

UNIVERSITE KASDI MERBAH – OUARGLA
FACULTÉ DES HYDROCARBURES, DES ÉNERGIES
RENOUVELABLES
Et DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET
L'UNIVERS



Mémoire de Master Académique

Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers Filière : Géologie
Spécialité : Bassins Sédimentaires

THEME

Etude des l'Architecture de La Croute Terrestre
dans Le Sahara Orientale

Présenté par :

Hamdaoui Alaa Eddine

Soutenu publiquement le 15-05-2023

Devant le jury :

Président : Harrouchi Lakhdar

Promoteur : Melouah Oualid

Examineur : Remita Abdellatif

Année Universitaire 2022-2023

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, nous remercions Dieu Tout-Puissant qui nous a donné une bonne santé, de la volonté et de la patience tout au long de nos études. Nous adressons nos sincères remerciements et notre respect à notre superviseur, le Dr Walid Mallaweh, pour son suivi, sa patience, ses conseils et son aide tout au long de la réalisation de ce modeste travail.

Et les membres du jury d'examiner ce travail.

Nos remerciements vont également à toutes les personnes qui nous ont aidés, ainsi qu'à tous nos collègues, le personnel et tous les enseignants du département des Sciences de la Terre et Cosmiques
Enfin, nous tenons à remercier nos familles qui n'ont jamais cessé de croire en nous et nous a encouragés à continuer.

Dédicaces

Je dédie ce travail à toute la famille HAMDAOUI, grand et petit. Je le dédie en particulier à : La flamme de mon coeur, ma vie et mon bonheur ; maman que j'adore. Ma mère qui m'a toujours encouragé, elle était derrière tous mes succès et pour les sacrifices pour moi et qui m'a enseigné les actes de civisme et du savoir-vivre Cher homme à mon coeur, ô lumière de mes yeux et la couronne de ma tête pour vous, mon cher père - A mes très chères frères, à tous les proches et voisinage A mes amis

SOMMAIRE

Dédicace	
Remerciement	
Listes des figures	
Listes des tableau	
Introduction générale	
CHAPITRE I : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE	
I.1. CADRE GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE.....	2
I.2. CADRE GEOLOGIQUE DE LA REGION	3
Structure géologique du bassin oriental	3
I.3.LITHOSTRATIGRAPHIE	7
I.4.TECTONIQUE REGIONALE	12
CHAPITRE II :Modélisation	
II .1-Introduction	14
II .2-Methodologies	15
2-1 Conceptualisation du modèle	15
2.1.1 Données géophysiques	15
2.1.2 Données tectoniques et structurales	16
2.1.3 Composition de la croûte et du manteau lithosphérique	16
2.2 Structure du modèle	18
2.2.1 Modélisation et hypothèse LitMod-2D	18
2.2.2 Calcul de la profondeur Moho	18
2.2.3 Calcul de la limite lithosphère-asthénosphère (LAB)	19
2.2.4 Calcul de la densité lithosphérique	20
2.2.5 Calcul de la température du manteau lithosphérique	20
2.2.6 Calcul de l'anomalie de gravité résiduelle du manteau lithosphérique	21
Chapitre III Résultats et discussion	
III .1 Délimitation des structures de la croûte terrestre	25
III..2 Profondeur Moho et LAB	28
III..3 Interprétation de la signature résiduelle par gravité par décapage	30
III.4 Modèle lithosphère-asthénosphère	32
III.5 Modèle de vitesse des ondes sismiques	34
III.6 Modèles de température et de densité	34
III.7. Validation du modèle Moho et divergences	38
Conclusion	43
Références	

