

UNIVERSITE KASDI MERBAH – OUARGLA

FACULTÉ DES HYDROCARBURES, DES ÉNERGIES RENOUVELABLES ET DES
SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS



Mémoire de Master Académique

Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers

Filière : Géologie

Spécialité : Bassin Sédimentaire

THEME

**ETUDE DES PROPRIETES GEOTHERMAL DES BROVINCES TRIASIQUES
DU SAHARA ALGERIEN
CAS DE LA REGION D'ILLIZI**

Présenté par :

NAOUI Brahim

Soutenu publiquement le 24/06/2021

Devant le jury :

Président:	REMITA Abdellatif	M.A.A Univ. Ouargla
Promoteur:	MELOUAH Oualide	M.C.A Univ. Ouargla
Examineur:	ZAIMECHE Ameer Ouafi	M.C.B Univ. Ouargla

Année Universitaire : 2020/2021

إهداء

إلى روح أبي الطاهرة رحمة الله عليه

أهدي ثمرة جهدي هذا إلى أعز وأعلى إنسانة في حياتي ، التي أنارت
دربي بنصائحها ، وكانت بحرا صافيا يجري بفيض الحب ، والبسمة
إلى من زينت حياتي بضياء البدر ، وشموع الفرح ، إلى من منحتني
القوة والعزيمة ، لمواصلة الدرب ، وكانت سببا في مواصلة دراستي
إلى من علمتني الصبر والاجتهاد إلى الغالية على قلبي

أمي

إلى الذين تقاسموا معي كتبي ولعبي و حزني وفرحي إخوتي الذين
أحب ، إلى كل العائلة الكريمة ، إلى اعز صديق قريب عبد الكريم ،
وزملاء الدراسة متمنياً لهم التوفيق والنجاح ، إليكم جميعا أهدي ثمرة
جهدي المتواضع هذا ، لعلني أستطيع أن أعبر به عن بعض ما أحمله
لكم في قلبي من حب كبير ، إلى كل من أحبهم قلبي ونسيهم قلبي.

فإن هذا بفضل من الله ، ثم بمحبتكم .

نوي إبراهيم

شكر

نحمد الله عزّ وجلّ الذي وفقنا في إتمام هذا البحث العلمي، والذي ألهمنا الصحة
والعافية والعزيمة

فالحمد لله حمدا كثيرا

أتقدم بجزيل الشكر والتقدير إلى الأستاذ الدكتور المشرف " ملاوح وليد " على
كل ما قدمه لي من توجيهات و معلومات قيمة ساهمت في إثراء موضوع
دراستي في جوانبه المختلفة، كما أتقدم بجزيل الشكر إلى أعضاء لجنة المناقشة
الموقرة.

دون نسيان هيئة التدريس في قسم علوم الأرض والكون الذين أدين لهم باحترام
كبير لتواضعهم، والذين قدموا لنا الاستفادة من خبرتهم.

شكراً لكل من منّ علي بنصيحة توجيهي، شكرا لمن قال لي شكرا، لكل من أخذ
بيدي إلى الصواب، شكرا لكل من رفع لي المعنويات و أعطاني آمال في
الحياة.

نوي إبراهيم

Sommaire

Liste des figures

Liste des tableaux

Liste des abréviations

INTRODUCTION GENERALE.....1

CHAPITRE I : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

I. Introduction.....5

I.1. Présentation de la région d'étude.....5

I.2.Histoire Géodynamique des bassins triasiques.....6

I.2.1. Cadre Géologique.....6

I.2.2. Contexte géologique des bassins du Trias..... 8

I.2.2.1. Stratigraphie.....8

I.2.2.2. Évolution structurelle.....9

I.3. Géologie de la région d'Illizi.....9

I.3.1.Litho stratigraphie du bassin d'Illizi.....9

I.3.1.1. Le Cambrien.....10

I.3.1.2.OrdoVICIEN.....10

I.3.1.3. Le Silurien..... 11

I.3.1.4.Le Dévonien..... .12

I.3.1.5. Le Carbonifère.....12

I.3.2. Les principaux éléments structuraux du bassin d'Illizi.....13

I.3.3. Contexte Tectonique.....	15
I.4. Conclusions.....	16

CHAPITRE II : TRAITEMENT ET METHODOLOGIE

II. Introduction.....	18
II.1. Calcul de la profondeur du point de curie.....	18
II.1. 1. Définition de point de curie.....	18
II.1.2. Profondeur du point de Curie dans la Terre.....	18
II.1.3. Méthodologie.....	19
II.1.3.1. Analyse spectrale	19
II.1.4. Estimations de profondeur du point de curie (CPD) à partir de Z_t et Z_c	20
II.2. Méthode des centrioles	20
II.2.1. Définition.....	20
II.3. Calcul du gradient géothermique.....	21
II.3.1. Définition.....	21
II.3.2. Estimations du gradient géothermique à partir de CPD.....	22
II.4. Calcul du Flux de Chaleur.....	22
II.4.1. Définition	22
II.4.2. Estimations du flux de chaleur à partir de CPD	22
II.5. Calcul de l'apport des éléments Radiogénique	23
II.5.1. Définition	23
II.5.2. Estimation de l'apport des éléments Radiogénique	23
II.6. Estimation de la profondeur de Moho	24
II.7. Conclusions.....	24

CHAPITRE III : RESULTATS ET INTERPRETATIONS

III. Introduction.....	26
III.1. Traitement et sources des données magnétiques	26
III.2. Calcul des spectres de fréquences	33
III.3. Carte de profondeur du point de curie CPD	37
III.4. Carte du gradient géothermique	38
III.5. Carte du Flux de Chaleur	39
III.6. Carte du flux généré par les éléments radiogéniques	40
III.7. Profondeur du Moho et épaisseur de la croûte terrestre dans la région.....	42
III.8. Discussion.....	43
III.8.1. Structure thermique sous les bassins triasiques.....	43
CONCLUSIONS GENERALES	45
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	47
ANNEXE	
RESUME	

LISTE DES FIGURES :

N°	Liste des figures	Page
(01)	Situation géographique de la ville d'Illizi (ANRH Ouargla)	6
(02)	Carte des bassins sédimentaires en Algérie (Abdous et al, 2007)	7
(03)	la coupe géologique régionale de la province triasique (Abdous et al, 2007)	7
(04)	Coupe géologique de bassin d'Illizi (Sonatrach /exploration)	10
(05)	Colonne lithologique du bassin d'Illizi (Sonatrach /exploration	13
(06)	Schéma structural du bassin d'Illizi. (ANRH Illizi)	15
(07)	Esquisse structurale schématique de la synéclise. (Sonatrach /exploration)	16
(08)	Carte d'anomalie magnétique résiduelle	29
(09)	Schéma structural de la plate-forme saharienne	30
(10)	Carte montrant les 39 blocs superposés utilisés pour l'analyse spectrale de puissance	32
(11)	carte d'anomalie isostasie	33
(12)	Carte de L'anomalie de Bouguer complète	34
(13)	Spectre de puissance radiale pour : bloc 1 en (a)	37
(14)	Carte CPD de la zone d'étude	38
(15)	Carte de gradient géothermique de la zone d'étude	39
(16)	Carte du flux de chaleur de la zone d'étude	40
(17)	Carte du flux généré par les éléments radiogéniques	41
(18)	Carte de profondeur de Moho de la zone d'étude calculée à partir des données d'anomalies gravitationnelles à l'aide d'empiriques équations (1)	42

LISTE DES TABLES :

N°	LISTE DES TABLES	Page
(01)	Estimation de la CPD, des gradients géothermiques (GG) et du flux de chaleur (FT) et production de chaleur radiogénique A(t) pour les 39 blocs de la zone d'étude	35

LISTE DES ABREVIATIONS :

WAC: Craton ouest-africain.

TC: La température de Curie.

CPD: profondeur de point de curie (Curie Point Depth.)

T°C: Température en (°C).

Watt (W): L'unité de mesure légale du flux de chaleur.

A: une constante.

K: le nombre d'onde.

Φ (| **K |):** Le spectre de puissance moyenné azimutalement.

σ : la conductivité thermique.

238U: L'uranium 238.

235U: l'uranium 235.

232Th: thorium 232.

40K: potassium 40.

A0: la production de chaleur radiogénique à la surface de la Terre.

GG: Gradients géothermiques.

FT: Flux de chaleur.

A(t): Production de chaleur radiogénique.

NT: nano tesla.

BGI: Bureau Gravimétrique International.

EMAG3: Le modèle international géomagnétique.

EIGEN-6C4: Modèle européen de gravité améliorée de la Terre par de nouvelles techniques.

Introduction Générale

Introduction Générale:

Les systèmes géothermiques sont étroitement liés aux événements sismiques et à l'activité volcanique, qui reflètent des zones de processus géodynamiques complexes (Ai et al., 2021). Ainsi, la définition de ces processus et de l'origine de l'anomalie thermique est non seulement importante pour les investigations géothermiques et hydrogéologiques, mais aide également à résoudre les grands problèmes tecto-structuraux. De plus, la compréhension de l'origine des processus géothermiques est importante pour l'évaluation et le développement du potentiel énergétique (Ai et al., 2021).

L'exploration des ressources géothermiques en Algérie a été initiée en 1967 par la compagnie pétrolière nationale SONATRACH. En 1982, la compagnie nationale d'électricité SONELGAZ a entrepris le programme d'exploration dans le nord et l'est du pays, le Centre de développement des énergies renouvelables (CDER) finançant actuellement les activités de recherche. Les ressources géothermiques du Sahara algérien sont considérées comme une alternative économique aux hydrocarbures, notamment à la lumière des défis actuels.

Les températures élevées mesurées dans le réservoir géothermique de l'Albien dans la province triasique, qui se trouve dans le bassin de Peri Hoggar, sont devenues une source de préoccupation pour la recherche. Cette zone est considérée comme la partie la plus chaude de la province et existe dans les structures intracratoniques du bassin de Peri Hoggar. Le régime thermique au sein du craton résulte des activités tectoniques intenses au cours des phases orogéniques hercynienne, éburienne et panafricaine.

Des études antérieures ont subdivisé les ressources géothermiques algériennes en trois champs principaux : le champ de dolomie tlemcenienne au nord-ouest, le champ de carbonate au nord-est et le réservoir de grès de l'Albien au sein de la plate-forme saharienne (Kedaid, 2007 ; Saibi, 2009), dans le champ de dolomie tlemcenienne la source chaude de Bouhnifia atteint un maximum de température estimé de 68° C. Les carbonates du champ nord-est qui s'étend sur ~15000 km² constituent le néritiques constantinois et les nappes telliennes, se caractérisent par des sources de débits élevés (plus de 100 l/s) Les températures les plus élevées ont été enregistrées à Elbiban (80°C) et aux sources chaudes de Meskhoutine dans l'extrême nord-est (98°C).

Les recherches sur les isotopes stables dans les sources chaudes du nord-est algérien indiquent la présence de signaux magmatiques en profondeur depuis la surface (Rezig et Marty, 1995 ;

Introduction Générale

Saibi, 2009). Les rapports He-Ar dans cette région sont supérieurs aux valeurs atmosphériques enregistrées, ce qui implique que l'He est d'origine radiogénique. Les observations de la technique des géothermomètre à composition cationique (GCC) ont révélé des températures comprises entre 116 et 236 °C et des estimations de décharge de chaleur comprises entre 60 et 79 MW.

Saibi (2009) a proposé un modèle conceptuel de flux de chaleur basé sur le concept de géopression pour les sources chaudes du nord-est algérien et a interprété la température élevée observée comme l'effet du transport de flux de chaleur à travers des failles géologiques profondes.

Dans les réservoirs géothermiques du sud de l'Algérie, les valeurs de flux de chaleur varient de 49 à 120 mW/m² (Takherist et Lesquer, 1989). Ces résultats sont à la hauteur de la moyenne mondiale standard (64 mW/m²) et sont en accord avec les résultats des études géothermiques au Maroc (Rimi et Lucazeau, 1987) et en Tunisie (Ben Dhia, 1987 ; Lucazeau et Ben Dhia, 1989). Les valeurs les plus élevées ont été enregistrées entre 30° et 35° N (Rimi et Lucazeau, 1987 ; Ben Dhia, 1987 ; Lucazeau et Ben Dhia, 1989). Takhersit et Lesquer (1989) ont interprété ces variations comme étant dues à la structure du socle Pan-africain et sa relation avec les événements géodynamiques existants.

Abdelali et al. (2019) ont comparé les résultats du géothermomètre pour évaluer les températures de l'Albien. Ils ont estimé la température du réservoir entre 70 et 93 °C, avec des débits supérieurs à 100 l/s dans les localités de Djamaa, El Meghair et El Oued.

L'analyse spectrale des données aéromagnétiques est essentielle pour contraindre les températures dans la croûte inférieure et, par conséquent, évalue le comportement rhéologique de la lithosphère et de l'architecture de la croûte profonde, au-dessus de la température de Curie, la magnétite perd son ferromagnétisme, et l'isotherme à 580 °C est utilisé pour représenter la température des roches de la croûte inférieure (Ross et al., 2006 ; Salem et al., 2014).

Les structures profondes à haute température (> 580 °C) sont généralement non magnétiques, et la profondeur de Curie peut être déduite à l'aide des techniques spectrales (Maus et Dimri, 1994 ; Tanaka, 1999 ; Bouligand et al., 2009 ; Salem, 2014)

La profondeur du point de Curie est contrôlée par les déformations de la discontinuité de Moho à travers le flux de chaleur émis et la décroissance de la production de chaleur

Introduction Générale

radioactive dans le manteau. La cartographie de la variation régionale de la profondeur du point de Curie (CPD) et de la discontinuité de Moho fournit des informations cruciales pour l'évaluation du gradient géothermique au sein de la croûte

Dans ce travail, nous tentons de construire un modèle conceptuel du système géothermique dans les provinces triasiques du sud Algérien, en utilisant une combinaison de données aéromagnétiques, de gravité totale et de gravité isostatique. Après construction, ce modèle peut permettre de visualiser la variabilité des propriétés thermiques et structurales de la croûte, et le mécanisme de transfert de chaleur en fonction des comportements géodynamiques du Moho et des blocs magmatiques du socle.

Chapitre I

Présentation de la région d'étude

I. Introduction :

L'histoire géologique de l'Algérie s'inscrit dans une longue évolution géodynamique. Dans son état actuel, l'Afrique du nord correspond à une zone ayant subi plusieurs phases de déformation et de sédimentation depuis le Précambrien. La géologie de la partie septentrionale de l'Algérie est marquée par l'empreinte de l'orogénèse alpine (Domaines tellien et atlasique).

Le linéament majeur du pays correspond à la flexure sud-atlasique qui sépare l'Algérie alpine au nord de la plate-forme saharienne au sud, constituée pour l'essentiel de terrains du Précambrien et du Paléozoïque. Cette plate-forme a peu évolué depuis la fin du Paléozoïque et correspond à un domaine cratonique relativement stable.

I.1. Présentation de la région d'étude:

La wilaya d'Illizi, se situe dans le massif de Tassili, dans l'extrême sud-est du Sahara algérien à 1758.54 km d'Alger, elle est divisée en Trois daïras : Illizi, Djanet, In Amenas.

Compte actuellement plus d 17252 habitants. Elle est limitée :

- La Tunisie au nord-est, sur près de 25 Km ;
- La Libye à l'est, sur près de 1000 Km ;
- Le Niger au sud, sur près de 102 Km. A l'intérieur du pays, la wilaya est limitée par 02 wilayates :
- La wilaya de Tamanrasset à l'ouest;
- La wilaya d'Ouargla au nord. Elle est découpée en six communes, à savoir:
- Bordj Omar Idriss;
- Deb Deb;
- In Aménas;
- Djanet ;
- Bordj El Houes.

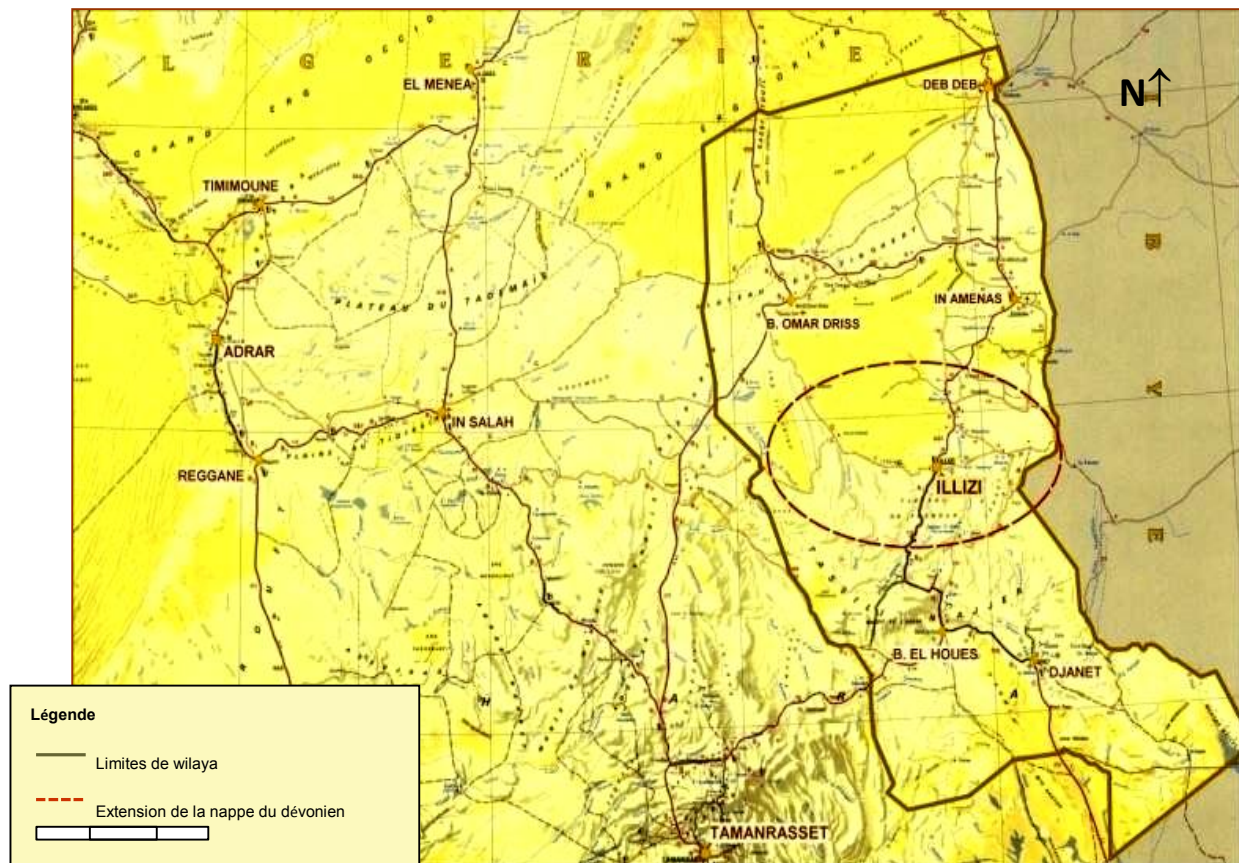


Figure (01): Situation géographique de la ville d' Illizi (ANRH Ouargla)

I.2.Histoire Géodynamique des bassins triasiques :

I.2.1. Cadre Géologique :

La province triasique se situe au nord-est de la plate forme saharienne, c'est un anticlinorium de direction E-O. (Soussi, 2003; Askri et al, 1995). La province triasique se met en place sur plusieurs éléments structuraux d'origine hercynienne ou plus ancienne, allant de la dorsale de Foug Belrem-mzab, à l'ouest jusqu'à la dépression de Ghadamès, qu'elle recouvre totalement d'ailleurs à l'est (Figure 03 et 04). Une bonne partie de ces différents éléments structuraux sont largement couverts par des sédiments du Crétacé supérieur et Tertiaire qui débordent même le bouclier Touareg. (Boudjamaa, 1987). La série sédimentaire la province triasique dépasse 4500 m d'épaisseur dans la partie septentrionale; elle est caractérisée par une importante formation évaporitique qui s'étale du Trias au Dogger. Les isobathes de la discordance hercynienne indiquent un approfondissement régulier du sud-ouest vers le nord-est et la présence d'un sillon central orienté NE-SW. Le trait structural majeur est constitué par un réseau de failles large d'une centaine de kilomètres, de direction N-S dans la partie méridionale et NE-SW dans les parties centrale et septentrionale. Ces

failles jouent un rôle important sur la sédimentation, la structuration et la localisation des gisements d'hydrocarbure. (Boudjamaa, 1987).

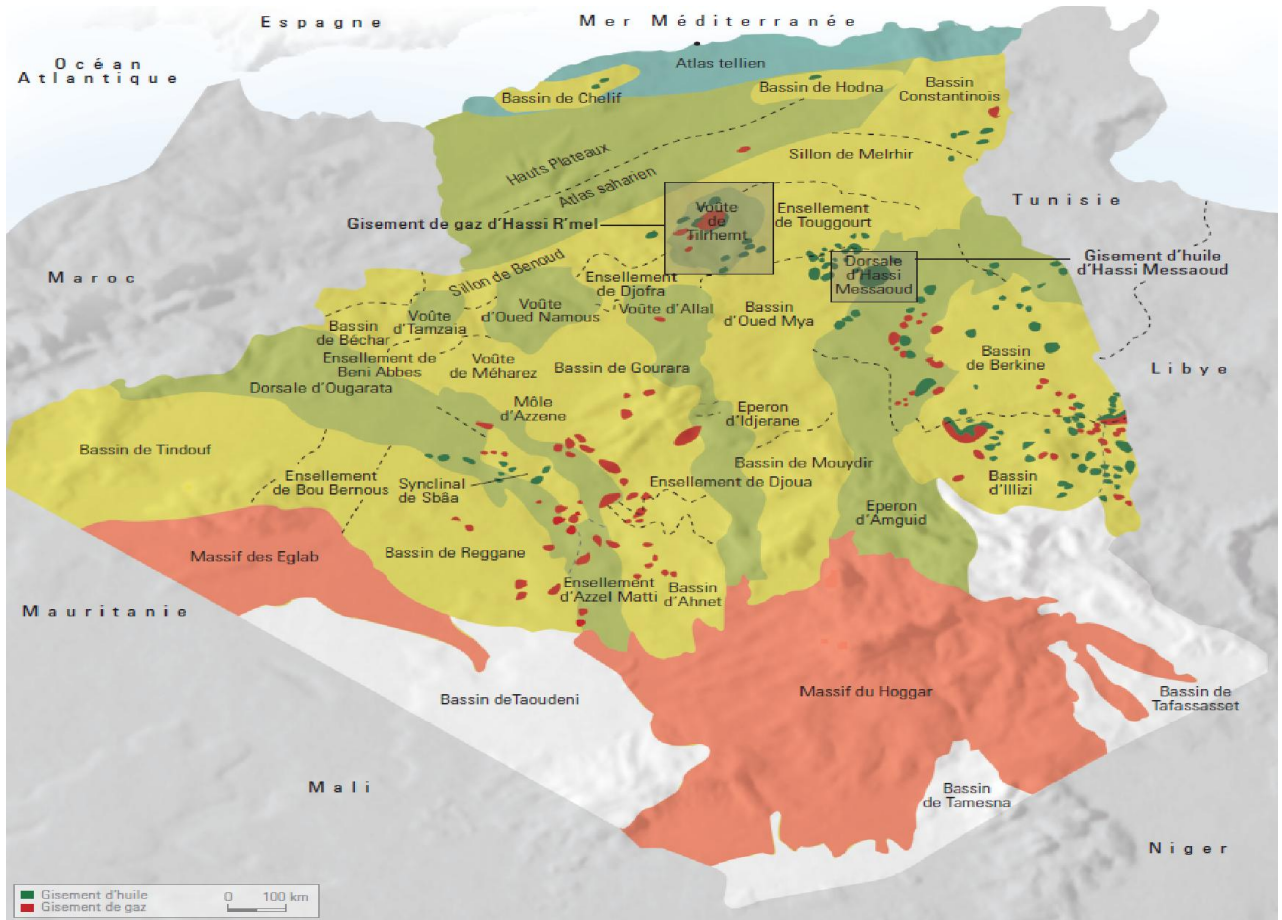


Figure (02): Carte des bassins sédimentaires en Algérie (Abdous et al, 2007).

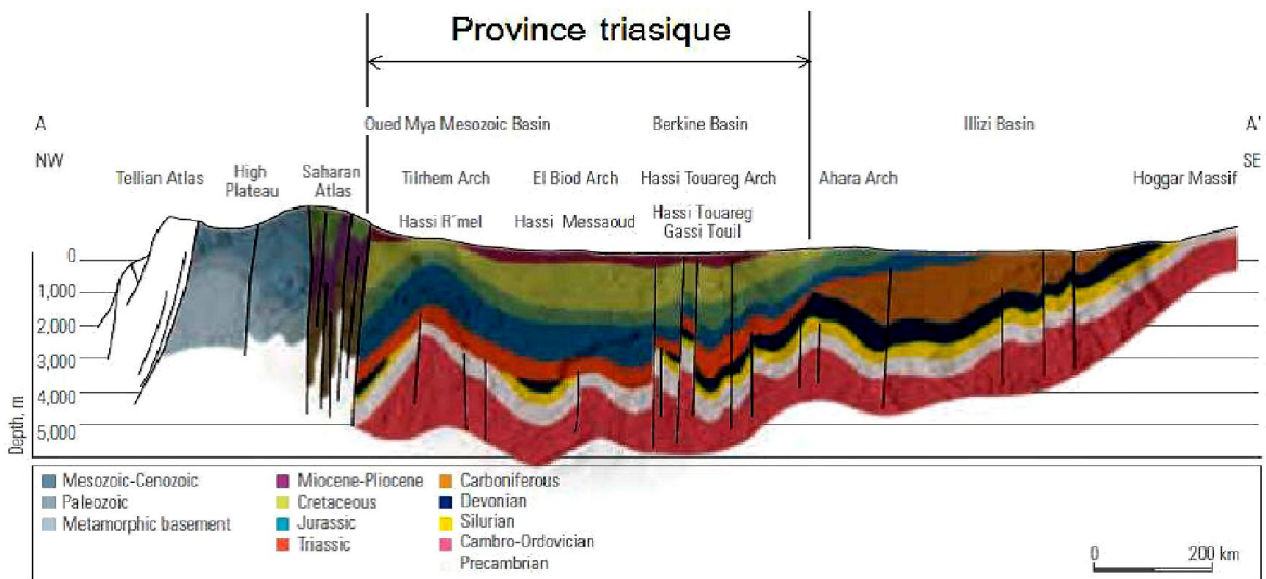


Figure (03): la coupe géologique régionale de la province triasique (Abdous et al, 2007).

