

## **Modélisations gravimétriques et magnétiques des structures profondes du bassin du Chélif (Algérie)**

**Mouloud IDRES\*<sup>\*\*\*</sup>, Jean Pierre LEFORT<sup>\*\*\*</sup> et Tahar AIFA<sup>\*\*\*</sup>**

\*USTHB, IST, Département de Géophysique, BP32, Bab-Ezzouar El-Alia, Alger (Algérie)

\*\*Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG),  
BP 63, Bouzaréa, Alger (Algérie)

\*\*\*Géosciences-Rennes CNRS LP4661, Université de Rennes 1, Laboratoire de Géophysique  
Interne, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex (France)

**Résumé :** Une carte gravimétrique résiduelle du bassin du Chélif, qui tient compte des variations topographiques dues au séisme du 10/10/1980, a récemment été acquise. Pour modéliser les structures profondes du bassin, trois profils gravimétriques ont été sélectionnés sur cette carte. La profondeur du bassin varie sur les trois profils, ceci suggère que le fond du bassin a une topographie accidentée. Le bassin du Chélif est aussi caractérisé par la remontée à la surface de massifs épimétamorphiques d'âge jurassique de dimensions variées (Massifs de Temoulga et Rouina). Par analogie nous pensons qu'il existe en profondeur, au niveau du troisième profil, un massif de même nature.

L'interprétation de la carte aéromagnétique montre des anomalies liées au bassin à l'Ouest et au socle paléozoïque à l'Est. Ce socle magnétique pourrait être en partie plus profond que le socle créacé qui a servi de base aux modélisations gravimétriques. La carte aéromagnétique confirme le décalage du bassin et la discontinuité transversale T2 observés sur la carte gravimétrique à l'Ouest. Les massifs épimétamorphiques d'âge jurassique observés sur la carte gravimétrique ainsi que le massif de Doui qui est de même nature sont aussi visibles sur cette carte. Les modélisations magnétiques réalisées sur le bassin suggèrent que les corps à l'origine des anomalies pourraient être dus à une superposition de sills de nature basaltique puisque l'on connaît du volcanisme à l'affleurement dans la région. Les modélisations magnétiques n'ont pris en compte que l'aimantation induite car des mesures effectuées sur les roches volcaniques affleurantes ont montré une aimantation rémanente négligeable. Les modèles magnétiques sont compatibles avec la dynamique connue dans ce bassin. Les sills pourraient avoir été générés au cours de la distension tortonienne.

**Mots clés:** Anomalie gravimétrique - Anomalie magnétique - Modèle géodynamique - Bassin du Chélif - Volcanisme.

### **Gravity and magnetic modelling of the deep structures in the Chelif basin (Algeria)**

**Abstract :** A gravity map of the Chelif basin has been recently published. The gravity interpretation is based on the computed residual anomaly map. The deep structures of the basin have been modelled along three gravity sections. The results obtained suggest that the depth of the basin is different on

the three sections, which suggests that the bottom of the basin is not flat. This basin is also affected by the uplift of the Temoulga and Rouina Jurassic massifs. Because of geophysical similarities, we think that a third massif exists at depth.

The interpretation of the magnetic map shows that the anomalies located in the West are associated with bodies within the basin; in the East the anomalies would be associated with the basement. This magnetic basement could be partly located at a deeper depth than the Cretaceous formations, which were considered as the basement for the gravity modelling. In the West, the magnetic map reinforces the gravity interpretation since the same offset of the basin axis is also observed. The different Jurassic massifs observed in gravity are also present on magnetics, but the Doui massif which shows the same composition is better expressed here. The T2 transverse disruption, which is probably associated with a transcurrent fault, is clearly evidenced both in gravity and magnetism. The large magnetic anomaly observed in the western part of the basin may correspond to a succession of basaltic sills interbedded in the calcareous formations. Our models are compatible with the geodynamical evolution of the basin; the emplacement of the possibly volcanic magnetic source could have been associated with the Tortonian extension.

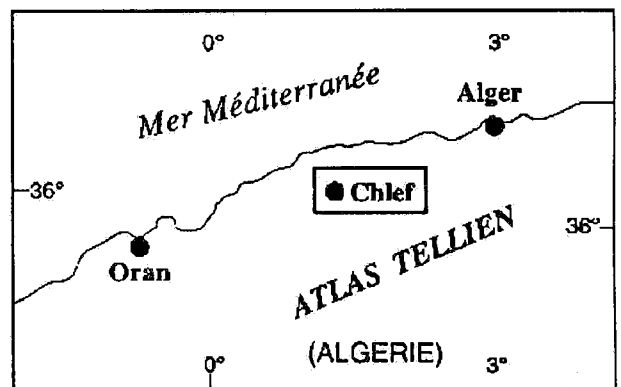
**Key word :** Gravity anomaly - Magnetic anomaly - Geodynamical model - Chelif basin - Volcanism.

## INTRODUCTION

Cette note fait suite à une note antérieure qui traite de l'établissement d'un schéma structural qualitatif du bassin du Chélif à partir des données gravimétriques seules (Idres *et al.*, 1996). Dans le but de mieux comprendre l'organisation des structures profondes du bassin, nous avons réalisé des modélisations gravimétriques suivant des profils levés sur la carte de l'anomalie résiduelle. Les modélisations magnétiques réalisées sur deux profils ont pour but de compléter ce schéma géodynamique en précisant la forme et la profondeur des corps magnétiques.

## CADRE GEOLOGIQUE

Le bassin du Chélif est situé dans le Nord-Ouest algérien, entre les domaines telliens septentrional et méridional. Il forme une cuvette intra-montagneuse, allongée selon la direction E-W. Il est encadré par les massifs du Dahra et de Bou-Maâd au Nord et de l'Ouarsenis au Sud (fig. 1a et b). Le bassin du Chélif est constitué en surface par des terrains essentiellement mio-plio-quatérnaires (Perrodon, 1957). Les études antérieures montrent que le début de sa formation



**Fig. 1a - Localisation de la région étudiée**  
**Location of the studied area**

se situe au Tortonien et que celle-ci résulte de mouvements de distension contemporains de l'ouverture de la Méditerranée (Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar, 1977; Méghraoui *et al.*, 1986). Des mouvements de compression ont commencé à se développer au cours du Pliocène et ont continué jusqu'au Quaternaire (Méghraoui, 1988). Des remontées de socle affleurent à certains endroits du bassin sous forme de massifs épimétamorphiques de dimensions variées. Elles sont composées de terrains paléozoïques et mésozoïques. Les données

