \text{ Où}$$

Cherchons $x_{1/4}$ et $x_{1/2}$ correspondant à $\Delta g_{\max} / 4$ et $\Delta g_{\max} / 2$

$$\arctg\left(\frac{x_{1/2}+d}{h}\right) - \arctg\left(\frac{x_{1/2}-d}{h}\right) = \arctg\left(\frac{d}{h}\right) \dots\dots\dots(1)$$

$$\arctg\left(\frac{x_{1/4}+d}{h}\right) - \arctg\left(\frac{x_{1/4}-d}{h}\right) = 1/2 \arctg\left(\frac{d}{h}\right) \dots\dots\dots(2)$$

la solution du système à deux inconnues donne :

$$x_{1/2} = (h^2 + d^2)^{1/2}$$

$$x_{1/4}^2 = (h^2 + d^2) + 2h(h^2 + d^2)^{1/2}$$

Et par la suite :

$$h = \frac{x_{1/4}^2 - x_{1/2}^2}{2x_{1/2}}$$

$$2d = 2\sqrt{x_{1/2}^2 - h^2} \qquad \mu = \frac{\Delta g_{\max}}{4\arctg(d/h)}$$

Méthode graphique :

L'extension (2d) peut être également déterminée graphiquement (Fig.31) par la méthode suivante de J. Goguel (1955) :

"Soient : M et M' , les deux points pour lesquels l'anomalie est la moitié du maximum de l'anomalie. Considérons le cercle de diamètre MM' . La bande horizontale cherchée à ses extrémités sur ce cercle. En effet, l'angle AMB est la moitié de l'angle au centre AOB d'après un théorème de géométrie élémentaire. Considérons maintenant les points Q et Q' où l'anomalie est le quart du maximum et soit C le point du cercle de centre O situé au dessus de O . le cercle de centre C passant par Q et Q' passe également par les points A et B . En effet, l'angle AQB est la moitié de ACB qui est lui-même la moitié de AQB ; la bande AB se trouve ainsi déterminée.

A titre de vérification, on peut mettre à l'œuvre une troisième construction : soient T et T' les points où l'anomalie est le $3/4$ du maximum. Joignons CT et élevons lui à T une perpendiculaire qui rencontre en D l'axe de la figure. le cercle de centre D passant par T passe encore par A et B ."

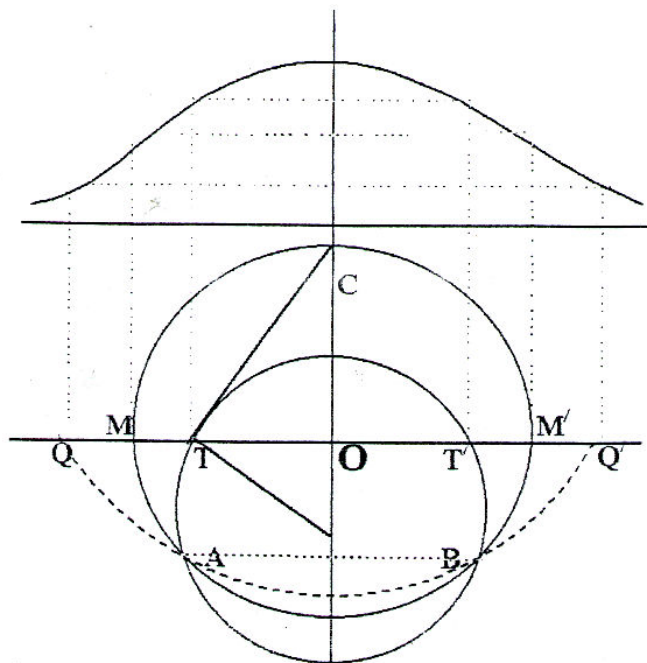


Fig 31- Schéma démonstratif de détermination graphique de l'extension (J. Goguel, 1955)

A') Application sur le calcul de la profondeur et de l'extension :

Diapir de Mesloulou: (Fig32)

Par la méthode déjà évoquée auparavant on aura :

$$h = \left[(x_{1/4})^2 - (x_{1/2})^2 / 2(x_{1/2}) \right] * E = (5760000 - 4202500) / 4100 = 379.87m$$

$$2d = 2 \left[(x_{1/2})^2 - h^2 \right]^{1/2} * E = 2 * \sqrt{(4202500 - 144308.07)} = 4028.1m$$

Graphiquement, l'extension (2d) sera égale à :

$$2d = 16 * 250 = 4000m$$

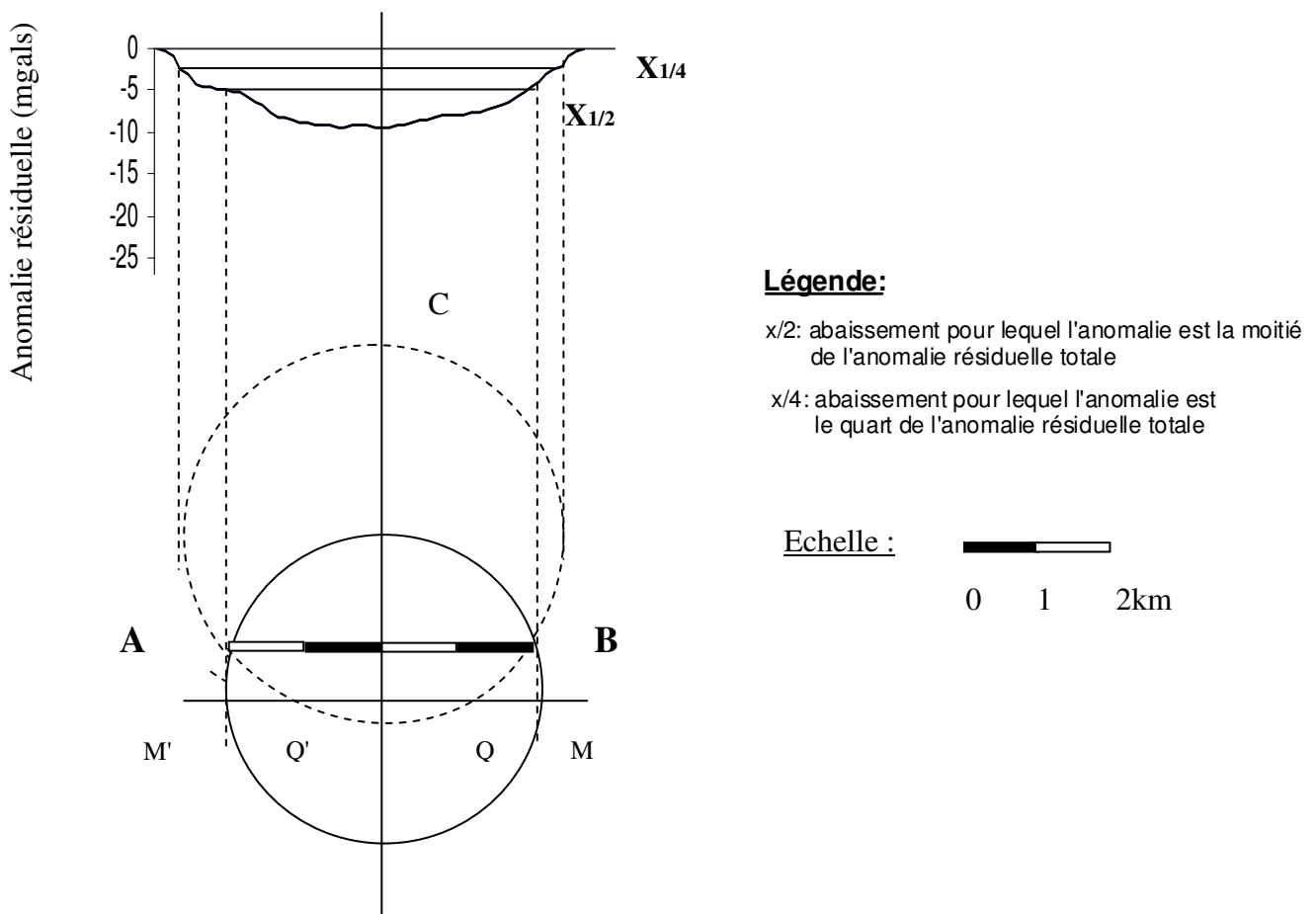


Fig 32- Détermination graphique de l'extension (diapir de Mesloulou)

Fossé de Morsott: (Fig33)

$$h = \frac{x_{1/4}^2 - x_{1/2}^2}{2x_{1/2}} = (10932623.15 - 7082437.85) / 3225.8 = \mathbf{1193.56m}$$

$$2d = 2\sqrt{x_{1/2}^2 - h^2} = 2 * \sqrt{7082437.85 - 1424585.47} = \mathbf{4757.248m}$$