I.2.2. Contexte géodynamique des bassins du Trias :**I.2.2.1. Stratigraphie :**

L'Afrique de l'Ouest est essentiellement composée de deux unités tectoniques majeures le craton ouest-africain (WAC), stable depuis 2000 mya, et les ceintures mobiles protérozoïques. Le socle du WAC est dominé par l'apparition d'un nucléide archéen entouré de formations birimiennes volcanoclastiques métamorphosées. Des changements dans le modèle de gravité suggèrent la subdivision du WAC en blocs déformés et rigides d'âge archéen entourés de ceintures protérozoïques fortement déformées (Lesquer et al., 1984). Des ceintures mobiles panafricaines entourent l'extrémité orientale du WAC (Bouclier touareg, Bouclier Bénin-Nigéria et Rockellides), et elles sont recouvertes par des bassins sédimentaires paléo-mésozoïques (plateforme saharienne, Niger, Tindouf). Ces ceintures résultaient d'événements tectoniques collisionnels autour de 600 Ma; la corrélation des structures N-S Hoggar avec les données potentielles de terrain décrit leurs extensions sous la plate-forme saharienne et les bassins du Niger (Caby et al, 1981).

La géologie de l'Algérie est subdivisée en deux grands domaines structuraux: le domaine alpin plissé (au nord) et la plate-forme saharienne (au sud). Séparée par la flexure South Atlasic (Perron, 2019), la plateforme saharienne est tectoniquement stable; il contient des bassins sédimentaires constituant des réservoirs d'hydrocarbures et des réservoirs géothermiques albanais (Kedaid, 2007; Saibi, 2009).

Le bassin du Trias, situé dans le Grand Erg oriental du Sahara, est l'un des bassins les plus productifs du Sahara algérien oriental. Dans ce bassin intracratonique, le registre des provinces du Trias est recouvert de minces séquences Miocène – Pliocène (jusqu'à 400 m d'épaisseur) et de sédiments mésozoïques épais (souvent plus de 4000 m d'épaisseur).

Le sceau régional des réservoirs du Trias se compose d'évaporats du Trias-Liassique. Les sceaux des réservoirs paléozoïques sont constitués de séries d'argile intercalées. Les pièges à l'échelle du bassin sont de différents types: structurels, mixtes ou purement stratigraphiques. Les réservoirs sont alimentés verticalement par des failles et / ou latéralement le long de drains définissant les niveaux des réservoirs.

Le registre du Trias, qui correspond à un assemblage détritique archéen, est couvert de dépôts évaporitiques et présente une discordance angulaire sur des formations d'âges divers (du Cambrien au Dévonien précoce) (Fabre, 1976; Takherist, 1991). Le fond du bassin est

délimité par la discordance hercynienne, et le sommet est défini régionalement par les dolomites hettangiennes (Jurassique le plus ancien).

I.2.2.2. Évolution structurelle :

L'évolution structurelle du bassin du Trias a été façonnée par les événements tectoniques régionaux affectant la plate-forme saharienne et peut se résumer à :

- L'événement panafricain: cette phase est le résultat de mouvements de collision entre le craton ouest-africain et le bloc est-africain, la tendance structurelle est caractérisée par des failles verticales sous-méridiennes (Fabre, 1976; Bertrand, 1978).
- La phase tectonique hercynienne: cet événement est l'événement structurel majeur affectant la plate-forme saharienne, caractérisé par une inversion tectonique régionale, suivie d'un processus d'érosion intense qui affecte les roches cambriennes.
- Le Rifting Trias-Lias: cette période est caractérisée par une géométrie de bloc incliné, une variation de minceur des sédiments vers la direction NW-SE et des structures syn-sédimentaires.
- La phase de compression autrichienne: datée de l'événement de déformation baromio-aptienne dans le Sahara algérien, au cours de cette phase les structures les plus anciennes ont été réactivées provoquant des déformations locales (soulèvement, érosion).

I.3. Géologie de la région d'Illizi:

I.3.1.Litho stratigraphie du bassin d'Illizi :

La couverture sédimentaire du bassin d'Illizi repose en discordance majeure sur la surface Infra-Tassilienne qui nivelle un socle plissé constitué de roches sédimentaires métamorphiques, cristallophylliennes et volcanique (figure 05). La coupe lithologique type du bassin d'Illizi est constituée d'une série sédimentaire globalement détritique allant du Cambrien au Paléogène dans laquelle les terrains Paléozoïques occupent les deux tiers de l'épaisseur totale de la série. La litho stratigraphie des séries Paléozoïques Tassilienne a été établie grâce aux études réalisées sur les affleurements par Beuf et Al, (1963, 1971), Dubois (1967) et Biju-Duval et Al (1968).

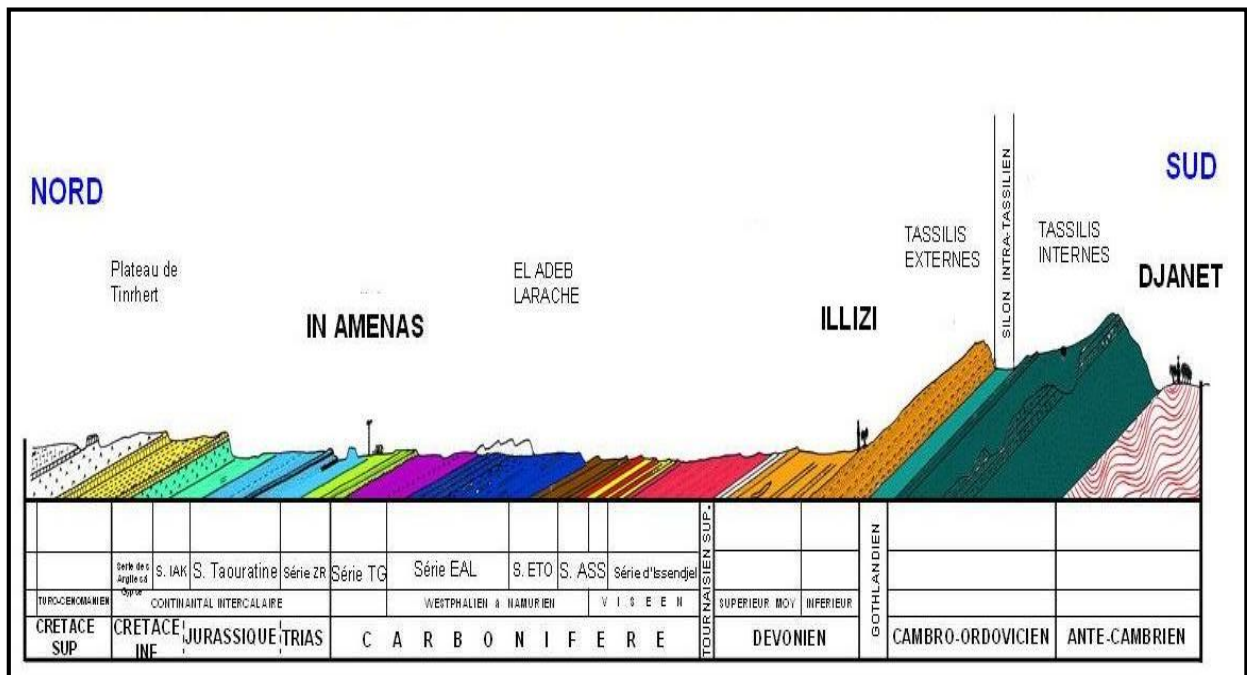


Figure (04): Coupe géologique de bassin d'Illizi (Sonatrach /exploration)

La série stratigraphique type du bassin d'Illizi, épaisse de plus de 3 000 m est la suivante:

I.3.1.1. Le Cambrien: Il est constitué par une succession de formations détritiques, essentiellement gréseuses.

A-L'unité I : Conglomérats d'EI Moungar, épaisseur de 300 m, est principalement formée de lentilles de grès conglomératiques, c'est une série très localisée et représente les derniers termes de démantèlement de la chaîne panafricaine.

B-L'unité II : Sa puissance est de l'ordre de 200 à 300m. Les dépôts de base sont essentiellement des grès moyens à grossiers à stratifications obliques avec quelques graviers et galets de quartz. La partie supérieure de cette unité est représenté par des grès fins à ciment siliceux et épaisse de plusieurs mètres avec des intercalations deminces bancs argilo-Silteux ; Ces bancs montrent des traces de bioturbation (Tigillites).L'âge présumé de cette unité est Cambrien.

I.3.1.2.Ordovicien: A l'échelle du bassin d'Illizi, l'Ordovicien est subdivisé en quatre unités.

A-L'unité III-l: Son épaisseur est variable, d'âge Trémadoc, elle est représentée par une alternance de grès fins à stratification oblique et de galets d'argile avec des intercalations de niveaux Silteux. Elle contient destraces de bioturbations essentiellement des Tigillites

B-L'unité III-2 : Formée essentiellement de grès fins à grossiers à ciment siliceux. Le développement du ciment peut donner naissance à de véritables quartzites, avec la présence fréquente de joints stylolitiques et de Tigillites. Ce dépôt s'est effectué dans un milieu marin de faible profondeur.

C-L'unité III-3 : Elle est d'âge Caradoc, son épaisseur peut atteindre 40 à 200 mètres en moyenne constituée de grès micacés fins à ciment argileux ou siliceux à Scolithos alternant avec de rares passées d'argilite; Cette série passe vers le sommet à des grès grossiers à fins à Scolithos et à stratifications obliques qui s'enrichit en argile vers le sommet.

D-L'unité IV : Son épaisseur est de 100 à 300 mètres en moyenne. Elle est composée de grès et d'argile d'origine glaciaire. Cette formation repose en discordance sur l'unité III-3 ; elle comprend:

- **L'unité IV-2** : Qui est une série de comblement des paléotopographies, façonnés par l'avancement des glaciers sont constituée de dépôts variés.

- **L'unité IV-3** : Appelée dalle terminale est essentiellement gréseuse.

I.3.1.3. Le Silurien : Le Silurien est composé de bas en haut par les formations suivantes:

A-Formation de l'Oued Imirhou : Formée d'argiles à graptolites, d'une épaisseur moyenne de l'ordre de 300 m avec de rares intercalations silteuses ; caractérisée par une série condensée, appelée argiles radioactives, très fossilifère et très riche en matière organique, d'une épaisseur de plus de 30 m.

B-Zone de passage (unité M) : Formant le réservoir basal du F6, épais d'environ 100 m. Cette unité est constituée d'alternance des grès, d'argile et de sut; les grès sont fins à moyens, à stratifications obliques.

C-Barre inférieure (unité A) du réservoir F6 :

Il s'agit de grès fins à moyens, à stratifications obliques, d'une épaisseur moyenne de 30 m.

D-Talus à Tigillites (unité B) du réservoir F6 : Son épaisseur varie de 40 à 50 m. Cette unité est formée d'alternances d'argiles silteuses et de grès fins argileux, associés à des terriers. Les argiles à graptolites s'étendent globalement à l'échelle de toute la plateforme saharienne et fournissent l'une des plus importantes roches mères.

I.3.1.4. Le Dévonien : A l'échelle de la région d'étude, il est représenté en général par le Dévonien inférieur, d'une puissance de l'ordre de plus de 200 m et sa stratigraphie est comme suivant :

A-La barre moyenne (unité C1) au réservoir F6 d'âge Gédidinien : Présente une épaisseur d'environ 50 m. Elle est constituée de grés fins à grossiers à stratifications obliques à entrecroisées.

B-Les trottoirs (unité C2) du réservoir F6 d'âge Gédidinien : Son épaisseur varie entre 20 et 30 m. Elle est représentée par des alternances des grés et d'argile silteuses, soulignant un environnement Fulvio estuarien.

C-La barre supérieure (unité C3) ; d'âge Siégénien : Elle est essentiellement gréseuse, son épaisseur varie de 80 à 100 m. Elle est assez caractéristique sur le gamma ray, sa configuration est cylindrique. Le dévonien moyen et supérieur qui correspond aux séries de Tin -Meras et de Gara Mas Melouki ne sont représentés d'une manière générale que par le réservoir F2, appelé formation d'Irheme d'âge Strunien. Ce sont de grés fins à moyens passant latéralement à des siits et des argiles de l'ordre 40 à 70 m.

I.3.1.5. Le Carbonifère: Dans le bassin d'Illizi le CarbonilTere est représenté par une épaisse formation argilo gréseuse (de 100m environ) qui renferme des roches carbonatées et se termine par des sédiments continentaux. Cette série englobe:

- Le Tournaisien argilo-gréseux.
- Le Viséen argilo-gréseux, caractérisé par l'existence de deux chenaux régionaux Le Westphalien, représenté à la base par un chenal et une série argilo-calcaire, avec une zone à gypse, des dolomies et des bancs oolitiques.
- La série de Tiguentourine, constituée par des argiles rouges à gypse.

COUPE STRATIGRAPHIQUE TYPE				
AGE	ETAGES	Profondeur	LITHOLOGIE	DESCRIPTION LITHOLOGIQUE
C R E T A C E	Turonien			Calcaire Marne
	Cénomannien			Argile Avec passée de calcaire et de gypse
	Albien			Grés, sable, argile
	Aptien			Sable avec passée d'argile et de calcaire
	Neocomien + Malm	500		Intercalation de sable et d'argile Traces de lignite
	J U R A S S I Q U E	Dogger	1000	
Lias				Alternance de sable et de grés Présence de dolomie
CARB		Viseen+Tourn		Argile, grés
D E V O N I E N	Réservoir F2			Argile, grés
	Serie Argileuse			Argile avec présence de silt
	Unité C3-I	1500		Grés, argile
	Unité C2-II			Grés, argile, silt
	Unité C1-III			Grés, argile
	Unité B2-IV-V			Grés, argile
	Unité B2-VI			Grés, argile
	Unité B1-VII			Grés, argile
	Unité A-VIII			Grés, silt
	Unité M2-IX			Argile, grés
Unité M1-X			Grés, argile	
G O T H L A N D I E N	Gothlandien argileux	2000		Argile avec passées de grés au sommet
	O B R	Unité IV-3		
Unité IV-2				Argilo-gréseux

Figure (05): colonne lithologique du bassin d'Illizi (Sonatrach /exploration).

I.3.2. Les principaux éléments structuraux du bassin d'Illizi :

Le bassin d'Illizi est constitué d'éléments géotectoniques à grand rayon de courbure (bombement de Tin Fouyé, haut fond de Tihamboka, Monoclinal d'Illizi), il est divisé en une succession de dépressions ou de sillons par une série d'axes majeurs qui sont d'Ouest en Est :

- L'axe d'Amguid El Biod qui forme la bordure occidentale du bassin et qui le sépare du bassin de Mouydir à l'Est ;
- L'axe de Tan Elak ;
- L'axe d'Essaoui Méllene ;

- L'axe passant par Maouar Tin Tayart ;
- L'axe de Fagnoun ;
- L'axe de la Tihamboka.

Les directions de tous ces axes sont proches de la direction N-S. Ils sont accompagnés de failles importantes dues au rejet de failles profondes du socle. Celles-ci sont le prolongement des accidents panafricains qui affectent le socle du Hoggar sur des centaines de kilomètres et qui le divisent en plusieurs compartiments. Ces failles majeures accompagnées de faisceaux de failles secondaires, ont joué au cours des temps géologiques lors des phases tectoniques successives en affectant la couverture sédimentaire du bassin.

En fonction des directions des failles et de celles des contraintes tectoniques, il y a eu des phases de compression, de distension et de décrochement. La plupart des structures anticlinales de la région sont en relation avec des failles. Un examen rapide du schéma structural du bassin montre l'individualisation structurale de trois régions en raison des orientations majeures des accidents, de leur densité et de leur continuité :

- A l'ouest, la région d'Amguid El Biod comprise entre les dépressions Oued Miya - Mouydir (sa bordure Ouest) et le trend englobant le périclinal de Tin Tayart, les anticlinaux de Elssaouane (Est et Ouest) et celui de Maouar.

- Au centre, le bassin d'Illizi proprement dit (nettement moins structuré) où se trouve l'ancien môle d'Ahara orienté approximativement E.W, celui-ci est compris entre le trend précédent et la grande zone d'accidents correspondant au trend de Fagnoun.

- A l'Est, le môle de Tihamboka s'étendant entre le trend du Fagnoun et la frontière Algéro-Libyenne (cette région montre un style structural différent de la précédente) est caractérisé par trois directions de failles :

- Méridienne à subméridienne pour les accidents majeurs.

- NW-SE à WNW-ESE.

- NE-SW pour les accidents secondaires.

C'est dans le contexte particulier de cette région que se place notre zone d'étude puisqu'elle se situe dans le permis In Amenas qui correspond en gros au môle de Tihamboka ; Les épaisseurs de toutes les séries paléozoïques diminuent sur sa partie centrale la plus

haute. Du Sud au Nord on a les structures locales de : Dômes à Collenias, Tan Amellel, Edjeleh, Tihalatine et Zarzaitine (figure 07).

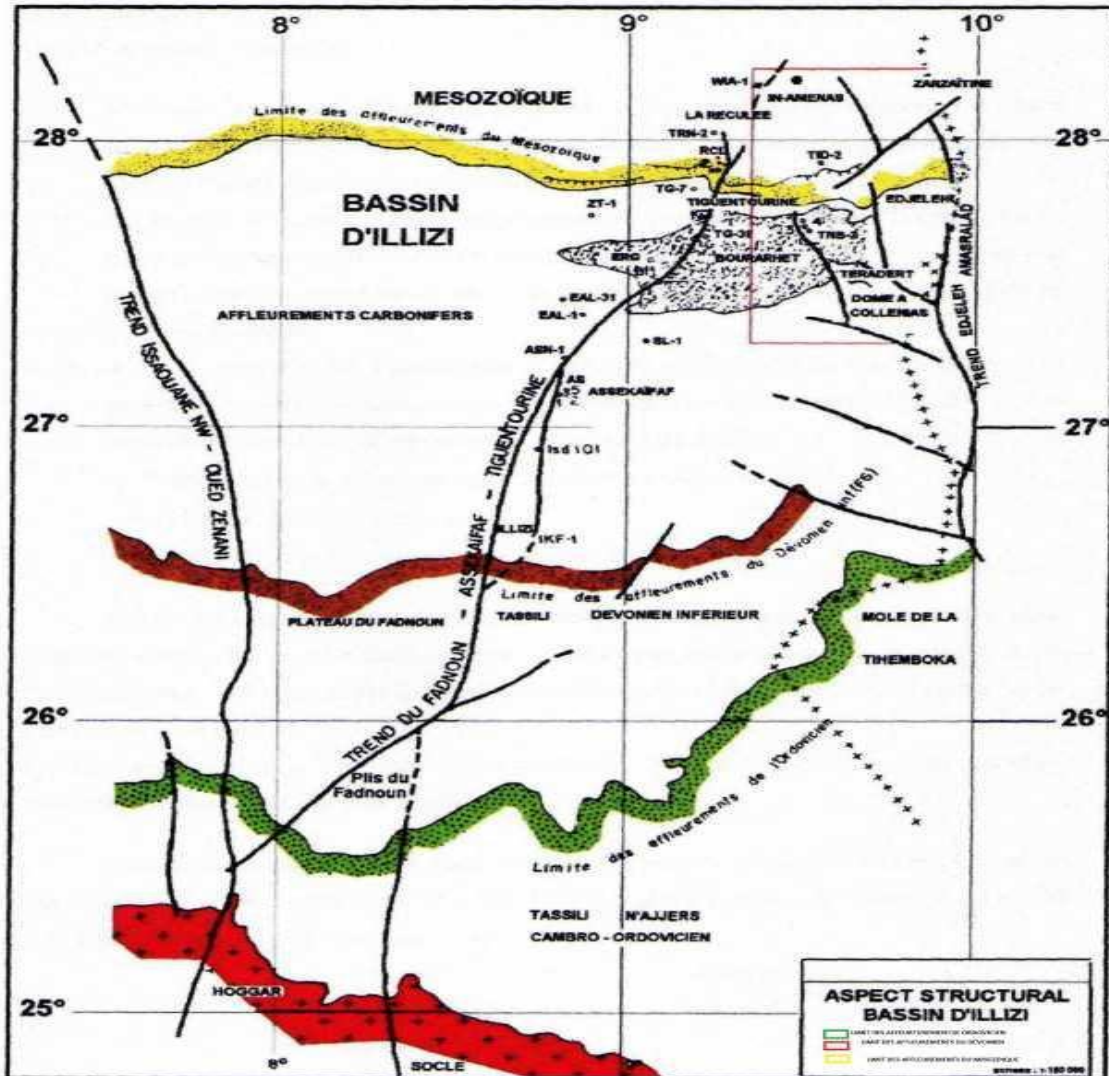


Figure (06) : Schéma structural du bassin d'illizi. (ANRH Illizi)

I.3.3. Contexte Tectonique :

Le bassin d'illizi ne représente qu'une entité de la plateforme saharienne. Il se range dans la catégorie des bassins intracratoniques stables de type synéclyse qui se sont formés dans la partie Nord du Gondwana, et comprenant d'Est en Ouest : les bassins de Kufra et de Murzuk (Libye), du Mouydir, de l'Ahnet, de Sbaa, de Reggane et de Tindouf (Algérie). L'image structurale actuelle est liée aux différentes phases tectoniques ayant affecté la région depuis le Cambrien jusqu'au Quaternaire. L'individualisation du bassin s'est faite à la fin du Silurien et au cours du Dévonien inférieur.

Le bassin d'Illizi est traversé par des accidents subméridiens pour la plupart panafricains (600 Ma). Au Nord, cette région est recouverte par le plateau Crétacé supérieur de Tinhert. A son extrême sud, les formations paléozoïques offrent des affleurements d'une qualité exceptionnelle sur la bordure septentrionale du Hoggar. (Figure 08).

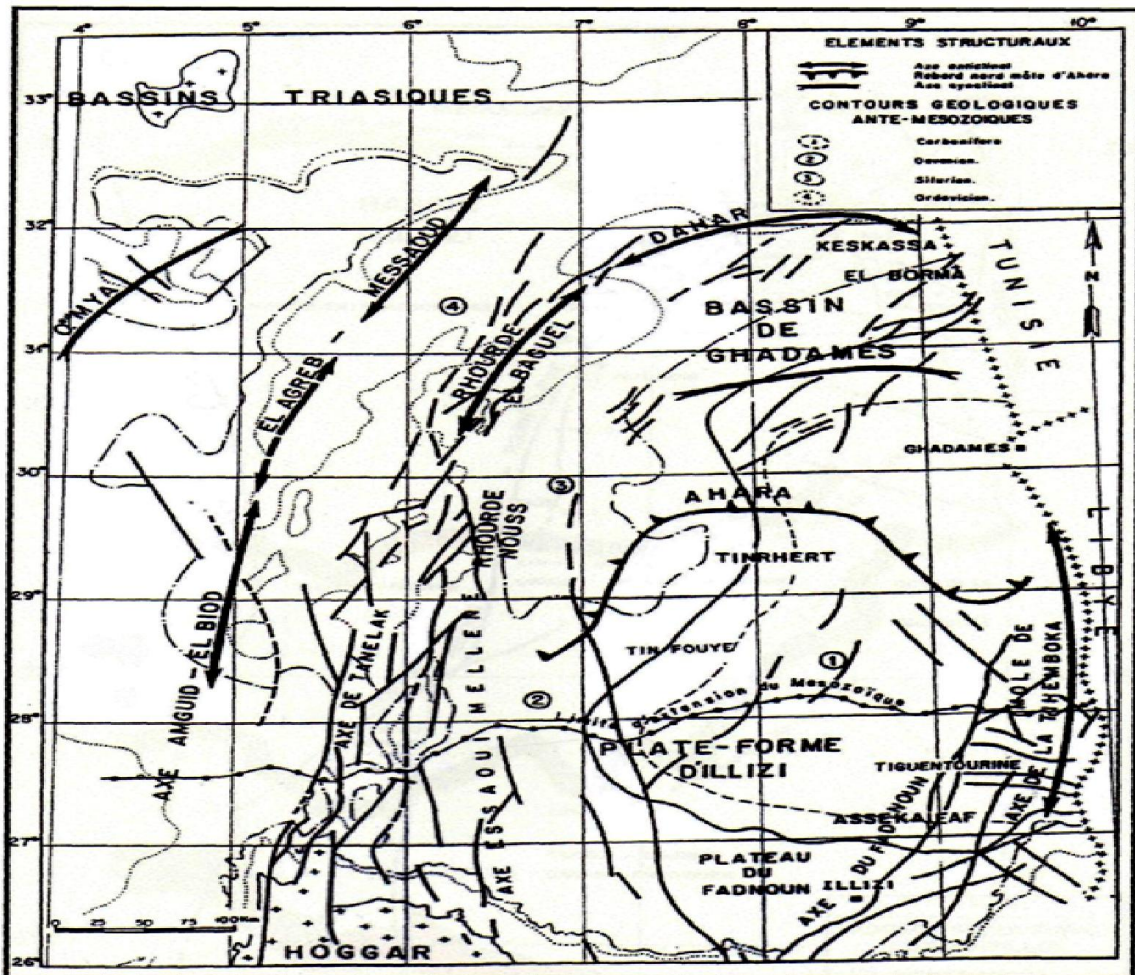


Figure (07): Esquisse structurale schématique de la synclise. (Sonatrach /exploration)

I.4. Conclusion :

Dans un sens large, la ville d'Illizi est construite sur un relief de plateau composé des sols du dévonien Inférieur argilo-gréseux (diag) et d'age (Emsien) et du Quaternaire. Au nord à 12 Km environ affleurent les couches du Dévonien moyen à supérieur indifférencié (d2-3), ces dernières sont surmontées beaucoup plus au nord par des couches du Dévonien supérieur à carbonifère formées essentiellement par le grès du Khenig (dh), Fammenien supérieur à Tournaisien, avec des côtes moyennes de 550 à 650 mètres et pouvant avoir des points culminants dépassant les 700 mètres. Cette différence de dénivellation donne naissance à un paysage de canyons favorisant le ruissellement des eaux et l'accélération des écoulements.

Chapitre II

Traitement et méthodologie

II. Introduction :

Les méthodes géophysiques et géochimiques peuvent être pour estimer la structure thermique.

Pour la méthode géophysique, on peut utiliser, magnétiques, La magnétique peut déterminer la profondeur jusqu'au point de Curie ces profondeurs peuvent être utilisées pour estimer le flux de chaleur régional.

Les anomalies magnétiques peuvent être utilisées pour étudier la structure de susceptibilité magnétique au-dessus de la CPD et la profondeur des sources de susceptibilité magnétique.