MODÉLISATIONS GRAVIMÉTRIQUES ET MAGNÉTIQUES DES STRUCTURES PROFONDES DU BASSIN DU CHÉLIF (ALGÉRIE)

stratigraphiques montrent que la base des terrains paléozoïques est constituée d'un socle métamorphique composé de granodiorites associées à quelques pegmatites (Kirèche, 1977). Le métamorphisme est ancien, antérieur à la phase alpine (Kirèche, 1977). Au dessus de ce socle, se place une série de schistes dont l'âge serait silurien ou dévonien. Celui-ci supporte un complexe volcanique formé de laves (dacites, andésites et trachyandésites) et de tufs. Les terrains mésozoïques sont constitués de formations triasiques à faciès carbonaté (très réduites), de Jurassique (calcaires et marno-calcaires) et de Crétacé (essentiellement des grès) (Kirèche, 1977). Ces massifs font partie de la chaîne des Maghrébides. Ils sont caractérisés par une tectonique polyphasée, d'âge alpin, responsable de plis associés à une schistosité et à un métamorphisme de type épizonal (Kirèche, 1977). Cette phase de plissement résulte d'une compression N-S qui doit être mise en relation avec les mouvements des plaques africaine et européenne à la même époque. Cette phase de

compression provoque aussi des écaillages de socle, en profondeur. O. Kirèche (1977) a avancé, sur la base d'arguments géologiques, l'hypothèse que les massifs du Chélif sont autochtones.

### LA CARTE GRAVIMÉTRIQUE

La carte de l'anomalie de Bouguer (Idres *et al.*, 1996), utilisée dans ce travail, couvre une zone longue d'environ 80 km et large de près de 40 km (fig. 1b). Elle a été obtenue à partir de 408 mesures, complétées par 20 stations fournies par le Bureau Gravimétrique International (BGI). L'anomalie a été calculée dans le système IGSN71, selon une densité de 2,35 g/cm<sup>3</sup>. Sa précision est de 0,31 mGals (Idres *et al.*, 1996). La carte de l'anomalie résiduelle (fig. 2) a été obtenue par la soustraction, à l'anomalie de Bouguer, d'un gradient régional consistant en un plan incliné d'amplitude décroissante vers le Sud et égale en moyenne à 1 mGal/km (Idres *et al.*, 1996). Elle montre deux compartiments distincts caractérisés par des anomalies positives (P1, P2, P3 et P4) au Sud de la