Graphiquement, l'extension (2d) sera égale à :

$$2d = 0.96 * 5000 = \mathbf{4800m}$$

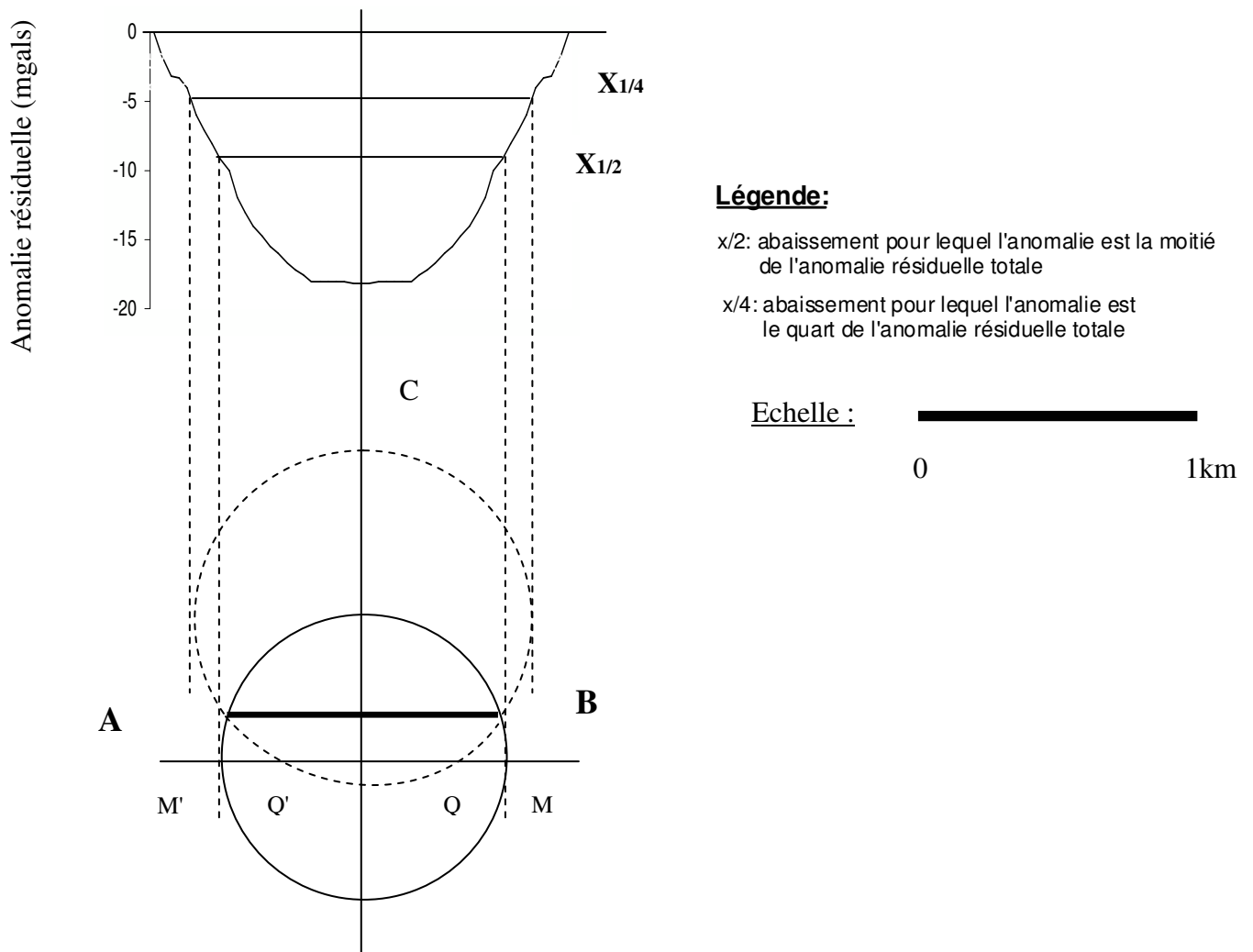


Fig 33- Détermination graphique de l'extension (fossé de Morsott)

Fossé de Terraguelt : (Fig34)

Signalons que l'étude du fossé de Terraguelt a été déjà faite par Brahmia. A (2004) dont nous avons emprunté les résultats.

$$\begin{aligned} h &= [((x_{1/4})^2 - (x_{1/2})^2)/2(x_{1/2})] * E \\ &= [(225 - 110.25)/21] * 200 \\ &= \mathbf{1230 \text{ m}} \end{aligned}$$

et l'estimation de l'extension est :

$$\begin{aligned} 2d &= 2[(x_{1/2})^2 - h^2]^{1/2} * E \\ &= 2(225 - 36) * 200 \\ &= \mathbf{6.080 \text{ Km}} \end{aligned}$$

Graphiquement, l'extension 2d sera égale à :

$$2d = \mathbf{4800m}$$

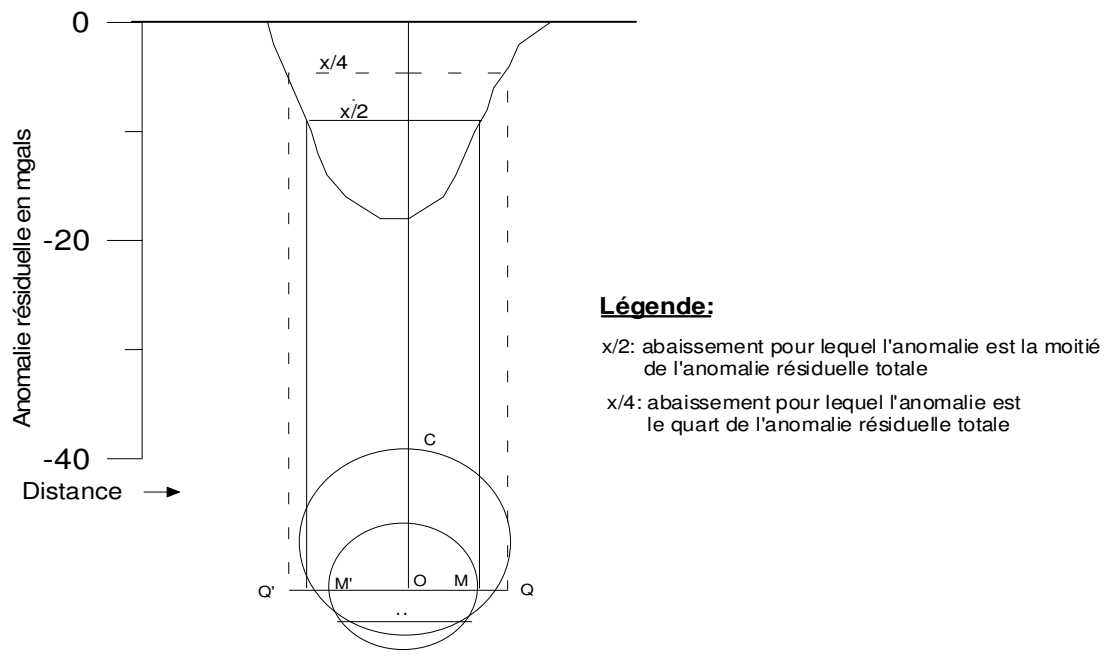


Fig 34- Détermination graphique de l'extension (fossé de Terraguelt)
(Brahmia. A, 2004)

B) cas d'une masse cylindrique :

Les mesures gravimétriques effectuées le long d'un profil (Zerdazi. A, 1990) sur le diapir de Mesloula, ont mis en évidence la présence d'un corps perturbateur dont les dimensions peuvent être déterminées par deux types de méthodes.

a. Méthode graphique :

Cette méthode consiste en premier lieu à établir le profil gravimétrique qui illustre les variations de l'anomalie de Bouguer (Fig35) pour une densité de 2.67 gr/cm^3 (Zerdazi. A, 1990) en fonction de la distance (avec un pas pris pour 100 m dans ce cas), puis on a déduit la régionale correspondante par un lissage manuel (Fig35)

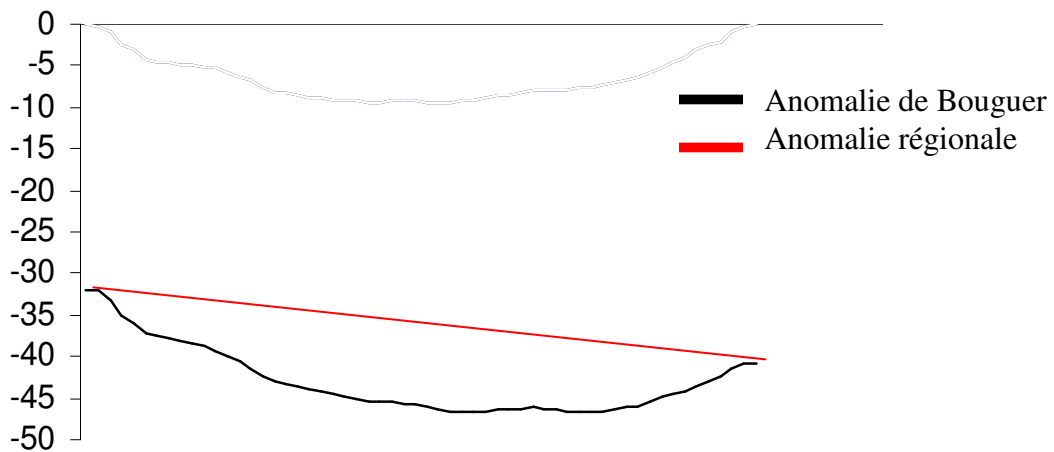


Fig 35- Profil de l'anomalie de Bouguer

Les variations de l'anomalie résiduelle (Fig36) pourront être établies par la formule suivante

$$\text{Anomalie résiduelle} = \text{Anomalie de Bouguer} - \text{Anomalie régionale}$$