Une fois la CPD estimée, le gradient géothermique peut déterminer et utilisé pour estimer la chaleur flux en les thermiques acceptées des lithologies dans un Région.

L'utilisation de données aéromagnétiques pour estimer la CPD n'est pas nouvelle et a été utilisé dans divers environnements tectoniques, soit en utilisant des méthodes spectrales, soit en modélisant les anomalies magnétiques.

II.1. Calcul De La Profondeur Du Point De Curie :**II.1.1. Définition de point de Curie :**

La température de Curie (ou point de Curie) d'un matériau ferromagnétique ou ferrimagnétique est la température TC à laquelle le matériau perd son aimantation permanente. Le matériau devient alors paramagnétique.

Ce phénomène a été découvert par le physicien français Pierre Curie en 1895. L'aimantation permanente est causée par l'alignement des moments magnétiques. La susceptibilité magnétique au-dessus de la température de Curie peut alors être calculée à partir de la loi de Curie-Weiss, qui dérive de la loi de Curie.

Par analogie, on parle également de température de Curie pour un matériau ferroélectrique. Elle désigne alors la température à laquelle le matériau perd sa polarisation permanente. Cette température est habituellement marquée par un maximum de la constante diélectrique.

II.1.2. Profondeur du point de Curie dans la Terre :

La Terre est composée de certains matériaux qui ont des propriétés ferromagnétiques à sa surface. Il y a donc une profondeur à partir de laquelle le matériau perd ses propriétés ferromagnétiques et devient paramagnétique.

Parmi les matériaux qui composent les matériaux ferromagnétiques terrestres figurent le fer-nickel du noyau et divers oxydes de roche de la croûte et, quantitativement, le Fe₃O₄ magnétique. La température moyenne du noyau externe est d'environ 4000°C composants ferreux à 85% étant en phase paramagnétique.

C'est la même chose que pour le nickel, qui représente 5% du noyau terrestre. Le noyau interne est à une température encore plus élevée (6000 °C). La magnétite restante, présente dans le manteau, subit un changement de phase à des profondeurs spécifiques.

À l'intérieur de la Terre le point de Curie est atteint à relativement faible profondeur, dans la croûte ou dans les zones les plus superficielles du manteau supérieur. Dans la péninsule Ibérique et ses marges, par exemple, la profondeur du point de Curie (CPD, pour Curie-point depth) varie entre 17 et 29 km (Andrés et al, 2018). Cette profondeur, assimilable à l'isotherme 580 °C, peut être calculée à partir de mesures géomagnétiques (c'est le plancher des anomalies magnétiques, que l'on peut reconstituer en 3D à partir des mesures du champ géomagnétique).

II.1.3. Méthodologie :

Pour comprendre le mécanisme de transfert du flux de chaleur de la croûte inférieure vers la surface, un modèle conceptuel est construit en identifiant les tendances thermiques / structurales de la croûte; les données de terrain potentielles sont traitées pour atteindre cet objectif. La section ci-dessous résume la méthodologie utilisée dans ce robuste.

II.1.3.1. Analyse spectrale :

Analyse spectrale La modélisation numérique des données magnétiques a été utilisée pour déterminer l'interface magnétique, compris la profondeur du point Curie (CPD) (Shuey et al, 1977).

Les méthodes spectrales impliquent un certain nombre des méthodes spectrales (Bhattacharyya & Leu, 1975; Helaly, 2019; Tanaka et al, 1999a). Les méthodes (power Spectrum) sont les méthodes les plus utilisées pour analyser les profondeurs de point de Curie (Shuey et al, 1977). La technique du (power Spectrum) a été utilisée pour estimer la maximum profondeur des sources magnétiques.

La profondeur (Z_b) de la source de susceptibilité magnétique peut être estimée à l'aide de (Okubo et al, 1985) :

$$Z_b = 2Z_c - Z_t \quad (1)$$

Lorsque Z_t et Z_c sont, respectivement, la profondeur vers le haut et la profondeur jusqu'au centroïde de la source magnétisée. Cette profondeur peut être liée au fond des minéraux sensibles magnétiquement ou à la (CPD).

II.1.4. Estimations de profondeur du point de curie (CPD) à partir de Z_t et Z_c :

La profondeur jusqu'au fond de la source magnétique (c'est-à-dire, supposée correspondre à la profondeur du point de Curie) est calculée dans cette étude en quatre étapes en utilisant la méthode de (Tanaka et al ; 1999a):

- 1). calculer le spectre de puissance radialement moyenné de les données magnétiques dans chaque fenêtre;
- 2). estimer la profondeur jusqu'au sommet de la source magnétique (Z_t) en utilisant la partie à nombre d'onde élevé des spectres de puissance d'anomalie magnétique;
- 3). estimer la profondeur par rapport au centre de gravité de la source magnétique (Z_c) en utilisant une partie du nombre d'onde inférieur des spectres de puissance d'anomalie magnétique; et
- 4). calculer la profondeur jusqu'au fond de la source magnétique (Z_b) en utilisant l'équation suivante:

$$Z_b = 2Z_c - Z_t$$

La valeur de Z_b est supposée être la CPD.

II.2. Méthode des centrioles :

II.2.1. Définition :

La méthode du centroïde a été proposée par Bhattacharyya et Leu (1975, 1977) et utilisée par Okubo et al. (1985) et Tanaka et al. (1999); des versions améliorées de la méthode ont été utilisées, telles que la méthode exponentielle (Aydin et Oksum, 2010) et l'analyse spectrale fractale (Salem et al, 2014). La méthode du centroïde est largement utilisée pour déduire la profondeur du fond magnétique (CPD) dans la croûte du manteau supérieur (Obande et al, 2014; Saibi et al, 2015; Nwankwo et Shehu, 2015). Dans cette méthode, que

nous appliquons dans la présente étude, les anomalies magnétiques sont arrangées comme la somme de corps prismatiques verticaux rectangulaires. Blakely (1995).

Lorsque l'aimantation de la couche est une fonction aléatoire de x et y, les spectres de densité de puissance (ϕ_M) (k_x, k_y) deviennent une fonction constante. Par conséquent, le spectre de puissance moyenné azimuthalement ($\phi(|K|)$) serait donné comme :

$$\phi(|K|) = Ae^{-2|K|Z_t} (1 - e^{-2|K|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (2)$$

A est une constante et K est le nombre d'onde.

La pente de la partie à nombre d'ondes élevé des spectres de puissance est une représentation de la source magnétique supérieure (Z_t) (Spector et Grant, 1970).

$$\ln(\phi(|K|)^{1/2}) = B_1 - |K|Z_t \quad (3)$$

Pour calculer la profondeur du centre de gravité de la source magnétique (Z_c), la partie à faible nombre d'ondes des spectres de puissance est considérée comme :

$$\ln(\phi(|K|)^{1/2} / |K|) = B_2 - |K|Z_c \quad (4)$$

B2 est une constante.

II.3. Calcul du gradient géothermique :

II.3.1. Définition :

La température des roches augmente avec la profondeur, c'est ce qu'on appelle le gradient géothermique. Il varie selon les couches traversées. Les valeurs moyennes sont respectivement pour la croûte continentale de 3°C/100 m et pour le manteau de 1°C/100 m (Muffler L.J.P. , Costain J. K. , foley d., Sammel E.A., Youngquist W. 1979)

Le gradient géothermique observé dans la croûte continentale varie largement d'un endroit à un autre, bien que la valeur normale soit de l'ordre de 3°C/100 m, néanmoins certaines

régions enregistrent plus de 100°C/100m comme à Larderello en Italie ; alors que d'autres ne dépassent pas 1°C /100 m comme à Padoue.

II.3.2. Estimations du gradient géothermique à partir de CPD :

Le gradient géothermique (dt / dz) de la surface de la Terre au CPD est calculé comme (Tanaka et al, 1999).

$$(dT/dz)= \theta_c/Z_b \quad (5)$$

θ_c représente la température de Curie et dépend de la composition minéralogique de la roche. La magnétite, qui est le minéral le plus abondant dans les roches ignées, a une température de Curie d'environ 580 ° C (Bilim et al, 2018; Aydemir et al., 2019).

II.4. Calcul du Flux de Chaleur :

II.4.1. Définition :

Le flux de chaleur est défini comme la quantité de chaleur qui s'écoule pendant l'unité de temps, il traduit la vitesse avec laquelle la terre perd sa chaleur.

La densité de flux est le flux de chaleur par unité de surface W/m^2 . En générale le Flux de chaleur est assimilé à la densité de flux.

L'unité de mesure légale du flux de chaleur est le Watt (W).

Le flux moyen est de 60 MW/m^2 . Il varie avec :

- L'épaisseur de la plaque : quand la plaque est mince le flux augmente.
- L'âge de la lithosphère : plus la lithosphère est jeune, plus le flux sera élevé.
- La production de chaleur dans la croûte : Le flux augmente avec la concentration en radioéléments.

II.4.2. Estimations du flux de chaleur à partir de CPD :

L'un des sous-produits de la détermination du CPD est le gradient de température et ainsi le flux de chaleur sur une région peut être estimé. Il s'agit peut-être de la seule géophysique permettant de déterminer le flux de chaleur régional lorsqu'aucune estimation de la chaleur provenant de forages profonds n'est disponible.

En utilisant la profondeur au fond des sources magnétiques (Z_b), le gradient géothermique (dT/dz) peut être estimé comme (Ross et al, 2006; Tanaka et al, 1999b).

$$(dT/dz) = \theta_c / Z_b$$

Lorsque θ_c est la température Curie. Ensuite, en utilisant Z_b et dT/dz , le flux de chaleur (q_z) peut être estimé comme (Okubo et al, 1985).

$$Q_z = -\sigma (\theta_c / Z_b) = -\sigma (dT / dz) \quad (6)$$

Lorsque σ est la conductivité thermique. Conductivité thermique des 2,5 W/ m °C comme la moyenne pour les roches ignées et un Curie température de 580 °C (Stacey, 1977; Trifonova et al, 2009) sont utilisés comme norme dans ce travail.

II.5. Calcul de l'apport des éléments Radiogénique :

II.5.1. Définition :

Le taux de production de chaleur rayonnante est considéré comme une propriété physique par laquelle la quantité de chaleur émise est déterminée dans unité de temps dans unité de volume de roche en raison de la désintégration des radio-isotopes instables ; dimension : W m⁻³.

II.5.2. Estimation de l'apport des éléments Radiogénique :

La chaleur radiogène dans la croûte terrestre est générée par la désintégration de l'uranium 238 (²³⁸U), de l'uranium 235 (²³⁵U), du thorium 232 (²³²Th) et du potassium 40 (⁴⁰K). La production de chaleur radiogène, qui est la contribution de la désintégration des éléments radiogéniques à la production de flux de chaleur de la croûte continentale, peut être exprimée comme suit:

$$A(z) = A_0 e^{(-Z_b/D)} \quad (7)$$

Où A_0 est la production de chaleur radiogénique à la surface de la Terre,

Z_b est le CPD et D est la profondeur d'échelle radiogénique. Dans ce travail, nous supposons une valeur moyenne du coefficient D de 10 km, la chaleur radiogénique est calculée pour chaque bloc, et le coefficient de production de chaleur radiogénique de surface (A_0) est estimé à 1,5 mW / m³ (Springer, 1999).

II.6. Estimation de la profondeur de Moho :

Des études empiriques sur l'architecture de la croûte pour définir l'épaisseur de la croûte ont été réalisées par de nombreux chercheurs dans le monde (Wollard, 1959; Wollard and strange, 1962; Ram Babu, 1997; Rivero et al., 2002; Arfaoui et al., 2015). Pour estimer la profondeur de Moho dans la province du Trias, les auteurs ont utilisé la relation empirique de Wollard (1959) représentée dans l'équation comme :

$$H_m = 32 - (0.08 \times g) \quad (8)$$

Où H_m est la profondeur de Moho (km) et g est l'anomalie de gravité régionale isostatique (mgal).

Cette relation est déduite expérimentalement de la relation linéaire entre la profondeur dérivée sismique jusqu'à la discontinuité de Moho et l'anomalie de Bouguer. Dans cet article, la profondeur de Moho est cartographiée pour en déduire l'activité thermo-tectonique profonde. A travers le modèle proposé, nous visons à définir les propriétés géothermiques de la dynamique de la croûte inférieure et des bassins sédimentaires dans les provinces du Trias en analysant les données gravimétriques et magnétiques de la zone d'étude.

II.7. Conclusion :

Dans ce chapitre, nous avons présenté un ensemble de définitions et de lois dont nous avons discuté dans l'étude de ce sujet.

Chapitre III

Résultats Et Interprétations

III. Introduction :

Les anomalies gravimétriques observées dans une région donnée peuvent être interprétées sous plusieurs formes. En effet, Les différentes méthodes qui permettent ces interprétations gravimétriques sont les méthodes directes, indirectes ou encore inverses, Le choix de la méthode est fonction de la structure ou de la zone d'étude et, par conséquent, le modèle qui rend le plus compte de l'anomalie observée sera fonction de la méthode utilisée.

Le but de cette partie est la détermination de la profondeur du Moho, connaissant les anomalies de Bouguer dans notre région.

La Sources des données magnétiques : Le modèle international géomagnétique l'EMAG3.

Les logiciels utilisés :

Oasis Montaj 8.4 (Geosoft) :

Oasis Montaj est un programme de GeoSoft à des fins d'exploration géologique. Ce produit est spécifiquement conçu et commercialisé pour répondre aux besoins de l'exploration géologique d'aujourd'hui, Avec ce logiciel, vous disposez de tous les outils et données nécessaires pour cartographier différentes parties de la Terre, l'analyse, la conception 3D et dynamique. Oasis Montaj vous permet d'analyser, de planifier et d'interpréter la Terre, ainsi que d'utiliser des cartes aériennes et géotechniques, la géochimie et la géologie aux fins prévues.

III.1.Traitement et sources des données magnétiques :

Les données magnétiques sont issue du modèle magnétiques terrestres EMAG2 a une résolution de 2 arc minutes (EMAG2 ; <https://www.geomag.us/> ; Maus et al., 2009), qui a été compilée à partir mesures magnétiques satellitaires. Ces données représentent une mise à jour significative du modèle d'anomalie magnétique EMAG3 (<https://www.geomag.us/>; Maus et al., 2007). Dans EMAG2, l'altitude est réduite de 5 km à 4 km au-dessus du géoïde, et des lignes supplémentaires sont ajoutées pour améliorer la résolution du modèle. Les données utilisées dans ce travail couvrent les longitudes 7° à 12° E et les latitudes 22° à 29° N et ont été recalculées en utilisant la méthode de krigeage avec une grille de 2,5 × 2,5 km, où un total de 25 500 points de données ont été créés. Contrairement au champ de gravité qui est vertical, le champ magnétique a deux composantes, à savoir le vecteur de champ de noyau normal considéré comme vertical dans les pôles magnétiques uniquement et le vecteur d'aimantation dû aux sources crustales magnétiques (Harrouchi et al., 2016). Pour surmonter les effets de la nature dipolaire du champ magnétique et des facteurs inconnus de la source magnétique, Le

champ magnétique a soumis une prolongation vers le haut à 1,5 km. Le champ d'anomalie magnétique a été déterminé en utilisant la technique interactive de filtrage du spectre de puissance radiale qui en appliquant la transformation de Fourier directe et inverse aux données brutes.

L'anomalie résiduelle a été obtenue en soustrayant les valeurs du champ régional des données prétraitées.

Carte d'anomalie magnétique résiduelle

La carte des anomalies magnétique résiduelle reflète la variation dans les formations géologiques qui constitue la région, les valeurs de l'anomalie résiduelle sont entre -80 et 70 mgal.

Une anomalie magnétique forte de l'ordre de 40- 80 nT.

Orienté vers la direction N-S et qui correspond à l'anomalie magnétique générée par l'extension de la faille 8°30.

Une anomalie magnétique discontinue avec un signal assez faible de l'ordre 0-20 nT, qui correspond à une faille majeure qui borde la Hoggar.

Dans la partie est de la carte un signal de moyenne à forte amplitude apparaît orienté vers les directions NE-SW et NNE-SSW, qui correspond probablement à des failles qui ont un effondrement d'un bassin sédimentaire à faible dimension.

La dorsale d'Amguid, limitée à l'ouest et à l'est par des accidents majeurs, est marquée dans sa partie au nord de 27° 30' par un important compartiment positif, large d'une centaine de kilomètres. Au sud du parallèle 27°N, le flanc occidental de cette dorsale est donc caractérisé par la partie orientale de l'anomalie négative précédente.

Les anomalies de la partie orientale du domaine d'Illizi sont bien individualisées en compartiments NNW-SSE. Elles sont affectées par des discontinuités transverses NE-SW, dont la plus importante constitue la limite septentrionale de ces anomalies qui correspond aussi à la limite sud du bassin de Ghadamès.

Selon Takhris (1990) ce domaine se situe dans le prolongement du Hoggar centre-oriental qui est marqué par des anomalies négatives prononcées, associées à l'Adfar N'Ajjer et à l'Edjéré, qui se surimposent au négatif régional correspondant au bombement fini-Eocène du Hoggar (Lesquer et al., 1988). À l'est du Hoggar (9 à 10°E), on observe l'existence d'un axe positif (Erg Admer) qui a été interprété comme le résultat d'une modification en base de croûte associée à la distension d'âge Crétacé Inférieur (Lesquer et Dautria, 1989). Nous reviendrons un peu plus loin sur cet aspect en essayant de dégager les corrélations possibles entre le nord et le sud du Hoggar.

Fossé Crétacé Inférieur la direction gravimétrique principale NNW-SSE est celle de certains accidents panafricains majeurs du Hoggar.

Ces fossés ont été formés à la faveur d'une importante phase d'extension qui affecte toute l'Afrique Centrale et qui est reliée à l'histoire de l'ouverture atlantique (Guiraud et al. 1987, Fairhead et Green, 1989).

Les anomalies négatives peuvent quant à elles être reliées à des contrastes de densité dans la croûte superficielle, correspondant à des granites. En effet, de nombreux sondages à l'est d'Illizi les ont rencontrés à la base de la série Paléozoïque. Par contre, en bordure orientale du môle d'Amguid, les forages ont rencontré des formations molassiques précambriennes sous le Cambro-ordovicien.

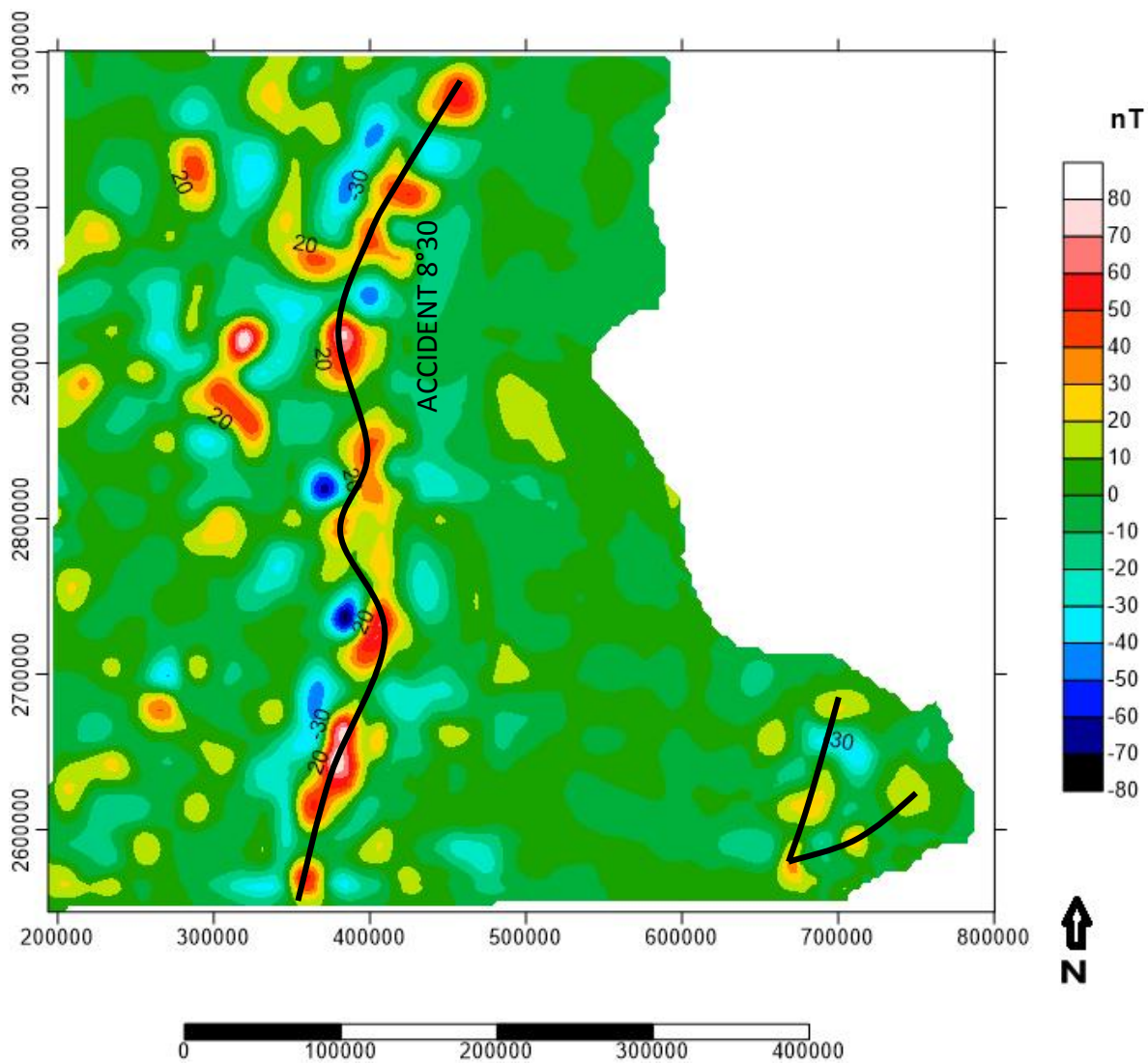


Figure (08): Carte d'anomalie magnétique résiduelle

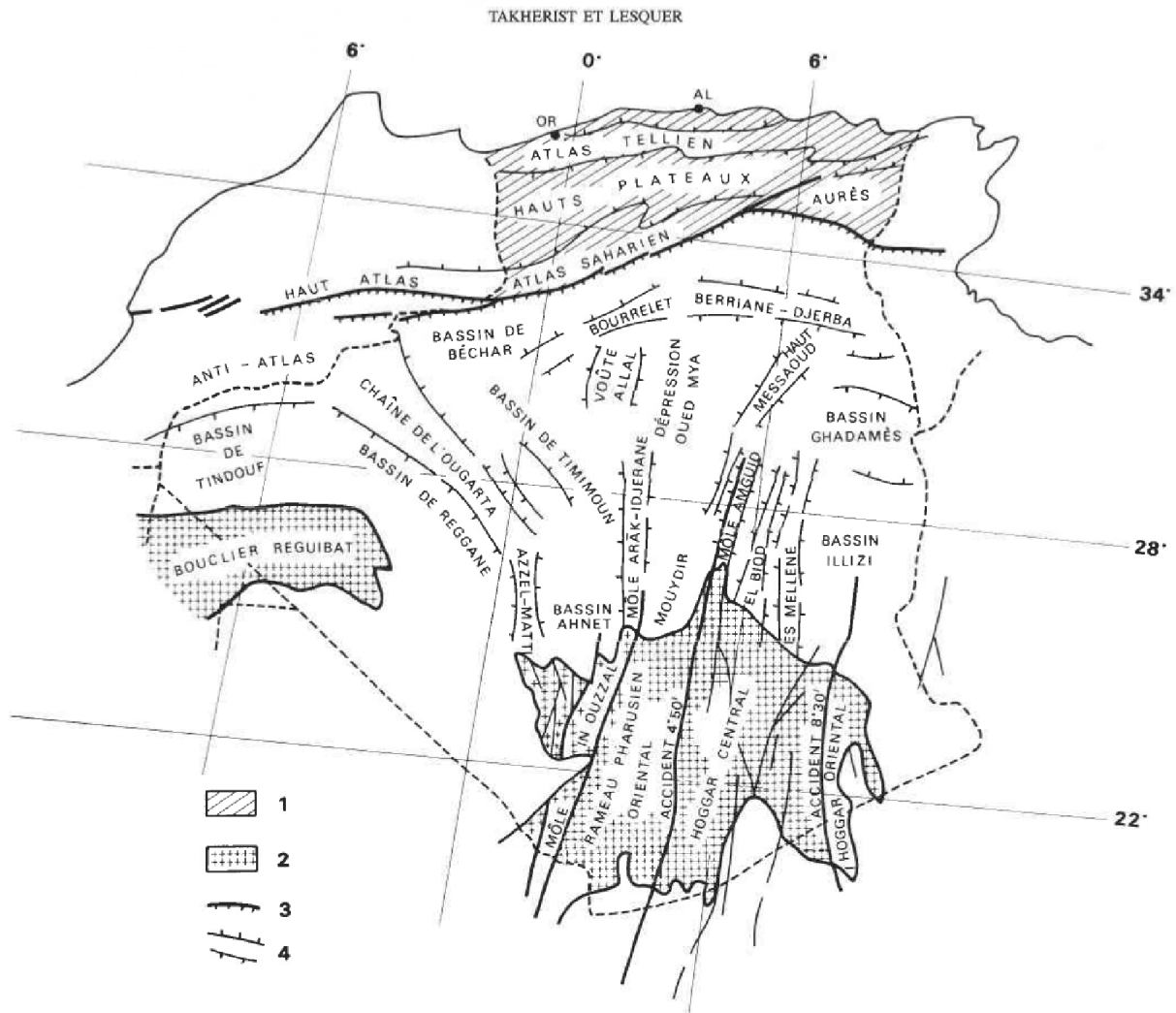


Figure (09): Schéma structural de la plate-forme saharienne. 1, domaine alpin; 2, socle précambrien; 3, flexure ou faille; 4, môle, horst ou haut-fond.

Utilisation de la méthode centroïde Avec un 75×75 km.

L'efficacité de l'analyse spectrale dépend de la taille de la fenêtre de données. Plusieurs chercheurs ont utilisé différentes tailles pour estimer le DPC. Shuey et al. (1977) ont rapporté que les corps avec des bases de profondeur plus profondes que la longueur/ 2π peuvent ne pas être résolus de manière appropriée par la méthode spectrale. Okbu et al. (1985) ont suggéré que les grandes tailles de fenêtre ne sont pas nécessaires pour calculer correctement le CPD. Selon Blakely (1995), la dimension de la grille devrait être cinq fois la profondeur de Curie ; Maus et al. (1997) ont recommandé une dimension de grille d'au moins 1 000 km ; Nwobgo (1998) a suggéré une taille de grille de quatre à six fois la profondeur CPD. Les tailles de fenêtre suivantes ont été utilisées : 60×60 km (Nabi et Abd, 2012), 77×77 km (Connard et al., 1983), 100×100 km (Mauset al., 1997 ; Salem et al., 2014), 200×200 km (Tanaka et al., 1999) et 300×300 km (Trifonova et al., 2009).