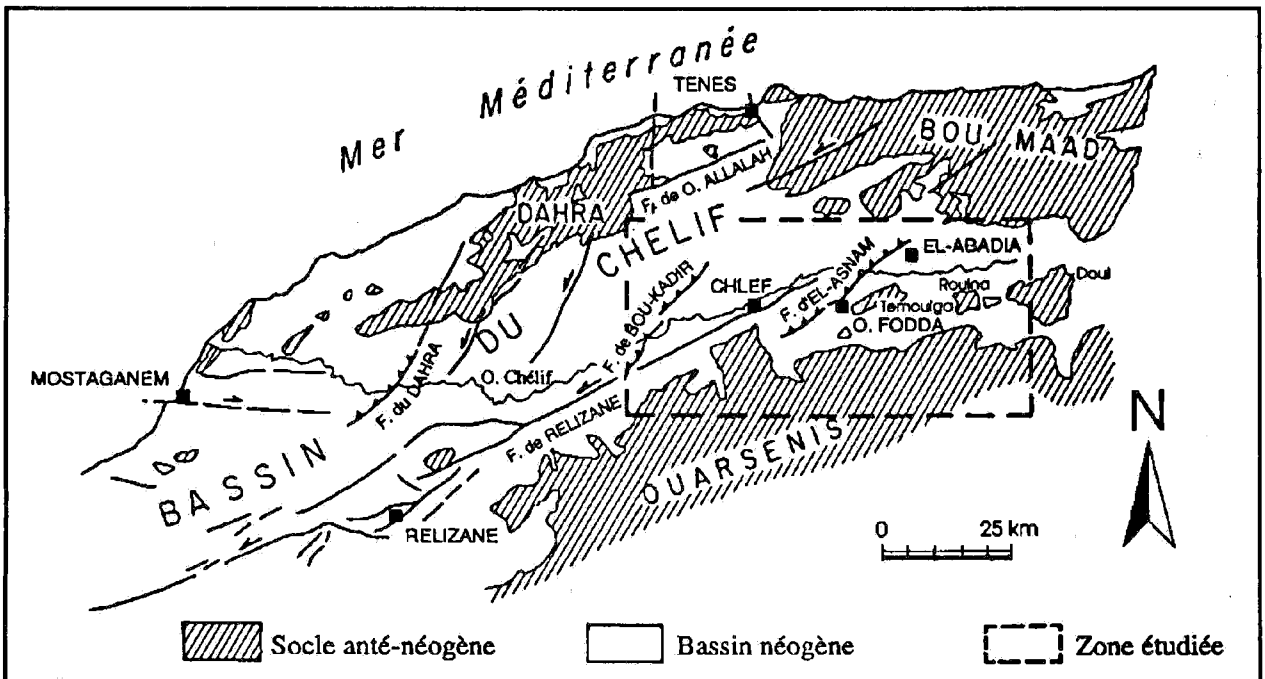


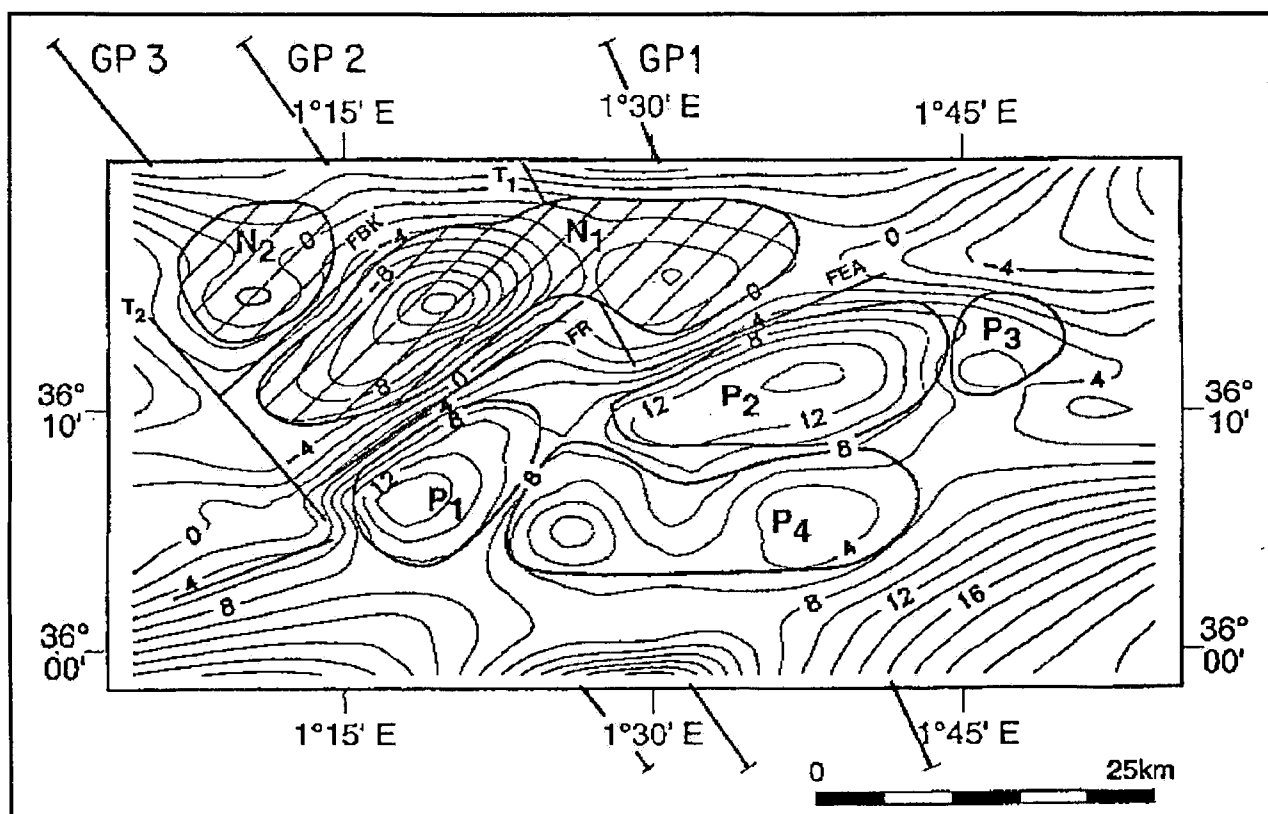
Fig. 1b - Cadre géologique du bassin du Chélif (Méghraoui *et al.*, 1986)  
*Geological setting of the Chelif basin (Meghraoui et al., 1986)*

carte et négatives (N1 et N2) au Nord de celle-ci (fig.2). Ces deux compartiments sont séparés par une discontinuité de direction générale WSW-ENE, formée de deux segments d'orientation légèrement différente et pouvant correspondre aux failles d'El-Asnam (FEA) et de Relizane (FR). La zone des anomalies positives est située au-dessus de terrains crétacés, en partie couverts, par les formations post-nappes du Tortonien. La zone des anomalies négatives est située au-dessus de terrains mio-pliocènes et quaternaires. Les remontées du substratum jurassique constituées des massifs de Temoulga et de Rouina se superposent aux anomalies positives P2 et P3 respectivement. Mis à part les failles d'El-Asnam (FEA) et de Relizane (FR), celle de Bou-Kadir (FBK) sépare les anomalies négatives N1 et N2 (fig.2). Deux discontinuités transversales par rapport aux

structures précédentes sont à l'origine d'une brusque réorientation des isanomales. La première (T1) décroche le bassin du Chéelif de façon dextre, l'autre (T2) localisée à l'Ouest interrompt à la fois le bassin lui-même et la zone de socle surélevé.

### MODÉLISATIONS GRAVIMÉTRIQUES

Pour tenter de cerner la géométrie des corps responsables des anomalies observées sur la carte de l'anomalie résiduelle et essayer de comprendre le prolongement en profondeur des failles observées sur le terrain, nous avons réalisé trois modélisations gravimétriques (fig.3) suivant les profils GP1, GP2 et GP3 (fig.2). Des figurés suggèrent l'interprétation que l'on peut faire de ces modèles en se basant sur la géologie de surface. Le calcul a été



**Fig. 2 - Carte de l'anomalie résiduelle du bassin du Chéelif (unités: mGals, équidistance des isanomales: 2 mGals) et situation des profils GP1, GP2 et GP3**  
**Residual anomaly map of the Chelif basin (units: mGals, equidistance of the curves: 2 mGals) and location of the profiles GP1, GP2 and GP3**

MODÉLISATIONS GRAVIMÉTRIQUES ET MAGNÉTIQUES DES STRUCTURES PROFONDES DU BASSIN DU CHÉLIF (ALGÉRIE)