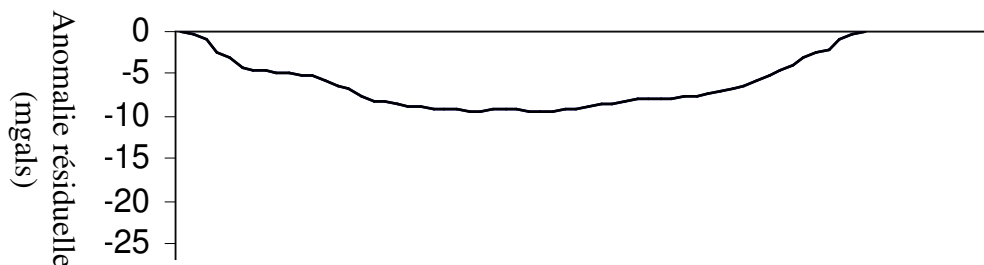


Fig 36- Profil de l'anomalie résiduelle

Une fois le profil de l'anomalie résiduelle établi, la profondeur h peut être déterminée par cette formule :

$$h = \frac{\Delta g_{\max}}{0.010475} = \frac{9.5}{0.010475} = 906.92\text{m}$$

Avec :

Δg_{\max} : l'anomalie résiduelle maximale

0.010475 : constante

Ensuite, à l'aide de "l'abaque de Young", on va essayer de déterminer la forme du corps perturbateur, en appliquant le modèle adopté sur l'abaque (Fig37), et de superposer à tour de rôle les points se trouvant sur l'axe des (x), qui correspondent aux lieux où s'est effectuée la mesure de l'anomalie résiduelle sur l'origine de l'abaque afin de déterminer le nombre des points (N) inclus dans la forme.

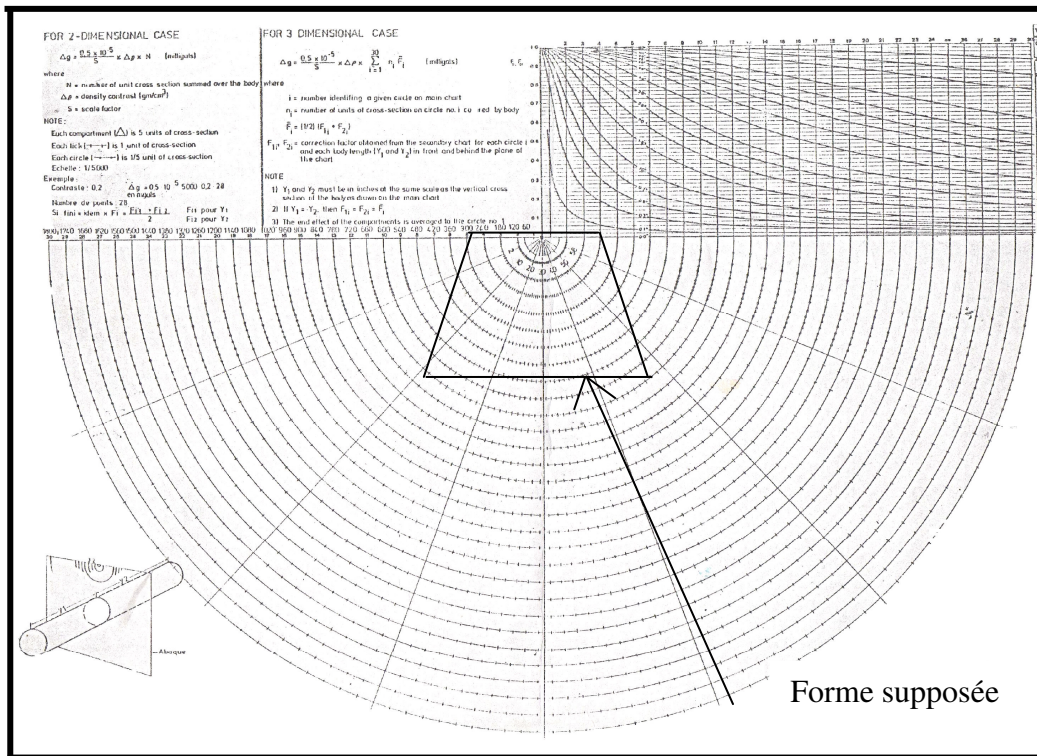


Fig 37- Schéma démonstratif sur l'utilisation de l'abaque de Young

En jouant sur les éléments de ce dernier ainsi que sur le contraste de densité. Le calcul a été fait l'équation suivante:

$$\Delta g = \frac{0.5 \times N \times \rho \times 10^{-5}}{s}$$

Avec :

N: nombre de points comptés à l'intérieur du corps

ρ : contraste de densité

S : échelle du profil de l'anomalie résiduelle expérimentale

Ainsi, la forme et le contraste de densité idéaux de cette masse à l'origine de cette anomalie seraient ceux pour lesquels le profil de l'anomalie résiduelle calculée coïncide le mieux avec celui de l'anomalie résiduelle mesurée (fig38).

Cette méthode a permis de donner les résultats suivants

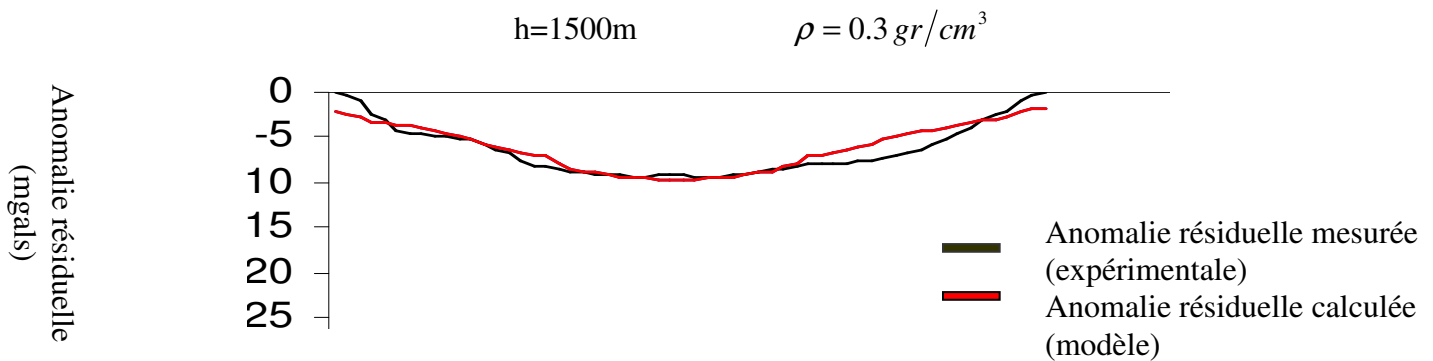


Fig 38- profil d'anomalies résiduelles

ainsi qu'une forme proche de celle du corps perturbateur, qui permet d'aboutir à l'établissement d'un profil géologique interprétatif (Fig 39)

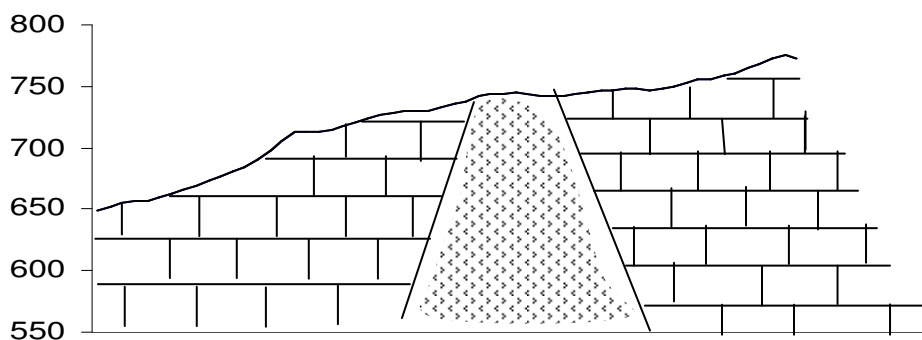


Fig 39- Profil géologique interprétatif

a. Méthode de calcul :

Tout comme la méthode graphique précédente, la méthode de calcul doit passer également par l'élaboration du profil de l'anomalie résiduelle établi à partir du profil de l'anomalie de Bouguer et celui de l'anomalie régionale (procédure déjà expliquée, (voir Fig33, 34).

La profondeur du corps perturbateur, à l'origine de l'anomalie est égale à $x_{1/2}$ qui correspond à la moitié de Δg_{\max} :

$$h = x_{1/2} = 2150\text{m}$$

Ensuite, à l'aide d'un modèle choisi, on va essayer d'établir un deuxième profil de l'anomalie résiduelle qui coïncide le mieux avec le premier profil de l'anomalie résiduelle mesurée (Fig40).