Dans le processus de calcul, nous divisons la zone d'étude en fenêtres dont la taille est six fois la profondeur de l'isotherme de Curie (Nwobgo, 1998). Par conséquent, la taille de la fenêtre est de 75×75 km. Nous adoptons une fenêtre glissante superposée pour calculer toute la zone, et deux fenêtres adjacentes se chevauchent de 10 %.

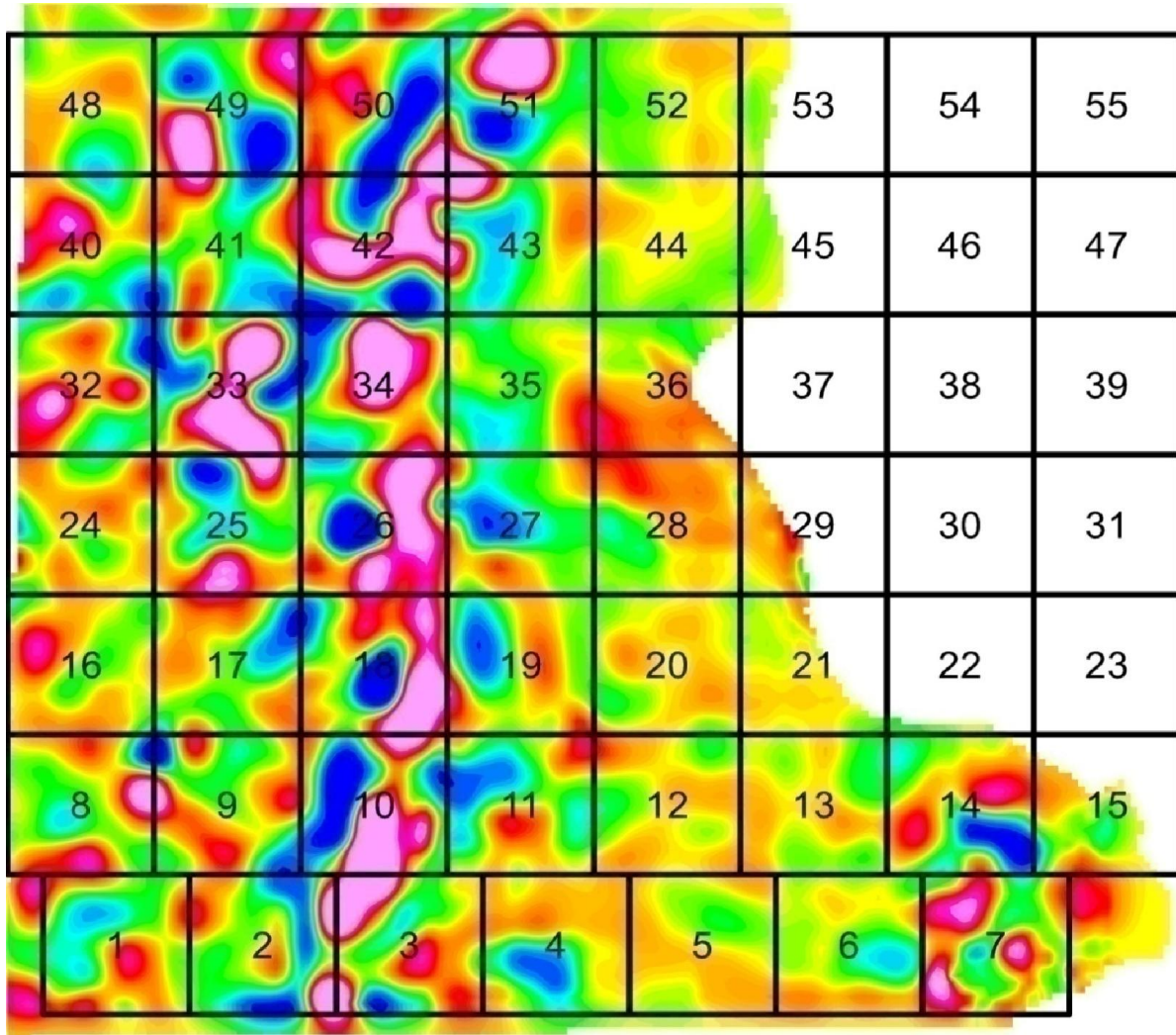


Figure (10): Carte montrant les 39 blocs superposés utilisés pour l'analyse spectrale de Puissance. Chaque bloc (75 km par 75 km) est désigné par un nombre en son centre.

Calculer le spectre Radial moyen de l'Anomalie magnétique dans votre zone d'intérêt à partir du menu Magmap.

La Sources des donnes gravimétriques : Bureau Gravimétrique International BGI.

La carte des anomalies isostatic reflète la variation dans les formations géologiques qui constitue la région, les valeurs de l’anomalie isostatic sont entre -35 et 55 mgal.

Anomalies positives de l'ordre de 15 à 55 mgal, Au centre et au sud-ouest de la carte.

Anomalies négatives de l'ordre de -5 à -35 mgal, au nord-ouest et sud-est de la carte.

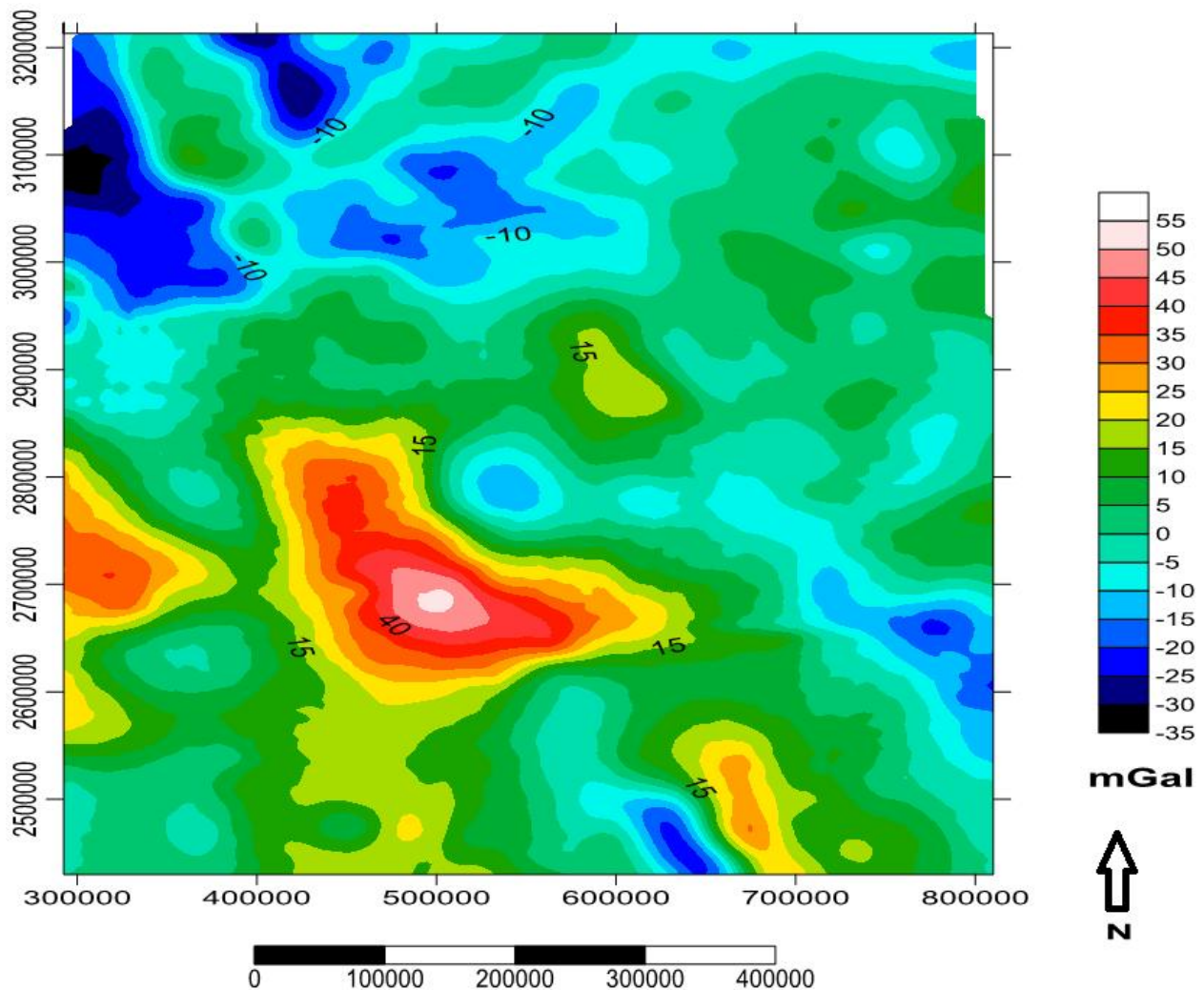


Figure (11): carte d’anomalie isostatic

L'anomalie de Bouguer calculée est dite "intégrante " : elle englobe tous les effets dans le sens vertical : subsurface, semi profonds. D'où la nécessité de traiter les valeurs de l'anomalie de Bouguer pour conduire à une séparation des différentes anomalies.

La carte des anomalies de Bouguer complète (Figure: 12) sans séparation montre l'existence de plusieurs les anomalies, sont en général situé entre -20 et -140 mgal.

Où nous remarquons que sur la carte nous avons des anomalies négatives en général, comprises entre 20 et 140, Du nord au sud et d'est en ouest.

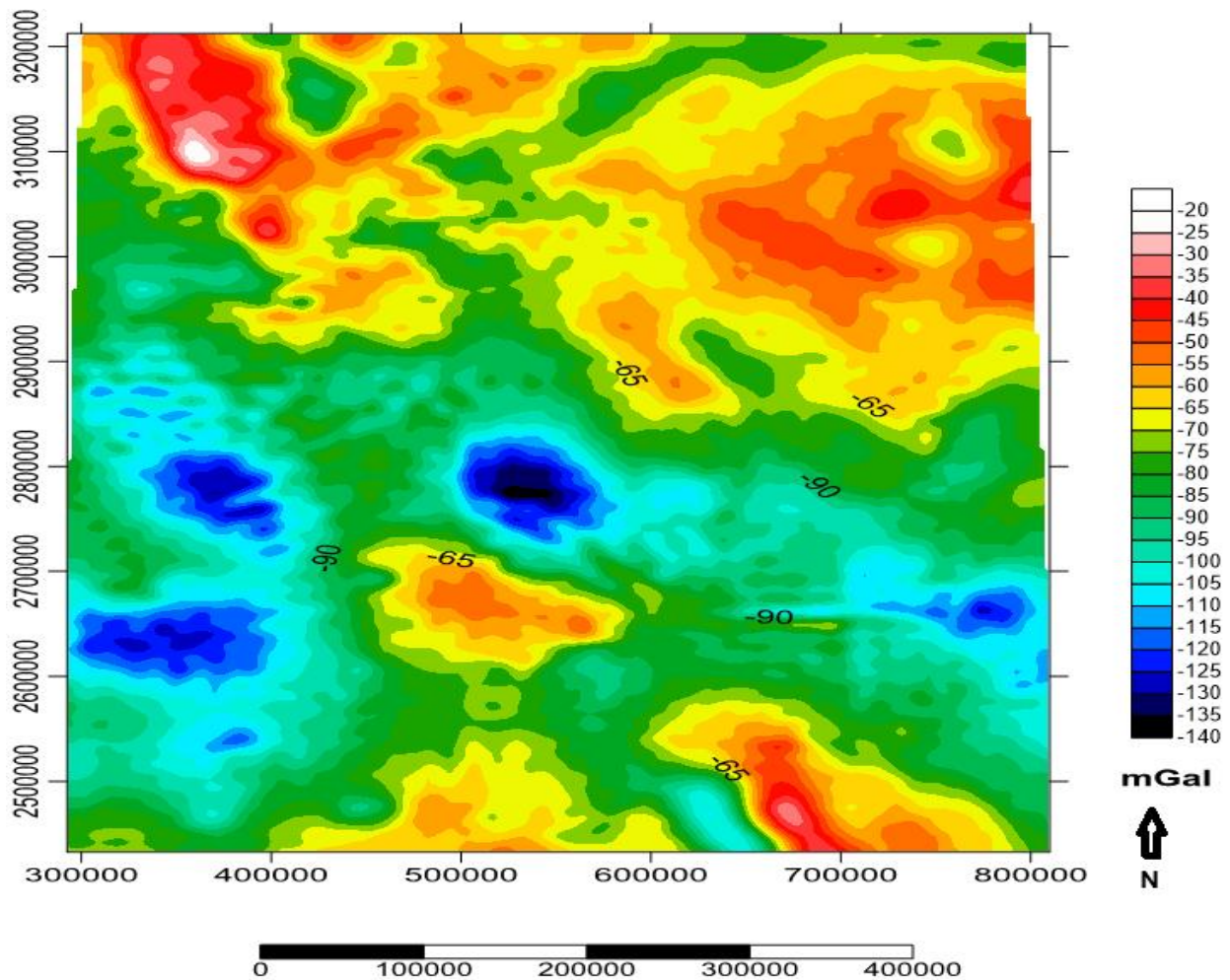


Figure (12): Carte de L'anomalie de Bouguer complète

III.2. Calcul des spectres de fréquences :

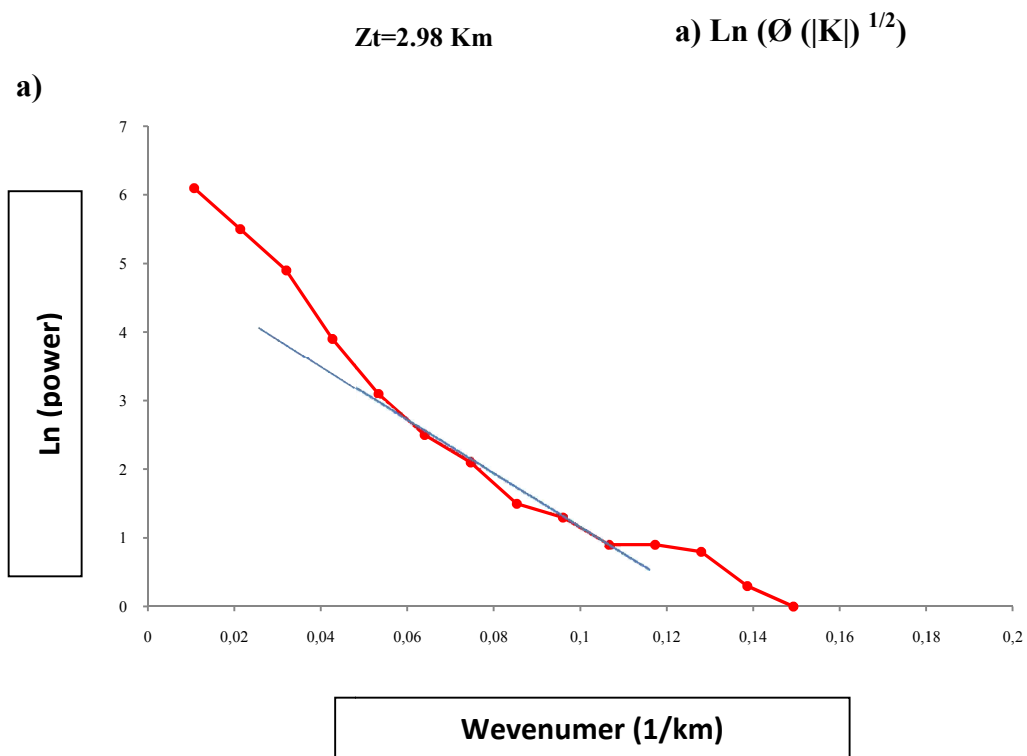
Cette étude présente le résultat de CPD, gradient géothermique et flux de chaleur de l'analyse spectrale de partie Illizi (Tableaux).

Tableaux(01): Estimation de la CPD, des gradients géothermiques (GG) et du flux de chaleur (FT) et production de chaleur radiogénique A(t) pour les 39 blocs de la zone d'étude.

N	X	Y	ZB (km)	GG (°C/km)	FT (mW/m ²)	A (μw/m ³)
1	249491,89	2597199,69	14,19	40,87	102,17	0,36
2	324491,89	2597199,69	12,39	46,78	116,95	0,43
3	399491,89	2597199,69	15,68	36,97	92,44	0,31
4	474491,89	2597199,69	16,18	35,84	89,60	0,29
5	549491,89	2597199,69	16,30	35,56	88,91	0,29
6	624491,89	2597199,69	12,88	45,01	112,54	0,41
7	699491,89	2597199,69	10,55	54,94	137,36	0,52
8	231320,13	2672199,69	11,57	50,10	125,25	0,47
9	306320,13	2672199,69	11,80	49,14	122,87	0,46
10	381320,13	2672199,69	13,81	41,97	104,93	0,37
11	456320,13	2672199,69	13,07	44,37	110,93	0,40
12	531320,13	2672199,69	12,77	45,41	113,53	0,41
13	606320,13	2672199,69	10,38	55,86	139,66	0,53
14	681320,13	2672199,69	14,00	41,41	103,54	0,36
16	231320,13	2747199,69	11,57	50,10	125,25	0,47
17	306320,13	2747199,69	15,06	38,50	96,26	0,33
18	381320,13	2747199,69	13,48	43,02	107,55	0,38
19	456320,13	2747199,69	15,23	38,06	95,16	0,32
20	531320,13	2747199,69	13,56	42,74	106,86	0,38
24	231320,13	2822199,69	10,96	52,87	132,19	0,50
25	306320,13	2822199,69	13,44	43,14	107,85	0,39
26	381320,13	2822199,69	15,41	37,61	94,04	0,32
27	456320,13	2822199,69	17,36	33,40	83,50	0,26
28	531320,13	2822199,69	18,11	32,02	80,05	0,24

32	231320,13	2897199,69	15,68	36,97	92,44	0,31
33	306320,13	2897199,69	13,27	43,68	109,22	0,39
34	381320,13	2897199,69	18,92	30,65	76,63	0,22
35	456320,13	2897199,69	17,17	33,76	84,40	0,26
36	531320,13	2897199,69	12,37	46,86	117,15	0,43
40	231320,13	2972199,69	12,14	47,73	119,34	0,44
41	306320,13	2972199,69	12,64	45,87	114,68	0,42
42	381320,13	2972199,69	13,29	43,62	109,06	0,39
43	456320,13	2972199,69	14,04	41,30	103,26	0,36
44	531320,13	2972199,69	11,72	49,46	123,65	0,46
48	231320,13	3047199,69	12,99	44,62	111,57	0,40
49	306320,13	3047199,69	17,80	32,58	81,45	0,25
50	381320,13	3047199,69	15,38	37,69	94,24	0,32
51	456320,13	3047199,69	16,78	34,56	86,41	0,28
52	531320,13	3047199,69	15,31	37,88	94,70	0,32

Exemple de bloc N°1 et le reste dans l'annexe



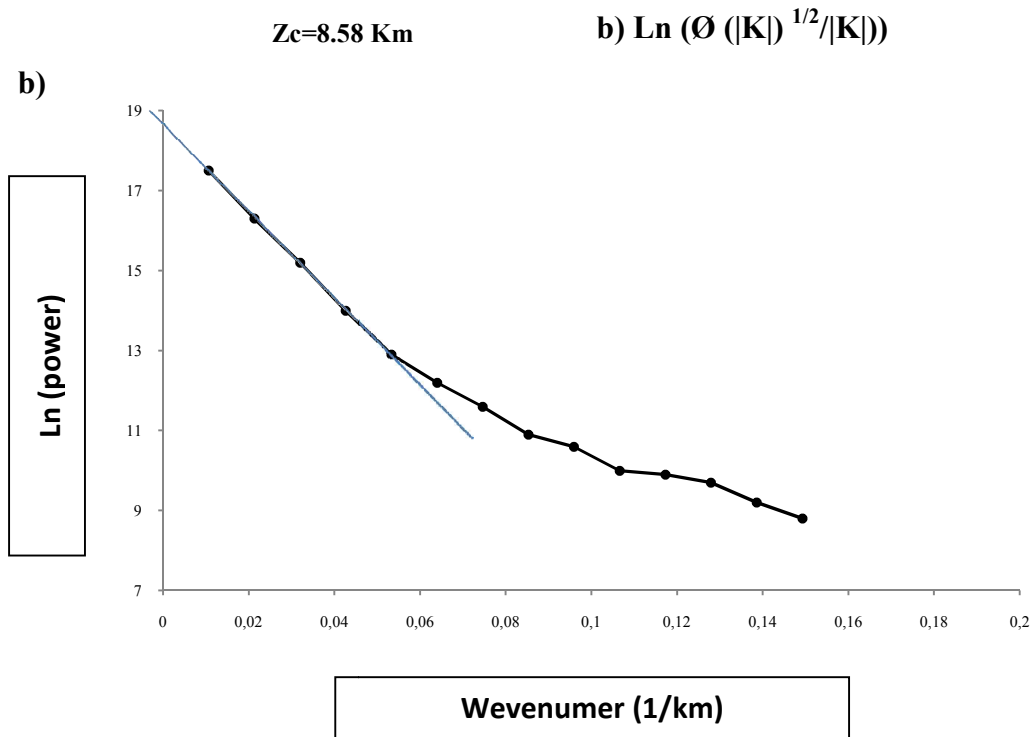


Figure (13): Spectre de puissance radiale pour : bloc 1 en (a): la profondeur du sommet $Z_t = 2.98 \text{ Km}$, la profondeur du centroïde $Z_0 = 8.58 \text{ Km}$, La profondeur du point Curie $Z_b = 2Z_0 - Z_t = 14.19 \text{ km}$.

III.3. Carte de profondeur du point de curie CPD :

Le CPD est peu profond au de l'ordre -16 a -19 km orient vers la nous-sud et qui correspond génère par l'extension de la faille 8°30 et correspond de la peu profondeur moho.

Le CPD plus profond au le partie NE et SE et NW et SW profondément estimé 10km et correspond a une grande profondeur de moho 28km.

La anomalie dans centre CPD un fossé très subsident au Crétacé Inférieur, principalement au Néocomien-Barrémien.

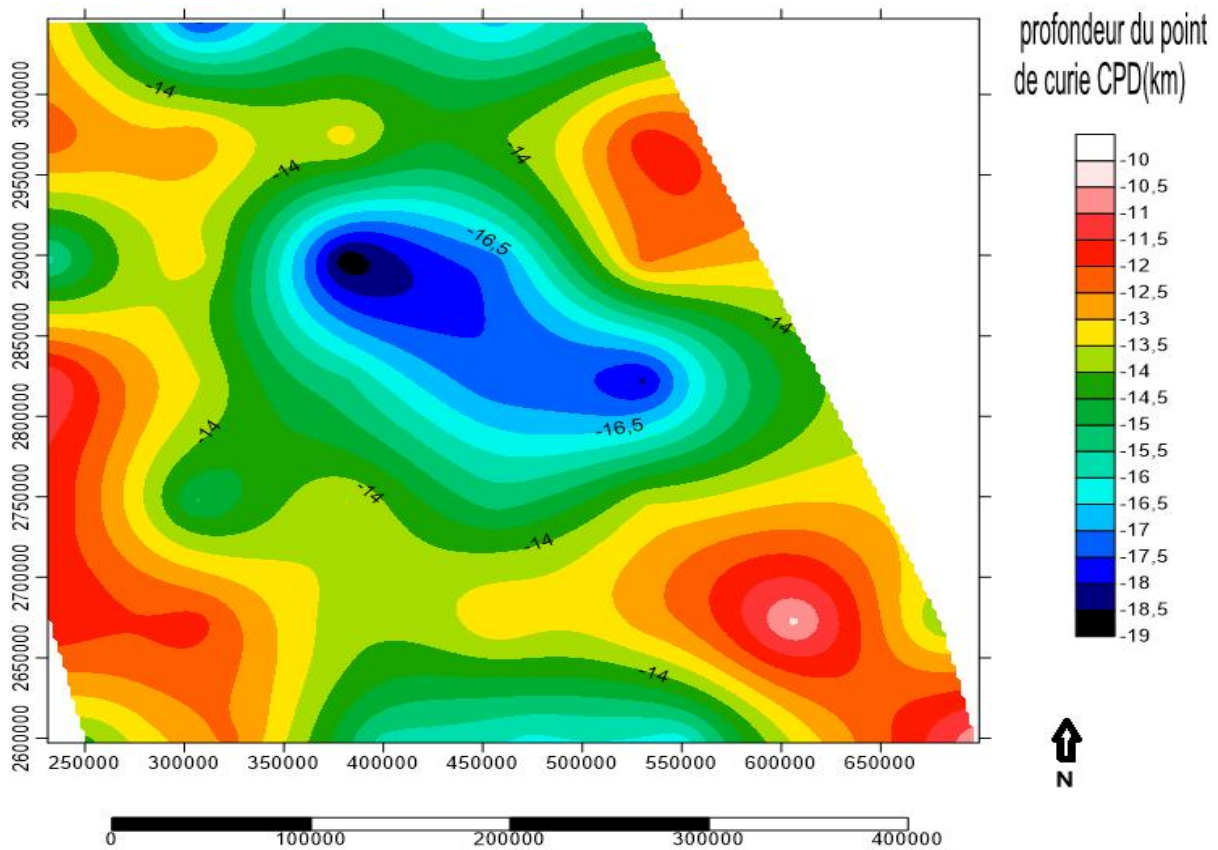


Figure (14): Carte CPD de la zone d'étude

III.4. Carte du gradient géothermique :

L'intervalle de gradients géothermiques de (Figure : 15) 30 C km⁻¹ au Centre de la zone étude à 56 C km⁻¹ au centre sud-est de la zone d'étude et nord-est et sud-ouest.

Avec une moyenne de 42.13 C km⁻¹.

Par takhris 1990 On note une grand variation à l'échelle de la plate-forme saharienne : un gradient élevé (>30°C/km) au niveau de In Salah, Illizi et Tindouf et un gradient relativement faible (< 30°C/km) dans l'Oued Mya notamment.

