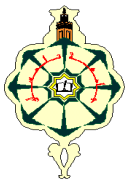


N° d'ordre : /DSTU/2019



MEMOIRE

Présenté

à



L'UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID-TLEMCCEN
FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE ET SCIENCES DE LA TERRE
ET DE L'UNIVERS
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Pour obtenir

LE DIPLÔME DE MASTER PROFESSIONNEL

Spécialité

Géo-Ressources

par

Abdulkarim Abass OMAR

**ESTIMATION DU FLUX DE CHALEUR DANS LA REGION
DE TLEMCCEN (ALGERIE)**

Soutenu le 13 juillet 2019 devant les membres du jury :

Salamet MAHBOUBI, MC (B), Univ. Tlemcen
Abderrezak BOUZID, MR (A), CRAAG
Fatiha HADJI, MA (A), Univ. Tlemcen
Abbas MAROK, Professeur, Univ. Tlemcen
Sofiane AMARA Professeur, Univ. Tlemcen

Présidente
Encadreur
Co-encadreur
Examineur
Examineur

TABLE DES MATIERES

	Pages
REMERCIEMENTS	4
RESUME	5
ABSTRACT	6
INTRODUCTION GENERALE	7
Chapitre 1 : CONCEPTS GENERAUX <hr/>	
I. CONCEPT DE CHALEUR	8
II. GRADIENT GEOTHERMIQUE, FLUX DE CHALEUR ET CONDUCTIVITE THERMIQUE	9
A. Gradient géothermique	9
B. Flux géothermique	9
C. Conductivité thermique	9
III. FLUX DE CHALEUR DE LA TERRE	9
A. Conduction	9
B. Convection	9
C. Flux de chaleur océanique	11
D. Flux de chaleur continentale	12
IV. ESTIMATION DU FLUX DE CHALEUR	12
A. Flux de chaleur par conduction	12

B. Flux de chaleur convectif	12
C. Etat thermique de la croûte supérieure	13
D. Facteurs affectant le flux de chaleur	13
V. ENERGIE GEOTHERMIQUE : TYPES ET PRODUCTION	14
A. Types d'énergie géothermique	14
1. Géothermie haute énergie.....	14
2. Géothermie basse énergie.....	14
B. Production d'énergie géothermique	14
 Chapitre 2: LOCALISATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE <hr style="display: inline-block; width: 100px; vertical-align: middle; margin-left: 10px;"/>	
 I. LOCALISATIONS	16
A. Localisation de la zone d'étude	16
B. Localisation des forages	17
II. CONTEXTE GEOLOGIQUE	17
A. Mésozoïque	18
Jurassique supérieur.....	18
B. Cénozoïque	19
C. Plio-Quaternaire	19
III. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE DES FORAGES	19
A. Forage Zouia1	19
B. Forage BBS07	20

Chapitre 3 RESULTATS ET INTERPRETATION

I. MATERIEL ET METHODES	21
A. Mesure du gradient géothermique	21
B. Calcul du flux de chaleur	21
C. Procédure	21
D. Traitement des données	22
II. ESTIMATION DES FLUX	23
A. En utilisant les gradients géothermiques des courbes températures vs profondeur	23
1. Forage Zouia 1	23
2. Forage BBS07	25
B. Estimation du flux par l'utilisation de la méthode de Gough	27
1. Forage Zouia 1	28
2. Forage BBS07	28
III. DISCUSSION	29
CONCLUSION GENERALE	31
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	32
LISTE DES TABLEAUX	34
LISTE DES FIGURES	35

REMERCIEMENTS

Je dois des millions de remerciements et une immense gratitude au Tout-Puissant ALLAH qui m'a donné courage, volonté, santé et a rendu possible ce mémoire de master.

De même, je voudrais remercier mon superviseur, le Dr Abderrezak BOUZID du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG) pour ses précieux commentaires et son soutien durant la réalisation de ce travail.

Merci également à mon co-superviseur et conseillère, Mme Fatiha HADJI, qui ne m'a, non seulement conseillé de poursuivre mes études de master lorsque je voulais quitter mais qui a aussi accepté de co-superviser ce travail.

Mes remerciements s'adressent aussi à Mme Salamet MAHBOUBI qui a bien voulu présider le jury de ma soutenance.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à M. Abbas MAROK, professeur à l'université de Tlemcen, pour m'avoir initié au terrain, de m'avoir fourni de précieuses sources d'informations et d'avoir accepté d'examiner ce mémoire.

J'adresse aussi mes remerciements à Mr Sofiane AMARA, Directeur de l'URMER et enseignant à l'université de Tlemcen, qui malgré ses nombreuses tâches pédagogiques et scientifiques accepté d'examiner ce travail.

Je tiens à remercier aussi Mr Bachir HALLOUCHE, enseignant à l'université de Sidi Bel Abbes, pour son aide.

De plus, je saisis cette occasion pour exprimer ma sincère gratitude au personnel du Centre de recherche en astronomie, astrophysique et géophysique (CRAGG) pour leur aide.

Enfin, je voudrais exprimer ma gratitude aux personnes qui me sont les plus chères. Je voudrais remercier mes parents, M. Abass Omar Moh'd et ma belle mère, Mme Bimkubwa Saïd Seif, qui ont toujours été à mes côtés pendant toutes les périodes difficiles et pour leur soutien financier.

RESUME

Le but de ce travail concerne une étude géothermique de deux forages situés au Nord de Rhar Rouban (Région de Tlemcen, Algérie). Des mesures de résistance électrique ont été réalisées à l'aide d'une thermistance en fonction de la profondeur pour des pas de 5 mètres sur des profondeurs supérieures à 300m. Les formations géologiques recoupées par les forages en question concernent celles du Jurassique supérieur et du Miocène. Des gradients géothermiques ont été calculés moyennant les températures déterminées à partir des mesures de résistance réalisées lors de la descente de la sonde et lors de sa remontée.

Les valeurs du gradient géothermique ponctuel déterminées à partir des courbes $T=f(P)$, ont permis d'aboutir à un gradient géothermique moyen variant entre 16.26 ± 1.63 et 26.89 ± 2.69 °C/km dans le forage

Zouia1 et entre 26.5 ± 2.65 et 26.8 ± 2.68 °C/km le BBS07.

Les flux de chaleur ont été estimés à partir des gradients géothermiques déterminés à partir des courbes de température vs profondeur et par la méthode dite de Gough.

Les flux géothermiques moyens estimés lors de la descente de la sonde sont de 49.97 ± 10 mW m⁻² pour le forage de Zouia1 et entre 63.61 ± 12.7 et 71.09 ± 14.2 mWm⁻² pour BBS07.

La méthode utilisant les gradients, basée sur le calcul d'un coefficient de conductivité thermique pour chaque formation a donné un flux moyen de l'ordre de 58.7 ± 11.7 mW m⁻² au forage de Zouia1. Le puits BBS07, a indiqué des flux géothermiques moyens compris entre 62.7 ± 12.5 (descente) et 62.0 ± 12.4 mW m⁻² (remontée).

Mots clés : Tlemcen, Forages, Gradient géothermique, Méthode de Gough , Flux géothermique.

ABSTRACT

The aim of this work concerns a geothermal study of two boreholes located north of Rhar Rouban (Tlemcen Region, Algeria). Electrical resistance measurements were carried out using a thermistor as a function of depth for steps of 5 meters over a depth greater than 300m. The geological formations intersected by these wells concern those of Upper Jurassic and Miocene. Geothermal gradients were calculated using the temperatures determined from the resistance measurements made during the descent of the probe and during its ascent.

The geothermal gradient values determined from $T = f(P)$ curves yielded an average geothermal gradient of between 16.26 ± 1.63 and 26.89 ± 2.69 °C/km in the Zouia1 borehole and between 26.5 ± 2.65 and 26.8 ± 2.68 °C/km in BBS07.

The heat flow was estimated from the geothermal gradients determined from the temperature vs depth curves and by Gough method.

The average geothermal flows estimated using Gough approximation during the descent of the probe are 49.97 ± 10 mW m⁻² for Zouia1 and vary between 63.61 ± 12.7 and 71.09 ± 14.2 mW m⁻² for BBS07.

The method using geothermal gradient, based on the calculation of a thermal conductivity coefficient for each formation, gave an average flux of about 58.7 ± 11.7 mW m⁻² at Zouia1. Well BBS07, indicated an average geothermal flux varying between 62.7 ± 12.5 and 62.02 ± 12.4 mW m⁻² during the descendant and the ascendant movements of the probe, respectively.

Keywords: Tlemcen, Boreholes, Geothermal gradient, Gough method, Geothermal flux.

INTRODUCTION GENERALE

De nos jours, le Monde fait face à de grands problèmes concernant la rareté des sources d'énergie et les problèmes environnementaux causés par les sources énergétiques existantes non renouvelables (charbon et combustibles fossiles). Cette situation a mené différents chercheurs scientifiques à rechercher dans l'environnement d'autres sources d'énergie renouvelables et de sécurité, telles que l'énergie solaire, l'énergie hydroélectrique et l'énergie géothermique.

Le flux de chaleur émanant des profondeurs de la Terre informe sur l'état thermique de la lithosphère. Il est défini comme étant égal au produit du gradient géothermique par la conductivité thermique des formations géologiques traversées. Le gradient géothermique est obtenu en mesurant la profondeur de la température dans un forage en état d'équilibre thermique à l'aide d'une thermistance calibrée (sonde) avec une grande précision. D'autre part, la conductivité des roches peut être mesurée au laboratoire sur des échantillons de roches prélevés dans les formations géologiques traversées par le forage, faute de quoi, elle sera estimée à partir du log lithologique du forage moyennant des tables de valeurs issues des études antérieures.

Dans le présent travail, il est proposé de réaliser des mesures de température dans deux forages en équilibre thermique (c'est-à-dire non en exploitation) situé dans la région de Tlemcen. L'exploitation des mesures de forage permettra d'estimer le gradient géothermique à travers ce dernier. Le flux de chaleur sera déduit au niveau de chaque forage. Les valeurs obtenues seront interprétées en fonction du contexte géologique.

Notre travail est composé de trois chapitres:

- le premier chapitre traitera du concept général de la chaleur, y compris de l'origine de la chaleur, de la manière dont elle s'écoule de l'intérieur vers la surface de la Terre et de la façon dont elle peut être estimée.
- Le second portera sur la localisation géographique des points étudiés et le contexte géologique de la région d'étude.
- Le dernier, sera consacré au traitement des données et à l'interprétation des résultats obtenus.

I. CONCEPT DE CHALEUR

La température à la surface de la Terre est liée à deux types d'apport d'énergie:

- L'énergie solaire, d'origine externe au globe terrestre, qui fournit un flux thermique d'origine externe.
- Le flux de chaleur d'origine interne qui est également dirigé vers la surface. La chaleur géothermique est due au mouvement des particules et des éléments radioactifs (par exemple, ^{232}Th , ^{238}U , ^{235}U et ^{40}K). Il est généré par les désintégrations nucléaires naturelles des isotopes radioactifs qui libèrent spontanément de l'énergie thermique dans l'environnement. (Blackwell and Spafford, 1987).

Par exemple, la désintégration de $^{92}_{238}\text{U}$ conduit à la formation de $^{90}_{234}\text{Th}$ et ^2_4He (Figure 1).

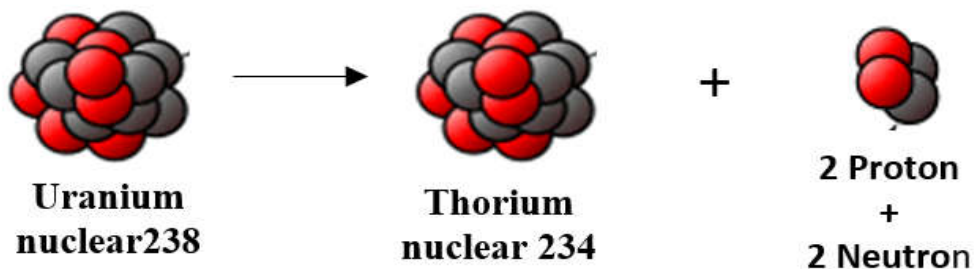


Figure 1: Désintégration de l'uranium 238

La désintégration des éléments radioactifs représente à elle seule plus de 90% du flux de chaleur terrestre. Les 10% de flux de chaleur restants semblent être dus à:

- la chaleur dégagée par réaction chimique exothermique à l'intérieur de la croûte,
- les frottements au niveau des failles causés par les mouvements tectoniques,
- la chaleur dégagée par la cristallisation ou la solidification des roches en fusion lors du refroidissement (Ouali et al, 2006).

Les instabilités de ces isotopes radioactifs sont une des causes du dégagement de chaleur géothermique et toutes ces activités ont lieu dans le manteau supérieur de la terre dans le

magma. La chaleur peut également provenir du mouvement de la tectonique des plaques lors de la collision des plaques (King, 2016).

II. GRADIENT GEOTHERMIQUE, FLUX DE CHALEUR ET CONDUCTIVITE THERMIQUE

A. Gradient géothermique

Le gradient géothermique représente la variation de la température en fonction de la profondeur. Il varie avec:

- la composition chimique des roches (proportion d'éléments radioactifs),
- la convection (présence ou non d'eau),
- le contexte géodynamique,
- la variation de la conductivité thermique (capacité à transférer de la chaleur par conduction thermique) des couches sédimentaires.

B. Flux géothermique

Le flux géothermique est la quantité d'énergie libérée par la Terre

C. Conductivité thermique

La conductivité thermique est une propriété physique des roches. Elle représente une quantité physique importante dans le transport de la chaleur (Pasquale et al, 2017).

III. FLUX DE CHALEUR DE LA TERRE

Selon Pollack et al (1993), le flux moyen est d'environ 65 mW m^{-2} à la surface des continents et de 100 mW m^{-2} au fond de la mer (c'est-à-dire une moyenne de 87 mW m^{-2} pour le Monde entier).

La chaleur intérieure de la Terre est transmise à sa surface principalement par deux mécanismes: la convection et la conduction. Parmi les mécanismes de la lithosphère terrestre, la conduction de la chaleur prédomine généralement.

A. Conduction : elle représente le transfert d'énergie thermique par contact direct entre des substances (solides ou fluides stationnaires) dans lesquelles il existe un gradient de température. Le mécanisme de transfert de chaleur impliqué est la diffusion (Sui et al, 2018).

B. Convection : elle concerne le transfert de chaleur entre deux surfaces par un fluide en mouvement par interaction moléculaire. Les mécanismes impliqués dans la convection sont la diffusion et l'advection, qui sont le transfert d'énergie par le mouvement du fluide en cas de présence d'un gradient de température (Sui et al, 2018).

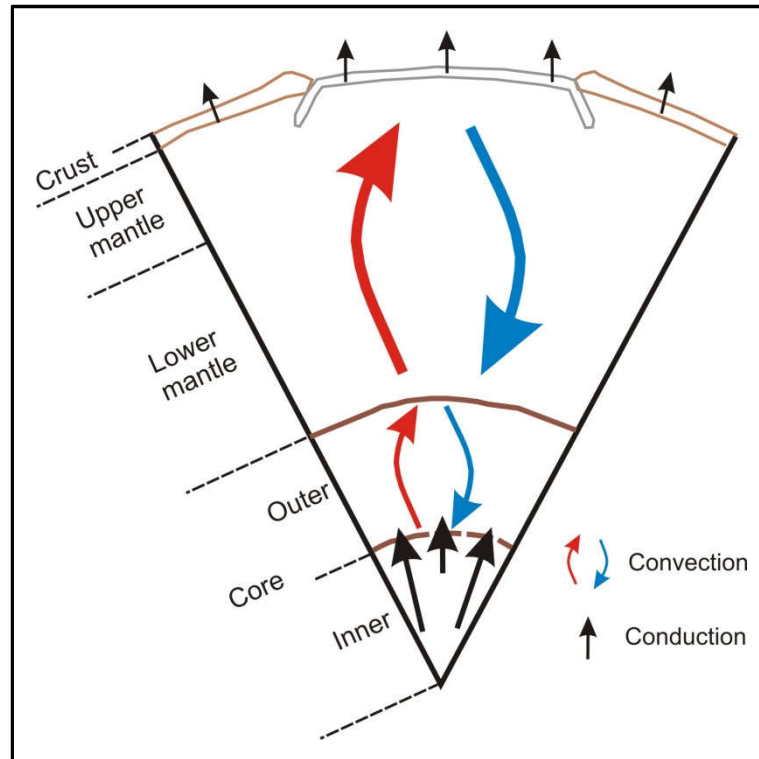


Figure 2: Coupe transversale de la Terre montrant les mécanismes de transport de chaleur dominants (D'après Dye, 2012; Arevalo et al, 2009)

Le flux de chaleur sous forme de température allant de l'intérieur de la Terre à sa surface par conduction dépend de la situation topographique de la Terre, par exemple, lors de l'intrusion de magma granitique dans les roches (Pitcher et Berger, 1972).

Il a été prouvé que le mouvement du magma par convection constituait une source majeure de flux de chaleur du noyau extérieur et du manteau supérieur à la surface de la Terre depuis la création de la Terre jusqu'à nos jours, fournissant ainsi un mouvement de plaque tectonique dans lequel la chaleur est transférée par conduction à travers la lithosphère continentale ou océanique et la convection dans le magma chaud (Lister et Buffett, 1995).

La figure 3 montre la variation du flux de chaleur à l'échelle mondiale. Il est à noter que les flux de chaleur varient de $\sim 20 \text{ mW m}^{-2}$ à $\sim 400 \text{ mW m}^{-2}$. Ces variations ont été interprétées à la lumière des contextes géodynamiques (Figure 4): les zones de rides océaniques et les arcs volcaniques ont un flux de chaleur élevé.

Cette évolution reflète la présence de matière chaude (asthénosphère) très proche de la surface au niveau des rides, plus profonde et plus éloignée des dorsales.

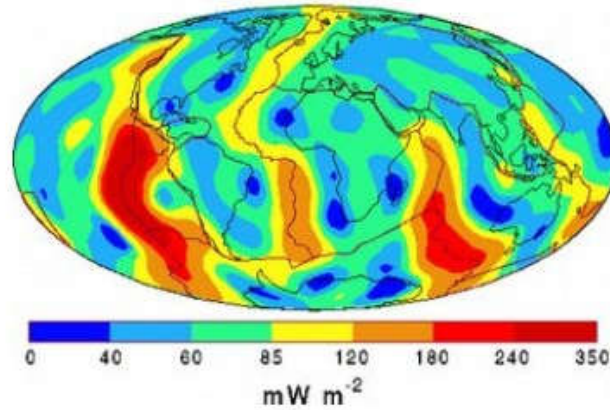


Figure 3: Variation globale du flux thermique

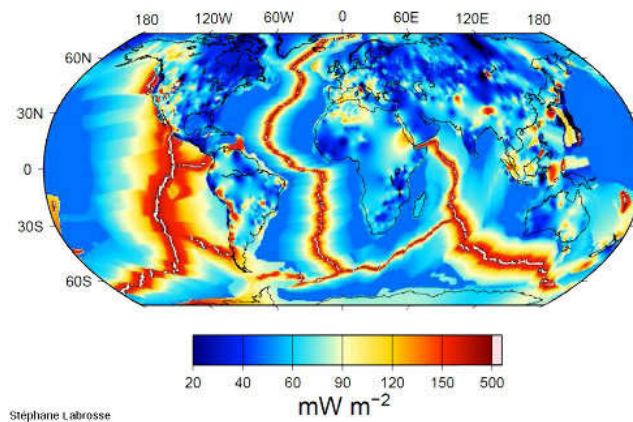


Figure 4: Relations entre flux de chaleur et géodynamique

Also movement of the magma through fracture (dike) in shear zone can be proven that heat can be transferred through earth interior to the surface or any part of the earth (Petford, 1996).

C. Flux de chaleur océanique

On the seafloor, heat flows from specific part and spreads toward others places. For example, in the case of the mid-oceanic ridge, new oceanic lithosphere is formed by the upwelling of magma from interior of the earth to the oceanic surface in which increase or decrease of heat flow depend on the age of the oceanic lithosphere where young lithosphere is hotter than the old lithosphere or the depth of oceanic lithosphere good example is Northern Pacific and Northern west Atlantic, also heat flow during subduction of the plate on the subduction zone where volcanic arc are formed (Stein et Stein, 1992).

Sur le fond marin, la chaleur s'écoule d'une partie spécifique et se propage vers d'autres lieux. Par exemple, dans le cas de la dorsale médio-océanique, une nouvelle lithosphère océanique est formée par la remontée de magma de l'intérieur de la Terre à la surface océanique dans laquelle l'augmentation ou la diminution du flux de chaleur dépend de l'âge de la lithosphère océanique où la lithosphère récente est plus chaude que l'ancienne (Stein et Stein, 1992).