Pour cela, étant donné que la masse est supposée cylindrique, il va falloir jouer sur les valeurs du grand et du petit rayon en plus du contraste de densité dans le modèle qui suit :

$$\Delta g = \frac{2G\sigma\pi ab h}{x^2 + h^2}$$

Avec :

Δg : l'anomalie résiduelle

σ : contraste de densité (pris pour 0.3 gr/cm^3)

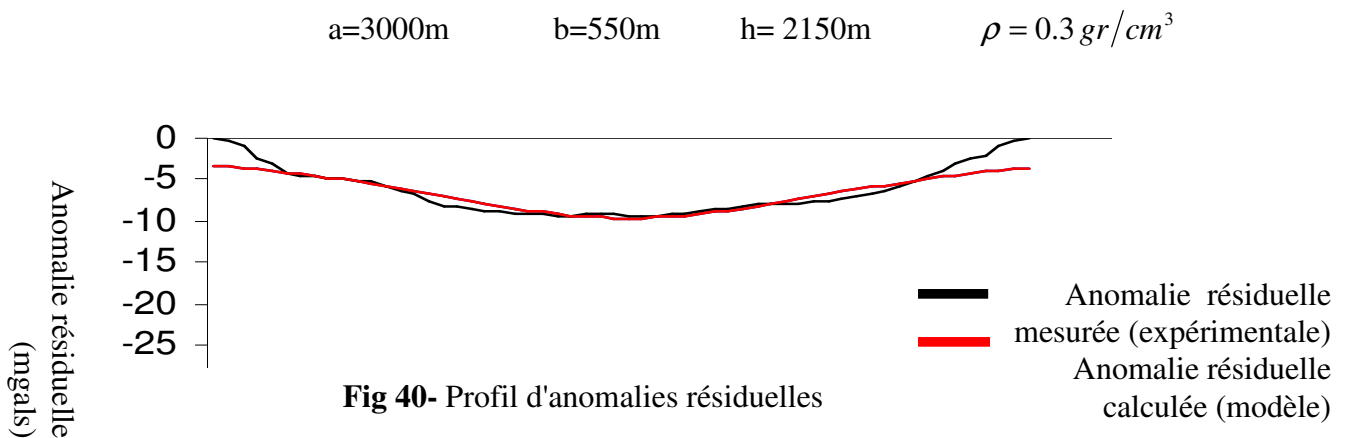
R : rayon du corps responsable de l'anomalie

X : la distance

h : la profondeur

a et b : petit et grand rayon du corps perturbateur

Cette méthode a permis de constater ceci:



Chapitre IV:
Aéromagnétisme

IV.1 Introduction :

L'étude aéromagnétique effectuée de 1971 à 1974 par la firme américaine AERO SERVICE Ltd pour le compte de *l'ORGM (ex SONAREM)*, avait pour objectifs :

- De préciser la géologie de certaines régions.
- D'aider à la cartographie géologique des zones mal connues.
- De déceler les structures profondes ou peu profondes contrôlant les minéralisations ainsi que la tectonique.
- Enfin, de localiser les gisements à minéraux magnétiques.

Cette cartographie aéromagnétique régionale a permis d'orienter les travaux de recherches sur les indices ponctuels peu définis, à l'intérieur de leur contexte géologique régional.

L'interprétation de ce levé avait abouti à l'élaboration des documents suivants :

- Carte du champ magnétique total (IGRF déduit) au 1/500000, cette carte ne fait ressortir que les grandes structures géologiques.
- Cartes magnétiques au 1/200000 et 1/100000 où se dégagent d'une manière très fine les unités structurales et l'ensemble des accidents tectoniques qui compartimentent cette région.

En 1975, la *SONAREM* confia la réinterprétation de ce levé à la firme canadienne *PATERSON, GRANT AND WATSON*. Cette réinterprétation s'est faite en deux phases :

1^{ère} phase :

Etude régionale pour mieux définir les structures géologiques et localiser éventuellement les zones les plus intéressantes pouvant contenir une minéralisation.

Cette réinterprétation se limitait à une évaluation régionale présentée sous forme de cartes d'interprétation où figuraient :

- Les accidents tectoniques interprétés d'après le levé.
- Les limites des unités magnétiques.
- Les linéaments magnétiques.
- Les indices de minéralisation.

Le tout sur un fond géologique à l'échelle 1/500000.

2^{ème} phase :

L'étude de détail, qui a permis l'étude de 15 zones choisies par *l'ORGM*, dans le but d'évaluer les potentialités minières de ces zones.

Dans cette étude détaillée, *PATERSON*, a utilisé toutes les techniques nouvelles du traitement de transformation du champ magnétique (prolongement vers le haut et vers le bas, réduction vers les pôles ...etc). Il a élaboré ainsi des cartes au 1/100000 du champ magnétique total prolongé vers le haut et réduit vers les pôles.

Or, depuis ce temps là, de nombreuses informations géologiques et géophysiques en matière se sont accumulées, qu'il faut prendre en considération pour mieux appréhender les problèmes que pose la géologie de la région.

C'est pour cette raison que nous avons cru nécessaire de réanalyser les documents du levé magnétique conjointement avec ceux de la gravimétrie dans le but de préciser les contours de certaines structures très peu ou peu définies précédemment, de rechercher leurs causes et d'apporter ainsi une contribution à la connaissance géologique de la région.

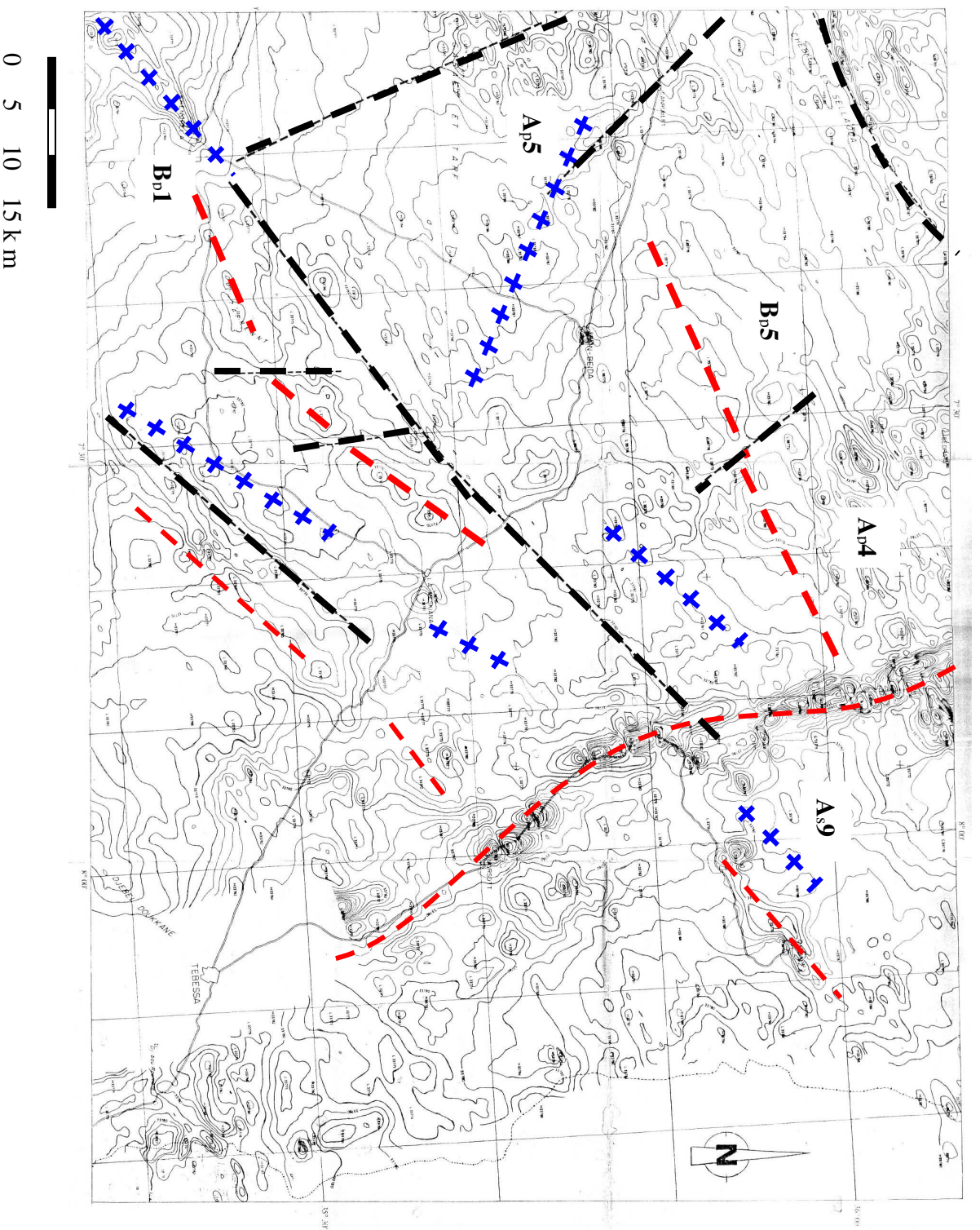
IV.2 Analyse de la carte aéromagnétique en fonction des éléments apportés par la gravimétrie et la géologie de surface et de forage :

La figure (N°41) représente la carte magnétique des anomalies du champ total. Il apparaît que le champ magnétique, à l'exception de quelques anomalies de courte longueur d'onde orientées presque N-S localisées au méridien 7°50', est caractérisé par un ensemble d'anomalies de faible amplitude atteignant les 10 γ mais de grande longueur d'onde, donc il s'agit apparemment de structures profondes. Ces anomalies sont allongées dans la direction NE-SW, cette direction préférentielle des anomalies se superpose à la direction des structures mises en évidence par la gravimétrie et la géologie de la région.