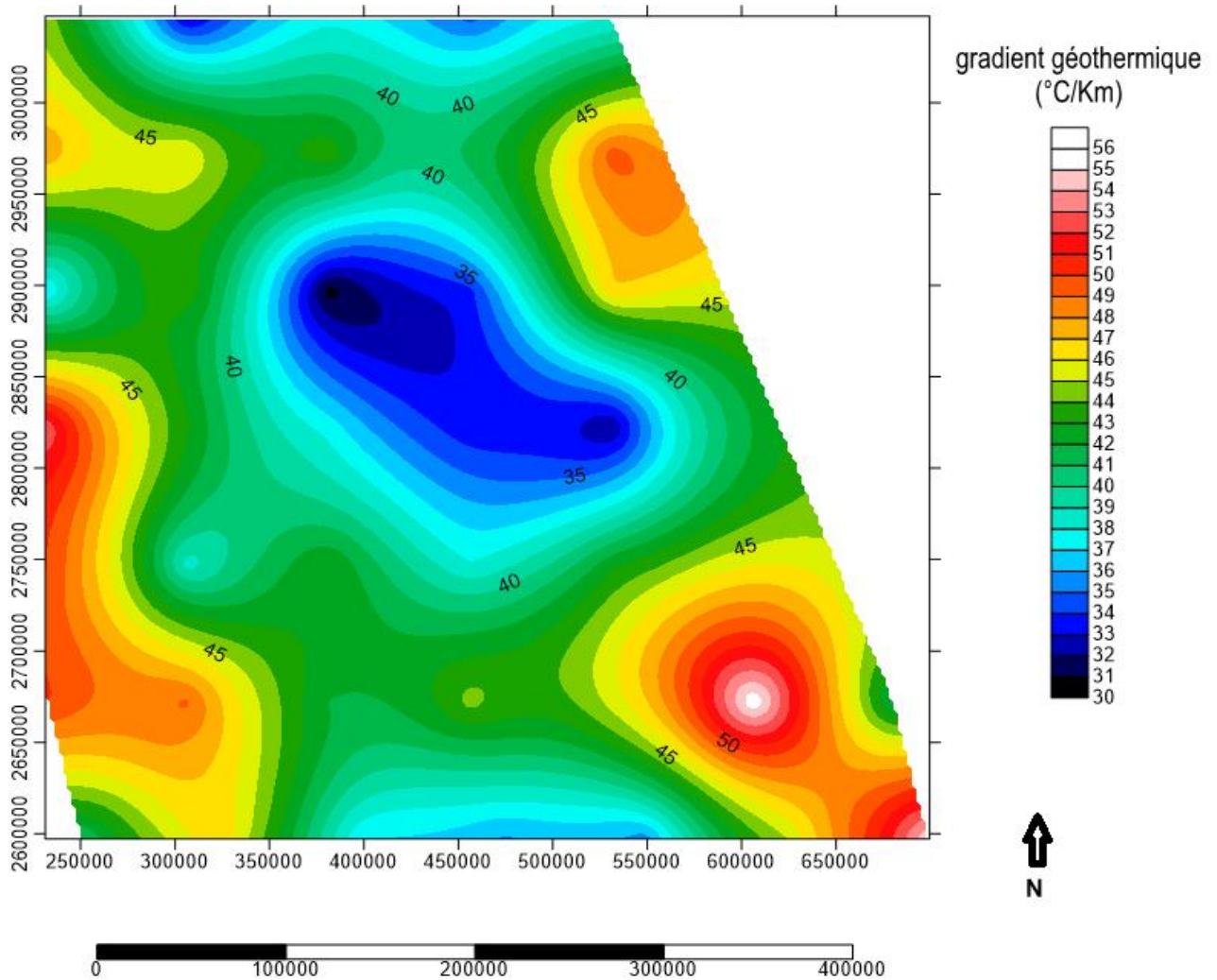


Figure (15): Carte de gradient géothermique de la zone d'étude.

III.5. Carte du Flux de Chaleur :

Le flux de chaleur (Figure: 16) varie de 75 mW/m² à 140 mW/m² avec une valeur moyenne de 105.32 mW/m².

Dans le monde entier les valeurs de flux de chaleur moyenne entre 80-100 mW/m² ainsi nos valeurs de flux de chaleur indiquent que sud-est les valeurs de flux de chaleur sont toutes plus grandes plus de 100 mW/m² ont des conditions géothermiques anormales.

L'absence de relation entre les tendances régionales du flux et la structure superficielle de la croûte amène à supposer que les anomalies thermiques mises en évidence témoignent de l'existence de phénomènes profonds et nécessairement récents, compte tenu de leur importance

Le volcanisme de la région d'Illizi, bien que peu important, témoigne d'une tectonique profonde récente impliquant le manteau L'étude des enclaves met en évidence un manteau.

Un flux de chaleur discontinue de l'ordre de 115 a 130 mW/m² Orienté vers la direction NE-SW

Dans la partie est de la carte flux de chaleur forte de l'ordre 120 a 140 mW/m²

Correspond à un magma d'origine profonde qui a conduit à l'anomalie thermique d'Illizi.

La transmission du flux de chaleur à travers des failles géologiques profondes.

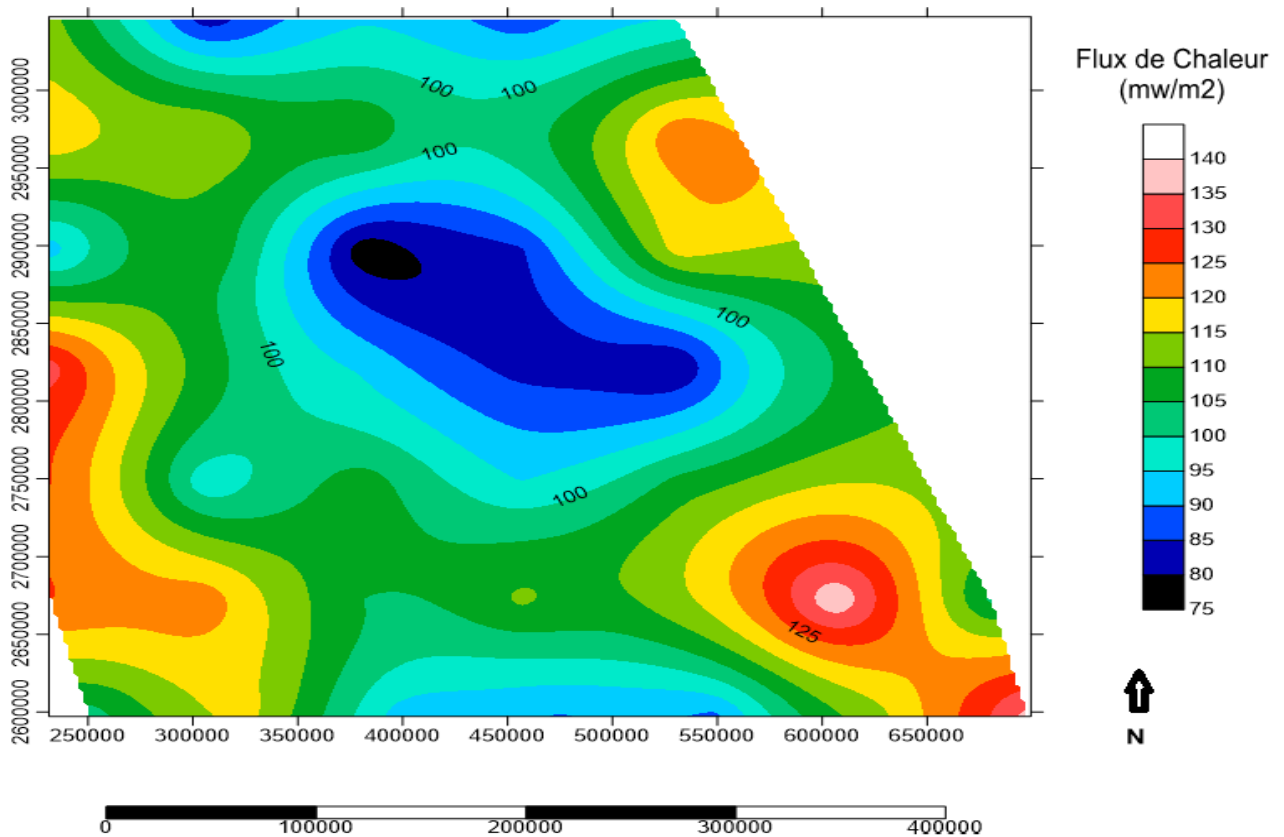


Figure (16): Carte du flux de chaleur de la zone d'étude.

III.6. Carte du flux généré par les éléments radiogéniques :

La production de chaleur radiogénique dans la zone, calculée à l'aide de l'Eq. (7), varie entre 0,22 à 0,53 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Les valeurs les plus élevées ont été enregistrées suivent les directions NW-SE et N-S, tandis que des valeurs les plus faibles ont été observées dans le centre de la zone d'étude correspondant au fossé cénozoïque. La figure (17) montre la distribution spatiale du flux radiogénique qui peut être produite à partir de deux sources

probables : le niveau radiogénique dans le socle techniquement appelé échelle de profondeur radiogénique (Lachenbruch, 1970), et le niveau radiogéniques dans les schistes siluriens. Des études antérieures dans le Sahara algérien ont révélé différentes gammes de valeurs de production du flux radiogénique, en fonction de la nature, du type et de l'âge de la roche, et des événements tectoniques régionaux (Bertrand et al., 1986).

Lesquer et al. (1991) ont estimé la production de chaleur à partir de 16 carottes et ont rapporté des valeurs allant de 0,3 à 0,5 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ pour le gneiss à haute grade et de 0,8 à 1,4 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ pour le granite et ont suggéré que le socle des bassins du Sahara et la croûte du bouclier touareg ont des valeurs de production de chaleur radiogénique similaires.

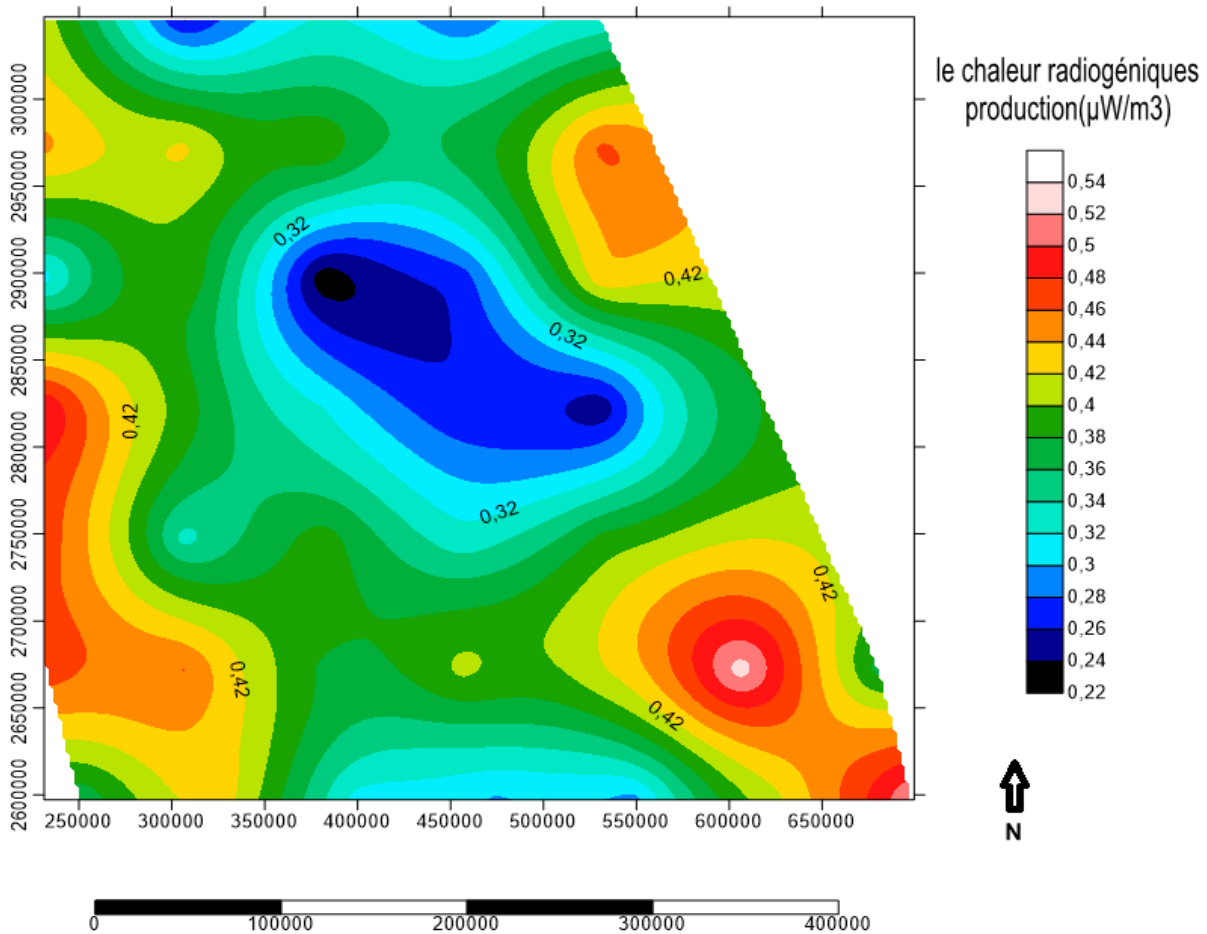


Figure (17): Carte du flux généré par les éléments radiogéniques.

III.7. Profondeur du Moho et épaisseur de la croûte terrestre dans la région :

Estimation de la profondeur de Moho :

La correction isostatique a été réalisée à l'aide du modèle Airy de compensation locale basé sur la topographie (modèle ETOPO1), avec une compensation de densité de $2,67 \text{ g/cm}^3$. La carte isostatique présente des anomalies de grande longueur d'onde entre le manteau et la croûte inférieure (Arfaouiet al., 2015). Ces anomalies atteignent un déficit de masse dans la partie Nord de la zone d'étude indiquant des changements significatifs dans l'épaisseur de la croûte.

L'équation empirique Eq. (8) est utilisée pour calculer la profondeur de Moho. La figure (18) résume les valeurs de profondeur allant de -28 à -34,5 km. La croûte a atteint une épaisseur maximale dans la région nord, la profondeur du augmente progressivement pour atteindre sont maximum dans le centre de la zone d'étude indiquant un bombement probable dans la croûte. Des travaux connexes dans la péninsule du Sinaï (Saada et al., 2021) et en Tunisie (Arfaoui et al., 2015) ont vérifié la validité de la relation empirique appliquée utilisée pour estimer la profondeur de Moho.

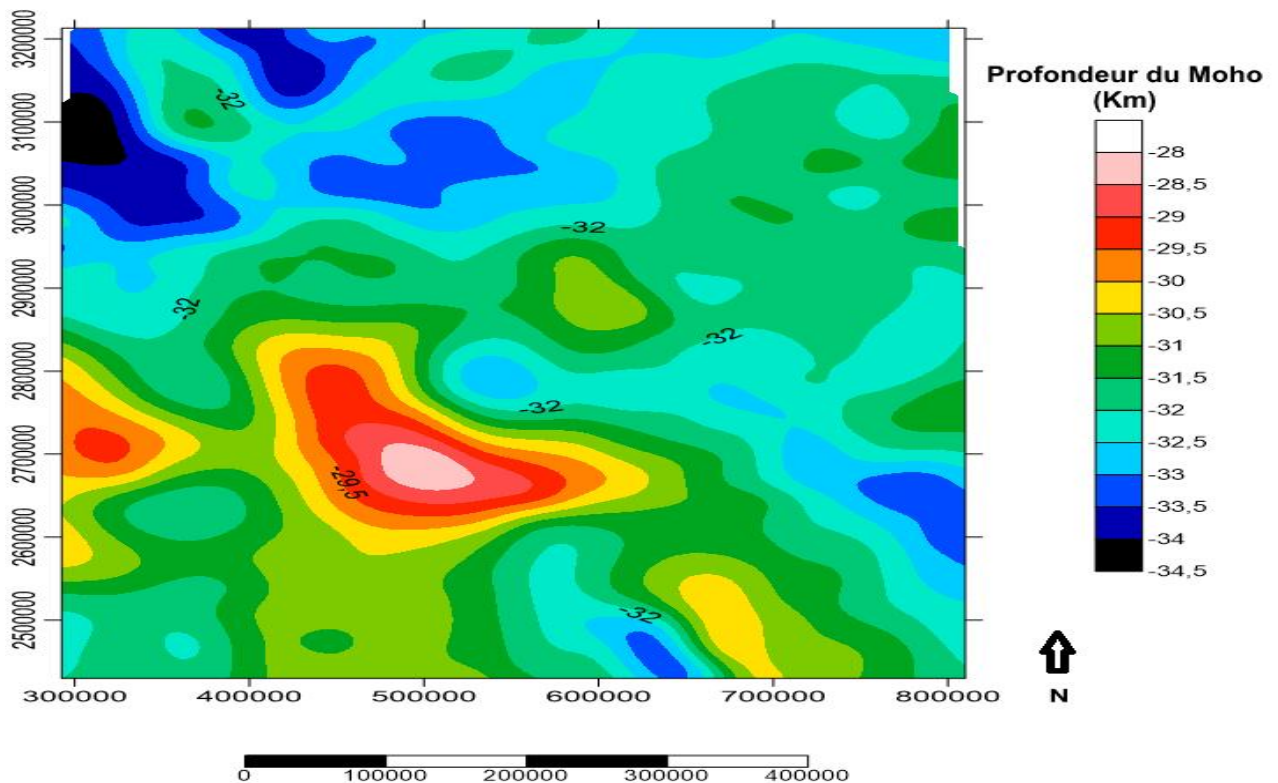


Figure (18): Carte de profondeur de Moho de la zone d'étude calculée à partir des données d'anomalies gravitationnelles à l'aide d'empiriques équations (1).

Épaisseur de la croûte terrestre dans la région :

Le flux de chaleur dépend de l'épaisseur de la croûte terrestre. Il est plus élevé au niveau des zones à croûte amincie (Cermak 1977).

Le flux moyen est de 105 mWm^{-2} . Il varie avec l'épaisseur de la plaque : quand la plaque est mince le flux augmente.

La carte des flux de chaleur de la zone étudiée (Figure: 16) montre que l'épaisseur de la croûte terrestre est mince au Extrême sud-est, sud-ouest et nord-est (115 à 135 mWm^{-2}) et épaisse au centre (75 à 100 mWm^{-2}).

III.8. Discussion:**III.8.1. Structure thermique sous les bassins triasiques:**

Les provinces du Trias sont caractérisées par une épaisse couverture sédimentaire principalement mésozoïque-cénozoïque. Les séquences d'évaporites triasiques et leur mobilisation subséquente au cours des phases tectoniques tardives ont généré de nombreuses déformations structurelles dans le bassin.

Dans le sous-sol, la distribution spatiale et temporelle des couches influence les processus thermodynamiques contribuant à la maturation des hydrocarbures et à la formation des ressources géothermiques. Les couches de sel ont des valeurs de conductivité thermique 2 à 3 fois supérieures à celle de la formation sédimentaire (Lerche et Obrein, 1987 ; Mello et al., 1995 ; McBride et al., 1998). Les couches de sel déformées peuvent provoquer une modification spatiale du régime thermique au sein des bassins sédimentaires créant des anomalies thermiques en forme de dipôle négatives dans le bassin et des anomalies thermiques positives dans la couche suprasalée.

Le modèle proposé explique la variabilité des paramètres thermiques entre les couches profondes et les valeurs mesurées sous la surface à partir des données de puits. Le CPD varie entre -10 et -19 km et génère des valeurs de gradient géothermique de $30 \text{ }^\circ\text{C/km}$ à $56 \text{ }^\circ\text{C/km}$. De faibles gradients géothermiques correspondent à des CPD profonds et à des zones de sédimentation épaisse, de sorte que le socle de ces régions est généralement plus conducteur que les formations sédimentaires. Ainsi, une partie du flux de chaleur généré par le sous-sol est absorbée par l'épaisse couverture sédimentaire. Cependant, De nombreux facteurs

contribuent à réduire le flux de chaleur, tels que la densité du réseau de fractures, la porosité de la roche de couverture, la teneur en eau, l'épaisseur/la forme de la couverture saline, l'anisotropie des propriétés minérales et la teneur en matière organique.

Les déformations observées dans le CPD peuvent avoir été influencées par l'intensité des flux thermodynamiques au sein de l'asthénosphère (Wen et al., 2019). L'interprétation des principales tendances des anomalies magnétiques a été réalisée en corrélant des études géologiques avec des données géophysiques. Les chercheurs mentionnent que les CPD peu profondes, les fractures profondes, les croûtes amincies et la discontinuité de Moho déformée soient caractéristiques des régions à potentiel géothermique (Li et al., 2017 ; Aydemir et al., 2018 ; Quintero et al., 2019).

Les recherches antérieures en exploration pétrolière n'ont pas mentionné d'approximations du CPD dans le Sahara algérien. Cependant, la profondeur de l'isotherme de Curie varie entre -10 et -19 km. La dépression centrale représente la zone la plus profonde, tandis que les axes périphériques représentent la zone avec le CPD le plus élevé qui va de -13 à -10 km. L'hétérogénéité de la distribution du CPD est due à l'épisode tectonique hercynien qui a influencé le taux de subsidence dans les bassins sédimentaires, et à la déformation de Moho résultant de l'activité thermonucléaire dans l'asthénosphère profonde. Des études ont montré que dans certaines zones des continents, la surface de Curie est moins profonde que la surface de Moho alors que l'inverse peut être le cas dans l'océan (Wasilewski et Mayhew 1992 ; Wang et Li 2015 ; Speranza et al. 2016 ; Oliveira et al., 2020). Dans toute la zone, le CPD se situe à une profondeur plus faible tandis que le Moho à une profondeur plus importante. Cette variation des profondeurs de CPD et de Moho est caractéristique des continents et tend à être cohérente au sein de la zone d'étude. Cependant, les profondeurs des surfaces de Curie et de Moho sont liées à des structures régionales, mais il n'y a pas de relation unifiée entre ces surfaces (Wen et al., 2019).

La chaleur radiogénique est générée par la désintégration des éléments radiogéniques constituant les roches du socle. Dans la zone d'étude, une autre source peut être envisagée : le système pétrolier des provinces pétrolières du Sahara oriental. Le schiste radiogénique du Silurien est caractérisé par une teneur en matière organique élevée à modérée de 0 à 10 % (WAC, 1995). Le schiste silurien et le réseau de fractures dense/profond affectent négativement le transfert de flux de chaleur vers le réservoir souterrain et les valeurs mesurées du gradient géothermique dans les forages ne dépassent pas 37 °C/km.

L'influence de l'épaisse couche de sel sur le processus de transfert de chaleur est inconnue et aucun modèle géothermique existant n'a décrit son effet sur les ressources géothermiques souterraines dans la zone d'étude. Les modèles géologiques supposent que les sédiments triasiques sont composés de diverses formations d'évaporites, telles que l'anhydrite de gypse (dans la limite supérieure) et des sels homogènes (dans la limite inférieure). Ainsi, le flux thermique est transmis par la couche de sel aux niveaux suivants et absorbé par les formations d'anhydrite de gypse, qui se caractérisent par une conductivité thermique faible à modérée. Le flux de chaleur important dans le sous-sol est attribué à la structure de Moho et à l'amincissement des sédiments.

Conclusions Générale

Conclusions Générales :

La méthode spectrale a été appliquée aux données magnétiques du bassin intracratonique de la plate-forme saharienne pour estimer les propriétés thermiques de la croûte inférieure. Les CPD peu profonds ont été attribués aux événements thermostrostructuraux qui ont influencé la surface de Moho et ont entraîné un amincissement de la croûte à certains endroits. Cependant, les CPD profonds étaient contrôlés par des processus intraplaques, considérés comme une réactivation répétée de larges linéaments le long de la suture panafricaine-protérozoïque.

Le CPD variait de -19 dans le centre à -10 km dans la partie périphérique de la zone d'étude. Le gradient géothermique calculé variait de 30 à 56 °C/km de l'extérieur vers le centre. Les zones à plus fort potentiel thermique sont situées dans les périphérie du fossé cénozoïque.

La contribution de la production de flux de chaleur radiogénique au flux total reste insignifiante, les valeurs obtenues étant contrôlées par la composition minéralogique de la croûte inférieure et la dispersion des schistes radioactifs du Silurien.

Le modèle conceptuel montre les différents modes de diffusivité thermique des flux de chaleur profonds. Les éléments tectoniques, l'épaisseur de la couverture d'évaporites et les structures profondes de la croûte inférieure sont les principaux facteurs contrôlant le transfert du flux géothermique vers la croûte supérieure.

Ces informations peuvent améliorer les connaissances en matière d'énergie géothermique dans la région. Cette recherche peut être utilisée pour mettre à jour et étendre la base de données sur les ressources d'énergie géothermique du Sahara oriental algérien. Par conséquent, nous recommandons l'utilisation des ressources géothermiques de la région pour améliorer la production agricole et générer de l'énergie électrique, en utilisant des équipements de pompage à haut débit dans des puits profonds.

Conclusions Générales

Recommandation :

D'après les résultats obtenus dans notre approche nous pouvons émettre quelques recommandations:

- Les ressources géothermales dans la région d'Illizi sont considérées comme une alternative à l'exploitation pétrolière dans le Sahara algérien.
- la compréhension de l'origine des processus géothermiques est importante pour l'évaluation et le développement du potentiel énergétique.
- Approfondir la compréhension de géothermiques du triasiques par le développement des études plus poussées.

*Références
bibliographiques*

Références bibliographiques

Abdelali, A., Nezli, I.E., Kechiched, R., Attalah, A., Benhamida, S.A., Pang, Z., 2019. Geothermometry and geochemistry of groundwater in the Continental Intercalaire aquifer, southeastern Algeria: Insights from cations, silica and SO₄-H₂O isotope geothermometers. *Applied Geochemistry*, 113, 104492. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.104492>.

Ai, Y., Zhang, J., Dong, M., Wang, B., Fang, G., 2021. Heat generation effects from shear friction along Xianshui river strike-slip fault in western Sichuan, China, *Geothermics*, 89, 101936. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101936>.

Andrés, J., Marzán, I., Ayarza, P., Martí, D., Palomeras, I., Torné, M., Campbell, S., & Carbonell, R. (2018). Curie point depth of the Iberian Peninsula and surrounding margins. A thermal and tectonic perspective of its evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(3), 2049–2068.

Arfaoui, M., Reid, A., Inoubli, M.H., 2015. Evidence for a new regional NW-SE fault and crustal structure in Tunisia derived from gravity data. *Geophysical Prospecting*, 63(5), 1272-1283. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12248>.

Askri Et Al, 1995: Géologie de l'Algérie. Well Evaluation Conference. Contribution de Sonatrach Division Exploration, Centre de Recherche et Développement et Division Petroleum Engineering et Développement.