D. Flux de chaleur continental

Le flux de chaleur sur la lithosphère continentale est différent de celui de la lithosphère océanique. Ceci est dû à l'hétérogénéité de la lithosphère continentale dans laquelle le mécanisme thermique provient du volcanisme (à points chauds) qui ne sont pas de la plaque de marge ou de la tectonique des plaques, tels que la distension, les mouvements de cisaillement et l'intrusion granitique (Wood et Clemens, 2000).

IV. ESTIMATION DU FLUX DE CHALEUR

La chaleur géothermique est une source d'énergie au même titre que les autres sources d'énergie (telles que les combustibles). Elle devrait être estimée afin d'être exploitée. La variation moyenne de la température de la croûte terrestre à l'intérieure de la Terre est de 25-30 °C par kilomètre. Elle varie d'un endroit à un autre et permet la détermination du gradient de température utilisé dans l'estimation du flux de chaleur (Kirkland, 2010).

A. Flux de chaleur par conduction

Le flux de chaleur par conduction dans la dimension x , ou le taux de chaleur transférée par unité de surface, q_x , à travers une paroi plane est obtenu en utilisant la loi de Fourier de la conduction thermique (Sui et al, 2018). Il est donné calculé par l'équation suivante (Fuchs, 2015):

$$q = -k \frac{\partial T}{\partial z}$$

Où

q : flux de chaleur produit (q) par gradient de température ($\partial T / \partial z$)

$\partial T / \partial z$: gradient de température;

k : conductivité thermique de la roche, appelée aussi propriété de transport de la substance;

Le signe négatif implique que le sens du flux de chaleur va du chaud au froid le long du gradient de température.

La loi de Fourier stipule que, dans les solides isotropes, la conductivité thermique k est une constante de proportionnalité entre la densité de flux de chaleur q et les gradients de température (Pasquale et al, 2014).

B. Flux de chaleur convective

Le flux de chaleur convective, q , est donné par l'équation suivante:

$$Q = h (T_{\infty} - T_s)$$

Où

T_{∞} : température du flux libre en dehors de la couche limite de vitesse;

T_s : température de la surface sur laquelle la convection est considérée;

h : coefficient de transfert de chaleur par convection (CHTC).

Le CHTC dépend de la géométrie du système, des propriétés thermodynamiques du fluide, des propriétés thermiques du milieu solide et des conditions aux limites du système.

C. Etat thermique de la croûte supérieure

Les mesures de température prises dans un forage sont valables pour le lieu et l'heure de la mesure (Buntebarth, 1984). Les valeurs de ces mesures dépendent de nombreux facteurs environnementaux (Buntebarth, 1984):

- le champ de température de subsurface peut être modifié par la variation de température en surface (fluctuations journalières et annuelles périodiques, changements climatiques à long terme),
- le champ de température est influencé par la morphologie de la surface et la structure géologique de la région crustale adjacente,
- le mouvement de l'eau et les événements tectoniques

D. Facteurs affectant le flux de chaleur

a) Relief topographique: la région dans laquelle la température de la vallée est présente est supérieure à la région surélevée.

b) Taux d'érosion et de sédimentation: ces deux facteurs affectent le flux de chaleur, en particulier dans les fonds océaniques, dans lesquels les sédiments érodés se déposent sur le bassin océanique et augmentent l'épaisseur du fond marin qui perturbe l'équilibre du flux de chaleur.

c) Âge de la croûte: cela peut s'expliquer par la ride médio-océanique où se forme une nouvelle croûte, dans laquelle la croûte jeune est plus chaude que la croûte ancienne (Stein et Stein, 1992).

d) Concentration des éléments radioactifs: elle affecte le débit de chaleur car la présence des éléments radioactifs émet de l'énergie thermique et influence la production de chaleur à l'endroit où il y a peu ou pas d'éléments radioactifs (Beck, 1965).

e) Porosité et teneur en humidité: elles font partie des facteurs qui influent sur le flux de chaleur car elles influencent la conductivité des roches. Plus la roche est poreuse, plus la conductivité diminue. De plus, les roches humides sont plus conductrices que les roches sèches car l'eau est plus conductrice, mais lorsque la quantité d'eau est supérieure à la normale, elle peut affecter la conductivité globale des roches (Cermak et Rybach, 1982).

V. ENERGIE GEOTHERMIQUE : TYPES ET GENERATION

A. Types d'énergie géothermique

Il existe deux types principaux d'énergie géothermique:

1. Géothermie haute énergie

Ce type d'énergie est lié aux des zones continentales actives caractérisées par des températures plus élevées (> 150 ° C). Il est principalement destiné à la production d'électricité (Ouali et al, 2006);

2. Géothermie basse énergie

La géothermie de basse énergie est liée aux zones continentales stables couvertes de formations sédimentaires. Elle se caractérise par une température comprise entre 30 °C et 150 °C et est principalement destiné au chauffage urbain et au chauffage de serre (Ouali et al, 2006).

B. Production d'énergie géothermique

De nos jours, des pays tels que les États-Unis, l'Italie et l'Australie investissent dans la production d'énergie géothermique et sa conversion à grande échelle en énergie électrique, notamment pour chauffer les habitations pendant la saison froide. La [figure 5](#) est un bon exemple de centrale géothermique similaire à une autre forme de centrale électrique, tel qu'un générateur hydrométrique.

Dans ce système géothermique, l'eau circule à travers des tuyaux traversant des roches sédimentaires relativement froides pour atteindre les roches granitiques chaudes. Après le chauffage, l'eau pénètre dans l'échangeur thermique et libère une partie de son énergie, ce qui entraîne les générateurs électriques de la centrale appelée Habanero 3 en 2008 dans le bassin de Cooper en Australie méridionale (Kirkland, 2010).

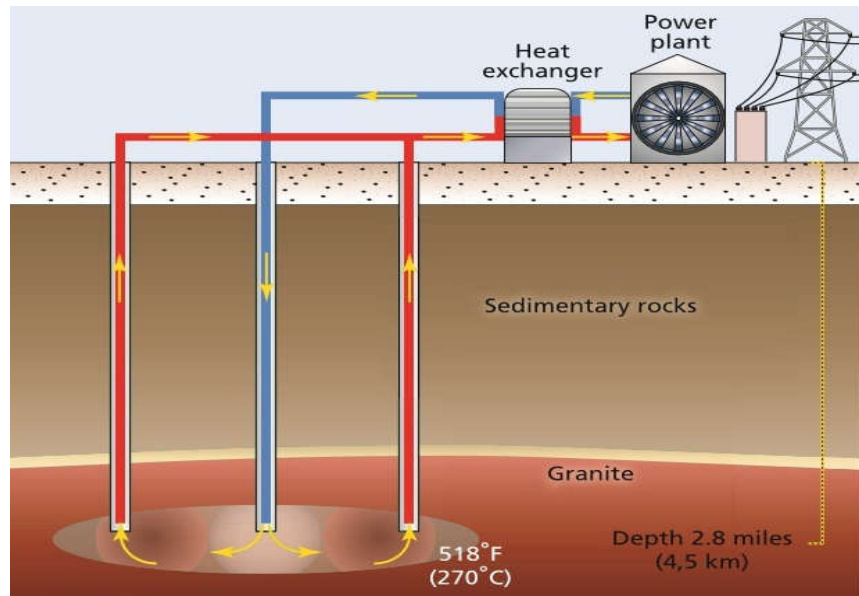


Figure 5: Centrale à vapeur flash (Kirkland, 2010)

Chapter 2 LOCALISATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE

I. SITUATION GEOGRAPHIQUE

A. Situation géographique de la zone d'étude

Les deux forages étudiés se trouvent dans la région de Maghnia aux confins algéomarrocains (Tlemcen, Nord-Ouest algérien). Cette dernière est située dans le Nord-Ouest algérien. Elle correspond à la plaine de Maghnia et au talus des Beni Boussaid (Figure 6). Géographiquement, elle est limitée par:

- les monts de Traras au Nord,
- la plaine des Angads du Maroc à l'Ouest,
- les monts de Tlemcen au Sud,
- la plaine de Hennaya à l'Est au Sud.

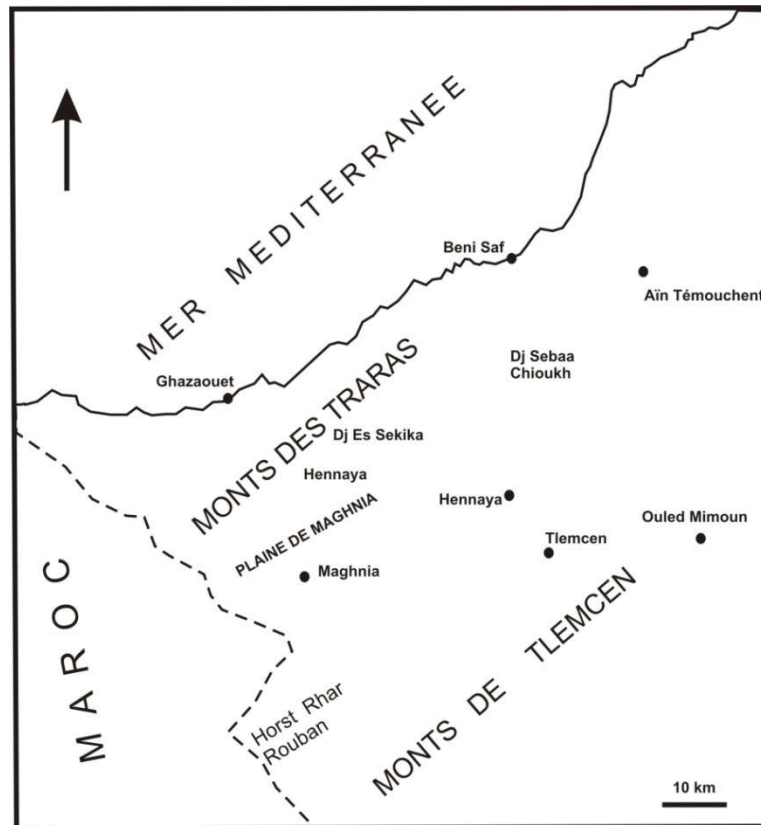


Figure 6. Localisation de la zone d'étude

B. Localisation des forages

Les forages concernés par les mesures sont situés au Nord du horst de Rhar-Rouban aux confins algéro-marocains. La carte (Figure 7) réalisée à l'aide des logiciels Global Mapper (version 16.1) et MapInfo 8 montre la localisation de ces forages.

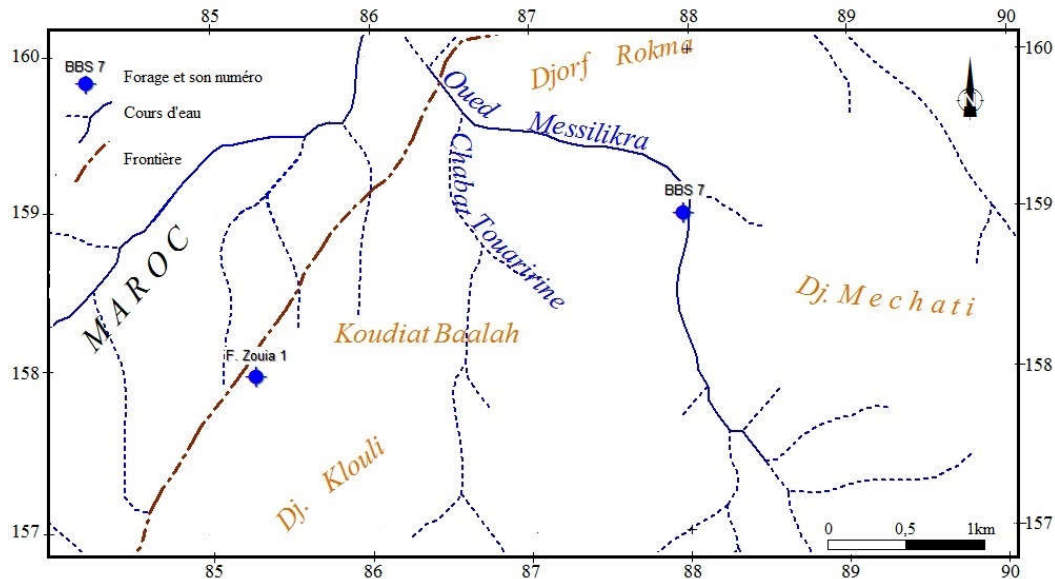


Figure 7: Situation des forages Zouia 1 et BBS07

II. CONTEXTE GEOLOGIQUE

La région d'étude est représentée par la plaine de Maghnia et le Horst de Rhar Rouban, formé de structures de relief élevées (relief montagneux).

La plaine de Maghnia est un bassin allongé de direction ENE-WSW, rempli de dépôts plioquaternaires provenant de l'érosion des montagnes environnantes (Braik et Boudieb, 2004).

Le Horst de de Rhar-Rouban est représenté par une bande de direction ENE-WSW d'une largeur de 6 km et d'une longueur de 30 km. Il s'agit essentiellement de formations paléozoïques, bordées au Nord et au Sud par une série peu profonde d'âge jurassique (Lias à Kimméridgien). Le substratum rocheux du Jurassique inférieur est discontinu ou incomplet et tout niveau peut reposer directement sur les formations paléozoïques. Les premiers niveaux continus appartiennent au Bathonien. Les séries liasiques sont différentes des deux côtés de l'axe médian (seuil de Fernane). A l'Ouest, plus qu'à l'Est, il est représenté par des marnes à brachiopodes (Mekahli, 1988).

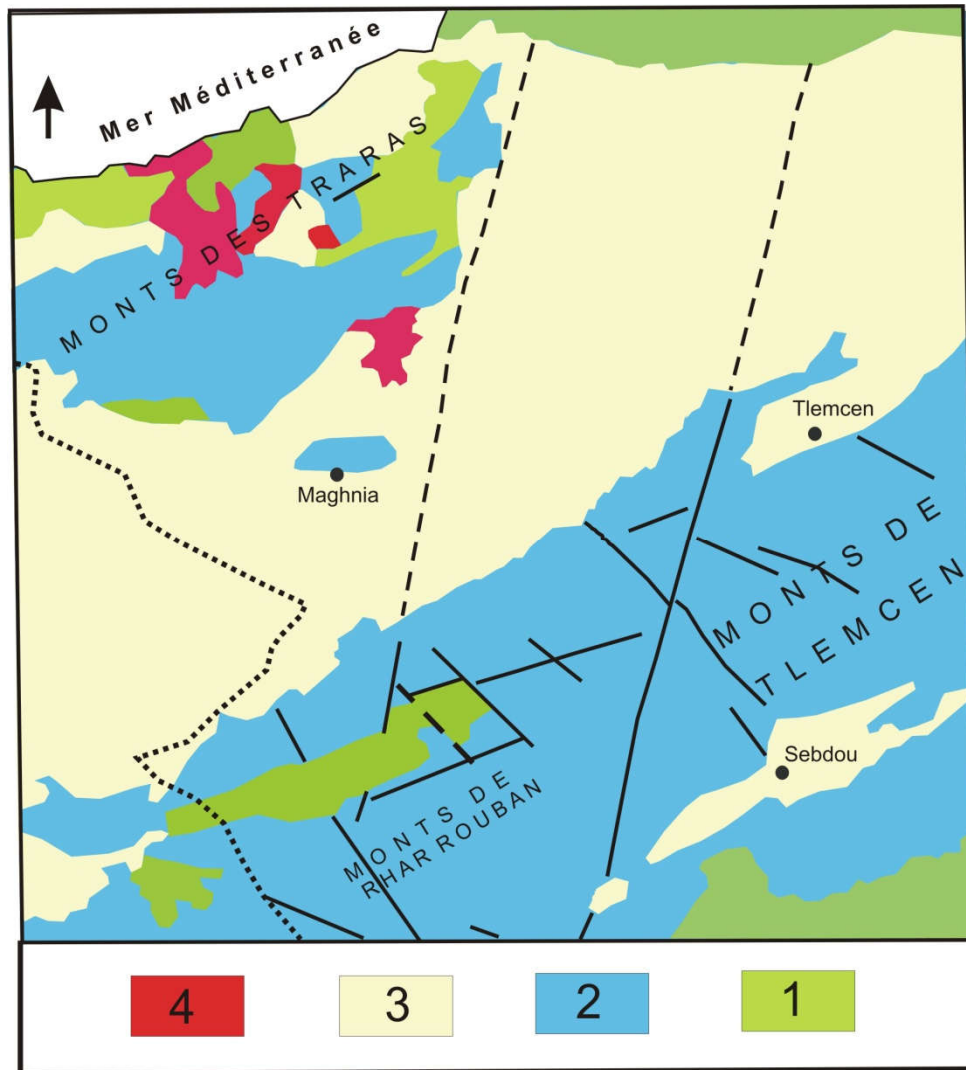


Figure 8: Carte géologique de la région d'étude
(Extrait de la carte de Lucas, 1952 in Mekahli, 2008)

- 1) Paléozoïque ; 2) Mésozoïque ; 3) Cénozoïque ; 4) Terrains volcaniques tertiaires

A. Mésozoïque

Jurassique supérieur

Il est composé de bas en haut de:

- a. Calcaires de Aych (22 m)

Cette formation d'âge carixien-domérien débute souvent par un calcaire bio-détritique de couleur rouge. Ce faciès est affecté vers le haut par une dolomitisation secondaire (Mekahli, 1988).

- b. Marno-calcaires de Khorchef (14.50 m)

Cette formation, d'âge toarcien, affleure dans le horst. Elle consiste en une alternance de marnes et de calcaires (Mekahli, 1988).

c. Dolomies de Déglène (26 m)

Cette formation, d'âge Aalénien-Bajocien, débute par des calcaires oolithiques surmontés de dolomites massives de couleur beige (Mekahli, 1988).

d. Oolithes ferrugineuses de Déglène

De part et d'autre de Déglène, cette formation à des calcaires micro-gréseux, débutant par de minces niveaux d'oolites ferrugineuses et chloriteuses. Ces niveaux passent à des assises gréseuses à faune abondante de brachiopodes, d'ammonites, de bélemnites et de posidonies. L'épaisseur est de 50 m à Sidi Yacoub et ne dépasse guère 4 m à Déglène (Mekahli, 1988).

e. Argiles de Saïda (Callovien) (+ 150m)

Elle est constituée d'un ensemble de marnes et de bancs décimétriques de calcaires gréseux à grandes ammonites. Cette formation est particulièrement riche en figures et structures sédimentaires. Elle débute à Déglène par un banc jaunâtre avec des ammonites caractéristiques du callovien basal (Mekahli, 1988).

B. Cénozoïque

Il s'agit d'une formation gréseuse transgressive qui s'appuie directement sur le Jurassique au Nord et au Sud de la plaine de Maghnia. En s'éloignant de ce contact, le pourcentage des marnes augmente et les grès sont remplacés progressivement par des argiles et des marnes.

Au Sud de l'oued Mouillah, la plaine de Maghnia règne sur toute la zone miocène, formée par des grès. Plus on s'en éloigne plus le pourcentage des argiles augmente

C. Plio-Quaternaire

Il est représenté par des formations attribuées à des dépôts alluvionnaires. Il s'agit d'une série complexe de dépôts discontinus formés d'éléments hétérogènes et hétérométriques (marneux, sableux et argileux). Quelques lambeaux de basaltes inter-stratifiés situés au NW de la plaine sont témoins d'un volcanisme.

III. LITHOLOGIE DES FORAGES

Les formations recoupées par les forages concernés par les mesures sont :

A. Forage Zouia1

Les formations traversées par ce forage sont de bas en haut (Figure 9):
- les calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur;

- alternances de calcaires et de calcaires gréseux surmontés par des marnes gréseuses et des alternances de marnes et marnes gréseuses admettant des passées calcaires d'âge miocène.