Le fait que la plupart des anomalies de courte longueur d'onde se superposent à la ligne du chemin de fer électrifié (Tébessa-Souk Ahras) permet à priori de les associer à des perturbations industrielles.

Ceci avait mené, *AERO SERVICE Ltd* à ne pas tenir compte lors de l'élaboration de la carte d'interprétation.

Cependant, il faut mentionner que l'équipe de recherche magnétique de *l'ORGM* a procédé à la vérification de ces anomalies, et plus particulièrement l'anomalie de Damous. Selon les résultats de cette équipe, tout porte à croire que le champ magnétique est du plutôt aux facteurs géologiques qu'à des perturbations industrielles.



Légende




-  Faille
-  Axe anomaliq
négative
-  Axe anomaliq
positif
- P** : structures profonde
- S** : structure superficielle

Fig41 - Carte de l'interprétation aéromagnétique de la région de l'Atlas Saharien septentrional oriental (Aeroservice Ltd. 1974)

Selon *B. Loutchnikov et Al 1974*, il y a deux explications possibles à la nature de ces anomalies.

- L'existence d'une faille régionale relevée sur le chantier de Chabro, cette faille est remplie par des produits d'activités volcaniques et hydrothermales.

- La présence de masses contenant beaucoup d'ocres.

A l'aplomb de l'anticlinal de Khenchela, on a une anomalie négative allongée NE-SW coïncidant grossièrement avec celle observée en gravimétrie (axe B_{p1}), ce qui conduit à l'interpréter en terme de relèvement d'un substratum non aimanté moins dense.

Plus à l'est de cette anomalie, on observe une série d'anomalies négatives de direction NE-SW et qui se superpose avec l'ensemble formé par les axes A11 et B5 Selon *Voûte*. Cet ensemble d'anomalie pouvait être causé par un axe synclinal, les discontinuités magnétiques retenues dans cette zone indiquent la présence de faille de direction NW-SE.

Une seconde série d'anomalies situées à l'Est de la ligne Khenchla-Meskiana présente les mêmes caractéristiques que la série précédemment décrite. Par analogie, on l'associe également à un axe synclinal. En effet *C. Voûte* indique la présence d'un axe synclinal à l'endroit de ces anomalies.

Au Nord de Ain Beida, on observe une large zone anormale orientée (B_{p5}) NE-SW que l'on associe aux masses gravifiques ce qui tend à prouver qu'il s'agit d'une hétérogénéité magnétique du socle ou de zone d'exhaussement confirmant ainsi l'interprétation gravimétrique.

Les structures positives, s'étendant des Aurès jusqu'à Mesloula constituées de sédiments carbonato-térigènes du Crétacé et compliquées par un réseau de failles correspondant toutes à des anomalies magnétiques de grande longueur d'onde.

Ces unités coïncident avec les zones gravifiques négatives. Nous pouvons dire alors qu'il s'agit d'approfondissement du socle sous les sédiments relativement peu denses.

Notons par ailleurs que l'anomalie gravimétrique correspondant au fossé de Terraguelt (A_{p4}) se superpose aux discontinuités magnétiques ce qui permet de suggérer la présence d'un accident tectonique.

La plupart des discontinuités magnétiques observées ont permis de confirmer les principales orientations des accidents sur la carte géologique, comme c'est le cas du grand accident NE-SW traversant en diagonale toute la région de Khenchlea à Mesloula.

Les données magnétiques montrent plusieurs corrélations avec les traits géologiques :

❖ A l'échelle régionale, l'aéromagnétisme délimite les différentes provinces structurales :

- l'Atlas tellien
- l'Atlas saharien
- les hauts plateaux

Les deux directions tectoniques dominantes NE-SW et NS à NNW-SSE apparaissent clairement sous forme de failles.

❖ A l'échelle locale :

- Les formations du Crétacé inférieur et les formations triasiques sont associées aux unités magnétiques de faible amplitude.

- Les failles contrôlant les structures sont identifiées par la présence d'anomalies magnétiques allongées, de faible amplitude et ayant une direction NE prédominante.

Chapitre V :

Schéma structural interprétatif

L'interprétation des différentes cartes gravimétriques de la zone de l'Atlas saharien septentrional oriental de l'Algérie de l'est, tout en prenant en considération les différents travaux géologiques déjà effectués, ainsi que la carte structurale illustrant la position des extrusions triasiques par rapport aux fossés d'effondrement dans la région (Aoudjehane, 1991), nous ont permis d'établir une carte structurale modifiée, plus précise, sur laquelle nous avons mentionné les plus importants ensembles géologiques, cette carte fait ressortir les éléments suivants :

- La région de l'Atlas saharien septentrional oriental (est algérien) est caractérisée par deux directions principales :
 - Une direction NW-SE, celle des fossés d'effondrement à l'origine des anomalies négatives.
 - Une direction NE-SW ou E-W, celle d'une série d'axes positifs et négatifs interférents correspondant respectivement aux anticlinaux et synclinaux et les diapirs triasiques.
- L'étude gravimétrique a permis d'apporter plus de précision au bâti structural de la région, par sa confirmation de certains éléments déjà connus par la géologie de surface d'une part, et la mise en évidence d'éléments nouveaux apportés à la géométrie de l'Atlas saharien d'autre part :
 - Les deux fossés de Morsott et Tébessa (A1 et A2), mis en évidence tant par la géologie que la gravimétrie sont clairement cartographiés, et leurs contours sont bien délimités.
 - Signalé par C. Voûte, dans son esquisse structurale élaborée en 1967, le fossé de Terraguelt (A4) dont l'âge de remplissage ainsi que l'ampleur restent méconnus est clairement cartographié.
 - La présence du fossé de Sud de Oum El Bouaghi (A5), évoqué également par C. Voûte sans autant donner plus de détails sur lui, est confirmée par la gravimétrie précisant son extension (du Sud de Oum el Bouaghi jusqu'à Fkirina)