Aydemir, A., Bilim, F., Cifci, G., Okay, S., 2018. Modeling of the Foca-Uzunada magnetic anomaly and thermal structure in the Gulf of Izmir, western Turkey. *J Asian Earth Sci*, 156, 288–301.

Aydemir, A., Bilim, F., Kosaroglu, S. et al., 2019. Thermal structure of the Cappadocia region, Turkey: a review with geophysical methods. *Med. Geosc. Rev.* 1, 243–254. <https://doi.org/10.1007/s42990-019-00011-7>

Aydın, I., Oksum, E., 2010. Exponential approach to estimate the Curie-temperature depth. *J Geophys Eng*, 7(2), 113-125. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/7/2/001>

Ben Dhia, H., 1987. The geothermal gradient map of central Tunisia: comparison with structural, gravimetric and petroleum data. *Tectonophysics*, 42(1), 99-109.

Benacer, B., Boughiout, S. (2015). Caractérisation géologique de la province triasique du sud-est algérien et son intérêt économique : [mémoire de fin d'étude pour l'obtention du

Références bibliographiques

diplôme de master géologie de l'ingénieur]. oum el bouaghi : université larbi ben m'hidi - oum el bouaghi faculte des sciences de la terre et de l'architecture.

Bertrand, J. M., Michard, A., Boullier, A. M. & Dautel, D., 1986. Structure and U/Pb geochronology of Central Hoggar (Algeria): a reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics*, 5, 955-972.

Beuf Et Ai, (1963, 1971), Dubois (1967) Et Biju -Duval Et Al (1968). La litho stratigraphie des séries Paléozoïques Tassilienne a été établie grâce aux études réalisées les affleurements.

Bhattacharyya, B. K., & Leu, L.-K. (1975). Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures. *Geophysics*, 40(6), 993–1013.

Bhattacharyya, B.K., Leu, L., 1975. Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park. Mapping the Curie-point isotherm surface for géothermal reconnaissance. *J. Geophys. Res.* 80, 461–465.

Bhattacharyya, B.K., Leu, L., 1977. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geophysics* 42, 41–50.

Bilim F, Aydemir A, Kosaroglu S, Bektas O (2018). Effects of the Karacadag Volcanic Complex on the thermal structure and geothermal potential of southeast Anatolia. *Bull Volcanol*, 80. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1228-y>

Blakely, R.J., 1995. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press, London.

Boudjema A., 1987 : Evolution structurale du bassin pétrolier “triasique” du Sahara nord occidental (Algérie). Thèse Université, Université P. et M. Curie-Paris.

Bouligand, C., Glen, J.M.G., Blakely, R.J., 2009. Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization. *J. Geophys. Res.* 114(B11). <https://doi.org/10.1029/2009JB006494>.

Caby, R., Bertrand, J. M. L. Et Black, R. 1981. Pan-African oceanic closure and continental collision in the Hoggar-Iforas. In: *Precambrian Plate Tectonics*, 407-434.

Fabre, J., 1976. Introduction à la géologie du Sahara algérien. S.N.E.D Algeriers, Algeria.

Références bibliographiques

- Harrouchi, L., Hamoudi, M., Bendaoud, A., Beguiret, L., 2016.** Application of 3D Euler deconvolution and improved tilt angle to the aeromagnetic data of In Ouzzal terrane, western Hoggar, Algeria. *Arab J Geosci*, 9,508. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2536-1>
- Helaly, A. S. (2019).** Imaging the Curie Point isothermal surface and predicting its impact on the geothermal regime within the Nile Delta, Egypt. *Egyptian Journal of Petroleum*, 28(1), 77–90
- Kedaid, F.Z., 2007.** Database on the geothermal resources of Algeria, *Geothermics*, 36(3), 265-275. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2007.02.002>
- Lachenbruch, A.H., 1970.** Crustal temperature and heat production: implications of the linear heat flow relation. *J. Geophys. Res*, 75, 3291-3300.
- Lerche, I., and O'Brien, J., 1987b,** Modeling of buoyant salt diapirism, in *Dynamical geology of salt and related structures*: Academic Press, San Diego, 129-62.
- Lesquer, A., Beltrao, J.F., De Abreu, F.A.M., 1984.** Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics* 110(1-2), 9-26. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90055-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90055-6)
- Lesquer, A., Bourmatte, A., Et Dautria, J. M. 1988.** Deep structure of the Hoggar domal uplift (central Sahara, south Algeria) from gravity, thermal and petrological data. *Tectonophysics*, 152 : 71-87.
- Lesquer, A., Villeneuve, J.C., Bronner, B., 1991.** Heat flow data from the western margin of the West African craton (Mauritania). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 66(3-4), 320-329. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(91\)90087-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(91)90087-X).
- Lesquera, , Bourmatte, A., Ly, S., Et Dautria, J. M. 1989.** First heat flow from the central Sahara: relationship with the Pan African belt and Hoggar domal uplift. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*. (Sous presse.)
- Li, CF., Lu, Y.and Wang, J., 2017.** A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2. *Sci Rep*, 7, 45129. <https://doi.org/10.1038/srep45129>
- Lucazeau, F., Ben Dhia, H., 1989.** Preliminary heat-flow density data from Tunisia and the Pelagian Sea. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(5), 993-1000. <https://doi.org/10.1139/e89-080>

Références bibliographiques

Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., et al., 2009. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(8). <https://doi.org/10.1029/2009GC002471>.

Maus, S., Dimri, V.P., 1994. Scaling properties of potential fields due to scaling sources. *Geophys. Res. Lett.* 21, 891-894. <https://doi.org/10.1029/94GL00771>.

Maus, S., H. Luhr, M. Rother, K. Hemant, G. Balasis, P. Ritter, and C. Stolle., 2007a. Fifth-generation lithospheric magnetic field model from CHAMP satellite measurements, *Geochem. Geophys. Geosyst*, 8(5). <https://doi.org/10.1029/2006GC001521>.

McBride, J. H., 1998. Understanding basement tectonics of an interior cratonic basin: southern Illinois Basin, USA. *Tectonophysics* 293, 1-20.

Mello, U.T., Karner, G.D., Anderson, R.N., 1995. Role of salt in restraining the maturation of subsalt source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, 12(7), 697-716. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)93596-V](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)93596-V).

Muffler L.J.P., Costain J. K. , foley d., Sammel E.A., Youngquist W. 1979: Nature and distribution of geothermal energy. *Revue Geothermal Ressources Council - Special report N° 7.* pp. 1-3,1-13.

Nahal, W., Djedjai. M. Y., (2020). Etude géothermique et cartographie du socle de la région de l'ougarta ouest algérien: [mémoire de fin d'études présenté en vue de l'obtention du diplôme master]. ouargla: universite kasdi merbah – ouargla.

Nwankwo, L.I., Shehu, A.T., 2015.Evaluation of Curie-point depths, geothermal gradients and near-surface heat flow from high-resolution aeromagnetic (HRAM) data of the entire Sokoto Basin.Nigeria.*Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 305, 45-55. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.017>.

Obande, G.E., Lawal, K.M., Ahmed, L.A., 2014.Spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal investigation of Wikki Warm Spring, north-east Nigeria.*Geothermics*, 50,85-90.

Okubo, Y., Graf, R.J., Hansen, R.O., Ogawa, K., Tsu, H., 1985. Curie point depths of the island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics* 50, 481–494.

Ouali, S., (2005). Etude géothermique du sud de l'algerie : [mémoire de magister en géophysique]. boumerdes : universite m'hamed bouguerra boumerdes.

Références bibliographiques

Perron, P., 2019. Architecture and tectonic of Paleozoic intracratonic Basins: Impact on the sedimentary record and associated geometries. Example of peri-Hoggar Basins (North Gondwana marge), Doctoral thesis, Bourgogne French Comity University, 397p.

Quintero, W., Campos-Enríquez, O., and Hernández, O., 2019. Curie point depth, thermal gradient, and heat flow in the Colombian Caribbean (northwestern South America). *Geotherm Energy*, 7. <https://doi.org/10.1186/s40517-019-0132-9>

Ram Babu, H.V., 1997. Average crustal density of the Indian lithosphere: an inference from gravity anomalies and deep seismic soundings. *J. Geodyn.* 23, 1-4.

Rezig, M., Marty B., 1995. Geothermal study of the northeastern part of Algeria. In: *Proceedings of the World Geothermal Congress*, 2, 5-1151.

Rimi, A., Lucazeau, F., 1987. Heat flow density measurements in northern Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 6(6), 835-843. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(87\)90041-8](https://doi.org/10.1016/0899-5362(87)90041-8)

Rivero, L., Pinto, V., Casas, A., 2002. Moho depth structure of the eastern part of the Pyrenean belt derived from gravity data. *J. Geodyn.* 33 (3), 315-332.

Ross, H. E., Blakely, R. J., & Zoback, M. D. (2006). Testing the use of aeromagnetic data for the determination of Curie depth in California. *Geophysics*, 71(5), L51–L59.

Saada, A.S., Eldosouky, A.M., Abdelrahman, K., Al-Otaibi, N., Ibrahim, E., Ibrahim, A., 2021. New insights into the contribution of gravity data for mapping the lithospheric architecture. *Journal of King Saud University-Science*, 33(3), 101400. <https://doi.org/10.1016/j.jksus.2021.101400>.

Saibi, H., 2009. Geothermal resources in Algeria, *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 13(9), 2544-2552.

Saibi, S., Aboud, E., Gottsmann, J., 2015. Curie point depth from spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal reconnaissance in Afghanistan. *Journal of African Earth Sciences*, 111, 92-99. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.07.019>.

Salem, A., Green, C., Ravat, D., Singh, K.H., East, P., Fairhead, J.D., Mogren, D., Biegert, E., 2014. Depth to Curie temperature across the central Red Sea from magnetic data using the de-fractal method. *Tectonophysics*, 624-625, 75-86. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.027>

Références bibliographiques

Shuey, R. T., Schellinger, D. K., Tripp, A. C., & Alley, L. B. (1977). Curie depth determination from aeromagnetic spectra. *Geophysical Journal International*, 50(1), 75–101.

Soussi S, 2003: Géologie générale, Direction Régionale de Forage. Sonatrach - Hassi Messaoud.

Spector, A., Grant, S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35, 293–302.

Stacey, F. D. (1977). *Physics of the Earth* John Wiley and Sons. New York.

Takherist, D., Lesquer, A., 1989. Mise en évidence d'importantes variations régionales du flux de chaleur en Algérie. *Can J Earth Sci*, 26, 615-26

Tanaka, A., Okubo, Y., & Matsubayashi, O. (1999a). Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306(3–4), 461–470.

Tanaka, A., Okubo, Y., & Matsubayashi, O. (1999b). Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306(3–4), 461–470.

Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O., 1999. Curie point depth based on spectrumanalysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306, 461-470. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00072-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00072-4).

Trifonova, P., Zhelev, Z., Petrova, T., & Bojadgieva, K. (2009). Curie point depths of Bulgarian territory inferred from geomagnetic observations and its correlation with regional thermal ne structure and seismicity. *Tectonophysics*, 473(3–4), 362–374.

W.E.C., 1995. Well evaluation conference Proceeding, Schlumberger-Sonatrach, Algiers, Algeria.

Wen, L., Kang, G., Bai, C., Gao, G., 2019. Studies on the relationships of the Curie surface with heat flow and crustal structures in Yunnan Province, China, and its adjacent areas. *Earth, Planets and Space*, 71(1), 1-19.

Witter, J. and Miller, C., 2017. Curie point depth mapping in Yukon. Yukon Geological Survey, Open File 2017-3, 37 p.

Références bibliographiques

Wollard, G.P., Strange, W.E., 1962. Gravity anomalies and crust of the earth in the Pacific basin,. In: The crust of the Pacific basin. Geophysical Monograph, p. 12.

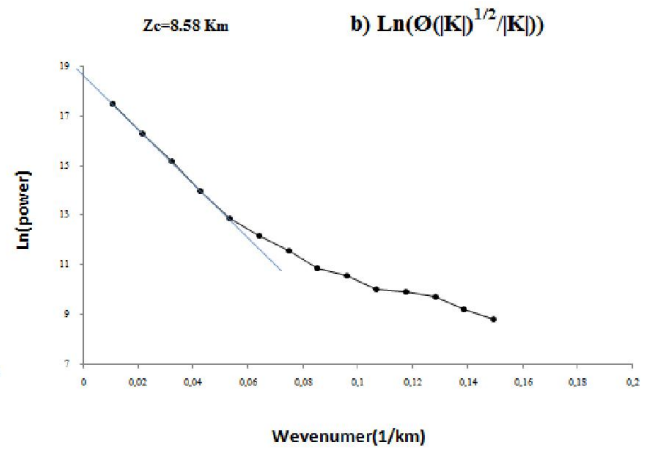
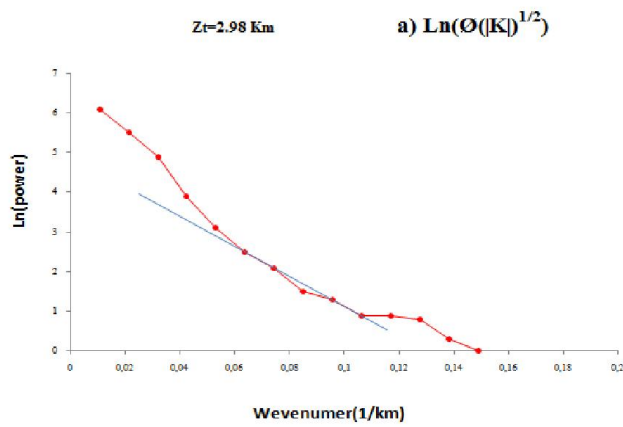
Wollard, G.P., 1959. Crustal structure from gravity and seismic data measurements. Journal of Geophysical Research, 64(10), 1521-1544. <https://doi.org/10.1029/JZ064i010p01521>.

Zegri, K., Souici, Y. (2019). Etude hydrodynamique et la distribution des eaux souterraines dans la région d'illizi : [mémoire de fin d'étude en vue de l'obtention du diplôme de master hydraulique]. Ouargla : université Kasdi Merbah – Ouargla, faculté des sciences appliquées.

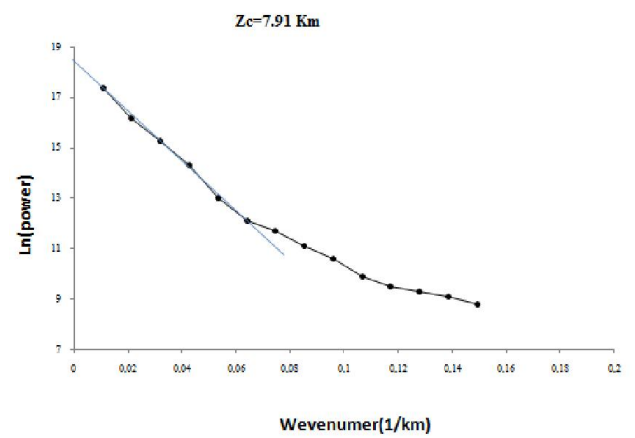
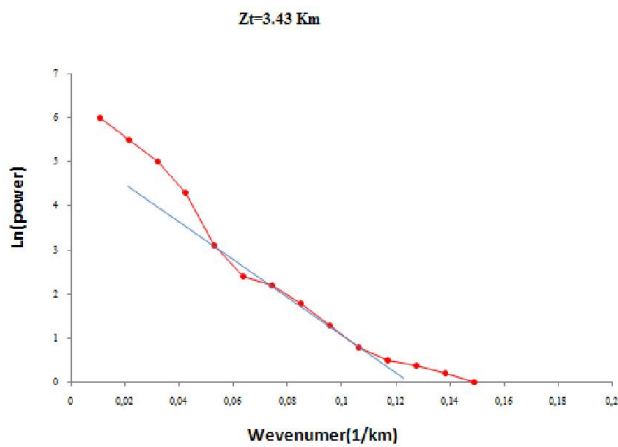
Annexes

Les spectres de fréquences pour 35 blocs :

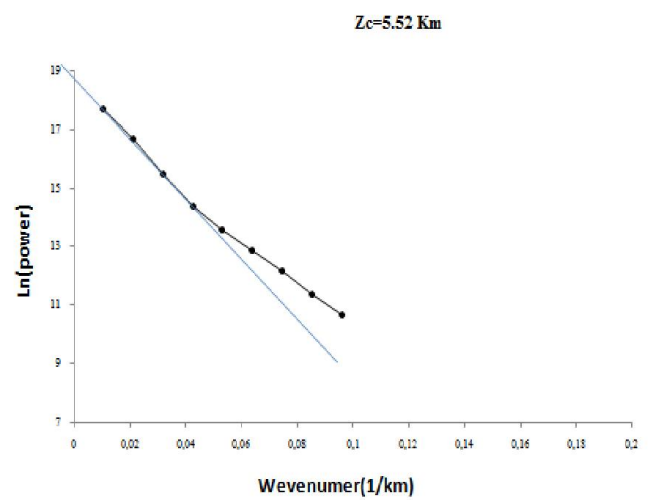
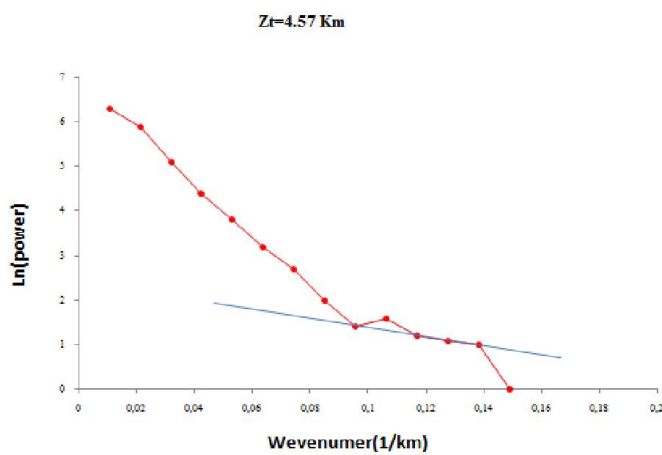
1)



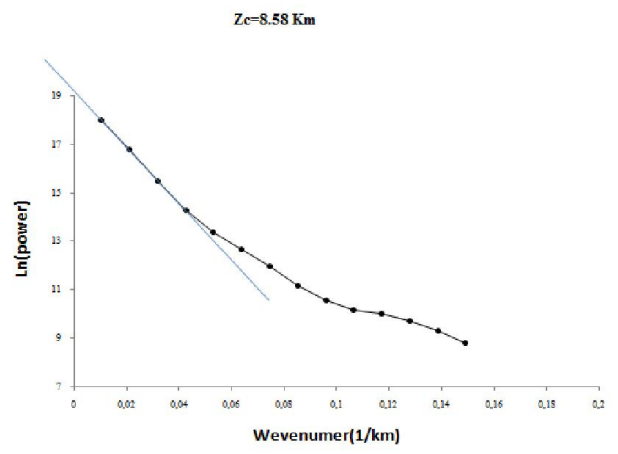
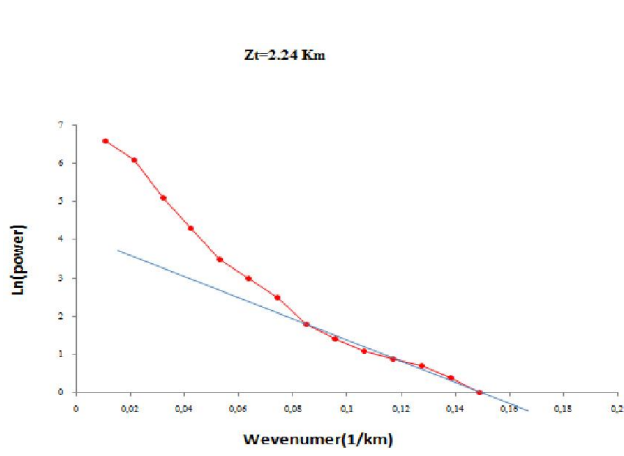
2)



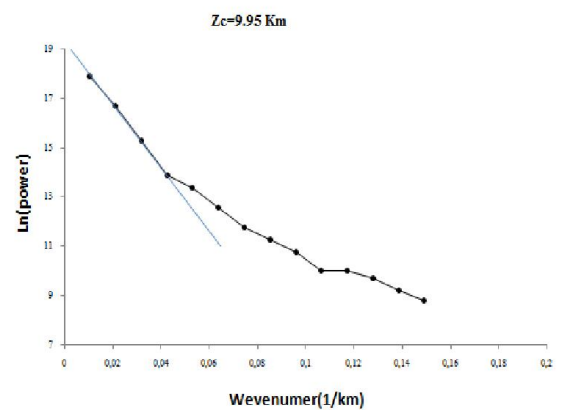
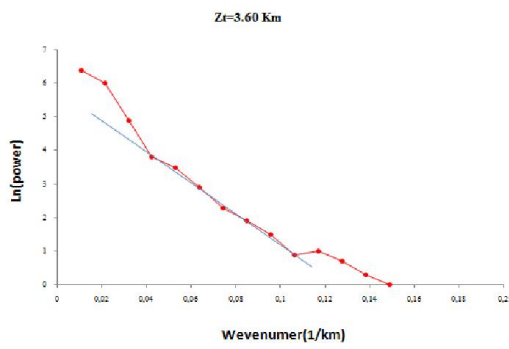
3)



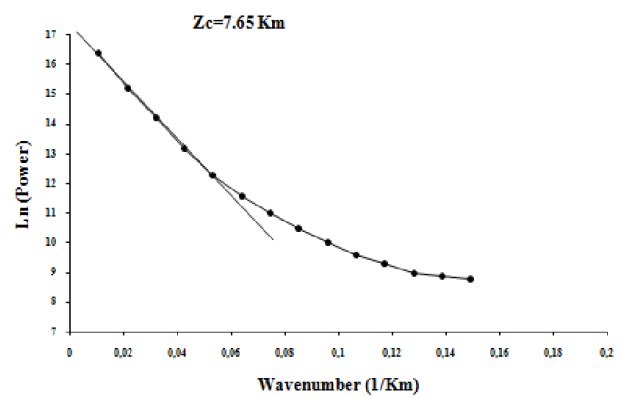
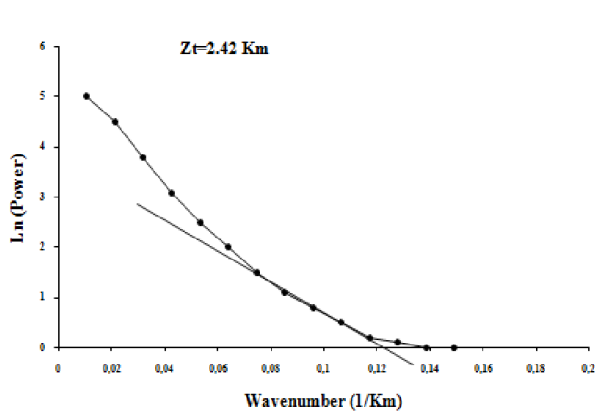
4)



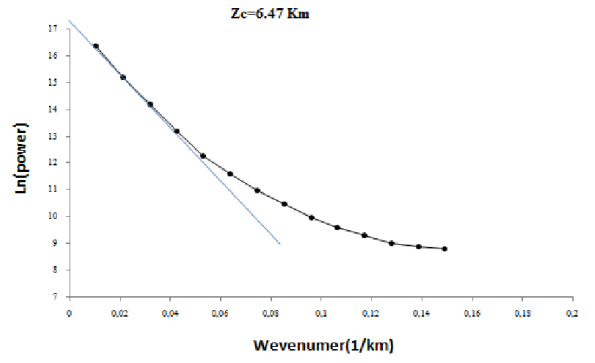
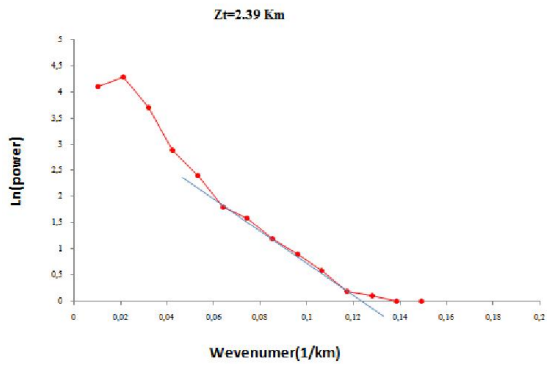
5)



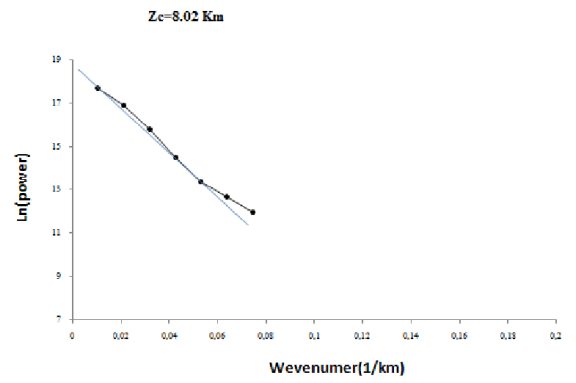
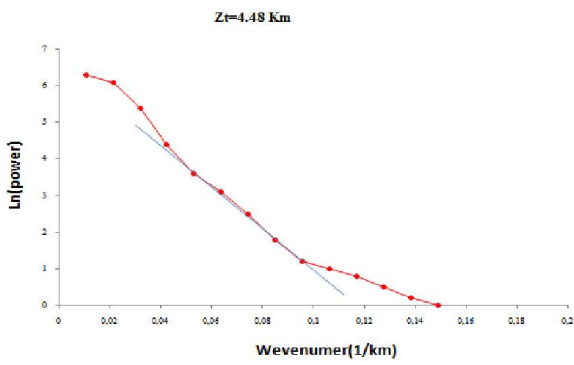
6)



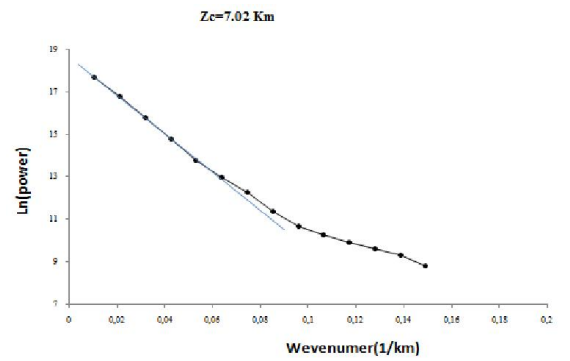
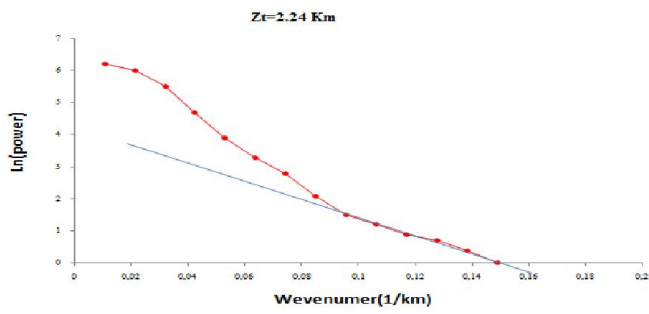
7)