B. Forage BBS07

Les formations traversées par ce forage sont représentées par 640 mètres de marnes grises à intercalations de bancs de grès et 160 mètres de calcaires blancs cristallins fissurés

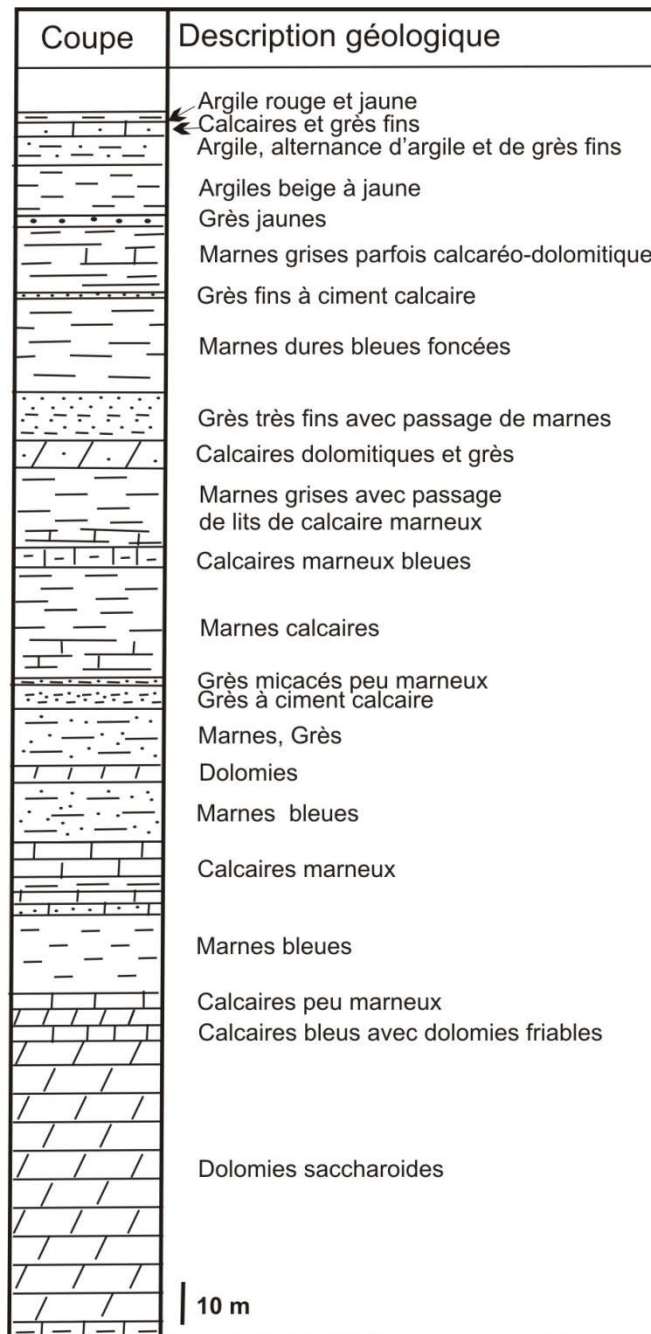


Figure 9. Coupe du forage Zouia1 (ANRH Tlemcen)

Chapitre 3 RESULTATS ET INTERPRETATION

I. MATERIEL ET METHODES

Les estimations du flux thermique tant continental qu'océanique ont été réalisées depuis longtemps par différents chercheurs. A titre d'exemple, les premières mesures du flux thermique océanique ont été réalisées par Bullard (1939) et Benfield (1939) et les premières mesures océaniques par Revelle et Maxwell (1952). De nos jours, l'estimation des flux thermiques devient le domaine le plus important au Monde car c'est l'une des sources d'énergie renouvelables (Pollack et al, 1993).

A. Mesure du gradient géothermique

La mesure du gradient géothermique est permise grâce aux enregistrements de la variation de la température avec la profondeur dans un forage.

Elle est mesurée à l'aide d'un thermomètre à mercure ou thermistance dans lequel la température est enregistrée en fonction de la profondeur (30 °C/km).

B. Calcul du flux de chaleur

Le flux de chaleur peut être calculé après détermination de la conductivité thermique et du gradient géothermique dans lequel les conductivités sont mesurées in situ ou au laboratoire sur des échantillons de roches collectés sur le site lors du forage d'un puits.

C. Procédure

Les mesures de la distribution de la température à l'intérieur de la Terre ont été effectuées aux puits Zouia1 et BBS07. Elles ont été réalisées à l'aide d'un équipement de sonde à thermistance (capteur, câble et système d'acquisition de données) qui a été injectée à travers les forages. L'appareil utilisé présente l'avantage d'une très grande sensibilité aux changements de température.

Les données ont été prises tous les 5 mètres et enregistrées sous forme de résistance lors de la pénétration de la sonde de thermistance durant sa descente et sa remontée.

D. Traitement des données

Les données sont transférées vers un ordinateur pour un traitement ultérieur après soustraction de la résistance du câble utilisé lors des enregistrements (400Ω pour le forage BBS07 et 136.9Ω pour celui de Zouia1). Les valeurs de résistance mesurée ont permis le calcul des températures à l'aide du logiciel Microsoft Excel et, le tracé des graphes de la résistance en fonction des profondeurs (Figure 10 a et b) afin de déterminer l'homogénéité ou l'hétérogénéité des couches recoupées par les forages lors des mouvements descendant et ascendant de la thermistance et du câble.

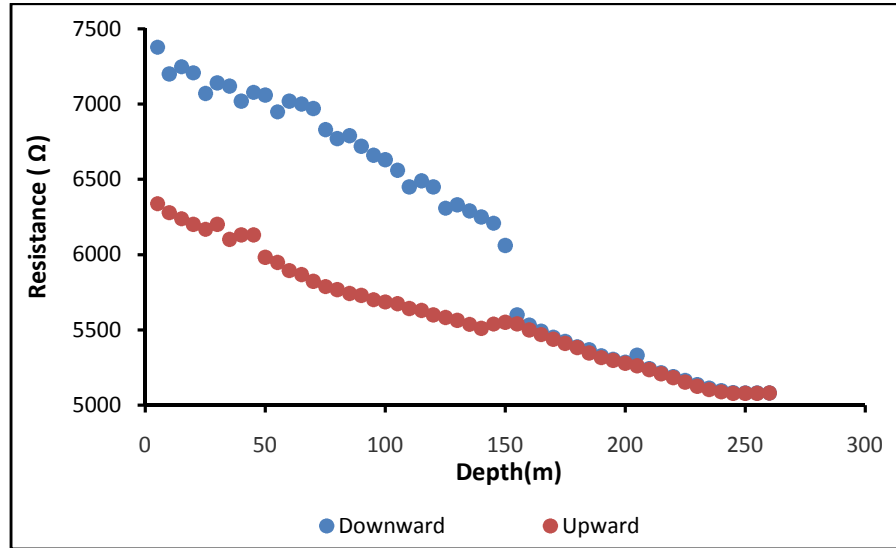


Figure 10a Variation de la résistance en fonction de la profondeur au forage Zouia1

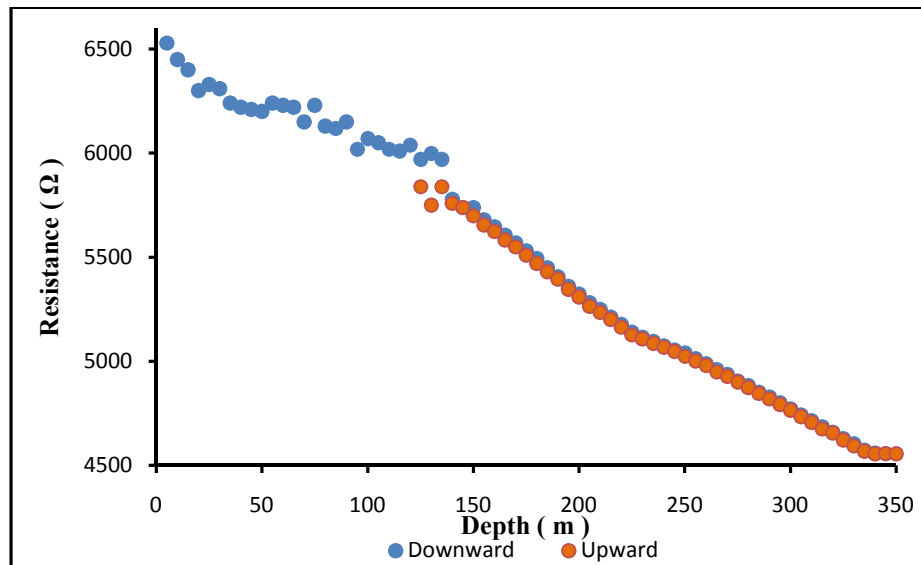


Figure 10b Variation de la résistance en fonction de la profondeur au forage BBS07

Pour déterminer la variation de la température dans les deux puits nous avons utilisé la relation de [Steinhart-Hart \(1968\)](#), donnée par l'équation suivante:

$$\frac{1}{T} = A + B \times \ln R + C(\ln R)^3$$

Où, R est la résistance de la thermistance (Ω) à la température T (Kelvin) et A, B et C sont les

II. ESTIMATION DES FLUX

A. En utilisant les gradients géothermiques des courbes températures vs profondeur

Dans cette méthode nous avons utilisé les gradients géothermiques déterminés à partir des courbes de variations des températures en fonction des profondeurs.

1. Forage Zouia 1

Nous remarquons, au niveau des courbes représentées dans les [figures 11 et 13](#), la présence de trois pentes différentes indiquant trois fragments de courbes. Ces pentes nous ont permis de calculer 3 valeurs de gradients géothermiques ([Tableau 1](#)).

Cette subdivision étant en rapport avec les trois formations différentes qui apparaissent sur le log lithologique de Zouia1 ([Figure 9](#)), nous avons calculé les flux géothermiques pour chacune d'elles.

Les résultats du calcul des flux géothermiques obtenus pour le forage de Zouia1 sont reportés dans le [tableau 1](#).

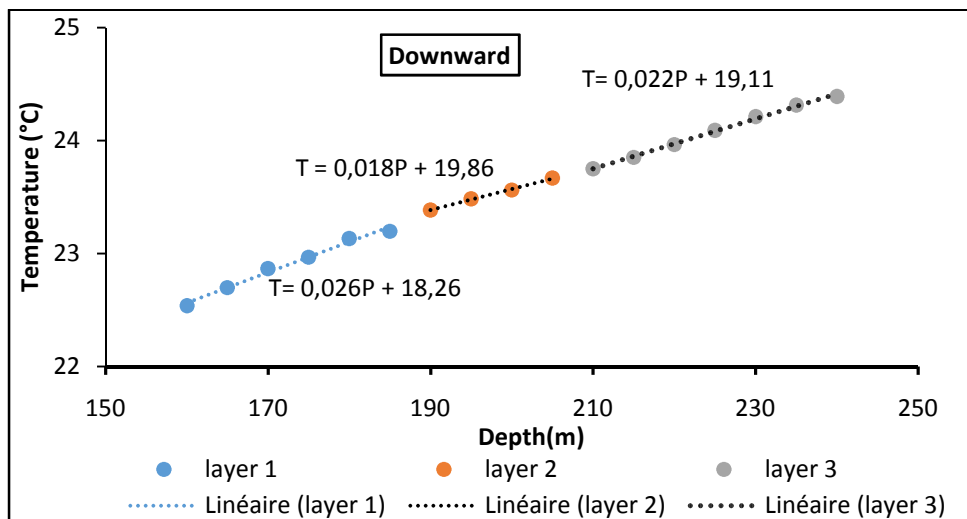


Figure 11 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de Zouia1 lors de la descente

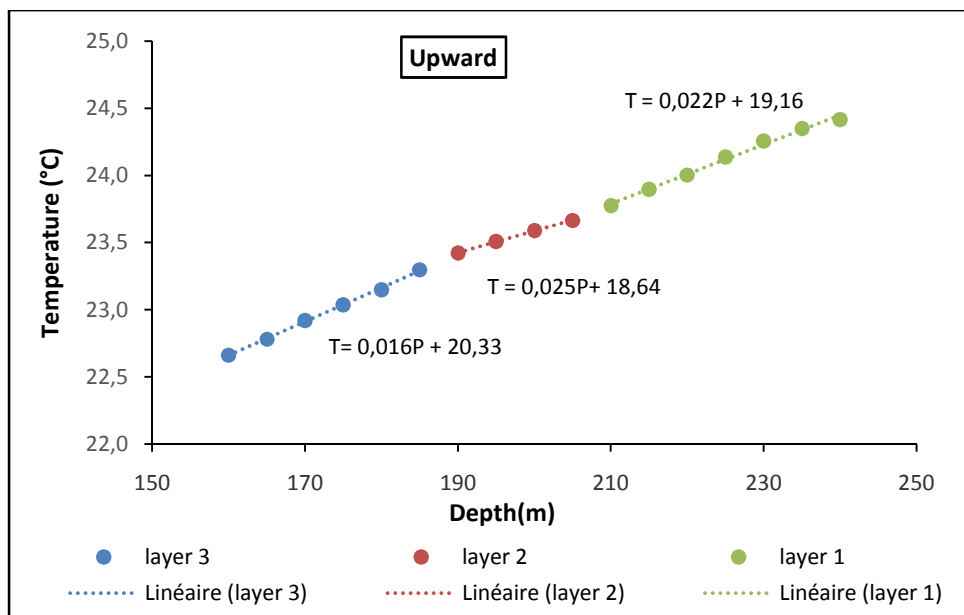


Figure 12 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de Zouia1 lors de la remontée

Tableau 1 : Résultats du flux géothermique obtenus au forage de Zouia1 par l'utilisation de la courbe température vs profondeur

Formation		K	G (°C/km)	Flux (mW m ⁻²)
F 1 (Upper)	Descendant	2.34	26.89 ± 2.69	62.92 ± 12.5
	Ascendant		25.11 ± 2.51	58.76 ± 11.8
F2 (Middle)	Descendant	2.21	18.55 ± 1.86	40.99 ± 8.2
	Ascendant		16.26 ± 1.63	35.93 ± 7.2
F3 (Lower)	Descendant	3.27	22.09 ± 2.21	72.23 ± 14.5
	Ascendant		22.03 ± 2.2	72.04 ± 14.4
Flux moyen	Descendant			58.71 ± 11.7
	Ascendant			55.58 ± 11.1
160-240m	Descendant	2.38	22.5 ± 2.25	53.55 ± 10.7
	Ascendant		21.9 ± 2.19	52.12 ± 10.4

Dans ce forage, les résultats du flux géothermique estimé aussi entre les profondeurs 160-240 mètres sont reportés dans le tableau 1.

Le gradient géothermique a été déterminé à partir de la courbe des températures en fonction de la profondeur établie pour cette portion (Figure 13).

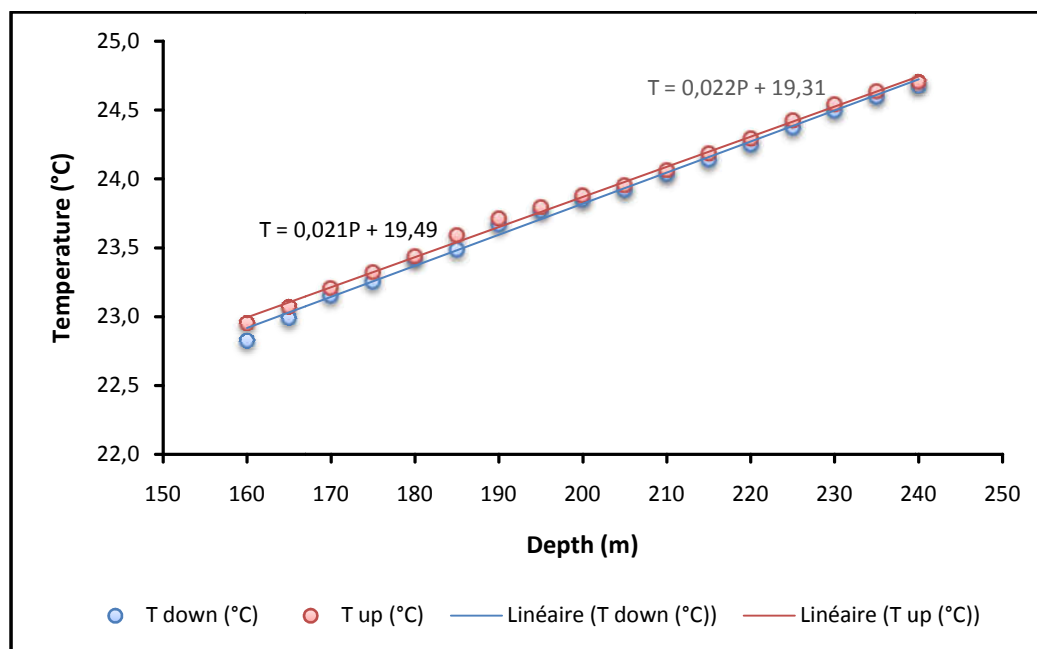


Figure 13 : Courbe température vs profondeur (160 et 240m)

2. Forage BSS07

L'allure des courbes des températures en fonction de la profondeur (Figure 14 et 15) montre deux ruptures de pente témoignant probablement de la présence de trois formations géologiques différentes.

Dans ce forage, la description lithologique n'étant pas détaillée, nous avons utilisé une estimation approximative basée sur les informations lithologiques disponibles. Il est important de souligner que la formation géologique supérieure traversée par le forage (640m), dont une partie (350 m) a été concernée par les mesures est représentée par des marnes à intercalations de grès. Pour cela, il nous a paru intéressant d'estimer les flux géothermiques en considérant d'abord que la formation est marneuse ($k=2.21\text{Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$) et ensuite gréseuse ($k=2.47\text{Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$). Cette manière de faire nous permettra d'obtenir l'intervalle des estimations minimales et maximales du flux géothermique de cette formation. Les valeurs des flux géothermiques seraient probablement situées entre cet intervalle.

Dans ce contexte, les gradients utilisés sont ceux déterminés à partir de la courbe relative à la profondeur d'investigation (Figure 16).

Les résultats du calcul des flux géothermiques obtenus au forage BBS07 sont regroupés dans le tableau 2.

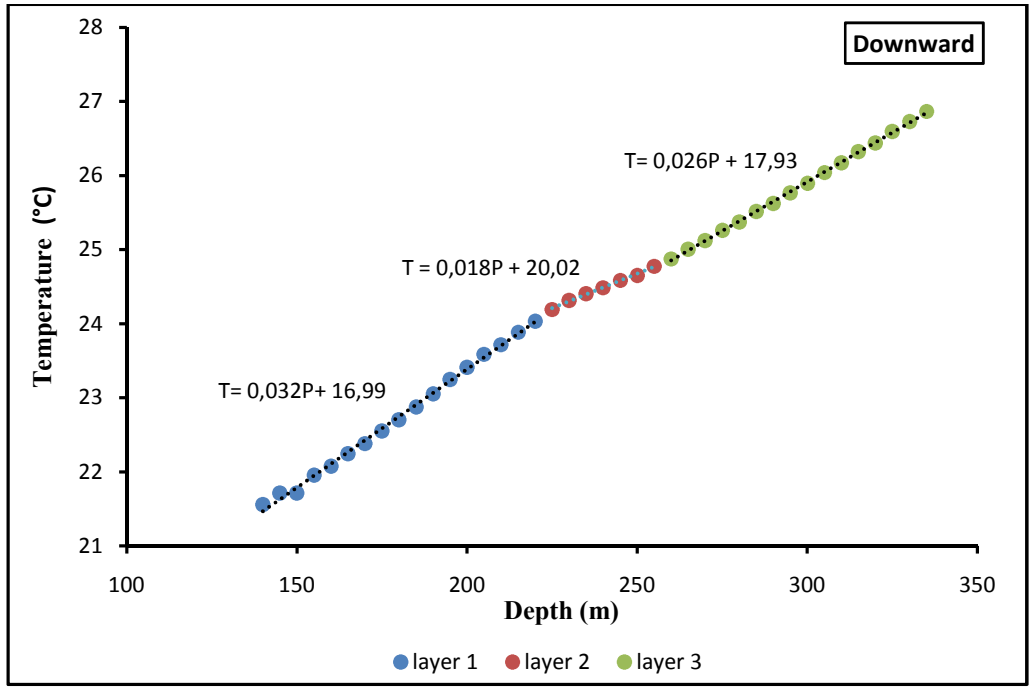


Figure 14 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de BBS07 lors de la descente

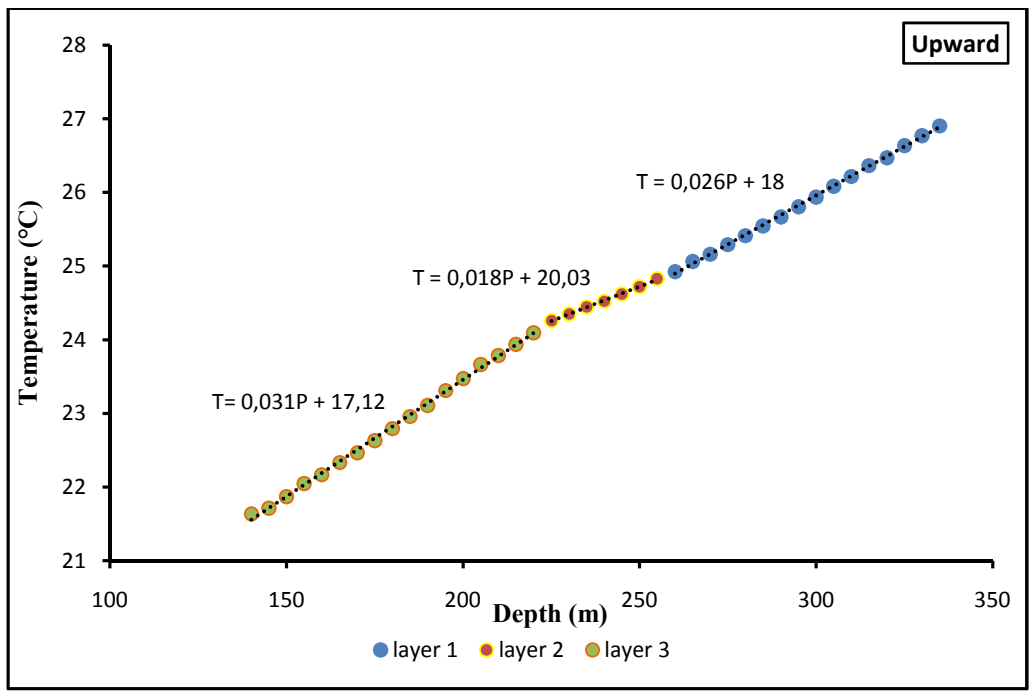


Figure 15 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de BBS07 lors de la remontée