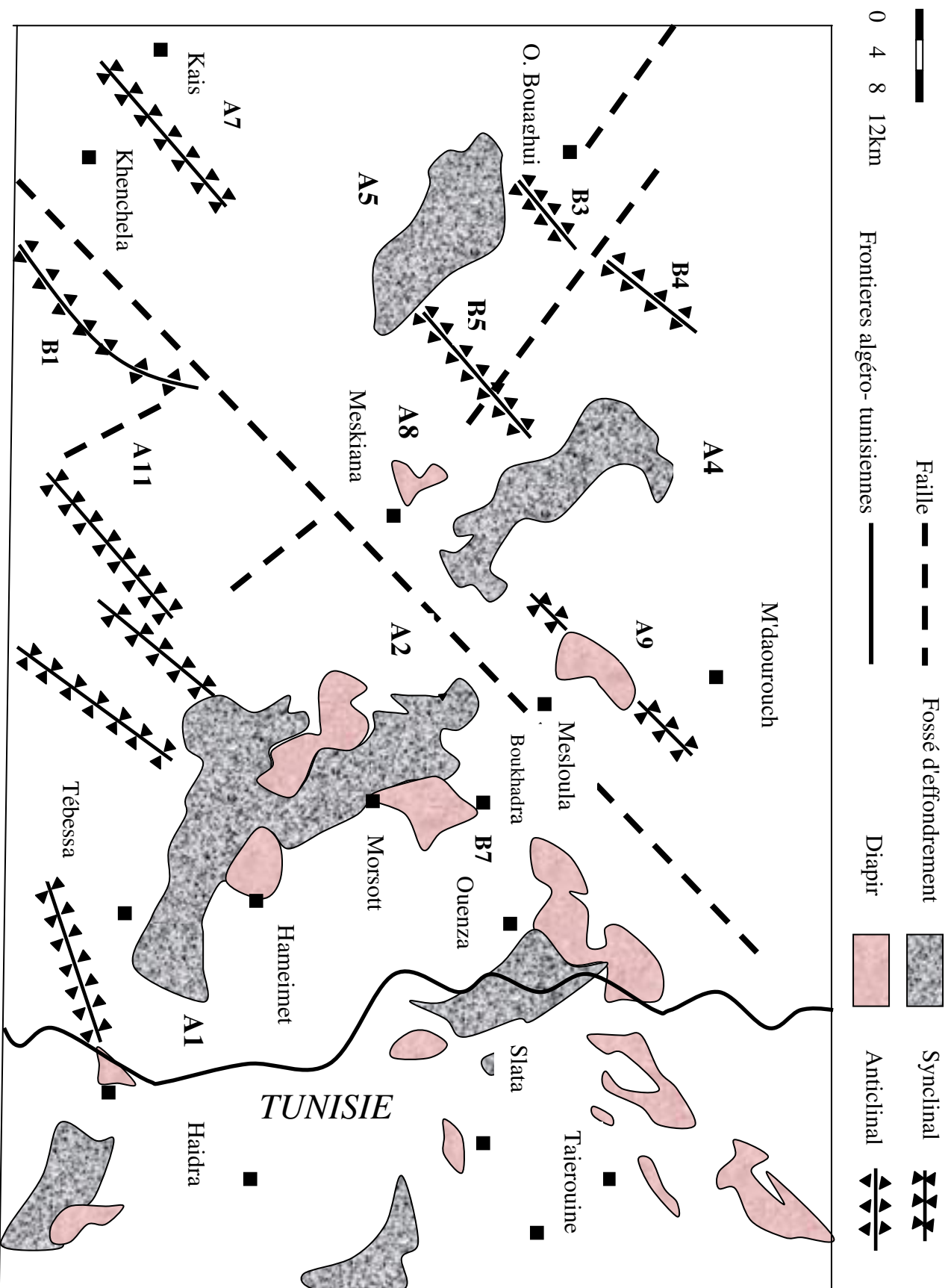


Fig 42- Carte structurale de la région de l'Atlas Saharien septentrional oriental

- Un accident NE-SW traverse en diagonale toute la zone des diapirs, de l'anticlinal de Khenchela jusqu'au Nord de Ouenza en passant au Sud de Mesloula. Cet accident, particulièrement important est l'un des traits majeurs relevé par l'aéromagnétisme. Cet accident datant du Turonien, si l'on se réfère aux données géologiques, aurait joué du Miocène jusqu'au Quaternaire.

- Deux anomalies négatives nettes localisées respectivement au Sud du bassin de Terraguelt (A8) et au Djebel Mesloula (A9). L'anomalie de Mesloula correspond aux affleurements du Trias plastiques (masses argileuses) constituant le noyau de cet anticlinal allongé NE-SW. L'anomalie se trouvant à proximité du fossé de Terraguelt est de faible amplitude. Aussi le fait que toute la zone englobant les deux anomalies se marque négativement par rapport à l'environnement ne peut être due à la seule présence des masses triasiques, les sédiments du remplissage en sont la seconde cause.

- Bien qu'il restait méconnu par la géologie de surface le petit fossé de Meskiana (A8) est mis en évidence par la gravimétrie. On peut remarquer d'ailleurs la présence d'une anomalie magnétique à l'aplomb de l'anomalie gravifique.

- La gravimétrie semble constater la série d'anomalies positives interprétées géologiquement comme une chaîne modérément plissée à l'Eocène terminal et compliquée par un système de failles de directions différentes, par conséquence, une corrélation certaine entre les axes gravimétriques et les structures géologiques est extrêmement difficile à établir.

- La carte gravimétrique met en évidence un élément nouveau, méconnu auparavant en raison d'absence d'affleurement. En effet, l'axe (B5) semble être traversé par une discontinuité gravimétrique et se trouve coincé entre deux zones subsidentes, le fossé de sud de Oum El Bouaghi et celui de Terraguelt. Ainsi la zone située entre les deux axes positifs B3, B4 et l'axe B5 semble être l'effondrement des deux flancs SE des dômes de Sidi R'gheiss et Hammimat.

- Aussi la carte gravimétrique révèle que les masses triasiques qui percent le centre des plis, les charriages locaux récents, ou bien qui jalonnent les accidents importants, qui devraient provoquer des anomalies fortement négatives, à leur aplomb, ne ressortent pas, ou ne ressortent pas clairement. Cette constatation surprenante nous pousse à envisager trois hypothèses possibles :

- Une absence de contraste de densité entre les formations diapiriques et le matériel remplissant les synclinaux bordiers des diapirs.

- La possibilité qu'un diapir subaffleurant peut devenir plus lourd à la suite d'une altération provoquant une anomalie positive entourée par une ceinture négative qui résulte des synclinaux bordiers. En effet, la calcite et l'anhydrite surmontant les diapirs s'altèrent en donnant du gypse et des sulfures.

- La troisième et dernière hypothèse nous semble confirmer les nouvelles données de J.M. Vila, Ces nouvelles données stratigraphiques, tectoniques et gravimétriques donnent une vision renouvelée de l'ancien domaine dit "de diapirs" ou "de dômes" par l'interprétation des grands affleurements évaporitiques en "glaciers de sel".

Selon J.M. Vila, au Nord de Tébessa, le problème des relations du matériel triasique et de son encaissant doit faire appel à d'autres modèles différents de ceux des intrusions en champignons ou en bulbe, donnant plus de considération à l'épanchement (avec resédimentation) de ce matériel en milieu marin.

CONCLUSION FINALE

Conclusion

- ❖ La géologie de Mèllegue note la présence d'une large zone qui s'étend sur une centaine de kilomètres dite "zone des diapirs", entre les monts de Mèllegue au Nord et la flexure saharienne au Sud.
- ❖ La lithostratigraphie des confins algéro-tunisiens est composée de formations mésozoïques-cénozoïques allant du Trias jusqu'au Quaternaire, avec une absence de dépôts jurassiques recoupés uniquement par des sondages pétroliers en dehors des diapirs.
- ❖ Sur de vastes surfaces, l'Aptien prend dans la zone des diapirs des monts de Mèllegue une grande importance par la nature de ses dépôts carbonatés et leur développement.
- ❖ Deux types de minéralisations caractérisent la région : une minéralisation ferrifère représentée par la sidérite, la goethite et la limonite, l'autre polymétallique représentée principalement par la galène, la blende et la tétraédrite.
- ❖ L'étude géophysique et la géologie de surface font ressortir deux directions principales caractérisant la région :
 - Une direction NW-SE, celle des fossés d'effondrement à l'origine des anomalies négatives.
 - Une direction NE-SW ou E-W, celle d'une série d'axes négatifs et positifs interférents correspondant respectivement aux anticlinaux et synclinaux et des diapirs triasiques.
- ❖ Les masses légères représentées par les masses triasiques occupant les centres des plis ainsi que les charriages locaux, et qui devraient être extrêmement négatives, n'ont pas été mises en évidence par la gravimétrie. Ceci nous incite à proposer trois hypothèses différentes dans l'espoir d'expliquer cette constatation :
 - Une possibilité du changement du diapir affleurant en un appareil très lourd suite à l'altération exercée en surface.
 - Une absence de densité entre les formations diapiriques et le matériel de remplissages des deux côtés des diapirs.
 - Dans la troisième hypothèse on peut assimiler la manifestation des extrusions triasiques à celle d'un "glaciers de sel" (J. M. Vila).

❖ En plus de sa confirmation de la majorité des éléments structuraux connus auparavant par la géologie de surface, cette étude gravimétrique apporte une meilleure cartographie et une délimitation des contours plus précise comme c'est le cas pour :

- Les fossés de Tébessa et Morsott.
- Le fossé de Teraguelt.
- Le fossé du Sud de Oum El Bouaghui (s'étend du Sud de Oum El Bouaghui jusqu'à Fkirina)
- Le Grand accident NE-SW traversant en diagonale toute la zone des diapirs (allant de l'anticlinal de Khenchela jusqu'au Nord de Tébessa)

❖ L'étude géophysique principalement gravimétrique met en évidence de nouveaux éléments structuraux qui n'ont pas été signalés auparavant par la géologie:

- La mise en évidence d'un fossé dans la région de Meskiana, qui peut présenter des ressources potentielles en eau et en hydrocarbures, vu l'épaisseur des sédiments.
- La zone située entre les fossés de Terraguelt et du Sud de Oum El Bouaghui, qui peut être une zone d'effondrement des deux flancs SE des dômes de Sidi R'gheiss et de Hammimat.

❖ Une étroite corrélation entre les données gravimétriques et la géologie, ce qui nous conduit à suggérer une certaine relation spatiale entre les différentes formations non affleurantes.

❖ Bien que la gravimétrie a permis d'établir d'une part, une cartographie plus précise et fine, et d'émettre quelques hypothèses concernant les différentes extrusions triasiques d'autre part, cette interprétation reste tributaire de nombreux facteurs (forme de corps, homogénéité des sédiments des bassins et de la couverture ...etc.) ce qui nous pousse à suggérer qu'une méthodologie de recherche combinant plusieurs méthodes géophysiques principalement sismiques et électriques est très souhaitable dans le but de résoudre le problème des extrusions triasiques.