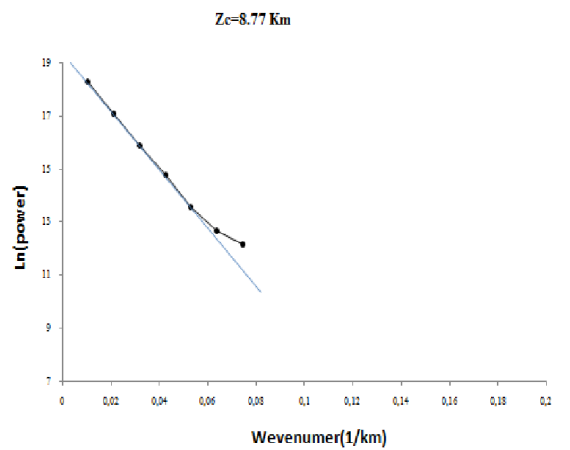
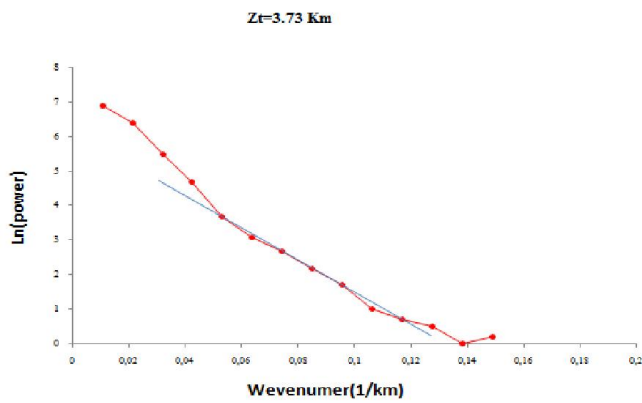
8)



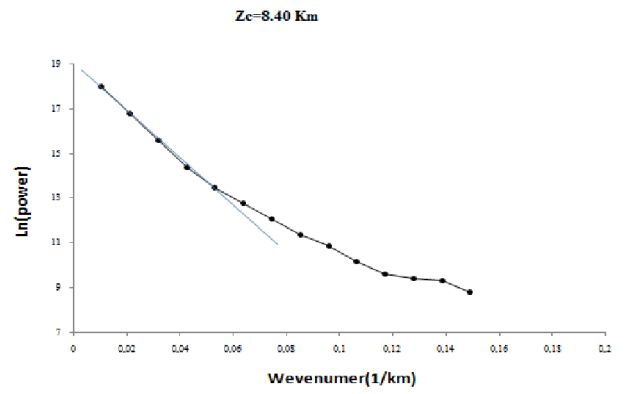
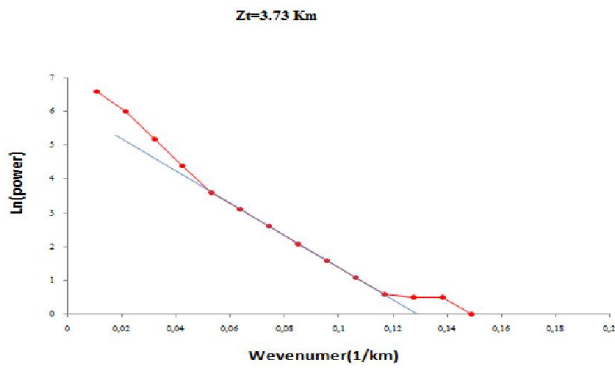
9)



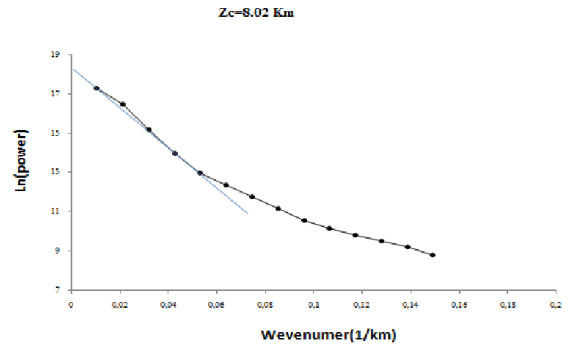
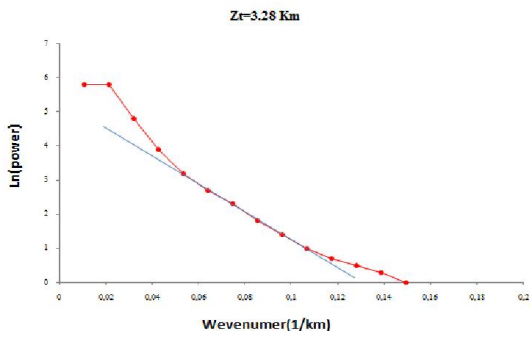
10)



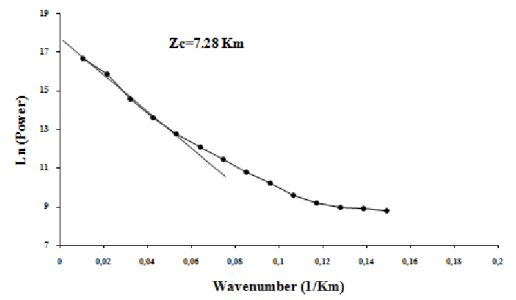
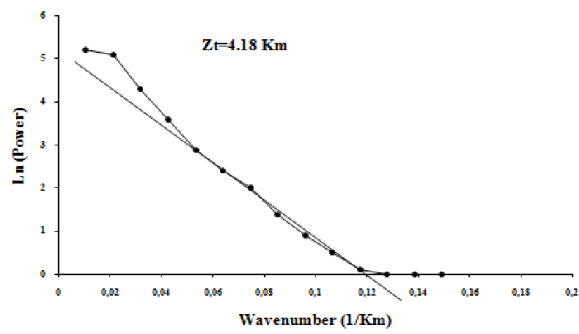
11)



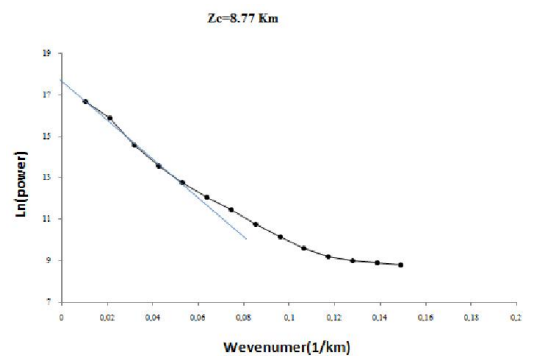
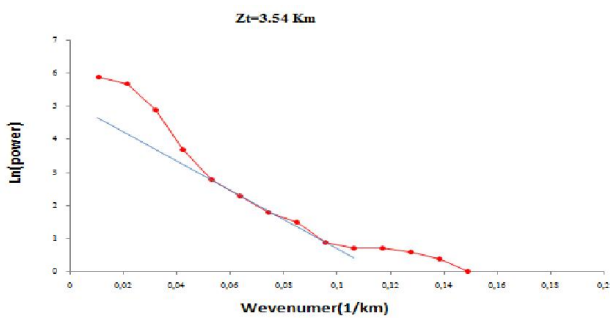
12)



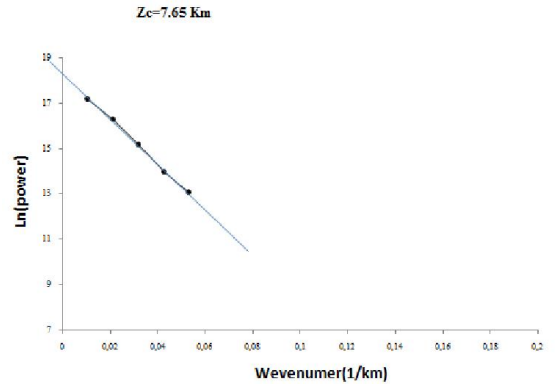
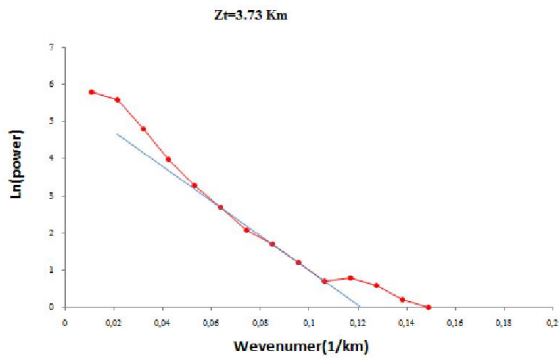
13



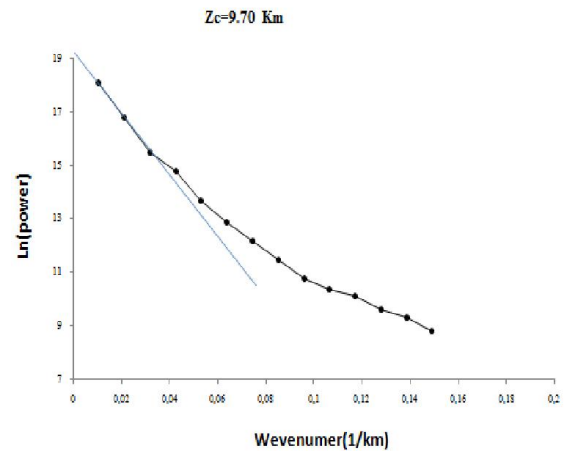
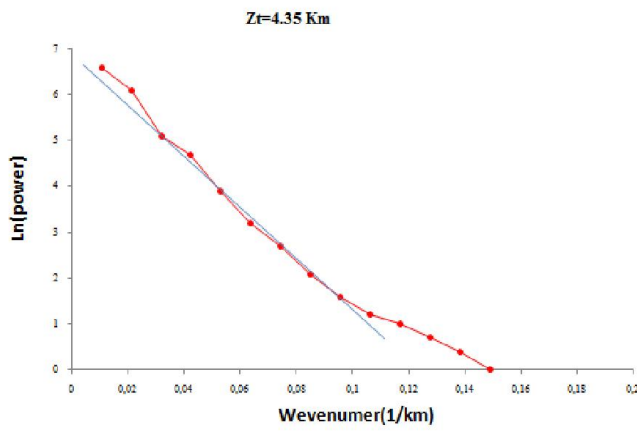
14



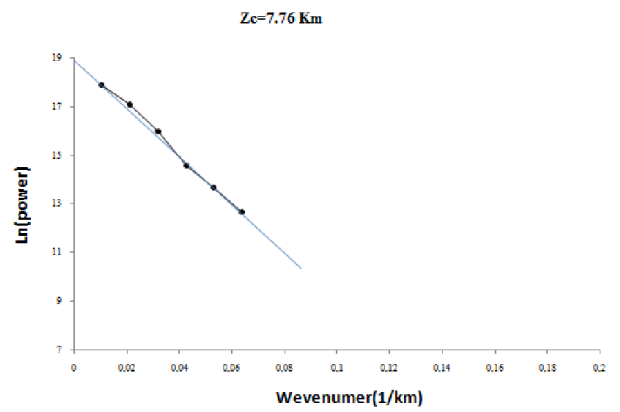
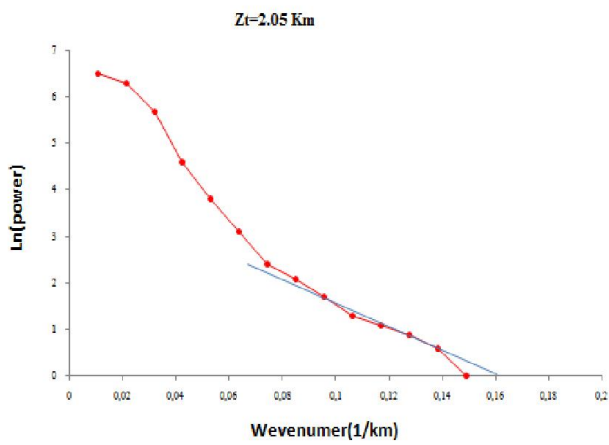
15



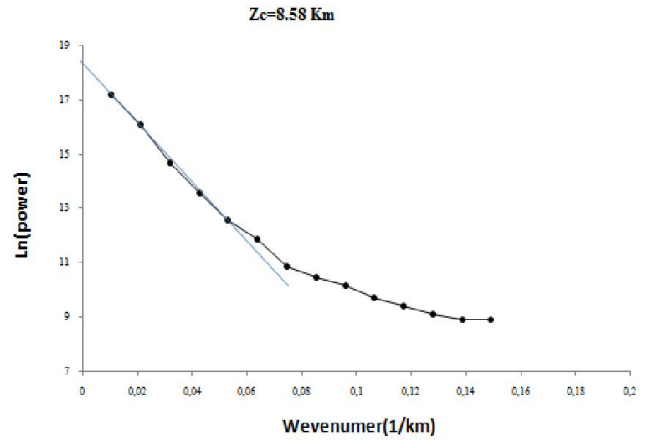
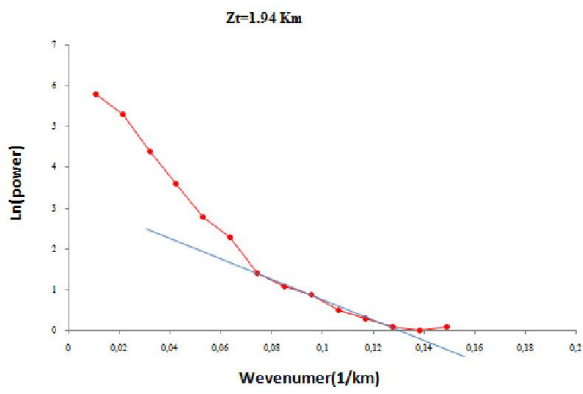
16)



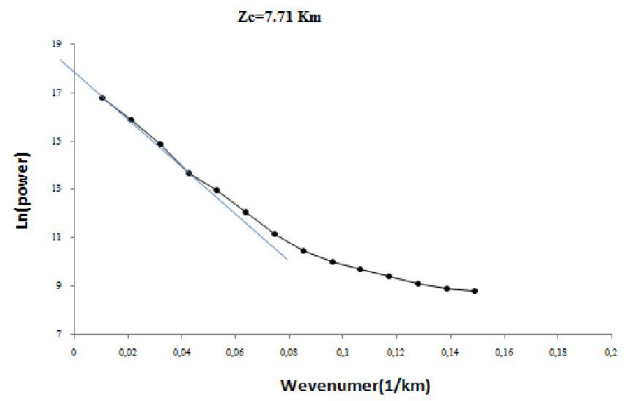
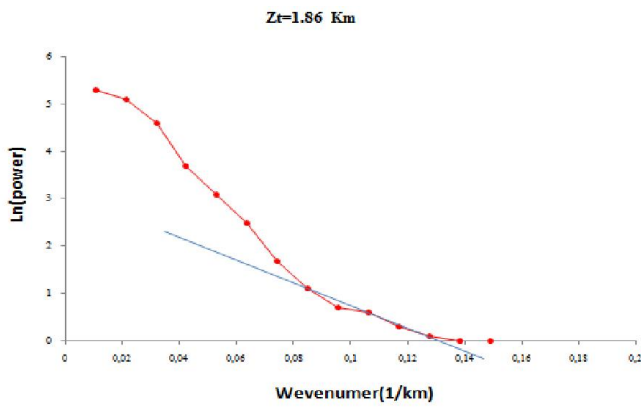
17)



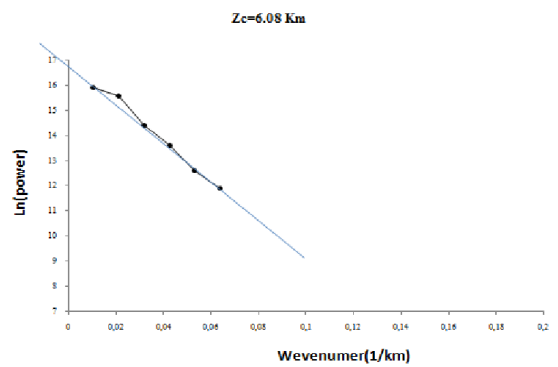
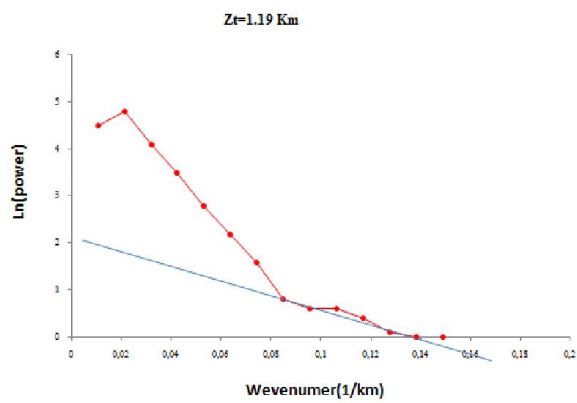
18)



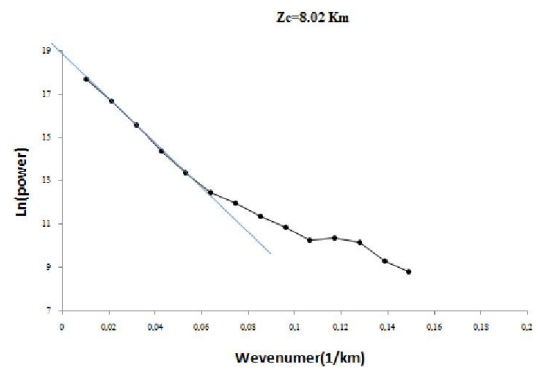
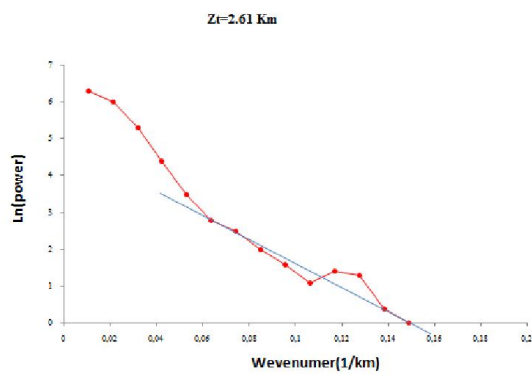
19)



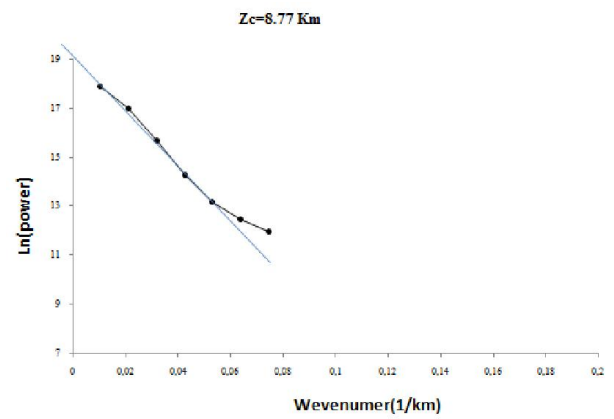
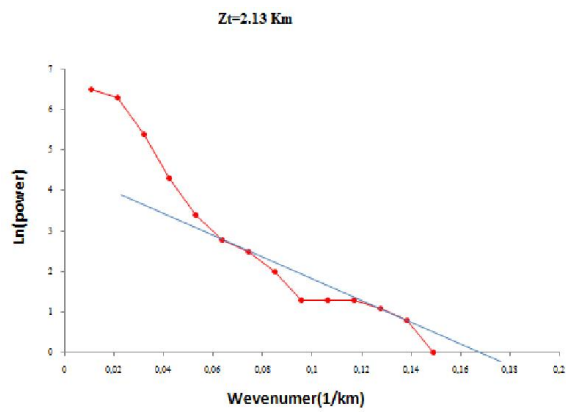
20)



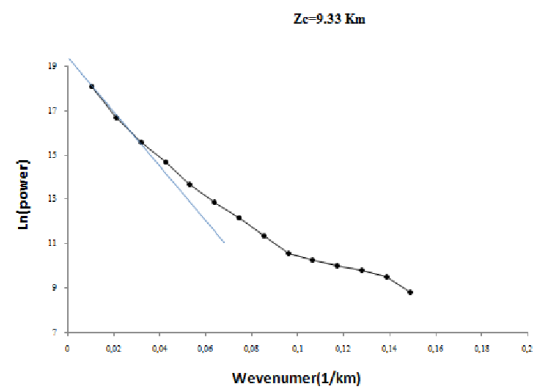
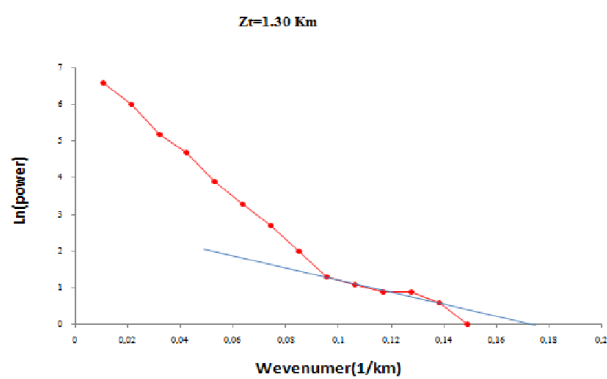
21)



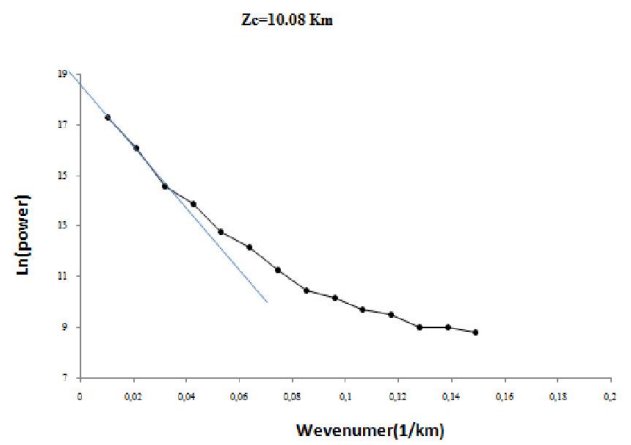
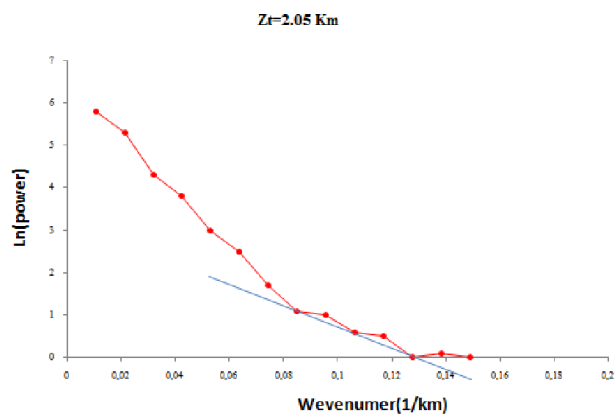
22)



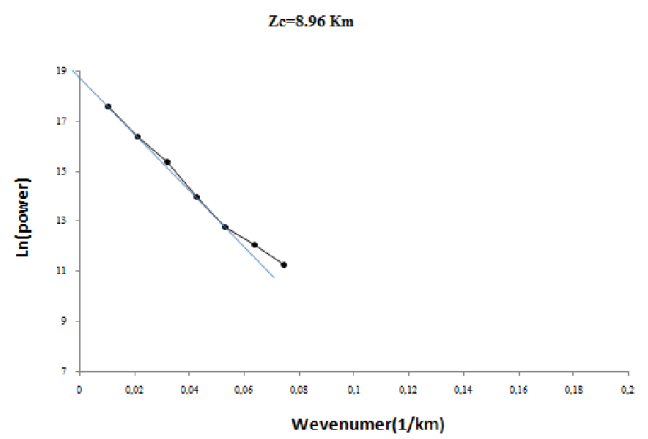
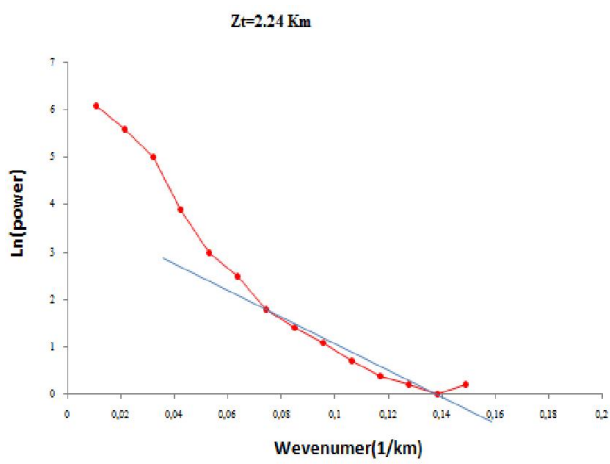
23)



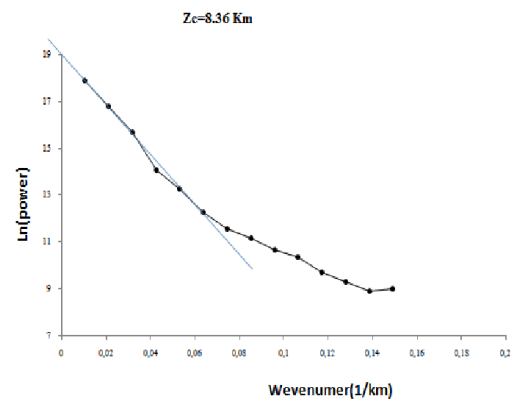
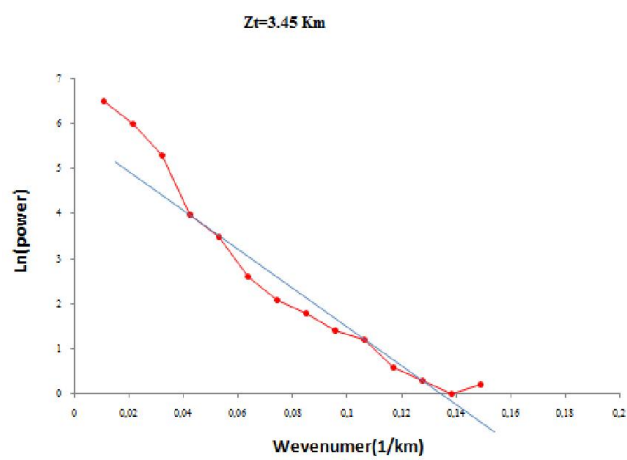
24)