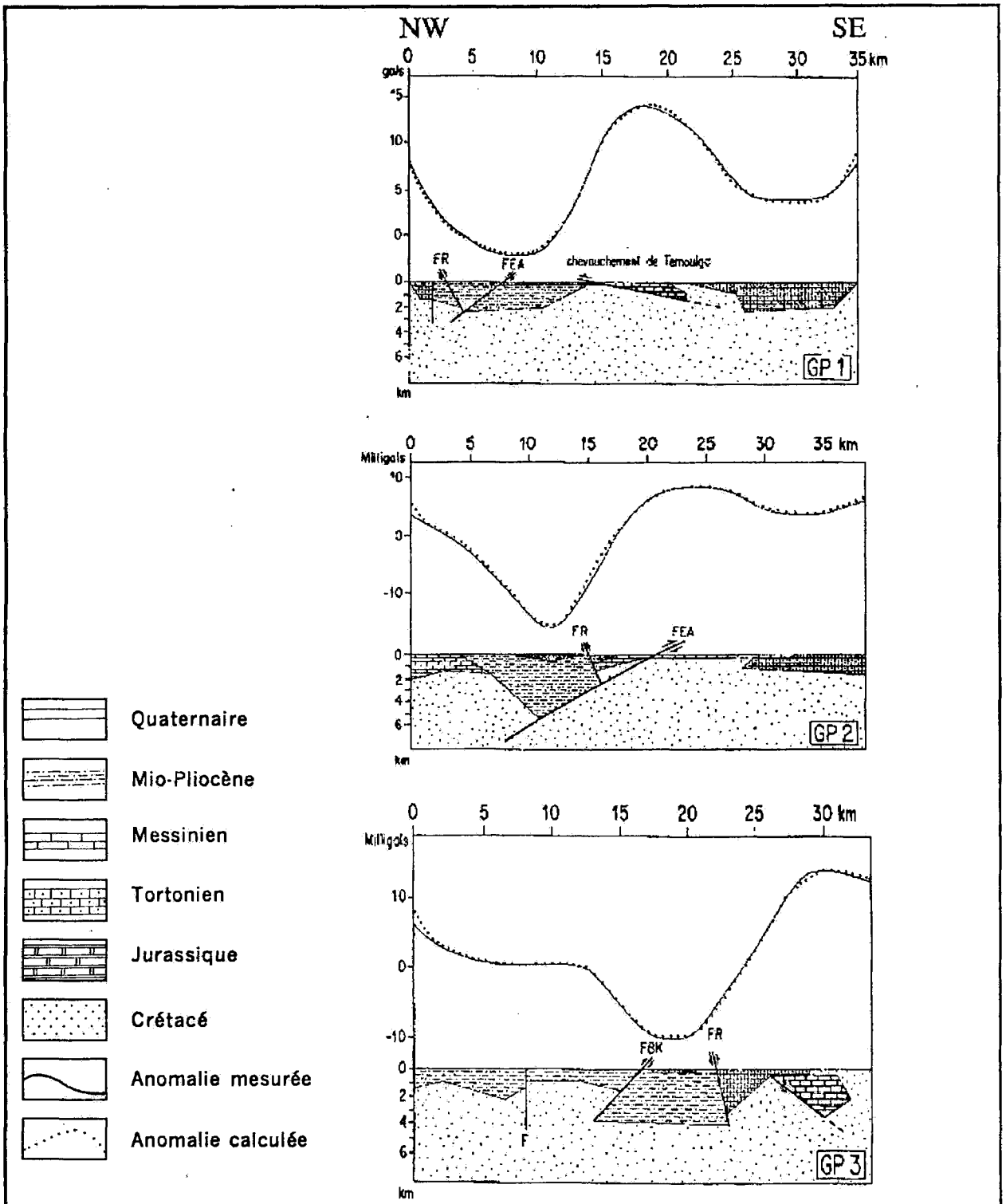


Fig. 3 - Modélisations gravimétriques et interprétation selon les profils représentés sur la figure 2  
*Interpretation of the gravity models of figure 2*

réalisé grâce à un programme de modélisations directes en deux dimensions et demi (Godson, 1983), dont le principe est de définir la géométrie des corps profonds et de comparer leur effet calculé à l'anomalie mesurée. Pour ce faire il est d'abord nécessaire d'apprécier l'anomalie provoquée par les terrains encaissants (niveau de base), avant d'introduire dans le calcul la densité des corps perturbateurs en donnant leur contraste de densité par rapport à cet encaissant. On sait que le bassin du Chéelif est composé de terrains d'âge mio-pliocène et quaternaire reposant sur des nappes dont le toit est essentiellement Crétacé. Observant que les anomalies résiduelles (fig.2) sont relativement de courte longueur d'onde et en partie liées aux contours d'affleurements, on peut estimer qu'elles sont d'origine superficielle. Nous avons choisi de modéliser les terrains appartenant à l'ensemble post-nappes par rapport au toit des nappes dont la profondeur peut atteindre, selon la géologie, 4,5 km (Méghraoui, 1988). Il est évident que, pour le calcul, le choix de l'anomalie de l'ancaissant (niveau de base) est important et doit être discuté. Nous avons été aidés dans ce choix

par plusieurs coupes géologiques préexistantes (Méghraoui, 1982; 1988) et par différents tests effectués sur le profil GP1 qui traverse le massif jurassique du Temoulga (Kirèche, 1977). En effet si l'on choisit un niveau de base supérieur à 14 mGals, l'anomalie positive liée à ce massif disparaît et si ce niveau de base est inférieur à 8 mGals, la même anomalie montrerait une amplitude supérieure à celle observée sur la carte résiduelle. Nous avons donc successivement choisi un niveau de base à 10 et 12 mGals et avons calculé deux modèles pour chaque profil. En les comparant avec la carte géologique, nous avons retenu celui qui correspond à 12 mGals car il implique des choix de densités de surface proches des données recueillies sur les terrains affleurants (tab. 1).

Compte tenu des densités moyennes mesurées, nous avons retenu les contrastes de densités suivants par rapport au toit des nappes (Ydri, 1988) (tab. 1):

- Jurassique: 0,15;
- Tortonien: -0,12;
- Messinien: -0,14;
- Mio-Pliocène: -0,18
- Quaternaire: -0,35.

Tableau 1 - Densités utilisées pour la modélisation gravimétrique (Ydri, 1988)  
*Densities used for gravity modelling (Ydri, 1988)*

Age de la roche	Principales unités pétrographiques	Densités min-max(g/cm <sup>3</sup> )	Densités moy.(g/cm <sup>3</sup> )	Contrastes de densité (g/cm <sup>3</sup> )
Quaternaire	Limons bruns et grisâtres, conglomérats	1,90 - 2,10	2,00	- 0,35
Mio-Pliocène	Conglomérats à ciment sableux rouge, calcaires francs et sables dunaires	2,15 - 2,20	2,17	- 0,18
Messinien	Gypses, marnes, calcaires et marnes bleues	2,18 - 2,23	2,21	- 0,14
Tortonien	Marnes sombres, calcaires gréseux et marnes en alternance	2,20 - 2,25	2,23	- 0,12
Crétacé (toit des nappes)	Grès	2,30 - 2,40	2,35	0,00
Jurassique	Schistes, calcaires et dolomies	2,45 - 2,55	2,50	0,15

Signalons encore, que la largeur à l'affleurement des corps modélisés a été mesurée d'après la carte géologique.

Il est certain que les modèles calculés ne correspondent pas à des solutions uniques et que les profondeurs données ne doivent être considérées que comme des ordres de grandeur. L'effet, lié à sa faible densité, de l'épaisseur du Quaternaire intervient de façon importante dans la modélisation globale. Mais là encore nos modèles ont été contraints par les données géologiques puisque des études antérieures lui attribuent une épaisseur de l'ordre de 400 m (Méghraoui *et al.*, 1986).