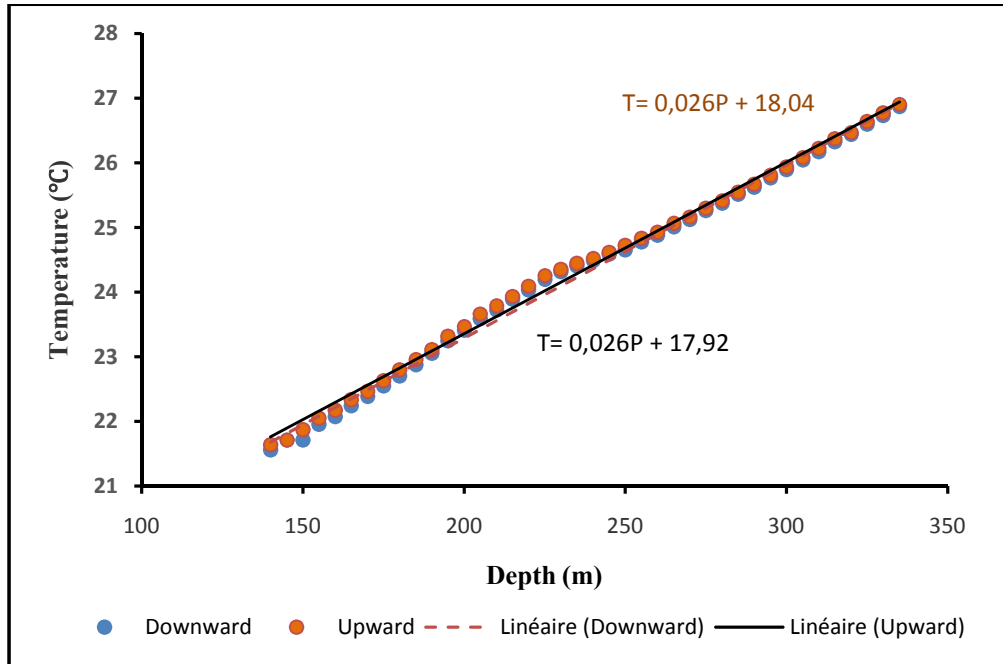


Figure 16 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de Zouial

Tableau 2 : Résultats du flux géothermique obtenus au forage BBS07 par l'utilisation de la courbe température vs profondeur

Formation	Sens	Type de roche	K	G (°C/km)	Flux (mW m ⁻²)
Marnes	Descendant	Marnes	2.21	26.8 ± 2.68	59.23 ± 11.8
	Ascendant			26.5 ± 2.65	58.57 ± 11.7
Grès	Descendant	Grès	2.47	26.8 ± 2.68	66.20 ± 13.2
	Ascendant			26.5 ± 2.65	65.46 ± 13.1
Flux moyen	Descendant				62.7 ± 12.5
	Ascendant				62.02 ± 12.4

B. Estimation du flux par l'utilisation de la méthode de Gough

Dans le calcul du flux géothermique nous avons utilisé la méthode dite de Gough (Courtillet et Francheteau, 1976).

Quand le gradient de température n'est pas uniforme, on peut appliquer la méthode de Gough (1963) et faire le calcul du flux de chaleur à des intervalles de profondeur réguliers, dans le forage puis prendre la moyenne en utilisant la relation (Courtillet et Francheteau, 1976):

$$q = \frac{1}{N} \sum_i \frac{k_i \Delta T_i}{\Delta z_i}$$

Où Δz_i représente une longueur du forage où la roche a une conductivité thermique k_i et ΔT_i l'écart de température.

Pour calculer la conductivité thermique effective d'une roche à utiliser dans la modélisation à partir d'un mélange de minéraux et de fluides remplissant les pores, il est nécessaire d'utiliser les valeurs appropriées des conductivités thermiques de la matrice.

La formule de mélange utilisée pour calculer la conductivité globale k d'une roche (et sa capacité thermique) est basée sur la moyenne géométrique:

$$k = k_1^{f_1} \times k_2^{f_2} \times k_3^{f_3} \times \dots$$

Où f_1, f_2, f_3, \dots sont les fractions lithologiques et des fluides interstitiels ($\sum f_i = 1$) and k_1, k_2, k_3, \dots , sont leur conductivités respectives (Poelchau et al, 1997).

1. Forage Zouia 1

Dans le forage Zouia1, le flux géothermique a été estimé par la méthode de Gough sur la portion du forage comprise entre les profondeurs 160 et 240m qui représente la colonne d'eau. Les résultats obtenus sont regroupés dans le [tableau 3](#).

Tableau 3 : Résultats du flux géothermique obtenus au forage De Zouia par la méthode de Gough (1963)

Δz (m)	Gr_{Down} (°C/m)	Gr_{Up} (°C/km)	K ($Wm^{-1}°C^{-1}$)	$Flux_{Down}$ (mWm^{-2})	$Flux_{Up}$ (mWm^{-2})
160-185	26.89	25.12	2.21	59.42 ± 11.9	55.51 ± 11.1
190-205	16.74	16.26	2.21	37.00 ± 7.4	35.93 ± 7.2
210-230	22.09	22.03	2.21	48.89 ± 9.8	48.67 ± 9.7
235-240	22.09	22.03	2.29	50.57 ± 10.1	50.45 ± 10.1
Flux géothermique moyen				49.97 ± 10	47.64 ± 9.5

2. Forage BBS07

Au forage BBS07, l'estimation du flux géothermique par la méthode de Gough a été réalisée entre les profondeurs 150 et 350 m. Les résultats ainsi obtenus sont mentionnés dans le [tableau 4](#). Comme on ne dispose pas du log lithologique détaillé de ce forage mais juste d'une description sommaire de la géologie, selon laquelle aux profondeurs correspondant aux mesures de température, nous avons des « marnes grises à intercalations de bancs de grès », nous avons considéré les deux cas limites pour l'estimation de la conductivité thermique : le cas des marnes seules et celui des grès seuls ([Tableau 4](#)).

**Tableau 4: Résultats du flux géothermique obtenus au forage
BBS07 par la méthode de Gough (1963)**
* marnes ($k = 2.21 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$) ; ** Grès ($k = 2.47 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$)

Δz (m)	G_{down} (°C/km)	G_{up} (°C/km)	q_{down}^* (mWm ⁻²)	q_{up}^* (mWm ⁻²)	q_{down}^{**} (mWm ⁻²)	q_{up}^{**} (mWm ⁻²)
150-175	33.47	30.30	73.97	66.97	82.68	74.85
175-200	34.43	33.72	76.09	74.51	85.05	83.28
200-225	31.37	31.47	69.33	69.54	77.49	77.72
225-250	18.23	18.47	40.30	40.83	45.04	45.63
250-275	24.41	23.00	53.96	50.84	60.30	56.82
275-300	25.37	25.60	56.06	56.58	62.66	63.24
300-325	27.98	28.03	61.83	61.95	69.10	69.24
325-350	34.98	13.27	77.30	29.33	86.39	32.78
Flux géothermique moyen			63.61 ± 12.7	56.32 ± 11.3	71.09 ± 14.2	62.95 ± 12.6
Flux moyen par type de roche			59.97 ± 12		67.02 ± 13.4	

III. DISCUSSION

Dans les forages étudiés, des valeurs de résistance mesurées in situ ont été traitées pour l'estimation du gradient géothermique et du flux géothermique.

Les valeurs du gradient géothermique ponctuel déterminées à partir des courbes $T=f(P)$, ont permis d'aboutir à un gradient géothermique moyen variant entre 16.26 ± 1.63 et 26.89 ± 2.69 °C/km dans le forage Zouia1 et entre 26.5 ± 2.65 et 26.8 ± 2.68 °C/km le BBS07.

Les différentes valeurs de gradient géothermique ponctuel calculées ont servi à l'estimation du flux géothermique moyen au niveau des deux forages.

Dans le détail, au forage de Zouia1, les gradients géothermiques déterminés à partir de la courbe des gradients (température en fonction de la profondeur) sont compris entre 18.55 ± 1.86 et 26.89 ± 2.69 °C/km et 16.26 ± 1.63 et 25.11 ± 2.51 °C/km, respectivement lors de la descente et de la remontée de la sonde.

Pour ce même forage, les gradients calculés par la méthode de Gough donnent approximativement les mêmes résultats.

En ce qui concerne les calculs réalisés entre les profondeurs 160 et 240 m, les valeurs des gradients sont comprises entre 22.5 ± 2.25 °C/km (descente) et 21.9 ± 2.19 °C/km (remontée).

Les flux géothermiques moyens estimés par la méthode de Gough au forage de Zouia1 ont donné des valeurs comprises entre 49.97 ± 10 (mouvement de descente) et 47.64 ± 9.5 m Wm⁻² lors de la remontée.

Celles déterminées à partir des gradients géothermiques déterminés à partir des courbes donnent des valeurs plus élevées et différent probablement en fonction des formations traversées. Elles sont comprises entre 40 ± 8 et 72.23 ± 14.4 m Wm⁻² (moyenne : 58.71 m Wm⁻²).

²) lors du mouvement descendant de la sonde et entre 35.93 ± 7.2 et 72.04 ± 14.4 m Wm⁻² (moyenne : 55.58 ± 11.1 m Wm⁻²) lors de son mouvement ascendant. Ces valeurs moyennes, comprises entre 52.12 ± 10.4 et 53.55 ± 10.7 m Wm⁻², diffèrent légèrement de celles calculées entre les profondeurs 160 et 240 m.

Au forage BBS07, les gradients calculés entre les profondeurs 150 et 350 m sont respectivement de 26.8 et 26.5°C/km lors de la descente et de la remontée. La quantité de flux géothermique déterminée sur la base de ces gradients est comprise entre 59.23 ± 11.8 et 66.2 ± 13.2 m Wm⁻² mesurés lors de la descente de la sonde et, entre 58.57 ± 11.7 et 65.46 ± 13.1 Wm⁻² mesurées lors de sa remontée.

Ceux estimés par la méthode de Gough pour ce même forage sont compris entre 63.61 ± 12.7 et 71.09 ± 14.2 m Wm⁻² et entre 56.32 ± 11.3 et 62.95 ± 12.6 m Wm⁻² lors des mouvements descendant et ascendant de la sonde.

CONCLUSION GENERALE

Des valeurs de résistance ont été mesurées in situ puis traitées dans le but d'estimer le gradient et les flux géothermiques des forages Zouia1 et BBS07 situés dans la région de Maghnia (Nord-Ouest algérien).

L'estimation ponctuelle des gradients géothermiques à partir des courbes $T = f(P)$, a indiqué des valeurs moyennes comprises entre 16.26 et $26.89^{\circ}\text{C}/\text{km}$ dans le forage Zouia1 et entre 26.5 et $26.8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ le BBS07.

L'estimation du flux de chaleur, réalisée à partir des gradients géothermiques déterminés par le biais des courbes de variation de la température en fonction de la profondeur, a donné des valeurs comprises entre 40.99 ± 8.2 et $72.23 \pm 14.5 \text{ m W m}^{-2}$ (moyenne : 58.71 m W m^{-2}) au forage Zouia 1, lors du mouvement descendant de la sonde et entre 35.93 ± 7.2 et 72.04 m W m^{-2} (moyenne : 55.58 m W m^{-2}) lors de son mouvement ascendant. Leur valeur moyenne représentée par la moyenne des flux descendant ($58.71 \pm 11.7 \text{ m W m}^{-2}$) et ascendant ($55.58 \pm 11.1 \text{ m W m}^{-2}$) dans ce même forage diffèrent légèrement de celles calculées ($53.55 \pm 10.7 \text{ m W m}^{-2}$ et $52.12 \pm 10.4 \text{ m W m}^{-2}$).

Au forage BBS07, la quantité de flux géothermique déterminée sur la base des gradients géothermiques est comprise entre 59.23 ± 11.8 et $66.2 \pm 13.2 \text{ m W m}^{-2}$ (moyenne : $62.7 \pm 12.7 \text{ m W m}^{-2}$) lors des mesures faites durant la descente de la sonde et, entre 58.57 ± 11.7 et $65.46 \pm 13.1 \text{ m W m}^{-2}$ (moyenne : $62.02 \pm 12.4 \text{ m W m}^{-2}$) lors de sa remontée.

L'application de la méthode de Gough au forage de Zouia1 entre les profondeurs 160 et 240 mètres, a donné des valeurs moyennes de flux comprises entre 49.97 ± 10 lors de la descente de la sonde et $47.64 \pm 9.5 \text{ m W m}^{-2}$ lors de sa remontée soit une moyenne de 48.81 m W m^{-2} . Cette même méthode appliquée pour le forage BBS07 (entre les profondeurs 150 et 350 mètres) a indiqué des quantités de flux comprises entre 59.97 ± 12 et $67.02 \pm 13.4 \text{ m W m}^{-2}$ (moyenne : 63.5 m W m^{-2}).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Arevalo Jr. R., McDonough W.F., Luong M. (2009) The K/U ratio of the silicate Earth: Insights into mantle composition, structure and thermal evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 278: 361–369
- Beck A.E. (1965) Technique of measuring heat flow on land. *American Geophysical Union* 8:24-50. Terrestrial heat flow Lee W.H.K. eds.
- Benfield A. F. (1939) Terrestrial heat flow in Great Britain, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 173, 428-450.
- Blackwell D.D., Spafford R.E. (1987) Experimental methods in continental heat flow 213 p. *Methods of Experimental Physics* 24:189-221 *Geophysics Part 6 Field Measurements*. Charles G. Sammk and Thomas L. Henye. eds
- Braik F, Boudieb H. (2004) Etude hydrogéologique de la nappe de la plaine de Maghnia (Algérie nord-occidentale). *Mém. Ing. Etat en hydrogéologie, Univ. Tlemcen*.
- Bullard E. C. (1939). Heat flow in South Africa, *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A.*, 173, 474-502.
- Buntebarth G. (1984) *Geothermics: An introduction*. Springer Verlag, 152p
- Courtillet V., Francheteau J. (1976) Chapitre 40 du traité de géophysique Interne, J. coulomb et G. Jobert ed., Masson.
- Cermak V., Rybach L. (1982). Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks: Introductory remarks. Subvolume A, 305–310. doi:10.1007/10201894_6
- Dye S. T. (2012) Geoneutrinos and the radioactive power of the Earth, *Rev. Geophys.*, 50, RG3007, doi:10.1029/2012RG000400
- Fuchs S., Niels B., Andrea F (2015). Calculation of thermal conductivity, thermal diffusivity and specific Heat capacity of sedimentary rocks using petrophysical well logs. *Geophys. J. Int.* 203 1977-2000.
- Gough S.I. (1963) Heat flow in the southern Karroo. *Proc. Roy. Soc. A (272)*: 207:230.
- King S.D. (2016) *Mantle convection, the asthenosphere, and Earth's thermal history*. Department of Geosciences, Virginia Tech, Blacksburg, 58p.

Kirkland K. (2010) Geothermal Energy a Furnace beneath the Soil, Earth sciences, notable research and discoveries (Frontiers of science) 98-125.

Lister, J.R. Buffett B.A. (1995) The strength and efficiency of thermal and compositional convection in the geodynamo. *Phys. Earth Planet. Inter.* 91: 17–30. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03042-u](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03042-u).

Mekahli L. (1988) Le jurassique inferieur et moyen de la partie occidentale du Horst de Rhar-Roubane (Tlemcen, Algérie Occidentale). Stratigraphie, sédimentologie et Cadre Dynamique. Diplôme de Magister, Univ. d’Oran, Algérie.

Ouali S., Khellaf A., Baddari K. (2006). Etude géothermique du Sud de l’Algérie. *Revue des Energies Renouvelables* 9 (4) : 297 - 306

Pasquale V., Verdoya M., Chiozzi P. (2017). *Geothermics: Heat Flow in the Lithosphere*. Springer.

Petford N. (1996) Dykes or diapirs? *Trans. Roy. Soc. Edinburgh—Earth Sci.* 87, 105–114, doi: 10.1017/S0263593300006520.

Pitcher W.S., Berger A.R. (1972) The geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing 3:288-289 DOI: [10.1016/0012-8252\(73\)90111-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(73)90111-6)

Poelchau H.S., Baker D.R., Hantschel T., Horsfield B., Wygrala B. (1997) Basin Simulation and the Design of the Conceptual Basin Model. In: Welte D.H., Horsfield B., Baker D.R. (eds) *Petroleum and Basin Evolution*. Springer, Berlin, Heidelberg.

Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. (1993) Heat flow from the earth’s interior: analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics* 31:267-280.

Revelle R., Maxwell A. E. (1952) Heat flow through the floor of the eastern North Pacific Ocean, *Nature*, 170: 199-200.

Wood S.H., Clemens D.M. (2002) Geologic and tectonic history of the western Snake River Plain, Idaho and Oregon, in Bill Bonnicksen, C.M. White, and Michael McCurry, eds., *Tectonic and Magmatic Evolution of the Snake River Plain Volcanic Province: Idaho Geological Survey Bulletin* 30: 69-103.

Stein C. A., Stein S. (1992). A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature international journal of sciences* 123–129.

Steinhart J. S., Hart S. R. (1968) Calibration curves for thermistors. *Deep-Sea Res.* 15: 497-503.

Sui D., Wiktorisk E., Røkslan M, Basmoen, T.A. (2018) Review and investigations on geothermal energy extraction from abandoned petroleum wells. *J Petrol Explor Prod Technol* 9: 1135.

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 1 : Résultats du flux géothermique obtenus au forage de Zouia1 par l'utilisation de la courbe température vs profondeur	24
Tableau 2 : Résultats du flux géothermique obtenus au forage BBS07 par l'utilisation de la courbe température vs profondeur.....	27
Tableau 3 : Résultats du flux géothermique obtenus au forage de Zouia par la méthode de Gough (1963).....	28
Tableau 4: Résultats du flux géothermique obtenus au forage BBS07 par la méthode de Gough (1963).....	29

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1: Désintégration de l'uranium 238	8
Figure 2: Coupe transversale de la Terre montrant les mécanismes de transport de chaleur dominants (D'après Dye, 2012; Arevalo et al, 2009)	10
Figure 3: Variation globale du flux thermique	11
Figure 4: Relations entre flux de chaleur et géodynamique.....	11
Figure 5: Centrale à vapeur flash (Kirkland, 2010).....	15
Figure 6. Localisation de la zone d'étude	16
Figure 7: Situation des forages Zouia1 et BBS07.....	17
Figure 8: Carte géologique de la région d'étude	18
Figure 9. Coupe du forage Zouia1 (ANRH Tlemcen).....	20
Figure 10a Variation de la résistance en fonction de la profondeur au forage Zouia1	22
Figure 10b Variation de la résistance en fonction de la profondeur au forage BBS07	22
Figure 11 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de Zouia1 lors de la descente	23
Figure 12 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de Zouia1 lors de la remontée.....	24
Figure 13 : Courbe température vs profondeur (160 et 240m).....	25
Figure 14 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de BBS07 lors de la descente.....	26
Figure 15 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de BBS07 lors de la remontée	26
Figure 16 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de Zouia1	27

TABLE DES MATIERES

	Pages
REMERCIEMENTS	4
RESUME	5
ABSTRACT	6
INTRODUCTION GENERALE	7
Chapitre 1 : CONCEPTS GENERAUX <hr/>	
I. CONCEPT DE CHALEUR	8
II. GRADIENT GEOTHERMIQUE, FLUX DE CHALEUR ET CONDUCTIVITE THERMIQUE	9
A. Gradient géothermique	9
B. Flux géothermique	9
C. Conductivité thermique	9
III. FLUX DE CHALEUR DE LA TERRE	9
A. Conduction	9
B. Convection	9
C. Flux de chaleur océanique	11
D. Flux de chaleur continentale	12
IV. ESTIMATION DU FLUX DE CHALEUR	12
A. Flux de chaleur par conduction	12

B. Flux de chaleur convectif	12
C. Etat thermique de la croûte supérieure	13
D. Facteurs affectant le flux de chaleur	13
V. ENERGIE GEOTHERMIQUE : TYPES ET PRODUCTION	14
A. Types d'énergie géothermique	14
1. Géothermie haute énergie.....	14
2. Géothermie basse énergie.....	14
B. Production d'énergie géothermique	14
 Chapitre 2: LOCALISATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE <hr style="display: inline-block; width: 100px; vertical-align: middle; margin-left: 10px;"/>	
 I. LOCALISATIONS	16
A. Localisation de la zone d'étude	16
B. Localisation des forages	17
II. CONTEXTE GEOLOGIQUE	17
A. Mésozoïque	18
Jurassique supérieur.....	18
B. Cénozoïque	19
C. Plio-Quaternaire	19
III. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE DES FORAGES	19
A. Forage Zouia1	19
B. Forage BBS07	20

Chapitre 3 RESULTATS ET INTERPRETATION

I. MATERIEL ET METHODES	21
A. Mesure du gradient géothermique	21
B. Calcul du flux de chaleur	21
C. Procédure	21
D. Traitement des données	22
II. ESTIMATION DES FLUX	23
A. En utilisant les gradients géothermiques des courbes températures vs profondeur	23
1. Forage Zouia 1	23
2. Forage BBS07	25
B. Estimation du flux par l'utilisation de la méthode de Gough	27
1. Forage Zouia 1	28
2. Forage BBS07	28
III. DISCUSSION	29
CONCLUSION GENERALE	31
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	32
LISTE DES TABLEAUX	34
LISTE DES FIGURES	35

REMERCIEMENTS

Je dois des millions de remerciements et une immense gratitude au Tout-Puissant ALLAH qui m'a donné courage, volonté, santé et a rendu possible ce mémoire de master.