❖ Cette carte peut servir de document de base dont les données peuvent être réinterprétées et complétées par d'autres techniques dans le but d'apporter de nouveaux éléments sur le plan structural de la région de l'Atlas saharien septentrional oriental algérien et plus de précision sur la forme de certaines structures non affleurantes ainsi que leurs dimensions.

TABLEAUX ET FIGURES

FIGURES

Fig 1- Carte géographique des confins algéro-tunisiens.

Fig 2- Carte géologique régionale

Fig 3- Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue

Fig 4- Calcaires à Miliolites en lame mince (LN).

Fig 5- Calcaires (Ca) à Rudistes (Ru) en lame mince (LN).

Fig 6- Calcaires à Orbitholines (Or) en lame mince (L.N)

Fig 7- Calcaires à Polypiers (Po) en lame mince (LN)

Fig 8- Calcaires bioclastiques en lame mince (LN).

Fig 9- Position des extrusions triasiques par rapport aux fossés d'effondrements et la répartition spatiale des principaux gisements.

Fig 10- Délimitations des trois domaines triasiques dans les confins algéro-tunisiens

Fig 11- Carte paléogéographique de la Tunisie et des confins algéro-tunisiens durant l'Aptien.

Fig 12- Cristaux de galène disséminés dans des calcaires aptiens. Kef M'khirirga

Fig 13- Galène remplissant les zones fissurales dans les calcaires aptiens.
Kef M'khirirga.

Fig 14- La galène associée à la barytine Ouenza (S.P, LP)

Fig 15- Galène avec des arrachements triangulaires. Mesloula

Fig 16- Galène disséminée Mesloula (SP, LN, GRx8)

Fig 17- Cuivre gris en section polie. Ouenza (S.P, LP)

Fig 18- Hématite associée à la malachite et l'azurite. Ouenza (S.P, LP)

Fig 19- Goetite associée à l'hématite Ouenza (S.P, LP).

Fig 20- Limonite associée à l'hématite Ouenza (S.P, LP)

Fig 21- Malachite associée à l'azurite avec des oxydes de fer. Mesloula.

Fig 22- Malachite associée à l'azurite. Ouenza (S.P, LP)

Fig 23- Quartz Automorphe dans une matrice formée de calcaires (Ca) en lame mince (LN).

Fig 24- Barytine sous forme de bâtonnets. Mesloula (S.P, LN, Grx8)

Fig 25- La carte de l'anomalie régionale de la région des confins Algéro-tunisiens pour une densité $d=2.67\text{gr/cm}^3$

Fig 26- la carte de l'anomalie de Bouguer de la région des confins Algéro-tunisiens pour une densité $d=2.67\text{gr/cm}^3$

Fig 27- la carte de l'anomalie résiduelle des confins Algéro-tunisiens pour une densité $d=2.67\text{gr/cm}^3$

Fig 28- Quadrillage kilométrique de l'anomalie du diapir Mesloula.

Fig 29- Quadrillage kilométrique de l'anomalie du fossé de Morsott.

Fig 30- Quadrillage kilométrique de l'anomalie du fossé de Terraguelt.

Fig 31- Schéma démonstratif de détermination graphique de l'extension.

Fig 32- Détermination graphique de l'extension (diapir de Mesloula).

Fig 33- Détermination graphique de l'extension (fossé de Morsott).

Fig 34- Détermination graphique de l'extension (fossé de Terraguelt).

Fig 35- Profil de l'anomalie de Bouguer et de l'anomalie régionale

Fig 36- Profil de l'anomalie résiduelle.

Fig 37- Schéma démonstratif sur l'utilisation de l'abaque de Young.

Fig 38- Profil d'assimilation des anomalies résiduelles (méthode graphique)

Fig 39- Profil géologique interprétatif

Fig 40- Profil d'assimilation des anomalies résiduelles (méthode de calcul)

Fig 41- Carte aéromagnétique de la région de l'Atlas Saharien septentrional oriental.

Fig 42- Schéma structural interprétatif de la région de l'Atlas saharien septentrional oriental.

TABLEAUX

Tableau.1- Densité des calcaires aptiens dans la région de Djebel Ledjbel et de Aouinet-Ouenza

Tableau.2- Densité des grés (d'après les échantillons prélevés en surface)

Tableau.3- Densité des marnes (d'après des échantillons prélevés en surface)

Tableau.4- Densité des gypses (d'après des échantillons prélevés en surface)

Tableau.5- Densité des calcaires (d'après les échantillons prélevés en surface)

Tableau.6- Densité des calcaires dolomitiques (d'après les échantillons prélevés en surface)

Tableau.7- Densité des dolomies (d'après les échantillons prélevés en surface)

Tableau.8- Les différentes gammes de densité des terrains de la plaine de Terraguelt

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Amouri, M. (1986) : Le gisement de Bou Jaber (Atlas Tunisien Central). Un exemple de minéralisation Pb-Zn-F-Ba dans un paleokarst. *Rev. Sc. Terre. Tunisie. Vol 4. p p. 87-113.*

Aoudjehane, M. Bouzenoune, A; Rouvier, H et Thibiéroz , J (1992) : Halocinèse et dispositifs d'extrusions du Trias dans l'atlas saharien oriental (NE algérien). *Geol.. médit, XIX, 273-287.*

Anonyme (Aéro-service Ltd) (1974) : Rapport final du levé aéromagnéto-spectrométrique de l'Algérie. Vol I- procédure et statistiques. Opération de champs et interprétation. Vol II- Géologie et structures. Vol III- Sommaire des structures.

Anonyme (Paterson Grant AND Watson Ltd) (1976): Réinterprétation des levés aéromagnéto-spectrométriques d'Algérie. Phase I. Evaluation. Vol. I, rapport interne ORGM.

Beghoul, M. (1974) : Etude géologique de la région des hamimat (SE constantinois). Application à la recherche pétrolière des confins algéro-tunisiens. *Thèse Doct. Ing., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, France 140p (Inédit).*

Ben lamri, L; Brahimou, AB (1989) : Contribution à l'étude géologique et géologique de la partie Nord-Est de Djebel Ouenza (Secteur Hallatif-Douamis). *Mémoire ing. Univ Badji Mokhtar, Annaba, Algérie, 95p.*

Boutaleb, A; Aissa, D.E; Touahri, B. (1999) : Les gîtes plombo-zincifères du Hodna: minéralisations comparables au type "Vallée du Mississippi" (Nord-Est Algérien) [Distribution of lead-zinc in Hodna region (North Eastern Algeria)]. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, 10 (1) (1999) 55-71.*

Bouzenoune, A. (1993) : Minéralisation périadiapirique de l'Aptien calcaire : les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale). *Thèse doc, d'Univ . Paris IV. P 206.*

Bouzenoune, A; Rouvier , H; Thibiéroz, J. (1995) : Trias de l'Ouenza : contexte diapirique, zonation minéralogique et conséquences métallogéniques. *Bull. Serv. Géol. Algérie, vol 6, n°1, pp3-24.*

Bouzenoune, A; Rouvier , H; Thibiéroz, J. (2006) : Chronologie relative et conditions de mise en place des minéralisation de massif de l'Ouenza (Algérie NE). *Bull. Serv. Géol. Algérie, vol 17, n°1, pp3-24.*

Brahmia, A. (2002) : Les potentialités en eaux souterraines de la plaine de Terraguelt, Wilaya de Souk Ahras (Caractérisation et évaluation).

Chevenine, A; Popov, Y; Douha, Dj, et Benzeroual, M. (1989) : Résultats de l'étude géologique complémentaire des feuilles 124 (Oued Kebarite), 125 (Ouenza), 150 (El Aouinet) et 151 (Boukhadra) pour la préparation à l'édition des cartes géologiques au 1/50.000. *Partie 1, texte (1987-1988) O.R.G.M. Algérie (Rapport inédit).*

Chikhaoui, M. (1988) : Succession distension-compression dans le sillon tunisien. Secteur Nebeur, El Kef, Tunisie centre nord. *Thèse Sc. de la terre, Univ. Nice, France, 143p.*

Chikhi Aouimeur, F. (1980): Les rudistes de l'Aptien supérieur de Djebel Ouenza (Algérie, Nord-Est) : *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Houari Boumediène, Alger, 111p.*

Dubourdiou, G. (1956) : Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). *Thèse sci. Paris. Publ. Serv. Cart géol. Algérie, n.s, Bull, n°10, 659p.*

Dubourdiou, G. (1956) : Esquisse géologique du Djebel Mesloula (Algérie orientale). *Publ. Serv. Cart géol. Algérie, n.s, Bull, n°21, 162p.*

Dubourdiou, G; Durozoy, G. (1950) : Observations tectoniques dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza (Algérie). *Bulletin du service géologique de France, 5^{ème} série, t. XX, pp257-266.*

Fleury, J.J. (1969) : Stratigraphie du Crétacé et de l'Eocène (Aptien à Lutitien)de la feuille 1/50.000 Morsott, N° 178. *Publ. Serv. Géol. Alg. Nlle Série, Bull. n°39, pp. 145-157.*