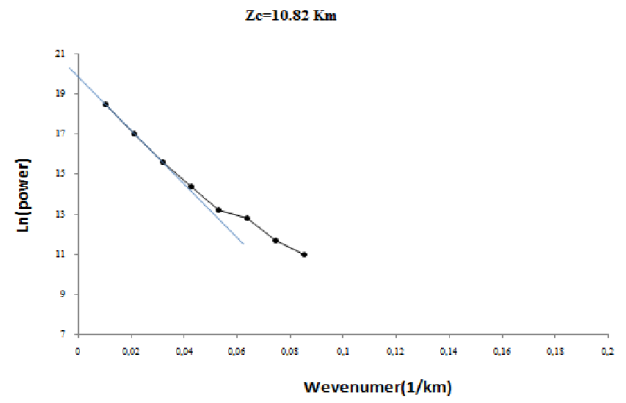
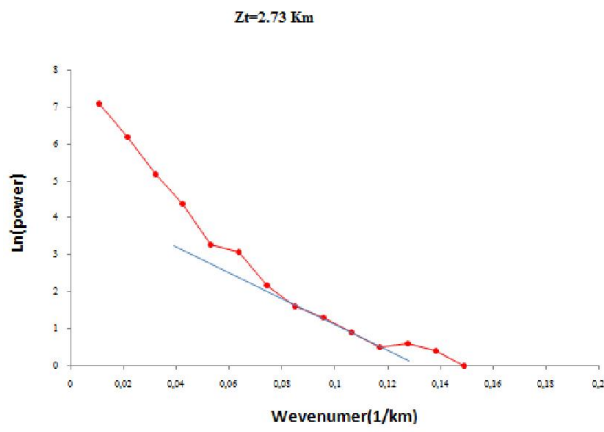
25)



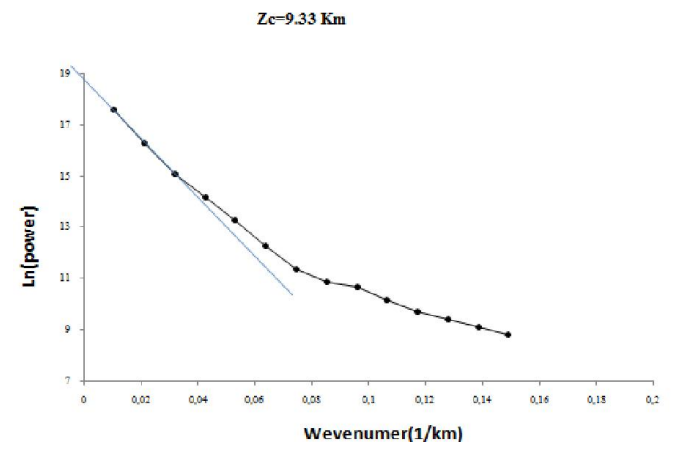
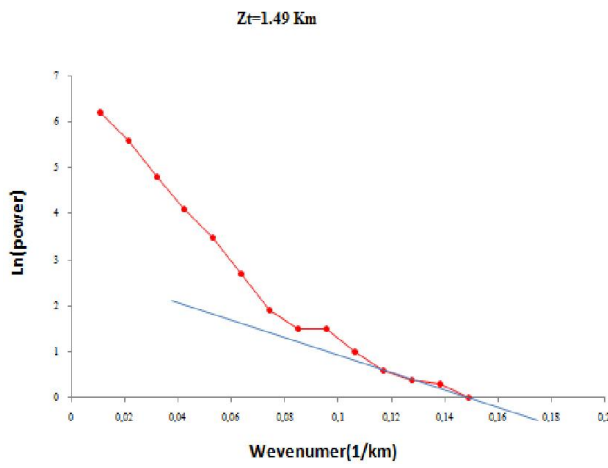
26)



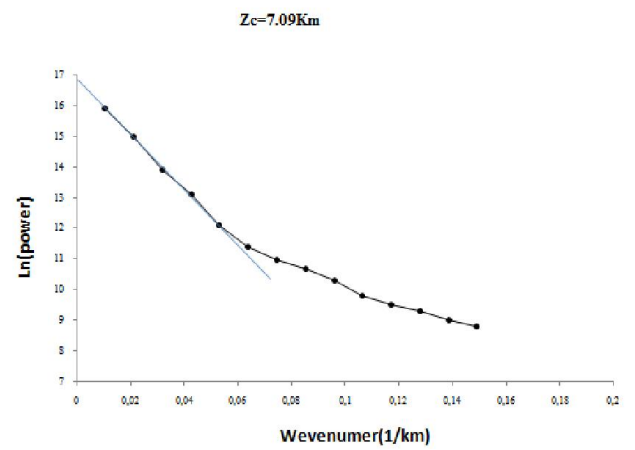
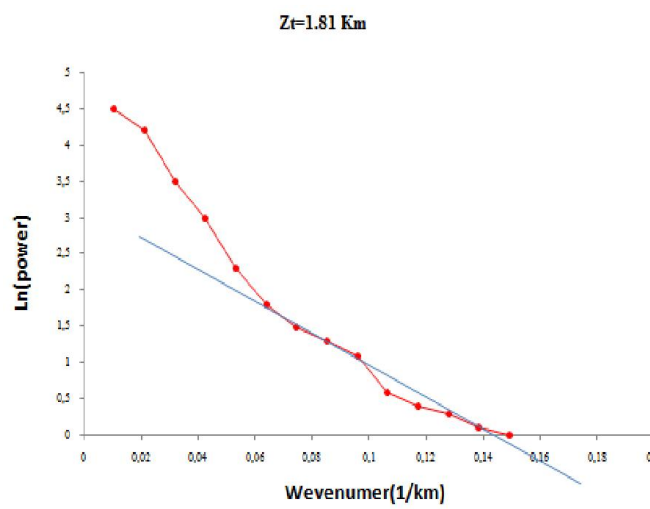
27)



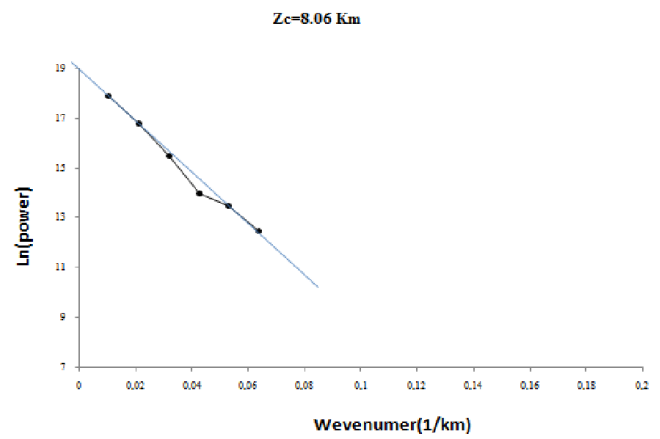
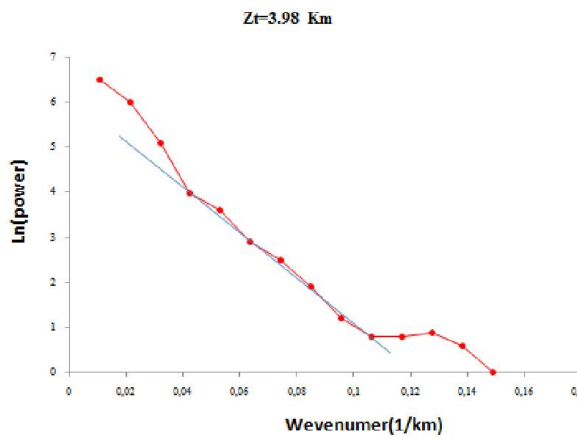
28)



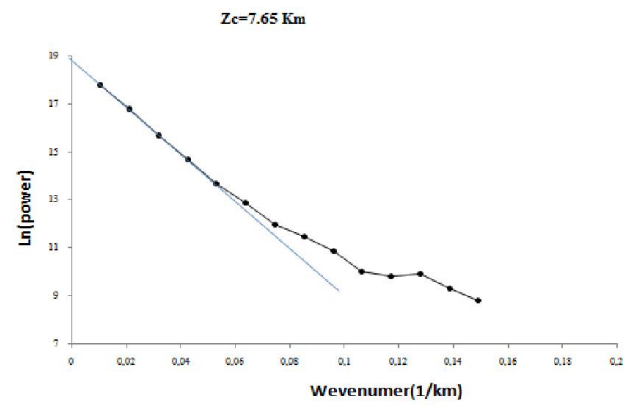
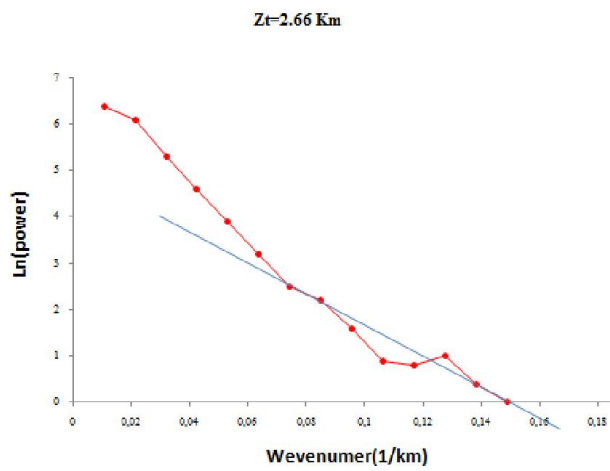
29)



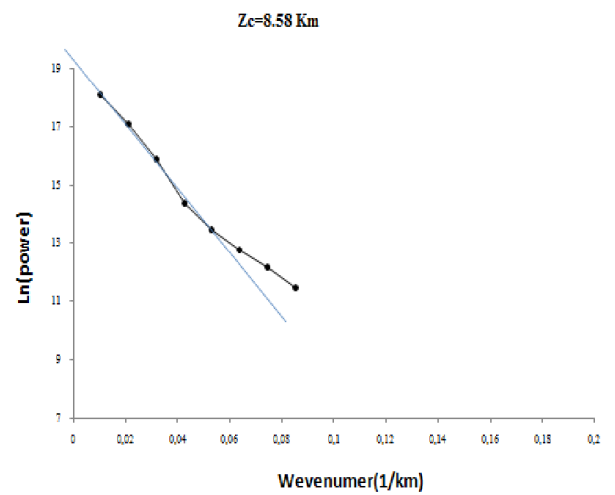
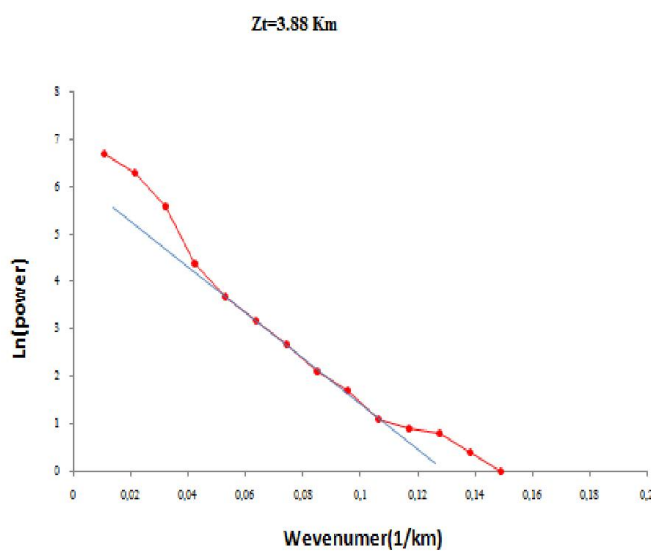
30)



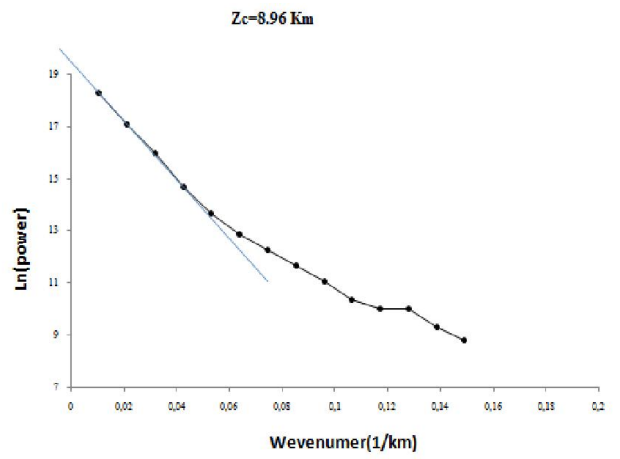
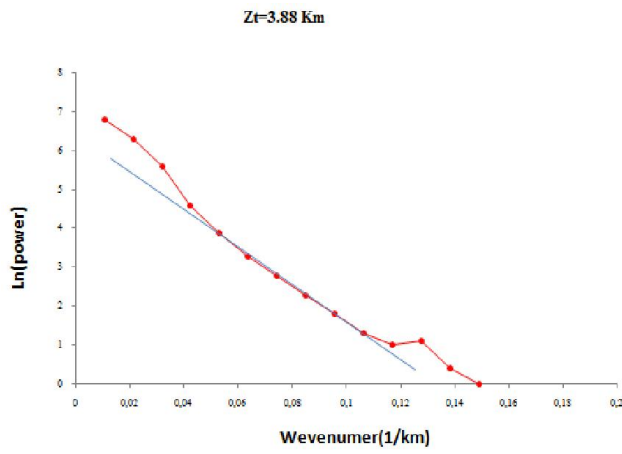
31)



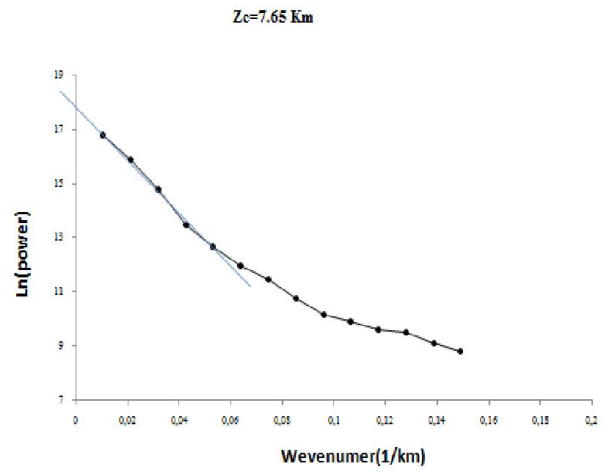
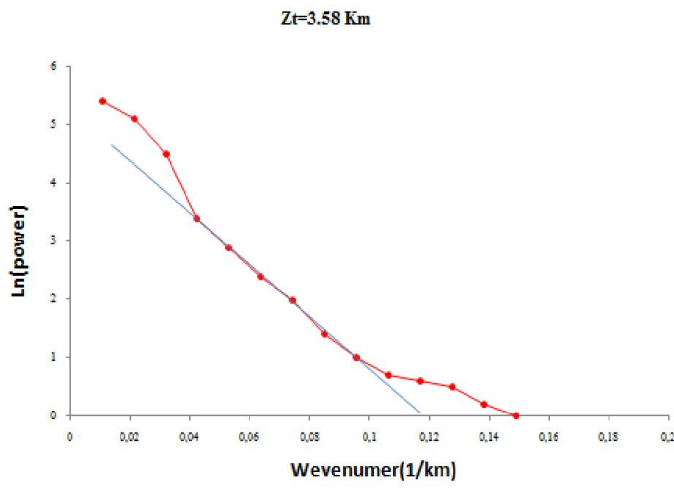
32)



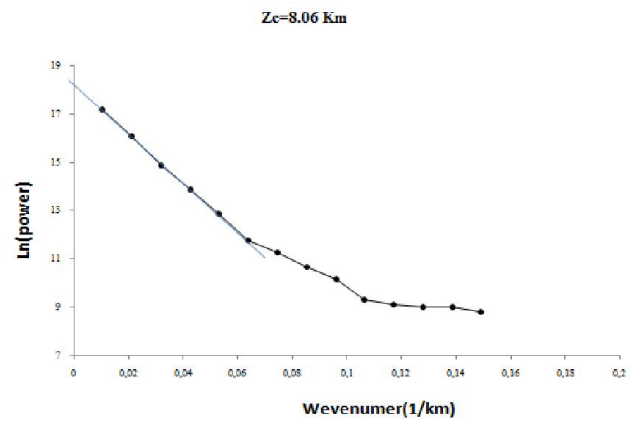
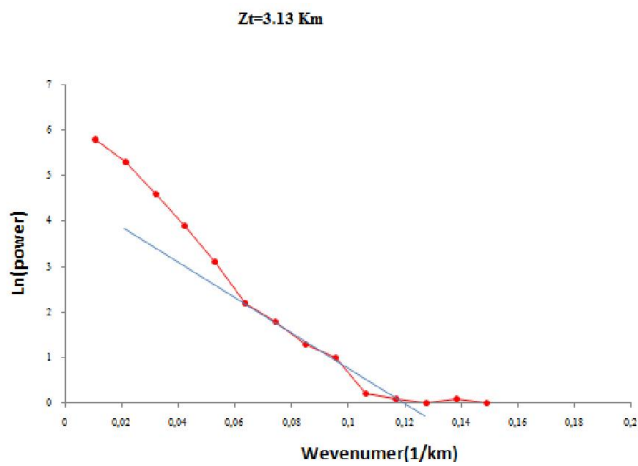
33)



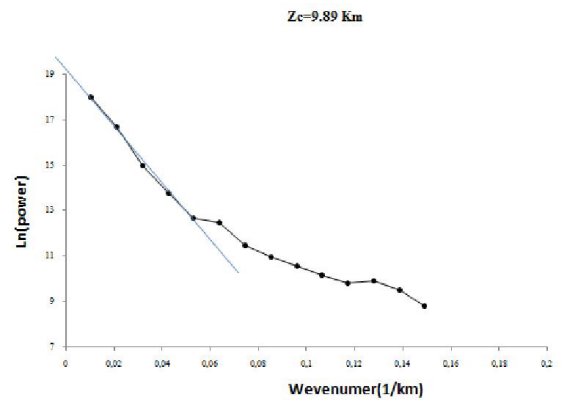
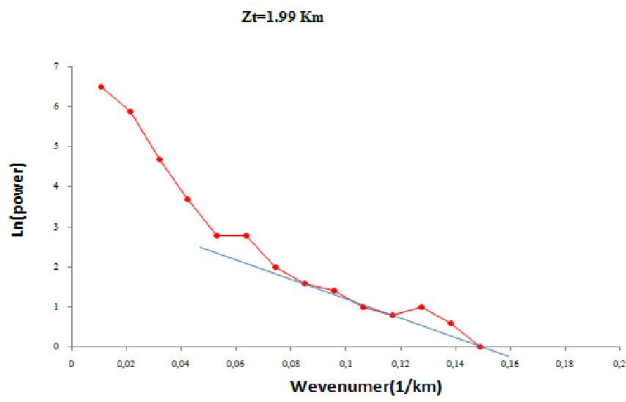
34)



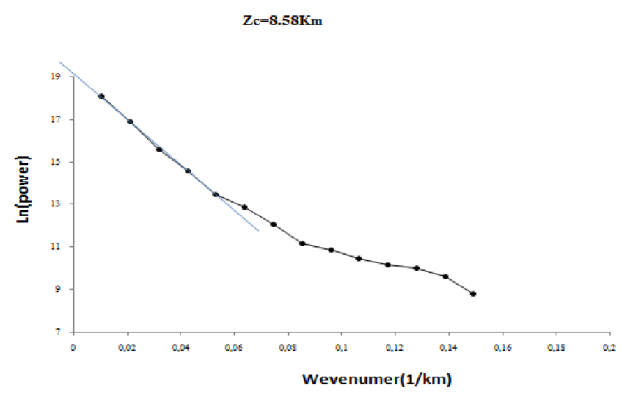
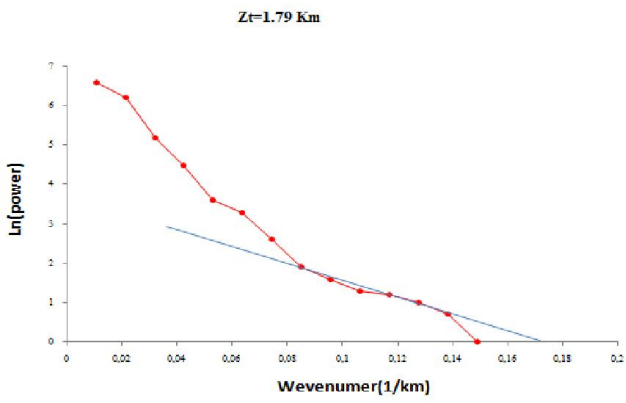
35)



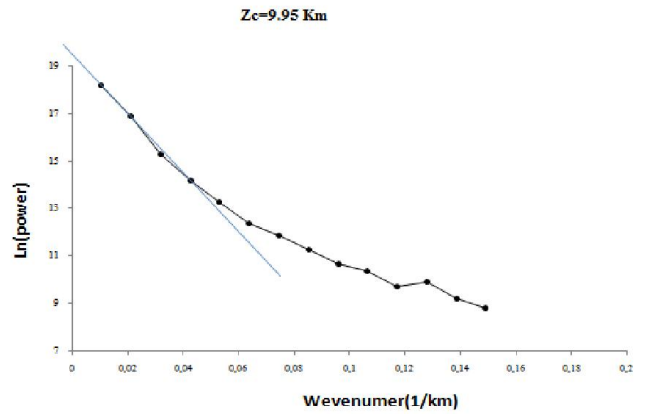
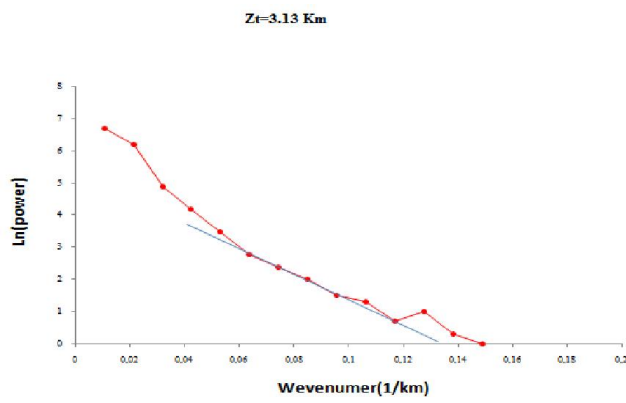
36)



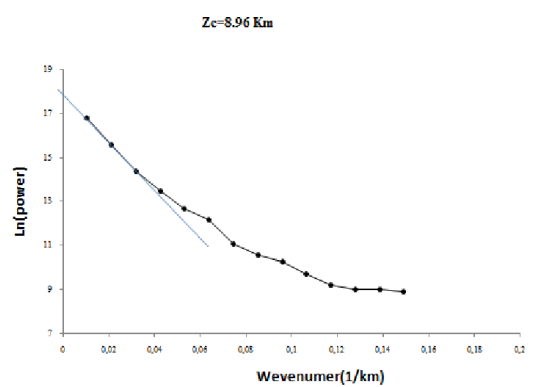
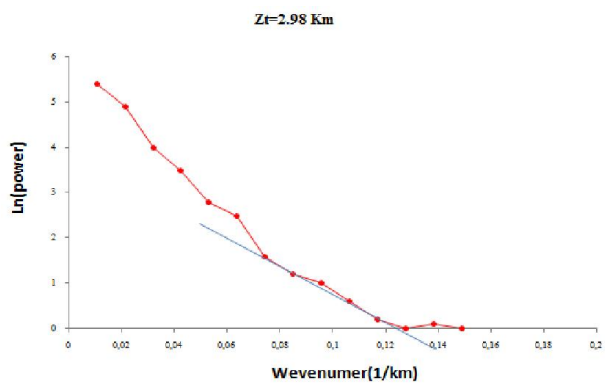
37)



38)



39)



ملخص :

تعتبر الموارد الحرارية الجوفية في منطقة إيليزي بديلاً لاستغلال النفط في الصحراء الجزائرية ، وقد كانت هذه الإمكانيات موضوعاً للعديد من المؤلفين على مدار القرن يتعامل العمل الحالي مع الخصائص الحرارية الأرضية للقشرة السفلية في الحوض الترياسي للمنطقة ، ويتضمن هذا رسم خرائط للتباين الإقليمي لعمق كوري وعند انقطاع موهو نحن نحاول بناء نموذج مفاهيمي لنظام الطاقة الحرارية الأرضية في المقاطعات الترياسية في منطقة إيليزي باستخدام مزيج من البيانات المغناطيسية والجاذبية يمكن لهذا النموذج أن يجعل من الممكن تصور تنوع الخصائص الحرارية والهيكليّة لقشرة الأرض ، وآلية نقل الحرارة وفقاً للسلوكيات الجيوديناميكية للموهو والقاعدة الصخرية **الكلمات المفتاحية:** إيليزي ، الأحواض الترياسية ، المغناطيسية ، قياس الجاذبية ، نقطة كوري، موهو ، التدرج الحراري الأرضي

Résumé :

Les ressources géothermales dans la région d'Ilizi sont considérées comme une alternative à l'exploitation pétrolière dans le Sahara algérien, ces potentialités ont fait l'objet de plusieurs auteurs au cours du siècle.

Le présent travail traite les caractéristiques géothermales de la croûte inférieure dans la province triasique de la région, cela comporte la cartographie de la variance régionale de la profondeur du Curie (CPD) et à la discontinuité de Moho.

Nous tentons de construire un modèle conceptuel du système géothermique dans les provinces triasiques de la région d'Ilizi en utilisant une combinaison de données magnétique et gravimétrique.

Ce modèle peut permettre de visualiser la diversité des propriétés thermiques et structurales de la croûte terrestre, et le mécanisme de transfert de chaleur en fonction des comportements géodynamiques du Moho et du socle magmatique.

Mots-clés : Ilizi, province triasiques, magnétique, gravimétrie, point de Curie CPD, Moho, gradient géothermique.

Abstract:

Geothermal resources in the Illizi region are considered an alternative to oil exploitation in the Algerian Sahara; these potentialities have been the subject of several authors over the century.

The present work deals with the geothermal characteristics of the lower crust in the Triassic basin of the region; this involves the mapping of the regional variance of the depth of the Curie (CPD) and at the Moho discontinuity.

We are attempting to build a conceptual model of the geothermal system in the Triassic provinces of the Illizi region using a combination of magnetic and gravity data.

This model can make it possible to visualize the diversity of the thermal and structural properties of the earth's crust, and the heat transfer mechanism according to the geodynamic behaviors of the Moho and the magmatic basement.

Keywords : Illizi, Triassic basins, magnetic, gravimetry, CPD Curie point, Moho, geothermal gradient.