De même, je voudrais remercier mon superviseur, le Dr Abderrezak BOUZID du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG) pour ses précieux commentaires et son soutien durant la réalisation de ce travail.

Merci également à mon co-superviseur et conseillère, Mme Fatiha HADJI, qui ne m'a, non seulement conseillé de poursuivre mes études de master lorsque je voulais quitter mais qui a aussi accepté de co-superviser ce travail.

Mes remerciements s'adressent aussi à Mme Salamet MAHBOUBI qui a bien voulu présider le jury de ma soutenance.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à M. Abbas MAROK, professeur à l'université de Tlemcen, pour m'avoir initié au terrain, de m'avoir fourni de précieuses sources d'informations et d'avoir accepté d'examiner ce mémoire.

J'adresse aussi mes remerciements à Mr Sofiane AMARA, Directeur de l'URMER et enseignant à l'université de Tlemcen, qui malgré ses nombreuses tâches pédagogiques et scientifiques accepté d'examiner ce travail.

Je tiens à remercier aussi Mr Bachir HALLOUCHE, enseignant à l'université de Sidi Bel Abbes, pour son aide.

De plus, je saisis cette occasion pour exprimer ma sincère gratitude au personnel du Centre de recherche en astronomie, astrophysique et géophysique (CRAAG) pour leur aide.

Enfin, je voudrais exprimer ma gratitude aux personnes qui me sont les plus chères. Je voudrais remercier mes parents, M. Abass Omar Moh'd et ma belle mère, Mme Bimkubwa Saïd Seif, qui ont toujours été à mes côtés pendant toutes les périodes difficiles et pour leur soutien financier.

RESUME

Le but de ce travail concerne une étude géothermique de deux forages situés au Nord de Rhar Rouban (Région de Tlemcen, Algérie). Des mesures de résistance électrique ont été réalisées à l'aide d'une thermistance en fonction de la profondeur pour des pas de 5 mètres sur des profondeurs supérieures à 300m. Les formations géologiques recoupées par les forages en question concernent celles du Jurassique supérieur et du Miocène. Des gradients géothermiques ont été calculés moyennant les températures déterminées à partir des mesures de résistance réalisées lors de la descente de la sonde et lors de sa remontée.

Les valeurs du gradient géothermique ponctuel déterminées à partir des courbes $T=f(P)$, ont permis d'aboutir à un gradient géothermique moyen variant entre 16.26 ± 1.63 et 26.89 ± 2.69 °C/km dans le forage

Zouia1 et entre 26.5 ± 2.65 et 26.8 ± 2.68 °C/km le BBS07.

Les flux de chaleur ont été estimés à partir des gradients géothermiques déterminés à partir des courbes de température vs profondeur et par la méthode dite de Gough.

Les flux géothermiques moyens estimés lors de la descente de la sonde sont de 49.97 ± 10 mW m⁻² pour le forage de Zouia1 et entre 63.61 ± 12.7 et 71.09 ± 14.2 mWm⁻² pour BBS07.

La méthode utilisant les gradients, basée sur le calcul d'un coefficient de conductivité thermique pour chaque formation a donné un flux moyen de l'ordre de 58.7 ± 11.7 mW m⁻² au forage de Zouia1. Le puits BBS07, a indiqué des flux géothermiques moyens compris entre 62.7 ± 12.5 (descente) et 62.0 ± 12.4 mW m⁻² (remontée).

Mots clés : Tlemcen, Forages, Gradient géothermique, Méthode de Gough , Flux géothermique.

ABSTRACT

The aim of this work concerns a geothermal study of two boreholes located north of Rhar Rouban (Tlemcen Region, Algeria). Electrical resistance measurements were carried out using a thermistor as a function of depth for steps of 5 meters over a depth greater than 300m. The geological formations intersected by these wells concern those of Upper Jurassic and Miocene. Geothermal gradients were calculated using the temperatures determined from the resistance measurements made during the descent of the probe and during its ascent.

The geothermal gradient values determined from $T = f(P)$ curves yielded an average geothermal gradient of between 16.26 ± 1.63 and 26.89 ± 2.69 °C/km in the Zouia1 borehole and between 26.5 ± 2.65 and 26.8 ± 2.68 °C/km in BBS07.

The heat flow was estimated from the geothermal gradients determined from the temperature vs depth curves and by Gough method.

The average geothermal flows estimated using Gough approximation during the descent of the probe are 49.97 ± 10 mW m⁻² for Zouia1 and vary between 63.61 ± 12.7 and 71.09 ± 14.2 mW m⁻² for BBS07.

The method using geothermal gradient, based on the calculation of a thermal conductivity coefficient for each formation, gave an average flux of about 58.7 ± 11.7 mW m⁻² at Zouia1. Well BBS07, indicated an average geothermal flux varying between 62.7 ± 12.5 and 62.02 ± 12.4 mW m⁻² during the descendant and the ascendant movements of the probe, respectively.

Keywords: Tlemcen, Boreholes, Geothermal gradient, Gough method, Geothermal flux.

INTRODUCTION GENERALE

De nos jours, le Monde fait face à de grands problèmes concernant la rareté des sources d'énergie et les problèmes environnementaux causés par les sources énergétiques existantes non renouvelables (charbon et combustibles fossiles). Cette situation a mené différents chercheurs scientifiques à rechercher dans l'environnement d'autres sources d'énergie renouvelables et de sécurité, telles que l'énergie solaire, l'énergie hydroélectrique et l'énergie géothermique.

Le flux de chaleur émanant des profondeurs de la Terre informe sur l'état thermique de la lithosphère. Il est défini comme étant égal au produit du gradient géothermique par la conductivité thermique des formations géologiques traversées. Le gradient géothermique est obtenu en mesurant la profondeur de la température dans un forage en état d'équilibre thermique à l'aide d'une thermistance calibrée (sonde) avec une grande précision. D'autre part, la conductivité des roches peut être mesurée au laboratoire sur des échantillons de roches prélevés dans les formations géologiques traversées par le forage, faute de quoi, elle sera estimée à partir du log lithologique du forage moyennant des tables de valeurs issues des études antérieures.

Dans le présent travail, il est proposé de réaliser des mesures de température dans deux forages en équilibre thermique (c'est-à-dire non en exploitation) situé dans la région de Tlemcen. L'exploitation des mesures de forage permettra d'estimer le gradient géothermique à travers ce dernier. Le flux de chaleur sera déduit au niveau de chaque forage. Les valeurs obtenues seront interprétées en fonction du contexte géologique.

Notre travail est composé de trois chapitres:

- le premier chapitre traitera du concept général de la chaleur, y compris de l'origine de la chaleur, de la manière dont elle s'écoule de l'intérieur vers la surface de la Terre et de la façon dont elle peut être estimée.
- Le second portera sur la localisation géographique des points étudiés et le contexte géologique de la région d'étude.
- Le dernier, sera consacré au traitement des données et à l'interprétation des résultats obtenus.

I. CONCEPT DE CHALEUR

La température à la surface de la Terre est liée à deux types d'apport d'énergie:

- L'énergie solaire, d'origine externe au globe terrestre, qui fournit un flux thermique d'origine externe.
- Le flux de chaleur d'origine interne qui est également dirigé vers la surface. La chaleur géothermique est due au mouvement des particules et des éléments radioactifs (par exemple, ^{232}Th , ^{238}U , ^{235}U et ^{40}K). Il est généré par les désintégrations nucléaires naturelles des isotopes radioactifs qui libèrent spontanément de l'énergie thermique dans l'environnement. (Blackwell and Spafford, 1987).

Par exemple, la désintégration de $^{92}_{238}\text{U}$ conduit à la formation de $^{90}_{234}\text{Th}$ et ^2_4He (Figure 1).

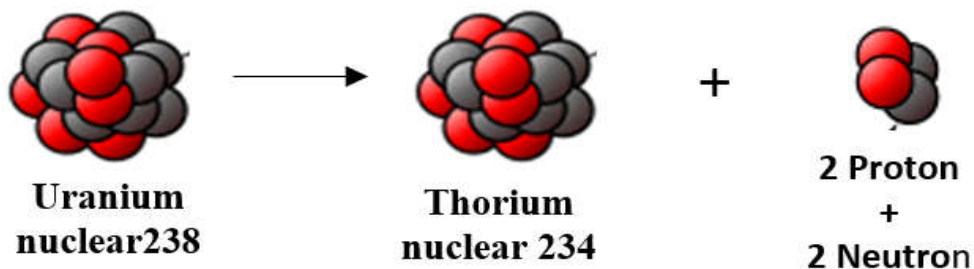


Figure 1: Désintégration de l'uranium 238

La désintégration des éléments radioactifs représente à elle seule plus de 90% du flux de chaleur terrestre. Les 10% de flux de chaleur restants semblent être dus à:

- la chaleur dégagée par réaction chimique exothermique à l'intérieur de la croûte,
- les frottements au niveau des failles causés par les mouvements tectoniques,
- la chaleur dégagée par la cristallisation ou la solidification des roches en fusion lors du refroidissement (Ouali et al, 2006).

Les instabilités de ces isotopes radioactifs sont une des causes du dégagement de chaleur géothermique et toutes ces activités ont lieu dans le manteau supérieur de la terre dans le

magma. La chaleur peut également provenir du mouvement de la tectonique des plaques lors de la collision des plaques (King, 2016).

II. GRADIENT GEOTHERMIQUE, FLUX DE CHALEUR ET CONDUCTIVITE THERMIQUE

A. Gradient géothermique

Le gradient géothermique représente la variation de la température en fonction de la profondeur. Il varie avec:

- la composition chimique des roches (proportion d'éléments radioactifs),
- la convection (présence ou non d'eau),
- le contexte géodynamique,
- la variation de la conductivité thermique (capacité à transférer de la chaleur par conduction thermique) des couches sédimentaires.

B. Flux géothermique

Le flux géothermique est la quantité d'énergie libérée par la Terre

C. Conductivité thermique

La conductivité thermique est une propriété physique des roches. Elle représente une quantité physique importante dans le transport de la chaleur (Pasquale et al, 2017).

III. FLUX DE CHALEUR DE LA TERRE

Selon Pollack et al (1993), le flux moyen est d'environ 65 mW m^{-2} à la surface des continents et de 100 mW m^{-2} au fond de la mer (c'est-à-dire une moyenne de 87 mW m^{-2} pour le Monde entier).

La chaleur intérieure de la Terre est transmise à sa surface principalement par deux mécanismes: la convection et la conduction. Parmi les mécanismes de la lithosphère terrestre, la conduction de la chaleur prédomine généralement.

A. Conduction : elle représente le transfert d'énergie thermique par contact direct entre des substances (solides ou fluides stationnaires) dans lesquelles il existe un gradient de température. Le mécanisme de transfert de chaleur impliqué est la diffusion (Sui et al, 2018).

B. Convection : elle concerne le transfert de chaleur entre deux surfaces par un fluide en mouvement par interaction moléculaire. Les mécanismes impliqués dans la convection sont la diffusion et l'advection, qui sont le transfert d'énergie par le mouvement du fluide en cas de présence d'un gradient de température (Sui et al, 2018).

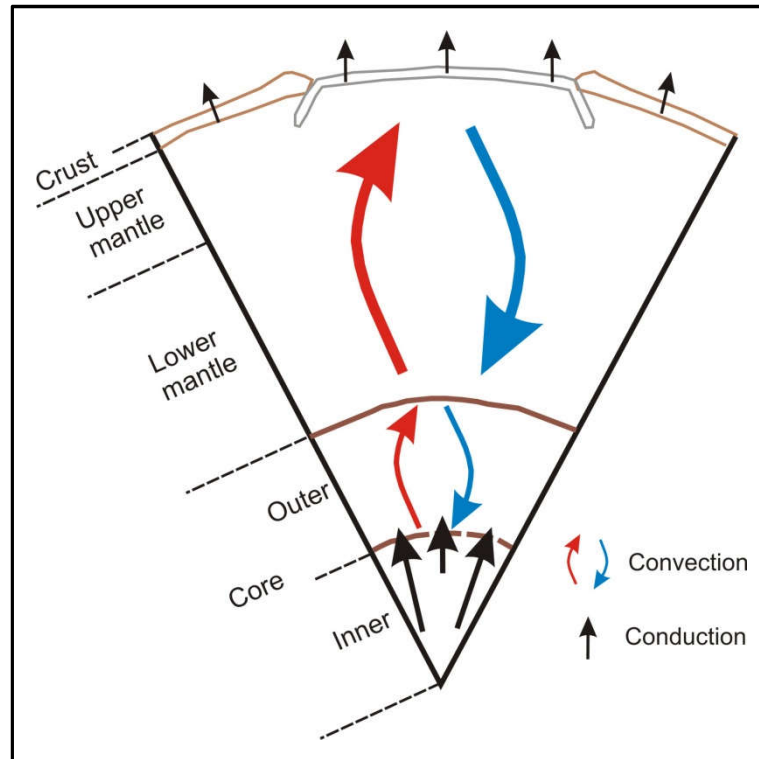


Figure 2: Coupe transversale de la Terre montrant les mécanismes de transport de chaleur dominants (D'après Dye, 2012; Arevalo et al, 2009)

Le flux de chaleur sous forme de température allant de l'intérieur de la Terre à sa surface par conduction dépend de la situation topographique de la Terre, par exemple, lors de l'intrusion de magma granitique dans les roches (Pitcher et Berger, 1972).

Il a été prouvé que le mouvement du magma par convection constituait une source majeure de flux de chaleur du noyau extérieur et du manteau supérieur à la surface de la Terre depuis la création de la Terre jusqu'à nos jours, fournissant ainsi un mouvement de plaque tectonique dans lequel la chaleur est transférée par conduction à travers la lithosphère continentale ou océanique et la convection dans le magma chaud (Lister et Buffett, 1995).

La figure 3 montre la variation du flux de chaleur à l'échelle mondiale. Il est à noter que les flux de chaleur varient de $\sim 20 \text{ mW m}^{-2}$ à $\sim 400 \text{ mW m}^{-2}$. Ces variations ont été interprétées à la lumière des contextes géodynamiques (Figure 4): les zones de rides océaniques et les arcs volcaniques ont un flux de chaleur élevé.

Cette évolution reflète la présence de matière chaude (asthénosphère) très proche de la surface au niveau des rides, plus profonde et plus éloignée des dorsales.

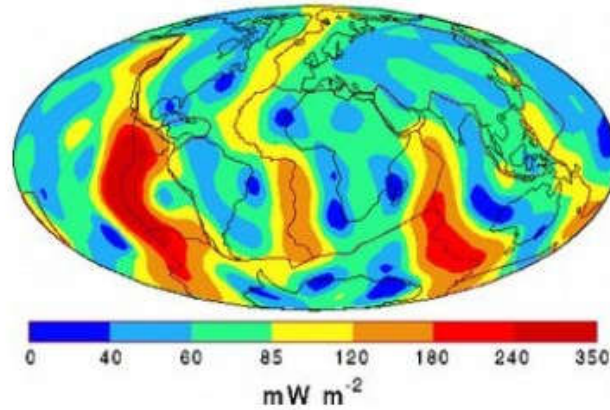


Figure 3: Variation globale du flux thermique

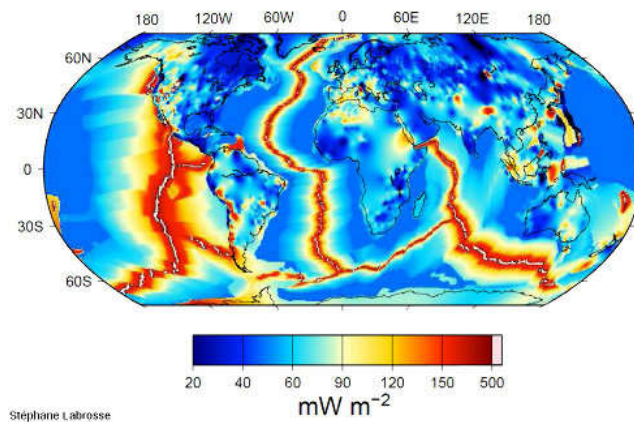


Figure 4: Relations entre flux de chaleur et géodynamique

Also movement of the magma through fracture (dike) in shear zone can be proven that heat can be transferred through earth interior to the surface or any part of the earth (Petford, 1996).

C. Flux de chaleur océanique

On the seafloor, heat flows from specific part and spreads toward others places. For example, in the case of the mid-oceanic ridge, new oceanic lithosphere is formed by the upwelling of magma from interior of the earth to the oceanic surface in which increase or decrease of heat flow depend on the age of the oceanic lithosphere where young lithosphere is hotter than the old lithosphere or the depth of oceanic lithosphere good example is Northern Pacific and Northern west Atlantic, also heat flow during subduction of the plate on the subduction zone where volcanic arc are formed (Stein et Stein, 1992).

Sur le fond marin, la chaleur s'écoule d'une partie spécifique et se propage vers d'autres lieux. Par exemple, dans le cas de la dorsale médio-océanique, une nouvelle lithosphère océanique est formée par la remontée de magma de l'intérieur de la Terre à la surface océanique dans laquelle l'augmentation ou la diminution du flux de chaleur dépend de l'âge de la lithosphère océanique où la lithosphère récente est plus chaude que l'ancienne (Stein et Stein, 1992).

D. Flux de chaleur continental

Le flux de chaleur sur la lithosphère continentale est différent de celui de la lithosphère océanique. Ceci est dû à l'hétérogénéité de la lithosphère continentale dans laquelle le mécanisme thermique provient du volcanisme (à points chauds) qui ne sont pas de la plaque de marge ou de la tectonique des plaques, tels que la distension, les mouvements de cisaillement et l'intrusion granitique (Wood et Clemens, 2000).

IV. ESTIMATION DU FLUX DE CHALEUR

La chaleur géothermique est une source d'énergie au même titre que les autres sources d'énergie (telles que les combustibles). Elle devrait être estimée afin d'être exploitée. La variation moyenne de la température de la croûte terrestre à l'intérieure de la Terre est de 25-30 °C par kilomètre. Elle varie d'un endroit à un autre et permet la détermination du gradient de température utilisé dans l'estimation du flux de chaleur (Kirkland, 2010).

A. Flux de chaleur par conduction

Le flux de chaleur par conduction dans la dimension x, ou le taux de chaleur transférée par unité de surface, q_x , à travers une paroi plane est obtenu en utilisant la loi de Fourier de la conduction thermique (Sui et al, 2018). Il est donné calculé par l'équation suivante (Fuchs, 2015):

$$q = -k \frac{\partial T}{\partial z}$$

Où

q : flux de chaleur produit (q) par gradient de température ($\partial T / \partial z$)

$\partial T / \partial z$: gradient de température;

k : conductivité thermique de la roche, appelée aussi propriété de transport de la substance;

Le signe négatif implique que le sens du flux de chaleur va du chaud au froid le long du gradient de température.