Goguel, J. (1963) : la gravimétrie. *Presses universitaires de France-1963.*

Hatira, N. (1988) : les concentrations de Zn, Pb, Sr, (Ba) dans le cortex des diapirs du Trias salifères; exemple du diapir de Sakièt-Koucha (Tunisie septentrionale). Comparaison avec d'autres massifs tunisiens et avec les cap-rockc de la Golf Coast (U.S.A). *Thèse Doct. Univ. Paris VI, 212p.*

Kowalsku, W.M; Nguen Van Ngoc; Baghiani, B; Pharsiat, A. (1995) : La paléogéographie du Miocène des environs de Tébessa (confins algéro-tunisiens), *Ann. Scientif. Univ. De Franche-comité, Géologie (4), 12, p. 49-54.*

Kowalski, W.M & Hamimed, M. (2000) : Diapirisme polyphasé ou glacier de sel? Dilemme du matériel triasique des confins algéro-tunisiens. *Bull. Serv. Géol. Algérie, vol 11, n°1, pp 29-60.*

Laatar, E. (1980) : Gisement de Pb-Zn et diapirisme du Trias salifère en Tunisie septentrionale : Les concentrations périadiapiriques du district minier de Nefate-Fedj el Adoum. *Thèse 3^{ème} Cycle, Paris VI. 280p.*

Madre, M. (1969) : Contribution à l'étude géologique et métallogénique du Djebel Ouenza (Est algérien). *Thèse 3^{ème} cycle, Paris, France, 98.*

Masse, P; et Chikhi Aouimer, F. (1982) : La plateforme carbonatée de l'Ouenza (Sud constantinois, Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. *Géol. Méditer. Marseille, vol. IX, n°3, pp. 259-267.*

Nedjari- Bellhacène, S & Nedjari, A. (1984) : le Boukhadra : esquisse paléogéographique aptienne. *5^{ème} séminaire national des polytechnique de Lorraine, 178p.*

Orgeval, J.J; Giot, D; Karoui, J; Monthel, J & Sahli, R. (1986) : Le gisement de Zn-Pb de Bougrine (Atlas Tunisien). Description et histoire de la découverte. *Chron. Rech. Min*, n°482, pp. 5-32.

Othmanine, A (1987) : Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn et fer sidéritique autour du fossé de Tébessa-Morsott. Relation entre la paléogéographie albo-aptienne, diapirisme, structure et métallogénie. *Thèse 3^{ème} cycle, Univ, P. et M. Curie, Paris VI*, n°87-58, Paris, 220p.

Perthuisot, V. (1992) : Les diapirs du Maghreb central et oriental : Des diapirs variés, résultats d'une évolution structurale et pétrogénétique complexe. *Bull. soc. Géol, France*, t. 163, n°6, pp. 751-760.

Perthuisot, V; Bouzenoune, A; Hatira, N; Henry, B; Laatar, E; Mansouri, A; Rouvier, H; Smati, A; Thibieroz, J : Les diapirs du Maghreb oriental (1999), part des déformations alpines et des structures initiales crétacées et éocènes dans les formes actuelles. *Bull. Soc. Géol. France*, 170 (1999) 57-65.

Perthuisot, V; Rouvier, H; Bouzenoune, A; Hatira, N; Henry, B; Laatar, E; Le Goff, M; Mansouri, A; Smati, A; Thibieroz, J (1999) : Les corps triasiques des monts du Mellègue (confins algéro-tunisiens) sont-ils des diapirs ou des « glaciers de sel »? - Réponse [Are the Triassic bodies of the "Monts du Mellegue" region (Algero-Tunisian border) diapirs or salt-glaciers?]. - Reply. *Bull. Soc. Géol. France*, 17700 (1999) 420.

Popov, A (1968) : Gisement de plomb et de zinc en Afrique : les types morphologiques et la répartition des gisements de zinc et de plomb en algéri. *Annales Mines géologie-Tunis*. n°23. pp103-203.

Rouvier, H (1977) : Géologie de l'extrême Nord tunisien : Tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. *Thèse Un. P. et M. Curie, Paris, France*. 898p.

Rouvier, H; Perthuisot, V & Mansouri, A. (1985) : Pb-Zn deposits and salt bearing in southern Europe and North Africa. *Econ. Geol*, vol, 80. Pp.666-687.

Rouvier, H (1990) : Les concentrations polymétalliques liées aux diapirs évaporitiques des confins algéro-tunisiens. *Rapport interne EREM. Boumerdes-Algérie*, 71p.

RUDIS (1986) : Recherches géologiques sur Mesloula. *Rapport interne S.O.N.A.R.E.M*, inédit.

Salmi-Laouar Sihem (2004): Rapports isotopiques du soufre, de l'oxygène et du carbone dans le massif de Boujaber (NE algérien) : Origine des minéralisations à Pb-Zn-Ba et source des fluides. *Bulletin du service géologique de l'Algérie*, vol. 15, n°1, pp. 3-25, 7 fig., 2004.

Smati, A (1986) : Les gisements de Pb-Ba et de Fe du Djebel Slata (Tunisie du centre nord) : Minéralisations épigénétiques dans le Crétacé néritique de la bordure d'un diapir de Trias. Gisement de Sidi Amor Ben Salem et de Slata fer. *Thèse 3^{ème} cycl, Lab. Géol. Appl., Univ. P. et M. Curie, Paris VI*, 250p.

Touahri, B (1991) : Géochimie et métallogénie des minéralisations à plomb et zinc du Nord de l'Algérie. *ONIG, Alger*. 1991. 260 p., 83 fig., 28 tabl.

Vila, J.M (1980) : La chaîne alpine nord-orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse Doct. D'Etat, Univ; P. et M. Curie, Paris VI*, 665p.

Vila, J.M (1994) : Mise au point des données nouvelles sur les terrains triasiques des confins algéro-tunisiens : Trias allochtone, "glaciers de sel" sous marin et vrais diapirs. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, n06, pp.105-152.

Vila, J.M (1996) : Halocinèse distensive albienne à "glacier de sel" sous marin et plissements tertiaires du secteur Ouenza-Ladjabel-Méridéf. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, vol 7, n°1, pp3-34.

Vila, J.M; Benkhérouf, F; Charrière, A (1994) : Interprétation du matériel triasique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens) : Un vaste "glacier de sel" sous marin albien, à l'image des structures off-shore d'Aquitaine. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t, 318, série II, pp, 109-116.

Vila, J.M; et Charrière, A (1993) : Découverte d'Albien calcaire et du Trias resédimenté au Dj. Boujaber (partie est Algérie); corrélation avec les forages et conséquences sur l'organisation du Crétacé inférieur des confins algéro-tunisiens. *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, t.316, Série II, pp. 243-249.

Vila, J.M; Ben Youssef, M; Charrière, A; Chikhaoui, M; Ghanmi, M; Kamoum, F; Peybernès, B; Saadi, J; Souquet, P; et Zarbout, M. (1994) : Découverte en Tunisie, au SW du kef, du matériel triasique interstratifié dans l'Albien : Extension du domaine à "glacier de sel" sous marin des confins algéro-tunisiens. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.318, sér. II, n°12, pp.1661-1667.

Vila, J.M; Ben Youssef, A; Chikhaoui, M; Ghanmi, M. (1996) : Inversion tectonique tertiaire d'un "glacier de sel" sous marin associé à un bloc bascule : le Djebel Slata (Tunisie). *6^{ème} RST. Orléans*, 10-12 avril 1996. *Soc. Géol. Fr, édit. Paris, Résumés*, p.141.

Vila, J.M; Ben Youssef, A; Chikhaoui, M; Ghanmi, M; et Kechid-Benkhérouf, F. (1996) : Les grands "glacier de sel" sous marins albien des confins algéro-tunisiens. Entreprise Tunisienne d'Activités pétrolières. *Tunisie. Mém. N°10*, p273-322, 13 fig.15pl.

Vila, J.M; Ghanmi, M; Benkhérouf, F. (1996) : Données nouvelles sur l'anticlinal d'El Ouasta-Sakiet (frontière est-algérienne) et interprétation de son Trias comme un "glacier de sel" sous marin albien le long d'un bloc basculé, plissé au Tertiaire. *C.R. Acad. Sci. Paris, sér II a*, t.323, n°12,pp.1035-1042.

Vila, J.M. (2001) : Les avantages d'une approche multi-source (biostratigraphie, sédimentologie, forages, profils gravimétriques et sismiques) pour l'étude de l'halocinèse Crétacée "glacier de sel", tectonique en radeaux et dôme de sel, et de l'halotectonique tertiaire (plissements des "glacier de sel", genèse des dômes de sel-plis, des confins algéro-tunisiens. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, vol 12, n°2, pp 129-167.

Voute, C. (1967): Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Ain Fakroun, Ain Babouche et des régions limitrophes. *Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Alger.* 1967. 2 vol. t.1 : 255 p., t.2 : 135 p., atlas : 41 pl.

Zerdazi, A (1990) : Etude gravimétrique du mole d'Ain M'lila, et de l'Atlas Saharien septentrionale orientale (Nord-Est d'Algérie). *Thèse doc Es Science université de Lozane : in édite.*