## ANALYSE DES MODELES GRAVIMÉTRIQUES

### Le profil GP1

Il montre successivement, du Nord-Ouest vers le Sud-Est, une faille (observée en surface) probablement sub-verticale qui sépare le Tortonien du Pliocène puis la faille de Relizane (FR) dont le pendage est d'environ 60° vers le SE et qui fait se chevaucher des terrains pliocènes. Si la précision de ce pendage est estimée à  $\pm 15^\circ$  son sens est certain. Cette observation est aussi valable pour les failles qui seront citées plus loin. La faille d'El-Asnam (FEA) présente un pendage d'environ 40° vers le NW. Ces deux failles, connues en surface, pourraient se rejoindre en profondeur. La faille d'El-Asnam (FEA) fait chevaucher des terrains pliocènes sur les formations quaternaires. Au Sud de cette faille se situe la partie profonde du bassin qui atteindrait ici 2,6 km. Selon la densité de l'encaissant choisie, cette profondeur peut varier d'environ 500m(?). Remarquons aussi que dans ce modèle on doit faire chevaucher le massif de Temoulga (d'âge jurassique) sur des terrains d'âge quaternaire. Ce massif qui appartient à l'étage structural des nappes est limité par une faille probable qui semble atteindre la surface, elle serait liée à un rejeu post-nappes. Le massif se présenterait donc aujourd'hui sous la forme d'une écaille. Le

dernier corps vers le Sud correspond à l'affleurement des terrains d'âge tortonien.

### Le profil GP2

Outre les terrains décrits précédemment, d'autres, d'âge messinien, affleurent en plusieurs endroits. La faille d'El-Asnam (FEA) semble garder le même pendage, alors que celui de la faille de Relizane (FR) augmente sensiblement. Ce qui attire le plus l'attention, est la profondeur importante que l'on est contraint de donner au bassin à ce niveau. Cette profondeur atteint 5,8km et dépasse de près de 2km la valeur maximale précédemment envisagée (Méghraoui, 1988). Sur la base d'arguments sismologiques, Ouyed *et al.*, (1981) suggèrent une continuité entre la faille d'El-Asnam et la base du bassin.

### Le profil GP3

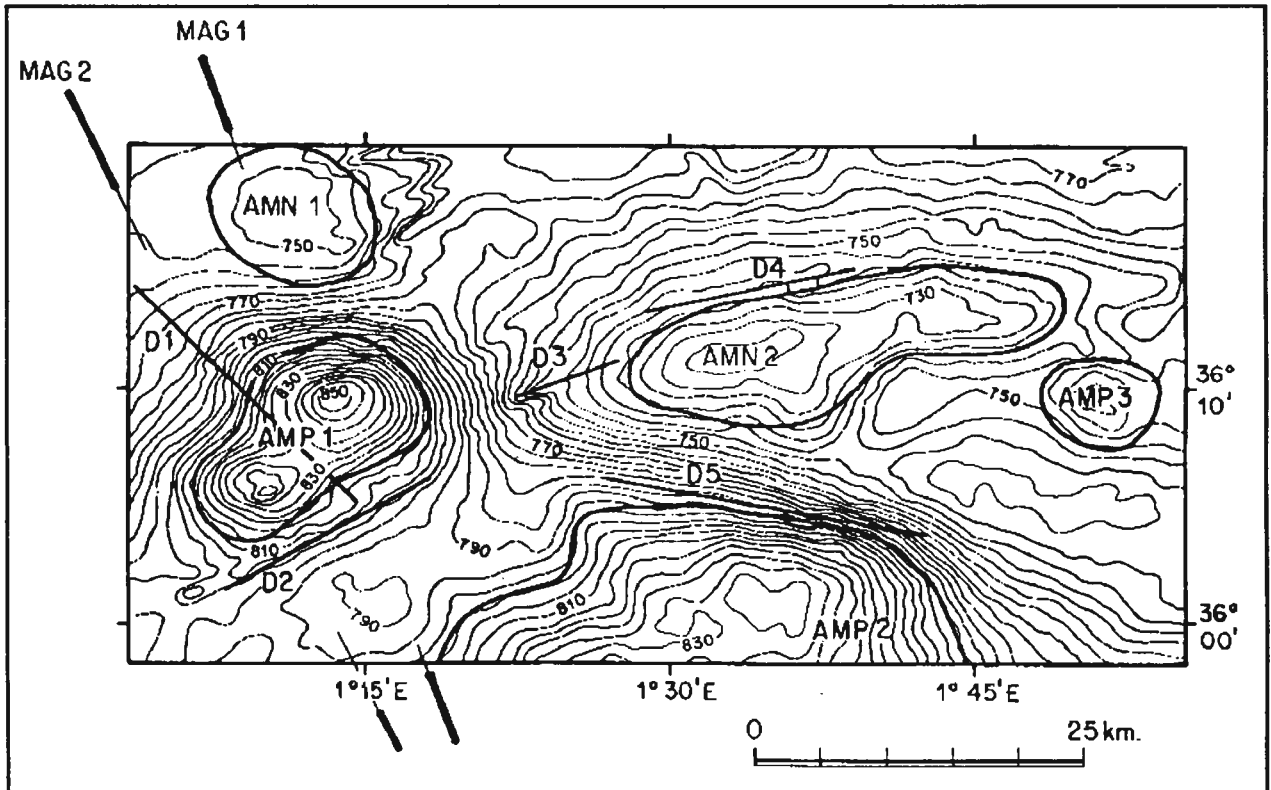
On y rencontre les mêmes terrains que ceux qui ont été reconnus sur le profil GP1. Au Nord, une faille probablement sub-verticale est à l'origine de la variation d'épaisseur des terrains pliocènes. La faille de Bou-Kadir (FBK) (connue en surface) qui se trouve dans les mêmes terrains que sur le profil GP2 a un pendage d'environ 45° vers le NW. Le pendage de la faille de Relizane (FR) augmente encore et se rapproche sensiblement de la verticale. Suivant ce profil, la profondeur maximale du bassin est de 4km, valeur proche de celle suggérée par la géologie (Méghraoui, 1988). Au Sud, il existe très probablement une remontée de terrains jurassiques sous les terrains tortonien et crétacés (toit des nappes). Cette remontée de terrains anté-tortonien n'arrive pas à la surface mais correspondrait en profondeur à une extension latérale de l'écaille de Temoulga.