La loi de Fourier stipule que, dans les solides isotropes, la conductivité thermique k est une constante de proportionnalité entre la densité de flux de chaleur q et les gradients de température (Pasquale et al, 2014).

B. Flux de chaleur convective

Le flux de chaleur convective, q , est donné par l'équation suivante:

$$Q = h (T_{\infty} - T_s)$$

Où

T_{∞} : température du flux libre en dehors de la couche limite de vitesse;

T_s : température de la surface sur laquelle la convection est considérée;

h : coefficient de transfert de chaleur par convection (CHTC).

Le CHTC dépend de la géométrie du système, des propriétés thermodynamiques du fluide, des propriétés thermiques du milieu solide et des conditions aux limites du système.

C. Etat thermique de la croûte supérieure

Les mesures de température prises dans un forage sont valables pour le lieu et l'heure de la mesure (Buntebarth, 1984). Les valeurs de ces mesures dépendent de nombreux facteurs environnementaux (Buntebarth, 1984):

- le champ de température de subsurface peut être modifié par la variation de température en surface (fluctuations journalières et annuelles périodiques, changements climatiques à long terme),
- le champ de température est influencé par la morphologie de la surface et la structure géologique de la région crustale adjacente,
- le mouvement de l'eau et les événements tectoniques

D. Facteurs affectant le flux de chaleur

a) Relief topographique: la région dans laquelle la température de la vallée est présente est supérieure à la région surélevée.

b) Taux d'érosion et de sédimentation: ces deux facteurs affectent le flux de chaleur, en particulier dans les fonds océaniques, dans lesquels les sédiments érodés se déposent sur le bassin océanique et augmentent l'épaisseur du fond marin qui perturbe l'équilibre du flux de chaleur.

c) Âge de la croûte: cela peut s'expliquer par la ride médio-océanique où se forme une nouvelle croûte, dans laquelle la croûte jeune est plus chaude que la croûte ancienne (Stein et Stein, 1992).

d) Concentration des éléments radioactifs: elle affecte le débit de chaleur car la présence des éléments radioactifs émet de l'énergie thermique et influence la production de chaleur à l'endroit où il y a peu ou pas d'éléments radioactifs (Beck, 1965).

e) Porosité et teneur en humidité: elles font partie des facteurs qui influent sur le flux de chaleur car elles influencent la conductivité des roches. Plus la roche est poreuse, plus la conductivité diminue. De plus, les roches humides sont plus conductrices que les roches sèches car l'eau est plus conductrice, mais lorsque la quantité d'eau est supérieure à la normale, elle peut affecter la conductivité globale des roches (Cermak et Rybach, 1982).

V. ENERGIE GEOTHERMIQUE : TYPES ET GENERATION

A. Types d'énergie géothermique

Il existe deux types principaux d'énergie géothermique:

1. Géothermie haute énergie

Ce type d'énergie est lié aux des zones continentales actives caractérisées par des températures plus élevées (> 150 ° C). Il est principalement destiné à la production d'électricité (Ouali et al, 2006);

2. Géothermie basse énergie

La géothermie de basse énergie est liée aux zones continentales stables couvertes de formations sédimentaires. Elle se caractérise par une température comprise entre 30 °C et 150 °C et est principalement destiné au chauffage urbain et au chauffage de serre (Ouali et al, 2006).

B. Production d'énergie géothermique

De nos jours, des pays tels que les États-Unis, l'Italie et l'Australie investissent dans la production d'énergie géothermique et sa conversion à grande échelle en énergie électrique, notamment pour chauffer les habitations pendant la saison froide. La [figure 5](#) est un bon exemple de centrale géothermique similaire à une autre forme de centrale électrique, tel qu'un générateur hydrométrique.

Dans ce système géothermique, l'eau circule à travers des tuyaux traversant des roches sédimentaires relativement froides pour atteindre les roches granitiques chaudes. Après le chauffage, l'eau pénètre dans l'échangeur thermique et libère une partie de son énergie, ce qui entraîne les générateurs électriques de la centrale appelée Habanero 3 en 2008 dans le bassin de Cooper en Australie méridionale (Kirkland, 2010).

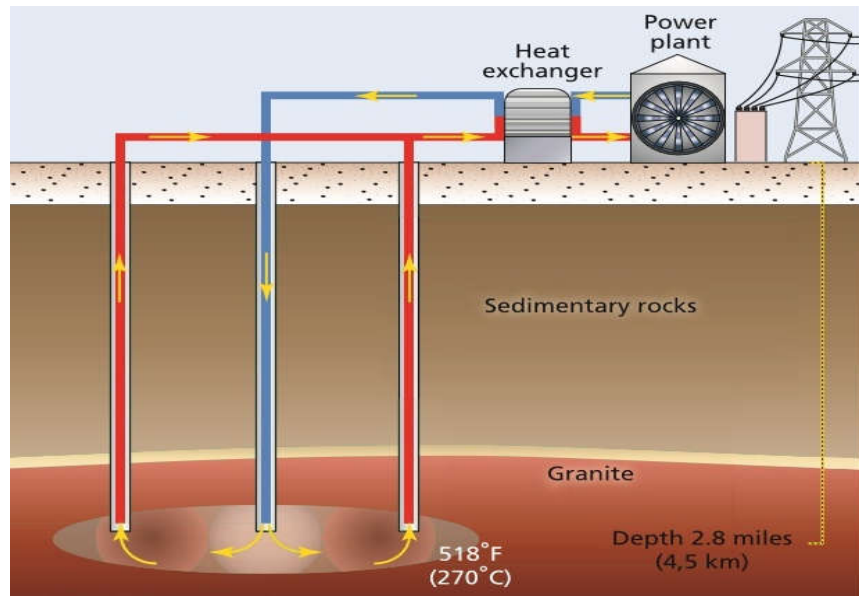


Figure 5: Centrale à vapeur flash (Kirkland, 2010)

Chapter 2 LOCALISATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE

I. SITUATION GEOGRAPHIQUE

A. Situation géographique de la zone d'étude

Les deux forages étudiés se trouvent dans la région de Maghnia aux confins algéomarrocains (Tlemcen, Nord-Ouest algérien). Cette dernière est située dans le Nord-Ouest algérien. Elle correspond à la plaine de Maghnia et au talus des Beni Boussaid (Figure 6). Géographiquement, elle est limitée par:

- les monts de Traras au Nord,
- la plaine des Angads du Maroc à l'Ouest,
- les monts de Tlemcen au Sud,
- la plaine de Hennaya à l'Est au Sud.

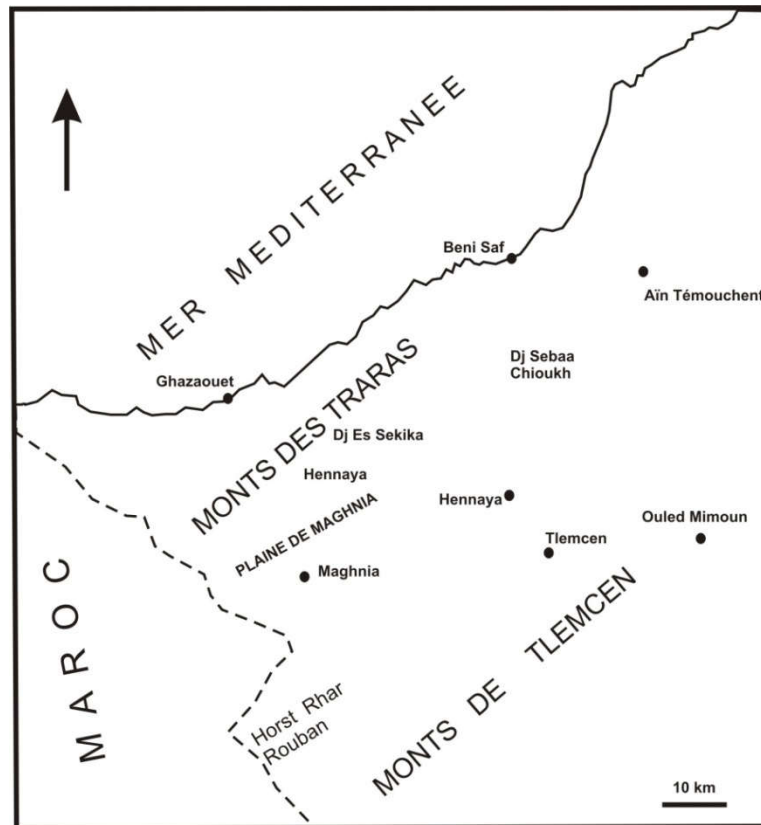


Figure 6. Localisation de la zone d'étude

B. Localisation des forages

Les forages concernés par les mesures sont situés au Nord du horst de Rhar-Rouban aux confins algéro-marocains. La carte (Figure 7) réalisée à l'aide des logiciels Global Mapper (version 16.1) et MapInfo 8 montre la localisation de ces forages.

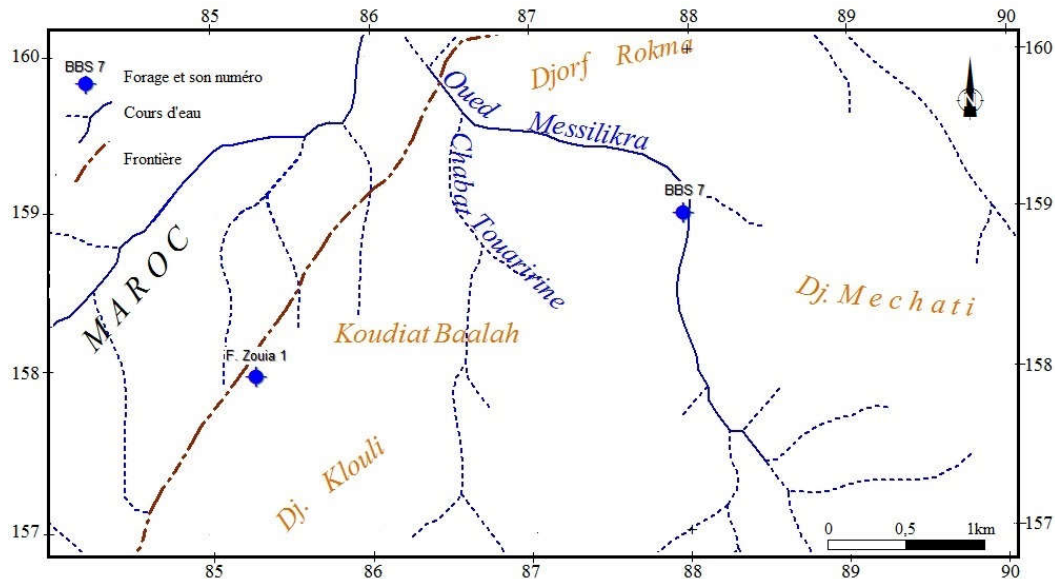


Figure 7: Situation des forages Zouia 1 et BBS07

II. CONTEXTE GEOLOGIQUE

La région d'étude est représentée par la plaine de Maghnia et le Horst de Rhar Rouban, formé de structures de relief élevées (relief montagneux).

La plaine de Maghnia est un bassin allongé de direction ENE-WSW, rempli de dépôts plioquaternaires provenant de l'érosion des montagnes environnantes (Braik et Boudieb, 2004).

Le Horst de de Rhar-Rouban est représenté par une bande de direction ENE-WSW d'une largeur de 6 km et d'une longueur de 30 km. Il s'agit essentiellement de formations paléozoïques, bordées au Nord et au Sud par une série peu profonde d'âge jurassique (Lias à Kimméridgien). Le substratum rocheux du Jurassique inférieur est discontinu ou incomplet et tout niveau peut reposer directement sur les formations paléozoïques. Les premiers niveaux continus appartiennent au Bathonien. Les séries liasiques sont différentes des deux côtés de l'axe médian (seuil de Fernane). A l'Ouest, plus qu'à l'Est, il est représenté par des marnes à brachiopodes (Mekahli, 1988).

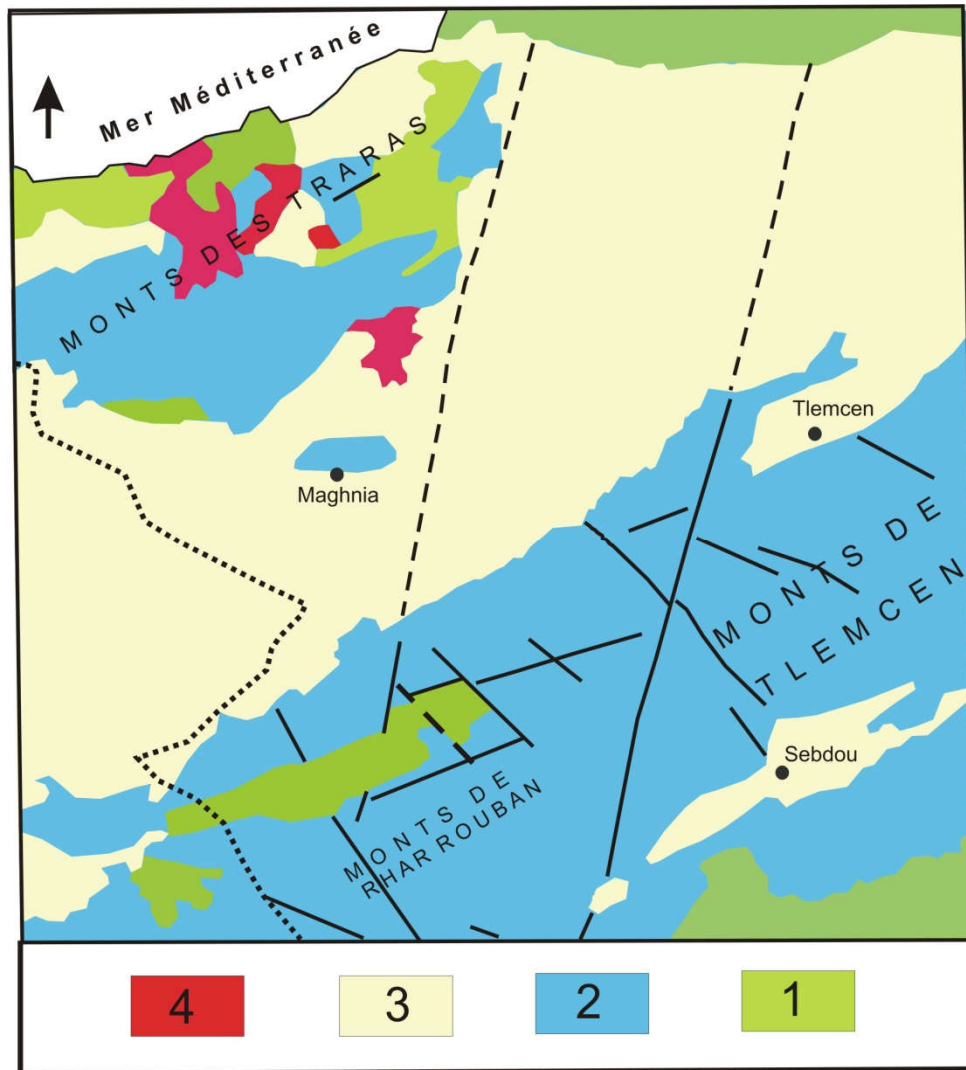


Figure 8: Carte géologique de la région d'étude
(Extrait de la carte de Lucas, 1952 in Mekahli, 2008)

- 1) Paléozoïque ; 2) Mésozoïque ; 3) Cénozoïque ; 4) Terrains volcaniques tertiaires

A. Mésozoïque

Jurassique supérieur

Il est composé de bas en haut de:

- a. Calcaires de Aych (22 m)

Cette formation d'âge carixien-domérien débute souvent par un calcaire bio-détritique de couleur rouge. Ce faciès est affecté vers le haut par une dolomitisation secondaire (Mekahli, 1988).

- b. Marno-calcaires de Khorchef (14.50 m)

Cette formation, d'âge toarcien, affleure dans le horst. Elle consiste en une alternance de marnes et de calcaires (Mekahli, 1988).

c. Dolomies de Déglène (26 m)

Cette formation, d'âge Aalénien-Bajocien, débute par des calcaires oolithiques surmontés de dolomites massives de couleur beige (Mekahli, 1988).

d. Oolithes ferrugineuses de Déglène

De part et d'autre de Déglène, cette formation à des calcaires micro-gréseux, débutant par de minces niveaux d'oolites ferrugineuses et chloriteuses. Ces niveaux passent à des assises gréseuses à faune abondante de brachiopodes, d'ammonites, de bélemnites et de posidonies. L'épaisseur est de 50 m à Sidi Yacoub et ne dépasse guère 4 m à Déglène (Mekahli, 1988).

e. Argiles de Saïda (Callovien) (+ 150m)

Elle est constituée d'un ensemble de marnes et de bancs décimétriques de calcaires gréseux à grandes ammonites. Cette formation est particulièrement riche en figures et structures sédimentaires. Elle débute à Déglène par un banc jaunâtre avec des ammonites caractéristiques du callovien basal (Mekahli, 1988).

B. Cénozoïque

Il s'agit d'une formation gréseuse transgressive qui s'appuie directement sur le Jurassique au Nord et au Sud de la plaine de Maghnia. En s'éloignant de ce contact, le pourcentage des marnes augmente et les grès sont remplacés progressivement par des argiles et des marnes.

Au Sud de l'oued Mouillah, la plaine de Maghnia règne sur toute la zone miocène, formée par des grès. Plus on s'en éloigne plus le pourcentage des argiles augmente

C. Plio-Quaternaire

Il est représenté par des formations attribuées à des dépôts alluvionnaires. Il s'agit d'une série complexe de dépôts discontinus formés d'éléments hétérogènes et hétérométriques (marneux, sableux et argileux). Quelques lambeaux de basaltes inter-stratifiés situés au NW de la plaine sont témoins d'un volcanisme.

III. LITHOLOGIE DES FORAGES

Les formations recoupées par les forages concernés par les mesures sont :

A. Forage Zouia1

Les formations traversées par ce forage sont de bas en haut (Figure 9):
- les calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur;

- alternances de calcaires et de calcaires gréseux surmontés par des marnes gréseuses et des alternances de marnes et marnes gréseuses admettant des passées calcaires d'âge miocène.

B. Forage BBS07

Les formations traversées par ce forage sont représentées par 640 mètres de marnes grises à intercalations de bancs de grès et 160 mètres de calcaires blancs cristallins fissurés

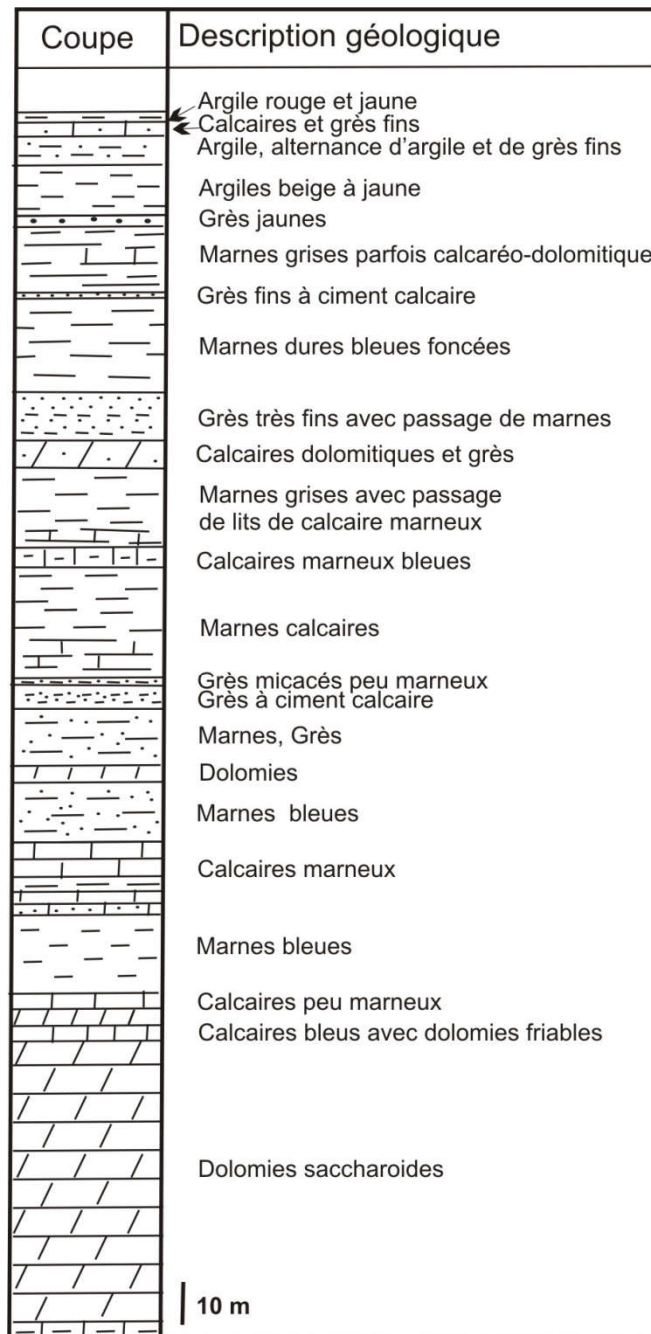


Figure 9. Coupe du forage Zouia1 (ANRH Tlemcen)

Chapitre 3 RESULTATS ET INTERPRETATION

I. MATERIEL ET METHODES

Les estimations du flux thermique tant continental qu'océanique ont été réalisées depuis longtemps par différents chercheurs. A titre d'exemple, les premières mesures du flux thermique océanique ont été réalisées par Bullard (1939) et Benfield (1939) et les premières mesures océaniques par Revelle et Maxwell (1952). De nos jours, l'estimation des flux thermiques devient le domaine le plus important au Monde car c'est l'une des sources d'énergie renouvelables (Pollack et al, 1993).

A. Mesure du gradient géothermique

La mesure du gradient géothermique est permise grâce aux enregistrements de la variation de la température avec la profondeur dans un forage.

Elle est mesurée à l'aide d'un thermomètre à mercure ou thermistance dans lequel la température est enregistrée en fonction de la profondeur (30 °C/km).

B. Calcul du flux de chaleur

Le flux de chaleur peut être calculé après détermination de la conductivité thermique et du gradient géothermique dans lequel les conductivités sont mesurées in situ ou au laboratoire sur des échantillons de roches collectés sur le site lors du forage d'un puits.

C. Procédure

Les mesures de la distribution de la température à l'intérieur de la Terre ont été effectuées aux puits Zouia1 et BBS07. Elles ont été réalisées à l'aide d'un équipement de sonde à thermistance (capteur, câble et système d'acquisition de données) qui a été injectée à travers les forages. L'appareil utilisé présente l'avantage d'une très grande sensibilité aux changements de température.

Les données ont été prises tous les 5 mètres et enregistrées sous forme de résistance lors de la pénétration de la sonde de thermistance durant sa descente et sa remontée.

D. Traitement des données

Les données sont transférées vers un ordinateur pour un traitement ultérieur après soustraction de la résistance du câble utilisé lors des enregistrements (400Ω pour le forage BBS07 et 136.9Ω pour celui de Zouia1). Les valeurs de résistance mesurée ont permis le calcul des températures à l'aide du logiciel Microsoft Excel et, le tracé des graphes de la résistance en fonction des profondeurs (Figure 10 a et b) afin de déterminer l'homogénéité ou l'hétérogénéité des couches recoupées par les forages lors des mouvements descendant et ascendant de la thermistance et du câble.

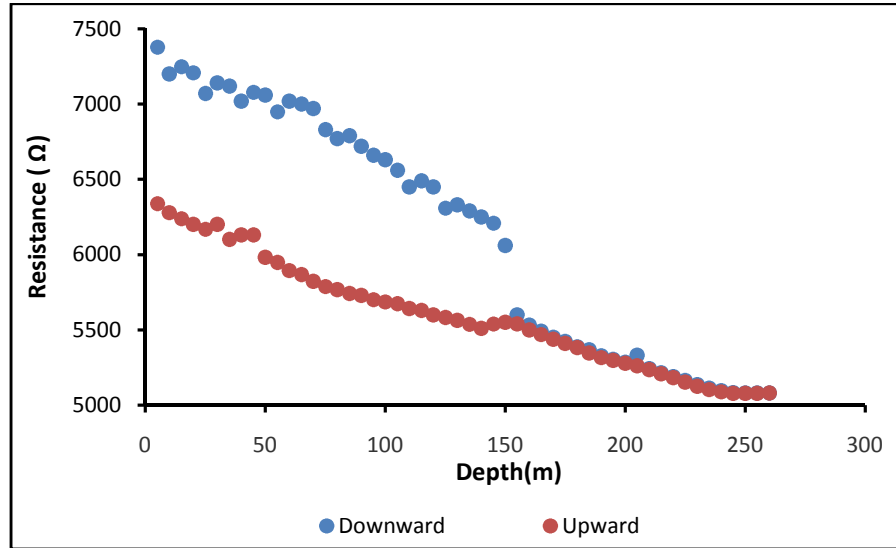


Figure 10a Variation de la résistance en fonction de la profondeur au forage Zouia1

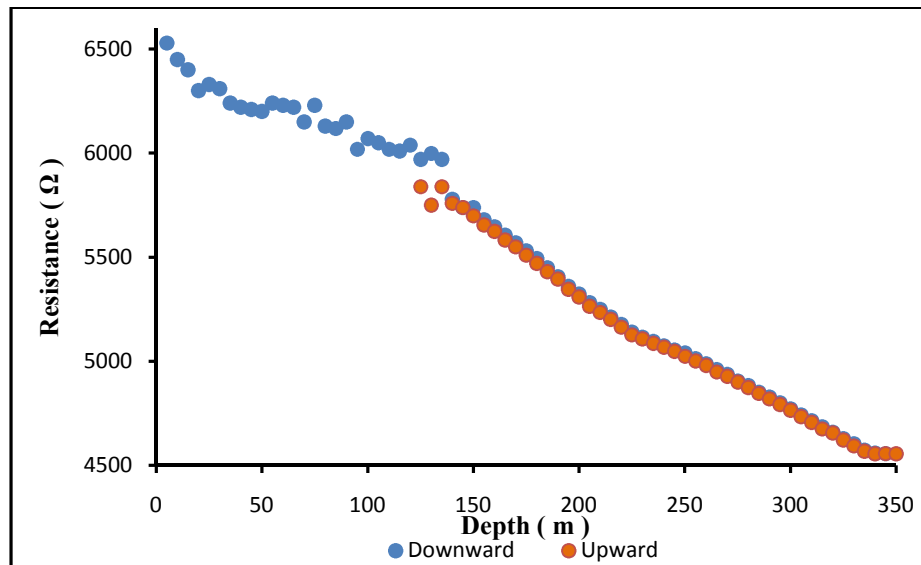


Figure 10b Variation de la résistance en fonction de la profondeur au forage BBS07

Pour déterminer la variation de la température dans les deux puits nous avons utilisé la relation de [Steinhart-Hart \(1968\)](#), donnée par l'équation suivante:

$$\frac{1}{T} = A + B \times \ln R + C(\ln R)^3$$

Où, R est la résistance de la thermistance (Ω) à la température T (Kelvin) et A, B et C sont les

II. ESTIMATION DES FLUX

A. En utilisant les gradients géothermiques des courbes températures vs profondeur

Dans cette méthode nous avons utilisé les gradients géothermiques déterminés à partir des courbes de variations des températures en fonction des profondeurs.

1. Forage Zouia 1

Nous remarquons, au niveau des courbes représentées dans les [figures 11 et 13](#), la présence de trois pentes différentes indiquant trois fragments de courbes. Ces pentes nous ont permis de calculer 3 valeurs de gradients géothermiques ([Tableau 1](#)).

Cette subdivision étant en rapport avec les trois formations différentes qui apparaissent sur le log lithologique de Zouia1 ([Figure 9](#)), nous avons calculé les flux géothermiques pour chacune d'elles.

Les résultats du calcul des flux géothermiques obtenus pour le forage de Zouia1 sont reportés dans le [tableau 1](#).

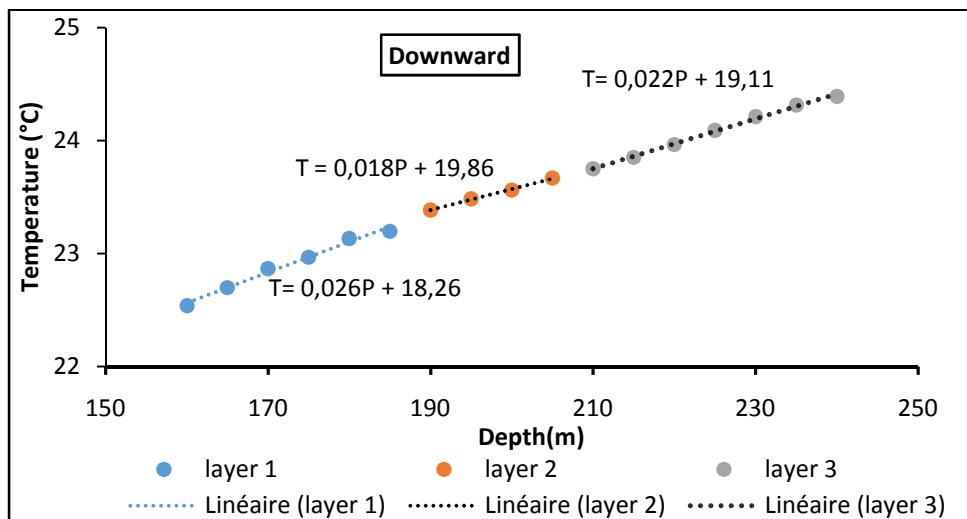


Figure 11 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de Zouia1 lors de la descente

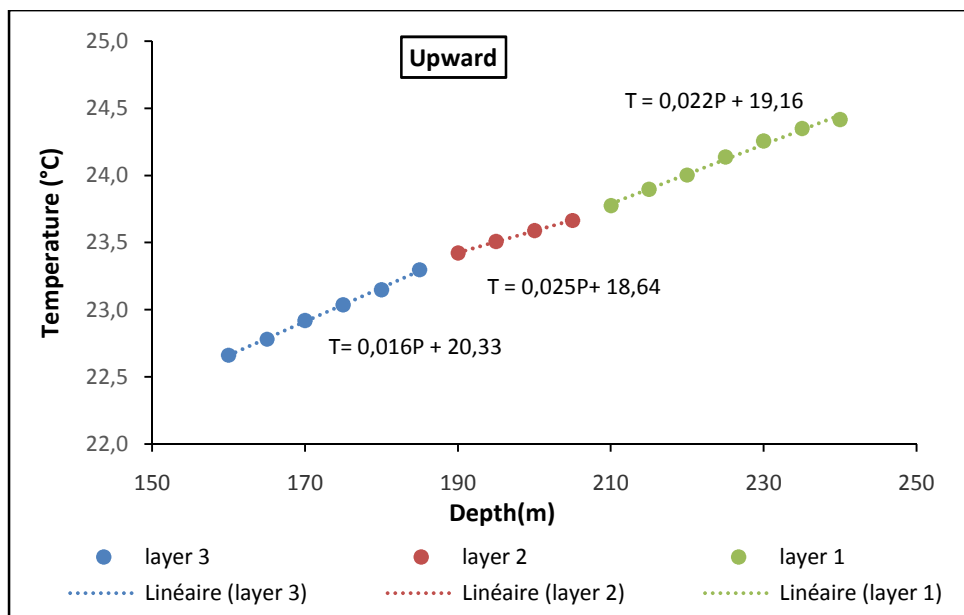


Figure 12 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de Zouia1 lors de la remontée

Tableau 1 : Résultats du flux géothermique obtenus au forage de Zouia1 par l'utilisation de la courbe température vs profondeur

Formation		K	G (°C/km)	Flux (mW m ⁻²)
F 1 (Upper)	Descendant	2.34	26.89 ± 2.69	62.92 ± 12.5
	Ascendant		25.11 ± 2.51	58.76 ± 11.8
F2 (Middle)	Descendant	2.21	18.55 ± 1.86	40.99 ± 8.2
	Ascendant		16.26 ± 1.63	35.93 ± 7.2
F3 (Lower)	Descendant	3.27	22.09 ± 2.21	72.23 ± 14.5
	Ascendant		22.03 ± 2.2	72.04 ± 14.4
Flux moyen	Descendant			58.71 ± 11.7
	Ascendant			55.58 ± 11.1
160-240m	Descendant	2.38	22.5 ± 2.25	53.55 ± 10.7
	Ascendant		21.9 ± 2.19	52.12 ± 10.4

Dans ce forage, les résultats du flux géothermique estimé aussi entre les profondeurs 160-240 mètres sont reportés dans le tableau 1.

Le gradient géothermique a été déterminé à partir de la courbe des températures en fonction de la profondeur établie pour cette portion (Figure 13).

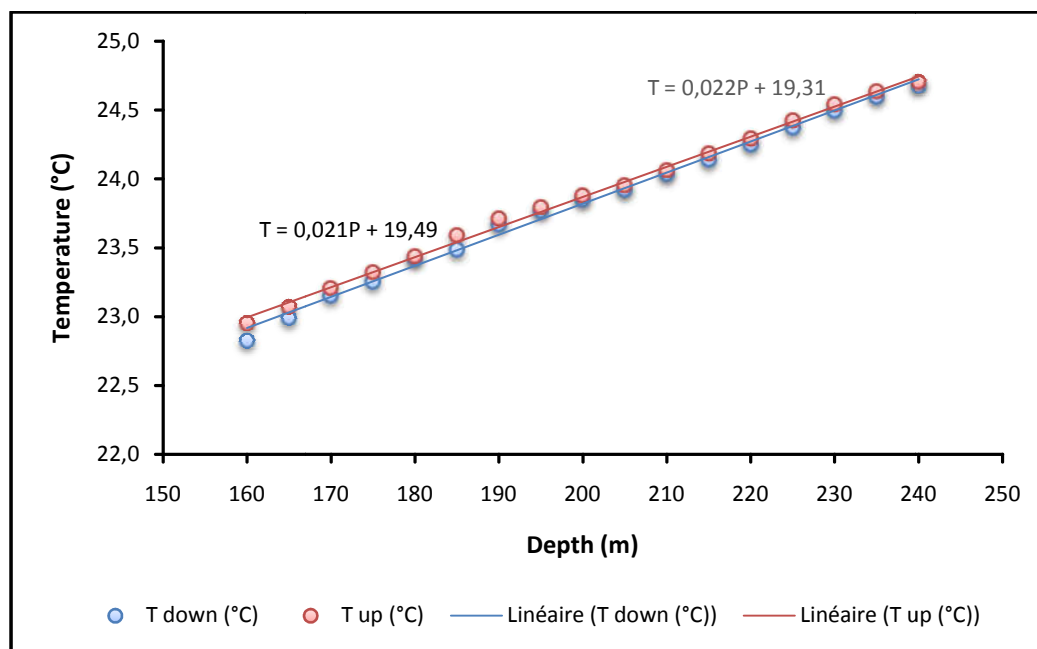


Figure 13 : Courbe température vs profondeur (160 et 240m)

2. Forage BSS07

L'allure des courbes des températures en fonction de la profondeur (Figure 14 et 15) montre deux ruptures de pente témoignant probablement de la présence de trois formations géologiques différentes.

Dans ce forage, la description lithologique n'étant pas détaillée, nous avons utilisé une estimation approximative basée sur les informations lithologiques disponibles. Il est important de souligner que la formation géologique supérieure traversée par le forage (640m), dont une partie (350 m) a été concernée par les mesures est représentée par des marnes à intercalations de grès. Pour cela, il nous a paru intéressant d'estimer les flux géothermiques en considérant d'abord que la formation est marneuse ($k=2.21\text{Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$) et ensuite gréseuse ($k=2.47\text{Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$). Cette manière de faire nous permettra d'obtenir l'intervalle des estimations minimales et maximales du flux géothermique de cette formation. Les valeurs des flux géothermiques seraient probablement situées entre cet intervalle.

Dans ce contexte, les gradients utilisés sont ceux déterminés à partir de la courbe relative à la profondeur d'investigation (Figure 16).

Les résultats du calcul des flux géothermiques obtenus au forage BBS07 sont regroupés dans le tableau 2.

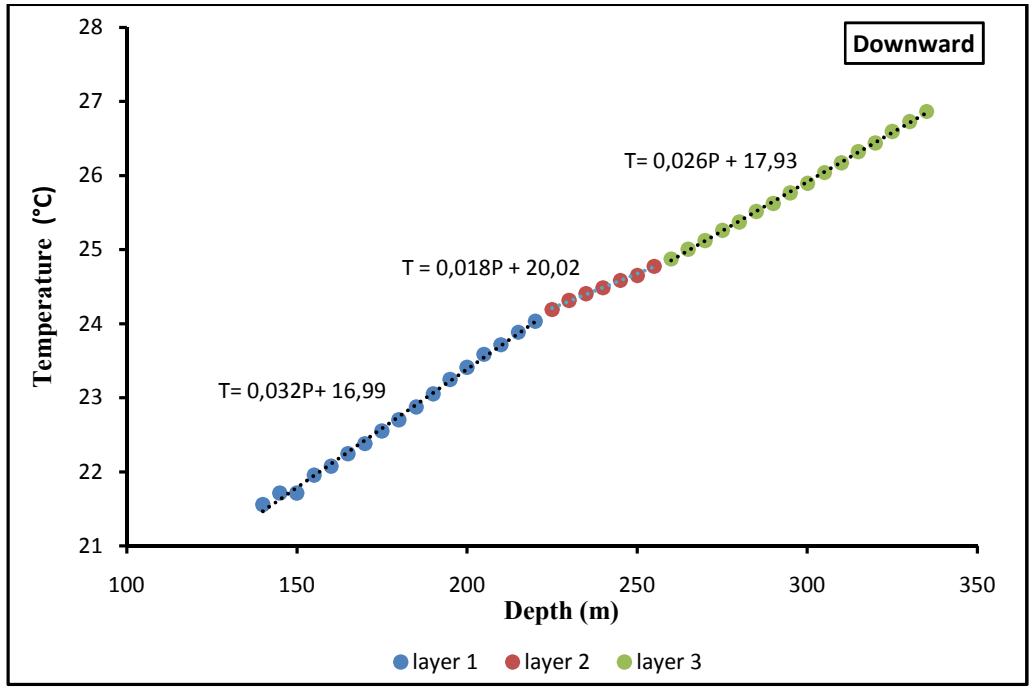


Figure 14 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de BBS07 lors de la descente

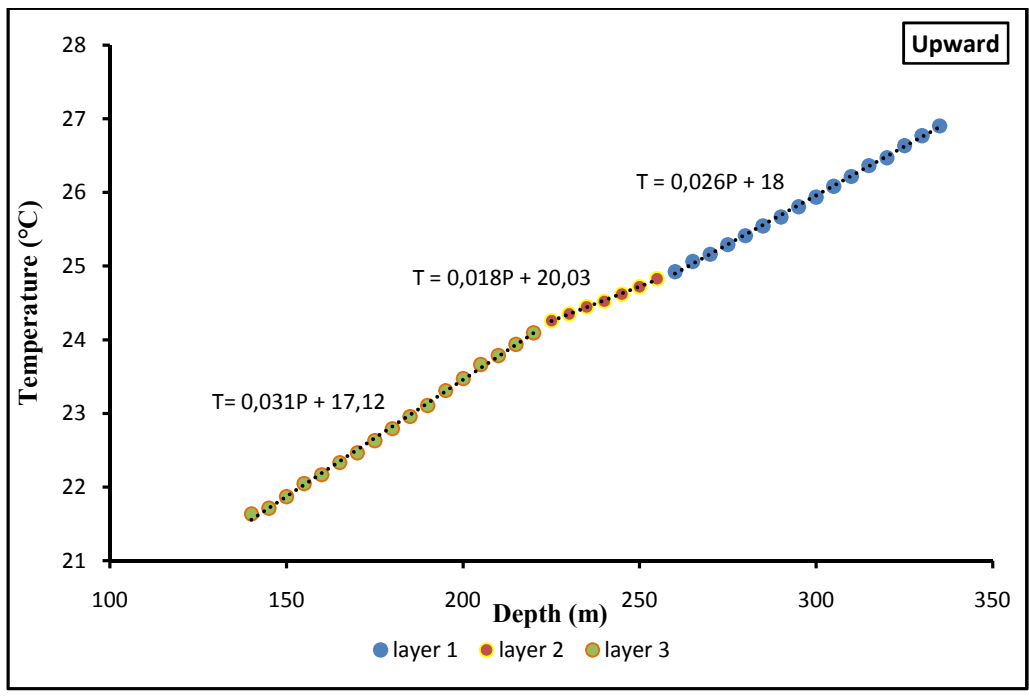


Figure 15 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de BBS07 lors de la remontée

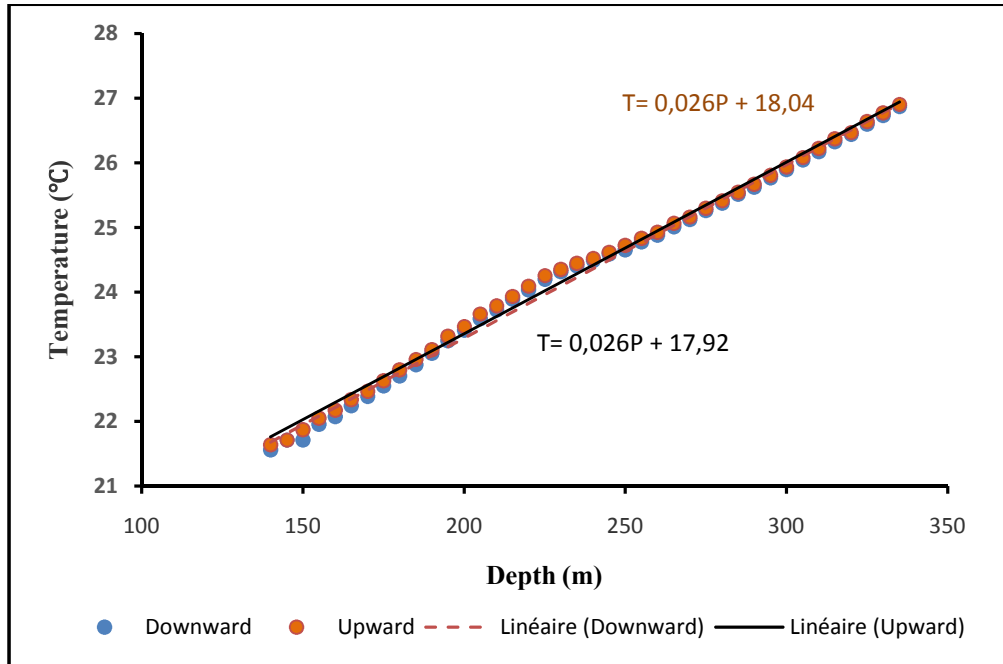


Figure 16 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de Zouial

Tableau 2 : Résultats du flux géothermique obtenus au forage BBS07 par l'utilisation de la courbe température vs profondeur

Formation	Sens	Type de roche	K	G (°C/km)	Flux (mW m ⁻²)
Marnes	Descendant	Marnes	2.21	26.8 ± 2.68	59.23 ± 11.8
	Ascendant			26.5 ± 2.65	58.57 ± 11.7
Grès	Descendant	Grès	2.47	26.8 ± 2.68	66.20 ± 13.2
	Ascendant			26.5 ± 2.65	65.46 ± 13.1
Flux moyen	Descendant				62.7 ± 12.5
	Ascendant				62.02 ± 12.4

B. Estimation du flux par l'utilisation de la méthode de Gough

Dans le calcul du flux géothermique nous avons utilisé la méthode dite de Gough (Courtillet et Francheteau, 1976).