## LA CARTE AEROMAGNETIQUE

La carte que nous avons utilisée est extraite du levé aéromagnétique de l'Algérie réalisé par Aeroservice Corporation, entre 1969 et 1974, pour

le compte de la SONATRACH et de la SONAREM. Le levé correspondant au bassin du Chéelif a été réalisé à l'altitude de 150 m. L'espacement des lignes de vol est de 2 km et celui des traverses de 10 km. L'espacement entre les points de mesure est de 2,5 km. Les données originelles (champ total de l'ordre de 41000 nT) ont subi un premier traitement qui a permis d'obtenir l'anomalie. Les valeurs portées sur les cartes (de l'ordre de 33000 nT) semblent correspondre à des anomalies magnétiques auxquelles a été ajoutée une constante (Asfirane, 1994). La carte aéromagnétique (fig.4), montre deux zones d'anomalies caractérisées par des longueurs d'onde différentes. La première zone, située à l'Ouest de la carte, est constituée d'anomalies de moyennes et courtes longueurs d'onde qui trouveraient leur origine dans le bassin puisqu'elles sont associées, en plan, à ses contours. L'anomalie

de forte amplitude (AMP1), qui correspond en partie à l'anomalie gravimétrique (N1), est constituée de deux maximums décalés l'un par rapport à l'autre par la discontinuité D1. L'anomalie de faible amplitude (AMN1) coïncide en partie avec l'anomalie gravimétrique N2 qui se superpose à l'Anticlinal d'Ouled Farès. La seconde zone, située à l'Est de la carte, est caractérisée par des anomalies de longueurs d'onde supérieures. Ces anomalies, qui sont aussi positives (AMP2 et AMP3) ou négatives (AMN2), doivent être provoquées par des structures situées dans le socle paléozoïque car leurs contours ne sont pas superposés aux remontées de « socle » jurassiques. Les anomalies AMP2 et AMP3 correspondraient à des remontées connues du socle magnétique d'âge paléozoïque qui limite le bassin au Sud. L'anomalie AMN2, bien que coïncidant avec les anomalies gravimétriques



**Fig. 4 - Carte aéromagnétique et localisation des profils MAG1 et MAG2. 33000 nT ont été soustraits aux valeurs des isanomaes**  
***Aeromagnetic map and location of the profiles MAG1 and MAG2. 33000 nT have been subtracted to isanomaly values***



(P2 et P3) situées à l'aplomb des massifs jurassiques chevauchants de Temoulga et Rouina, doit correspondre à une source plus profonde puisqu'elle reste négative. L'anomalie AMP3 située au-dessus du massif de Doui, qui est en surface de même composition pétrographique que les précédents, pourrait correspondre en partie à une remontée de socle proche de celui reconnu en AMP2 puisqu'elle est aussi positive. L'anomalie gravimétrique correspondant à ce massif est visible sur la carte résiduelle mais elle est de très faible amplitude. Le fait que les massifs de Temoulga et de Rouina soient liés à des anomalies magnétiques négatives suggère que le socle paléozoïque est beaucoup plus aimanté que le socle crétacé. Cinq discontinuités peuvent être reconnues sur la carte aéromagnétique. D1 décrochant de façon senestre l'anomalie liée au bassin, correspond à la discontinuité T2 observée sur la carte gravimétrique. D2 marque la limite sud-ouest entre le bassin et le socle paléozoïque localisé au Sud. Elle coïncide avec la branche ouest de la faille de Relizane observée sur la carte gravimétrique. Les discontinuités D3 et D4 pourraient correspondre à des répliques profondes de la faille d'El-Asnam et de Relizane car elles leur sont parallèles. L'origine du gradient D5 s'expliquerait par l'approfondissement progressif (vers le Nord) du socle paléozoïque connu au Sud. Les anomalies P4 et P1 de la carte gravimétrique ne sont pas visibles sur la carte aéromagnétique, elles pourraient s'expliquer par l'existence de structures indécélables en magnétisme. Le manque de données de forage au niveau de l'anomalie située à l'Ouest de la carte aéromagnétique nous oblige à envisager plusieurs hypothèses. Certains points sont cependant sûrs: 1- Le corps magnétique qui est à l'origine de l'anomalie ne peut pas être intra-socle car la forme des contours de l'anomalie suit la forme du bassin connue par la gravimétrie (Idres *et al.*, 1996); 2- Ce corps magnétique ne peut correspondre à une remontée de la topographie de la base du bassin puisque la gravimétrie ne montre pas de remontées du socle géologique à ce niveau; 3- Il se pourrait que le corps magnétique soit situé à l'interface socle/bassin ou que

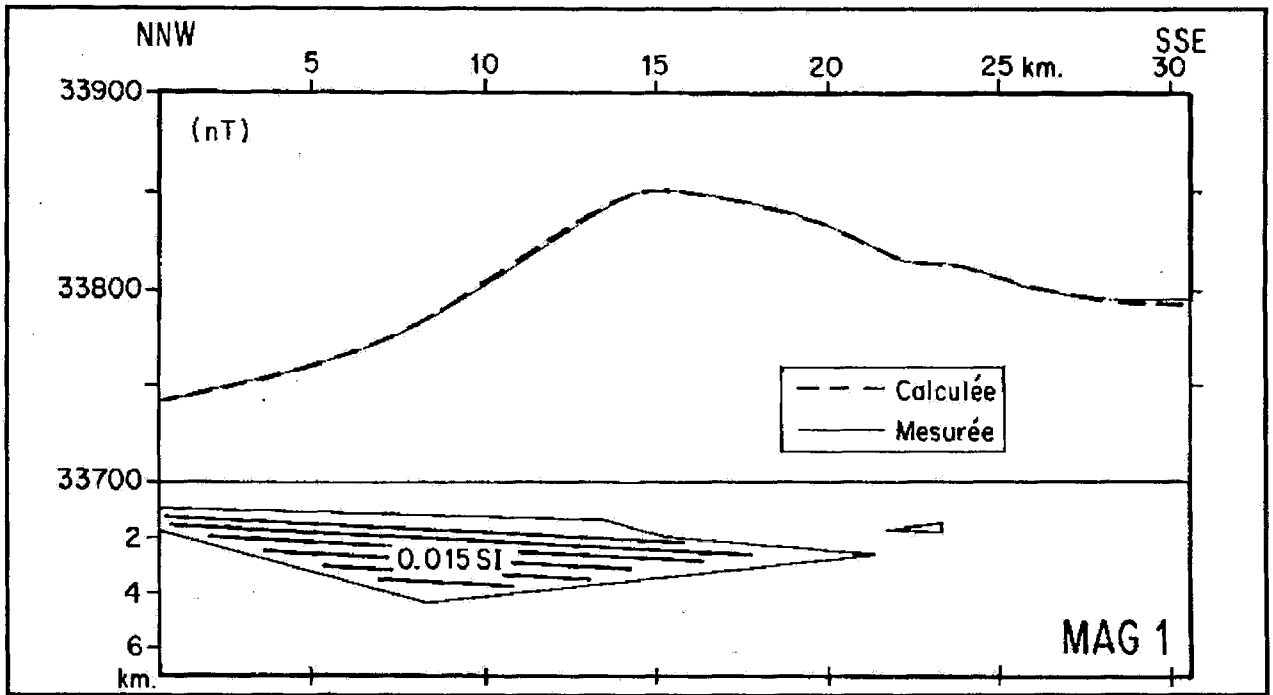
l'anomalie magnétique résulte de l'effet provoqué par une succession de sills basiques qui seraient soit profonds ou très largement étalés.

## MODELISATIONS MAGNETIQUES

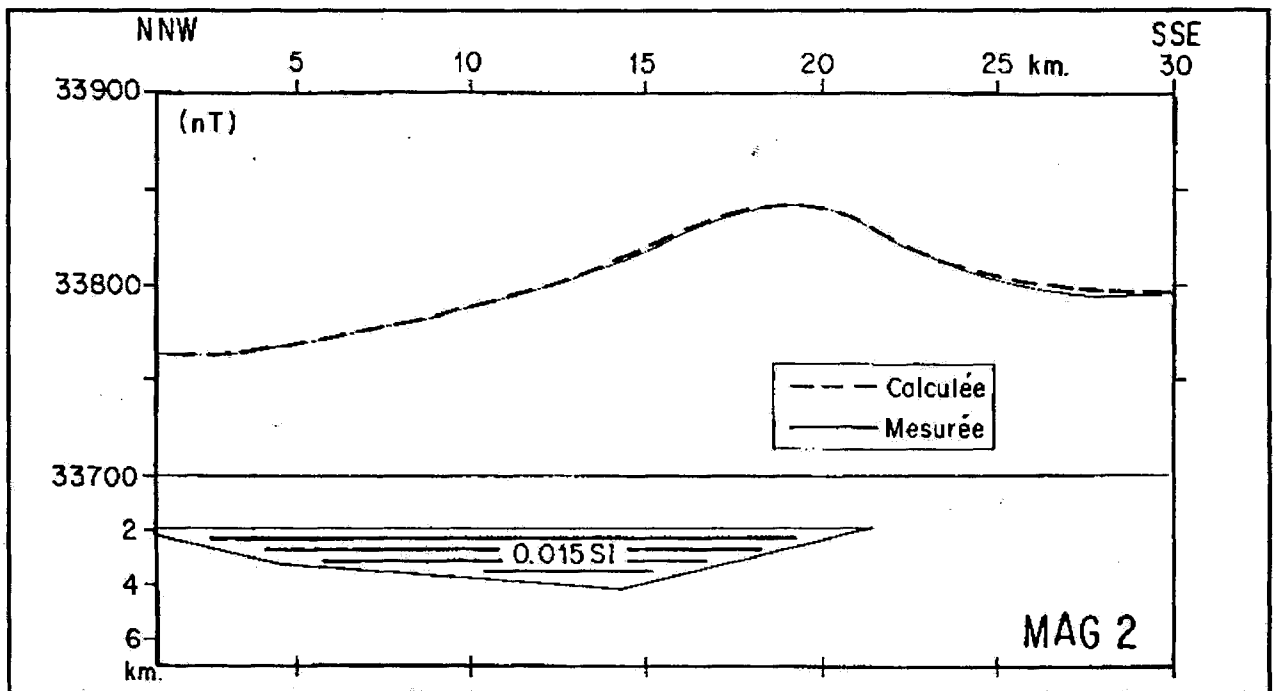
Seule l'anomalie AMP1 a été modélisée car liée au bassin. Le calcul des modèles magnétiques a été effectué grâce au programme précédemment utilisé en gravimétrie. La position du profil magnétique MAG1 (fig.4) est presque confondue, dans sa partie nord, avec celle du profil gravimétrique GP3 mais s'en écarte légèrement dans sa partie sud. A ce niveau, la profondeur du bassin, telle que suggérée par le modèle gravimétrique est de 4 km. Les modèles MAG1 et MAG2 (fig.5 et 6) ont été calculés en ne prenant en compte que l'aimantation induite, utilisant un contraste de susceptibilité magnétique égal à 0,015 SI. L'existence d'une aimantation rémanente négligeable est justifiée par des mesures réalisées sur 73 échantillons recueillis dans les andésites tertiaires, seules roches magnétiques connues dans la région. Ces mesures ont donné une valeur moyenne de la susceptibilité magnétique de l'ordre de 0,002 SI. Le magma à l'origine des sills modélisés serait remonté lors de la phase de distension d'âge tortonien inférieur, orientée NNW-SSE. L'hypothèse des sills est confortée par l'existence d'épanchements magmatiques dans la zone concernée (Aït Hamou, 1987; Méghraoui, 1988).

## DISCUSSION DES RESULTATS ET CONCLUSION

Toutes les failles modélisées par la gravimétrie sont visibles en surface. Pour ce qui est de leur pendage, seul celui de la faille d'El-Asnam (qui a rejoué lors du séisme du 10 octobre 1980), avait déjà été calculé par M. Ouyed *et al.*, (1981) et A. Cisternas *et al.*, (1982) à partir de la distribution des épacentres du séisme et de ses répliques. Le pendage choisi dans les modèles est proche de celui obtenu par M. Ouyed *et al.*, (1981). La valeur



**Fig. 5 - Modélisation magnétique effectuée selon le profil MAG1 représenté sur la figure 4**  
**Magnetic modelling across MAG1 profile of figure 4**