Quand le gradient de température n'est pas uniforme, on peut appliquer la méthode de Gough (1963) et faire le calcul du flux de chaleur à des intervalles de profondeur réguliers, dans le forage puis prendre la moyenne en utilisant la relation (Courtillet et Francheteau, 1976):

$$q = \frac{1}{N} \sum_i \frac{k_i \Delta T_i}{\Delta z_i}$$

Où Δz_i représente une longueur du forage où la roche a une conductivité thermique k_i et ΔT_i l'écart de température.

Pour calculer la conductivité thermique effective d'une roche à utiliser dans la modélisation à partir d'un mélange de minéraux et de fluides remplissant les pores, il est nécessaire d'utiliser les valeurs appropriées des conductivités thermiques de la matrice.

La formule de mélange utilisée pour calculer la conductivité globale k d'une roche (et sa capacité thermique) est basée sur la moyenne géométrique:

$$k = k_1^{f_1} \times k_2^{f_2} \times k_3^{f_3} \times \dots$$

Où f_1, f_2, f_3, \dots sont les fractions lithologiques et des fluides interstitiels ($\sum f_i = 1$) and k_1, k_2, k_3, \dots , sont leur conductivités respectives (Poelchau et al, 1997).

1. Forage Zouia 1

Dans le forage Zouia1, le flux géothermique a été estimé par la méthode de Gough sur la portion du forage comprise entre les profondeurs 160 et 240m qui représente la colonne d'eau. Les résultats obtenus sont regroupés dans le [tableau 3](#).

Tableau 3 : Résultats du flux géothermique obtenus au forage De Zouia par la méthode de Gough (1963)

Δz (m)	Gr_{Down} (°C/m)	Gr_{Up} (°C/km)	K ($Wm^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$)	$Flux_{Down}$ (mWm^{-2})	$Flux_{Up}$ (mWm^{-2})
160-185	26.89	25.12	2.21	59.42 ± 11.9	55.51 ± 11.1
190-205	16.74	16.26	2.21	37.00 ± 7.4	35.93 ± 7.2
210-230	22.09	22.03	2.21	48.89 ± 9.8	48.67 ± 9.7
235-240	22.09	22.03	2.29	50.57 ± 10.1	50.45 ± 10.1
Flux géothermique moyen				49.97 ± 10	47.64 ± 9.5

2. Forage BBS07

Au forage BBS07, l'estimation du flux géothermique par la méthode de Gough a été réalisée entre les profondeurs 150 et 350 m. Les résultats ainsi obtenus sont mentionnés dans le [tableau 4](#). Comme on ne dispose pas du log lithologique détaillé de ce forage mais juste d'une description sommaire de la géologie, selon laquelle aux profondeurs correspondant aux mesures de température, nous avons des « marnes grises à intercalations de bancs de grès », nous avons considéré les deux cas limites pour l'estimation de la conductivité thermique : le cas des marnes seules et celui des grès seuls ([Tableau 4](#)).

**Tableau 4: Résultats du flux géothermique obtenus au forage
BBS07 par la méthode de Gough (1963)**
* marnes ($k = 2.21 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$) ; ** Grès ($k = 2.47 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$)

Δz (m)	G_{down} ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$)	G_{up} ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$)	q_{down}^* (mWm^{-2})	q_{up}^* (mWm^{-2})	q_{down}^{**} (mWm^{-2})	q_{up}^{**} (mWm^{-2})
150-175	33.47	30.30	73.97	66.97	82.68	74.85
175-200	34.43	33.72	76.09	74.51	85.05	83.28
200-225	31.37	31.47	69.33	69.54	77.49	77.72
225-250	18.23	18.47	40.30	40.83	45.04	45.63
250-275	24.41	23.00	53.96	50.84	60.30	56.82
275-300	25.37	25.60	56.06	56.58	62.66	63.24
300-325	27.98	28.03	61.83	61.95	69.10	69.24
325-350	34.98	13.27	77.30	29.33	86.39	32.78
Flux géothermique moyen			63.61 ± 12.7	56.32 ± 11.3	71.09 ± 14.2	62.95 ± 12.6
Flux moyen par type de roche			59.97 ± 12		67.02 ± 13.4	

III. DISCUSSION

Dans les forages étudiés, des valeurs de résistance mesurées in situ ont été traitées pour l'estimation du gradient géothermique et du flux géothermique.

Les valeurs du gradient géothermique ponctuel déterminées à partir des courbes $T=f(P)$, ont permis d'aboutir à un gradient géothermique moyen variant entre 16.26 ± 1.63 et 26.89 ± 2.69 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ dans le forage Zouia1 et entre 26.5 ± 2.65 et 26.8 ± 2.68 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ le BBS07.

Les différentes valeurs de gradient géothermique ponctuel calculées ont servi à l'estimation du flux géothermique moyen au niveau des deux forages.

Dans le détail, au forage de Zouia1, les gradients géothermiques déterminés à partir de la courbe des gradients (température en fonction de la profondeur) sont compris entre 18.55 ± 1.86 et 26.89 ± 2.69 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ et 16.26 ± 1.63 et 25.11 ± 2.51 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$, respectivement lors de la descente et de la remontée de la sonde.

Pour ce même forage, les gradients calculés par la méthode de Gough donnent approximativement les mêmes résultats.

En ce qui concerne les calculs réalisés entre les profondeurs 160 et 240 m, les valeurs des gradients sont comprises entre 22.5 ± 2.25 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (descente) et 21.9 ± 2.19 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (remontée).

Les flux géothermiques moyens estimés par la méthode de Gough au forage de Zouia1 ont donné des valeurs comprises entre 49.97 ± 10 (mouvement de descente) et 47.64 ± 9.5 m Wm^{-2} lors de la remontée.

Celles déterminées à partir des gradients géothermiques déterminés à partir des courbes donnent des valeurs plus élevées et différent probablement en fonction des formations traversées. Elles sont comprises entre 40 ± 8 et 72.23 ± 14.4 m Wm^{-2} (moyenne : 58.71 m Wm^{-2}).

²) lors du mouvement descendant de la sonde et entre 35.93 ± 7.2 et 72.04 ± 14.4 m Wm⁻² (moyenne : 55.58 ± 11.1 m Wm⁻²) lors de son mouvement ascendant. Ces valeurs moyennes, comprises entre 52.12 ± 10.4 et 53.55 ± 10.7 m Wm⁻², diffèrent légèrement de celles calculées entre les profondeurs 160 et 240 m.

Au forage BBS07, les gradients calculés entre les profondeurs 150 et 350 m sont respectivement de 26.8 et 26.5°C/km lors de la descente et de la remontée. La quantité de flux géothermique déterminée sur la base de ces gradients est comprise entre 59.23 ± 11.8 et 66.2 ± 13.2 m Wm⁻² mesurés lors de la descente de la sonde et, entre 58.57 ± 11.7 et 65.46 ± 13.1 Wm⁻² mesurées lors de sa remontée.

Ceux estimés par la méthode de Gough pour ce même forage sont compris entre 63.61 ± 12.7 et 71.09 ± 14.2 m Wm⁻² et entre 56.32 ± 11.3 et 62.95 ± 12.6 m Wm⁻² lors des mouvements descendant et ascendant de la sonde.

CONCLUSION GENERALE

Des valeurs de résistance ont été mesurées in situ puis traitées dans le but d'estimer le gradient et les flux géothermiques des forages Zouia1 et BBS07 situés dans la région de Maghnia (Nord-Ouest algérien).

L'estimation ponctuelle des gradients géothermiques à partir des courbes $T = f(P)$, a indiqué des valeurs moyennes comprises entre 16.26 et $26.89^{\circ}\text{C}/\text{km}$ dans le forage Zouia1 et entre 26.5 et $26.8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ le BBS07.

L'estimation du flux de chaleur, réalisée à partir des gradients géothermiques déterminés par le biais des courbes de variation de la température en fonction de la profondeur, a donné des valeurs comprises entre 40.99 ± 8.2 et $72.23 \pm 14.5 \text{ m W m}^{-2}$ (moyenne : 58.71 m W m^{-2}) au forage Zouia 1, lors du mouvement descendant de la sonde et entre 35.93 ± 7.2 et 72.04 m W m^{-2} (moyenne : 55.58 m W m^{-2}) lors de son mouvement ascendant. Leur valeur moyenne représentée par la moyenne des flux descendant ($58.71 \pm 11.7 \text{ m W m}^{-2}$) et ascendant ($55.58 \pm 11.1 \text{ m W m}^{-2}$) dans ce même forage diffèrent légèrement de celles calculées ($53.55 \pm 10.7 \text{ m W m}^{-2}$ et $52.12 \pm 10.4 \text{ m W m}^{-2}$).

Au forage BBS07, la quantité de flux géothermique déterminée sur la base des gradients géothermiques est comprise entre 59.23 ± 11.8 et $66.2 \pm 13.2 \text{ m W m}^{-2}$ (moyenne : $62.7 \pm 12.7 \text{ m W m}^{-2}$) lors des mesures faites durant la descente de la sonde et, entre 58.57 ± 11.7 et $65.46 \pm 13.1 \text{ m W m}^{-2}$ (moyenne : $62.02 \pm 12.4 \text{ m W m}^{-2}$) lors de sa remontée.

L'application de la méthode de Gough au forage de Zouia1 entre les profondeurs 160 et 240 mètres, a donné des valeurs moyennes de flux comprises entre 49.97 ± 10 lors de la descente de la sonde et $47.64 \pm 9.5 \text{ m W m}^{-2}$ lors de sa remontée soit une moyenne de 48.81 m W m^{-2} . Cette même méthode appliquée pour le forage BBS07 (entre les profondeurs 150 et 350 mètres) a indiqué des quantités de flux comprises entre 59.97 ± 12 et $67.02 \pm 13.4 \text{ m W m}^{-2}$ (moyenne : 63.5 m W m^{-2}).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Arevalo Jr. R., McDonough W.F., Luong M. (2009) The K/U ratio of the silicate Earth: Insights into mantle composition, structure and thermal evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 278: 361–369
- Beck A.E. (1965) Technique of measuring heat flow on land. *American Geophysical Union* 8:24-50. Terrestrial heat flow Lee W.H.K. eds.
- Benfield A. F. (1939) Terrestrial heat flow in Great Britain, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 173, 428-450.
- Blackwell D.D., Spafford R.E. (1987) Experimental methods in continental heat flow 213 p. *Methods of Experimental Physics* 24:189-221 *Geophysics Part 6 Field Measurements*. Charles G. Sammk and Thomas L. Henye. eds
- Braik F, Boudieb H. (2004) Etude hydrogéologique de la nappe de la plaine de Maghnia (Algérie nord-occidentale). *Mém. Ing. Etat en hydrogéologie, Univ. Tlemcen*.
- Bullard E. C. (1939). Heat flow in South Africa, *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A.*, 173, 474-502.
- Buntebarth G. (1984) *Geothermics: An introduction*. Springer Verlag, 152p
- Courtillet V., Francheteau J. (1976) Chapitre 40 du traité de géophysique Interne, J. coulomb et G. Jobert ed., Masson.
- Cermak V., Rybach L. (1982). Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks: Introductory remarks. Subvolume A, 305–310. doi:10.1007/10201894_6
- Dye S. T. (2012) Geoneutrinos and the radioactive power of the Earth, *Rev. Geophys.*, 50, RG3007, doi:10.1029/2012RG000400
- Fuchs S., Niels B., Andrea F (2015). Calculation of thermal conductivity, thermal diffusivity and specific Heat capacity of sedimentary rocks using petrophysical well logs. *Geophys. J. Int.* 203 1977-2000.
- Gough S.I. (1963) Heat flow in the southern Karroo. *Proc. Roy. Soc. A (272)*: 207:230.
- King S.D. (2016) *Mantle convection, the asthenosphere, and Earth's thermal history*. Department of Geosciences, Virginia Tech, Blacksburg, 58p.

Kirkland K. (2010) Geothermal Energy a Furnace beneath the Soil, Earth sciences, notable research and discoveries (Frontiers of science) 98-125.

Lister, J.R. Buffett B.A. (1995) The strength and efficiency of thermal and compositional convection in the geodynamo. *Phys. Earth Planet. Inter.* 91: 17–30. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03042-u](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03042-u).

Mekahli L. (1988) Le jurassique inferieur et moyen de la partie occidentale du Horst de Rhar-Roubane (Tlemcen, Algérie Occidentale). *Stratigraphie, sédimentologie et Cadre Dynamique*. Diplôme de Magister, Univ. d’Oran, Algérie.

Ouali S., Khellaf A., Baddari K. (2006). Etude géothermique du Sud de l’Algérie. *Revue des Energies Renouvelables* 9 (4) : 297 - 306

Pasquale V., Verdoya M., Chiozzi P. (2017). *Geothermics: Heat Flow in the Lithosphere*. Springer.

Petford N. (1996) Dykes or diapirs? *Trans. Roy. Soc. Edinburgh—Earth Sci.* 87, 105–114, doi: 10.1017/S0263593300006520.

Pitcher W.S., Berger A.R. (1972) The geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing 3:288-289 DOI: [10.1016/0012-8252\(73\)90111-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(73)90111-6)

Poelchau H.S., Baker D.R., Hantschel T., Horsfield B., Wygrala B. (1997) Basin Simulation and the Design of the Conceptual Basin Model. In: Welte D.H., Horsfield B., Baker D.R. (eds) *Petroleum and Basin Evolution*. Springer, Berlin, Heidelberg.

Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. (1993) Heat flow from the earth’s interior: analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics* 31:267-280.

Revelle R., Maxwell A. E. (1952) Heat flow through the floor of the eastern North Pacific Ocean, *Nature*, 170: 199-200.

Wood S.H., Clemens D.M. (2002) Geologic and tectonic history of the western Snake River Plain, Idaho and Oregon, in Bill Bonnicksen, C.M. White, and Michael McCurry, eds., *Tectonic and Magmatic Evolution of the Snake River Plain Volcanic Province: Idaho Geological Survey Bulletin* 30: 69-103.

Stein C. A., Stein S. (1992). A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature international journal of sciences* 123–129.

Steinhart J. S., Hart S. R. (1968) Calibration curves for thermistors. *Deep-Sea Res.* 15: 497-503.

Sui D., Wiktorsk E., Røkslan M, Basmoen, T.A. (2018) Review and investigations on geothermal energy extraction from abandoned petroleum wells. *J Petrol Explor Prod Technol* 9: 1135.

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 1 : Résultats du flux géothermique obtenus au forage de Zouia1 par l'utilisation de la courbe température vs profondeur	24
Tableau 2 : Résultats du flux géothermique obtenus au forage BBS07 par l'utilisation de la courbe température vs profondeur.....	27
Tableau 3 : Résultats du flux géothermique obtenus au forage de Zouia par la méthode de Gough (1963).....	28
Tableau 4: Résultats du flux géothermique obtenus au forage BBS07 par la méthode de Gough (1963).....	29

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1: Désintégration de l'uranium 238	8
Figure 2: Coupe transversale de la Terre montrant les mécanismes de transport de chaleur dominants (D'après Dye, 2012; Arevalo et al, 2009)	10
Figure 3: Variation globale du flux thermique	11
Figure 4: Relations entre flux de chaleur et géodynamique.....	11
Figure 5: Centrale à vapeur flash (Kirkland, 2010).....	15
Figure 6. Localisation de la zone d'étude	16
Figure 7: Situation des forages Zouia1 et BBS07.....	17
Figure 8: Carte géologique de la région d'étude	18
Figure 9. Coupe du forage Zouia1 (ANRH Tlemcen).....	20
Figure 10a Variation de la résistance en fonction de la profondeur au forage Zouia1	22
Figure 10b Variation de la résistance en fonction de la profondeur au forage BBS07	22
Figure 11 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de Zouia1 lors de la descente	23
Figure 12 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de Zouia1 lors de la remontée.....	24
Figure 13 : Courbe température vs profondeur (160 et 240m).....	25
Figure 14 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de BBS07 lors de la descente.....	26
Figure 15 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de BBS07 lors de la remontée	26
Figure 16 : Variations de la température en fonction de la profondeur au forage de Zouia1	27

MEMOIRE DE MASTER

Type de Master : Professionnel

Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers

Filière : Géologie

Spécialité : Géo-Ressources

Titre du mémoire :

**ESTIMATION DU FLUX DE CHALEUR DANS LA REGION
DE TLEMCCEN, (ALGERIE)**

Auteur : Abdullkarim Abass OMAR

Résumé

Le but de ce travail concerne une étude géothermique de deux forages situés au Nord de Rhar Rouban (Région de Tlemcen, Algérie). Des mesures de résistance électrique ont été réalisées à l'aide d'une thermistance en fonction de la profondeur pour des pas de 5 mètres sur des profondeurs supérieures à 300m. Les formations géologiques recoupées par les forages en question concernent celles du Jurassique supérieur et du Miocène. Des gradients géothermiques ont été calculés moyennant les températures déterminées à partir des mesures de résistance réalisées lors de la descente de la sonde et lors de sa remontée.

Les valeurs du gradient géothermique ponctuel déterminées à partir des courbes $T=f(P)$, ont permis d'aboutir à un gradient géothermique moyen variant entre 16.26 ± 1.63 et $26.89 \pm$

2.69 °C/km dans le forage Zouia1 et entre 26.5 ± 2.65 et 26.8 ± 2.68 °C/km le BBS07.

Les flux de chaleur ont été estimés à partir des gradients géothermiques déterminés à partir des courbes de température vs profondeur et par la méthode dite de Gough.

Les flux géothermiques moyens estimés lors de la descente de la sonde sont de 49.97 ± 10 mW m⁻² pour le forage de Zouia1 et entre 63.61 ± 12.7 et 71.09 ± 14.2 mW m⁻² pour BBS07.

La méthode utilisant les gradients, basée sur le calcul d'un coefficient de conductivité thermique pour chaque formation a donné un flux moyen de l'ordre de 58.7 ± 11.7 mW m⁻² au forage de Zouia1. Le puits BBS07, a indique des flux géothermiques moyens compris entre 62.7 ± 12.5 (descente) et 62.0 ± 12.4 mW m⁻² (remontée).

Mots clés : Tlemcen, Forages, Gradient géothermique, Méthode de Gough , Flux géothermique