**Fig. 6 - Modélisation magnétique effectuée selon le profil MAG2 représenté sur la figure 4**  
**Magnetic modelling across MAG2 profile of figure 4**

des pendages des autres failles est moins contrainte, mais vraisemblable, compte tenu du fort contraste de densité existant entre les nappes et leur couverture. La profondeur du bassin du Chéelif varie selon les trois profils gravimétriques, il atteint sa valeur maximale selon le profil central. Ceci suggère que la topographie du toit des nappes est irrégulière et que la subsidence a été très importante en son centre. Sachant qu'il existe dans la région de larges affleurements d'âge jurassique (massifs de Temoulga et Rouina), mais aussi d'autres plus petits, la remontée de «socle» jurassique proposé sur le troisième profil nous semble vraisemblable. Le modèle d'écaillage proposé pour ces massifs suggère une origine allochtone contrairement à l'interprétation géologique habituelle qui les fait considérer comme autochtones (Kirèche, 1977). On sait que les nappes qui forment la base du bassin montrent assez souvent des pendages vers le Sud (Kirèche, 1977). Nous attribuons donc le pendage des failles, modélisées et observées en surface à des rejeux d'âge post-nappes. L'existence d'un corps profond d'âge jurassique est confortée par le fait que pour annuler l'anomalie qu'il génère, il serait nécessaire d'augmenter le niveau de base (sensé représenter l'effet de l'encaissant) jusqu'à 14 mGals, ce qui aurait alors pour effet d'annuler l'anomalie associée au massif de Temoulga qui, lui, est bien réel. Nous avons aussi tenté de voir s'il était possible de diminuer la profondeur du bassin du Chéelif en son centre, en utilisant un niveau de base de l'ordre de 10 mGals (ce qui correspondrait à une remontée du toit des nappes sous le bassin). Cette hypothèse n'a pas été retenue car on générerait alors une anomalie négative de trop courte longueur d'onde par rapport à celle observée sur la carte résiduelle. Il serait de plus dans ce cas nécessaire, pour satisfaire aux données et compenser le déficit de masse, d'imaginer une épaisseur de Quaternaire de près de 800m, épaisseur non envisageable pour la région (Philip et Méghraoui, 1983). Nous considérons donc comme vraisemblable la forte épaisseur de terrains mio-pliocènes représentée sur le profil GP2. On notera que le bassin du Chéelif, tel qu'il est représenté

sur la figure 3 implique un taux de subsidence de près de 600 m/Ma, ce qui est considérable, mais pas incompatible pour un bassin en compression bordé de failles inverses (Perrodon, 1983). De même, les plus faibles épaisseurs de sédiments récents, calculées pour les structures en «pop-up» situées au Nord du profil GP1 et au centre du profil GP2 et qui correspondent à des aires soulevées sont compatibles avec le pendage des failles et une moindre sédimentation locale.

L'interprétation de la carte aéromagnétique montre deux zones d'anomalies liées : l'une au bassin, à l'Ouest, et l'autre au socle paléozoïque profond. Ceci est confirmé par l'absence de signature magnétique positive liée aux remontées jurassiques. Le décalage du bassin, à l'Ouest, observé sur la carte gravimétrique (discontinuité T2) est confirmé par les données aéromagnétiques. En plus des massifs jurassiques observés sur la carte gravimétrique, le massif de Doui qui est de même nature est aussi visible sur cette carte. Les discontinuités qui affectent le socle paléozoïque, observées sur la carte aéromagnétique, sont probablement trop profondes pour apparaître sur la carte gravimétrique. La modélisation des anomalies magnétiques à l'aplomb du bassin suggère la présence de sills qui se superposent et originaires d'un magma identique à celui des andésites. Cette interprétation est compatible avec la dynamique de ce bassin et notamment la phase de distension miocène contemporaine de l'ouverture de la Méditerranée.

Remerciements : Ce travail a bénéficié du soutien financier de l'action intégrée algéro-française n°93MEN247.

#### BIBLIOGRAPHIE

- AÏT HAMOU F., 1987. Etude pétrologique et géochimique du volcanisme d'âge miocène de la région de Hadjout (Ouest algérois). *Thèse de Magister*, USTHB, Alger (Algérie), 217p.
- ASFRANE, F., 1994. Traitement et interprétation des données aéromagnétiques acquises au-dessus de l'Algérie du Nord, impact sur la géologie de la chaîne atlasique. *Thèse Univ. Paris XI Orsay* (France), 213p.

- CISTERNAS, A., DOREL, J. ET GAULON, R., 1982.** Models of the complex source of the El-Asnam earthquake. *Am. Bull. Seism. Soci.*, 72, 6, 2245-2266.
- GODSON, R.H., 1983.** Gravpoly, a modification of a three-dimensional gravity modelling program. *U.S.G.S. Open file*, 83-346, 1-53.
- GROUPE DE RECHERCHE NÉOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR, 1977.** L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. *Bull. Soc. Géol. France*, XIX, 3, 575-614.
- IDRES, M., YDRI, A., LEFORT, J.P. ET AÏFA, T., 1996.** Proposition d'un schéma structural du bassin du Chélif (Algérie) à partir des données gravimétriques. *C. R. Aca. Sci. Paris*, IIa, 322, 85-91.
- KIRÈCHE, O., 1977.** Etude géologique structurale des massifs de la plaine du Chélif (Doui, Rouina, Témoulga). *Thèse Doct. 3ème cycle*, USTHB, Alger (Algérie).
- MÉGHRAOUI, M., 1982.** Etude néotectonique de la région nord-ouest d'El-Asnam: Relation avec le séisme du 10 octobre 1980. *Thèse Doct. 3ème cycle*, Université de Paris VII (France), 210p.
- MÉGHRAOUI, M., 1988.** Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie (paléosismicité, tectonique active et synthèse sismotectonique). *Thèse Doct. ès Sci.* Université de Paris Sud (France) 356p.
- MÉGHRAOUI, M., CISTERNAS, A. ET PHILIP, H., 1986.** Seismotectonics of the lower Chelif basin: structural background of the El-Asnam (Algeria) earthquake. *Tectonics*, 5, 6, 809-836.
- OUYED, M., MÉGHRAOUI, M., CISTERNAS, A., DESCHAMPS, A., DOREL, J., FRECHET, J., GAULON, R., HATZFELD, D. ET PHILIP, H., 1981.** Seismotectonics of the El-Asnam earthquake. *Nature*, 292, 5818, 26-31.
- PERRODON, A., 1957.** Etude géologique des bassins néogènes sub-littoraux de l'Algérie nord-occidentale. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 12, 343p.
- PERRODON, A., 1983.** Géodynamique des bassins sédimentaires et systèmes pétroliers. *Bulletin Centre Recherche Exploration Production Elf-Aquitaine Paris*, 7, 2, 645-676.
- PHILIP, H. ET MÉGHRAOUI, M., 1983.** Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El-Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics*, 2, 1, 17-49.
- YDRI, A., 1988.** Etude gravimétrique de la région d'Ech-Chlef. *Thèse Magister*, USTHB, Alger (Algérie) 89p.