Listes des figures

Figure	page
Figure.I.1: (a) les éléments structuraux dominants et leurs limites au sein de la plate-forme saharienne (adapté de Melouah et al., 2021b), et (b) les limites géologiques détaillées de la plate-forme saharienne dans le système de coordonnées géographiques WGS94 (degré décimal)	2
Figure.I.2: Les grandes unités géologiques au Sahara (Nesson, 1978)	7
Figure.I.3: - Litho- stratigraphie synthétique de la région de d'Oued Righ (Helal et Ourihane., 2004)	11
Figure II.1: Le SCHEM du processus de modélisation pour la plate-forme saharienne, en utilisant des ensembles de données multidisciplinaires	23
Figure. III.1: Les données magnétiques résiduelles de la zone d'étude Anticlinal de Rhoud El Baguel-Hassi Touareg	26
Fig. III.2: Cartes des flux de chaleur	28
Fig. III.3 : Épaisseur de la croûte dans le bassin du Trias	29
Fig. III.4: lithospheric thickness mape	31
Fig. III.5: Application du stripping aux données de gravité à l'air libre	32
Fig. III.6: Résultats de modélisation à l'aide du logiciel LitMod 2D	36
Fig. III.7: Modèle thermo-structurel de la province du Trias combinant une modélisation géophysique multi-approches	40
Fig. III.8: (a) Modèle gravimétrique de profondeur moho, (b) Modèle de profondeur moho dérivé de CRUST 1.0, (c) décalage calculé entre le modèle mohogravimétrique et le modèle de profondeur moho dérivé de Crust 1.0, (d) Coupe efficace A-A' des profondeurs moho gravimétrique et sismique, (e) Coupe efficace B-B' des profondeurs moho gravimétrique et sismique, (f) inadéquation des modèles CRUST 1.0 dérivés gravimétriques et sismiques	41

Listes des tableaux

Tableau	page
Tableau II.1 : Valeurs moyennes de la composition des oxydes du manteau crustal et lithosphérique utilisée dans la construction du modèle initial	17
Tableau . III.1 Résumé des valeurs de température de la structure géologique connue dans la plate-forme saharienne	30
Tableau III.2 Études comparatives montrant : profondeur de la croûte, profondeur LAB, vitesses, températures et densités des ondes P et S au sein de la plateforme saharienne à partir de cette étude et de modèles internationaux	35

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

Le rôle de la géologie est primordial pour les études géophysique. Il permet la description lithologique et les formations stratigraphiques et les recenser.. Dans ce chapitre, nous aborderons les aspects géologiques à l'échelle générale de la plateforme saharienne.

En Algérie la zone saharienne aride couvre les deux tiers de la superficie du pays

Oued Righ est une zone géographique située dans le sud-est de l'Algérie, dans la région du Sahara. C'est une région aride et désertique, caractérisée par des paysages de dunes de sable et de rochers. La zone d'Oued Righ est également connue pour ses importantes réserves de pétrole et de gaz naturel, qui ont contribué de manière significative à l'économie algérienne.

La région d'Oued Righ est habitée depuis des milliers d'années par des populations nomades, qui ontEn termes d'activités économiques, la région d'Oued Righ est principalement axée sur l'industrie pétrolière et gazière, qui représente une part importante du PIB algérien. Les activités agricoles sont également présentes dans la région, grâce à l'irrigation des terres arides par les eaux souterraines.

Malgré ses défis environnementaux et économiques, la région d'Oued Righ offre des opportunités pour le développement durable et la promotion du tourisme écologique. La beauté naturelle de la région, combinée à son riche patrimoine culturel, attire de plus en plus de visiteurs intéressés par la découverte de la région et de ses habitants.

CHAPITRE I : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

I.1. CADRE GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

Le Sahara Est septentrional algérien (Bas Sahara) s'ou appartient notre zone d'études, se situe dans le Sud-Est de l'Algérie, limité au Nord par l'Atlas saharien, au Sud par les wilayas de Tamanrasset et Illizi, au Nord-Ouest par la wilaya de Djelfa, à l'Ouest par la wilaya de Ghardaïa et à l'Est par la Tunisie et la Libye. Administrativement, elle s'étale de la wilaya de Ouargla jusqu'à la wilaya d'El Oued.

La zone d'Oued Righ est une région située dans le sud-est de l'Algérie, dans la province de Tamanrasset. Elle est bordée à l'est par la frontière avec le Niger, au sud par le Mali, à l'ouest par la région de l'Adrar et au nord par la région de Tamanrasset.

La zone d'Oued Righ est une région désertique caractérisée par des plateaux rocheux, des dunes de sable, des montagnes et des vallées arides. Elle couvre une superficie d'environ 480 000 km², soit environ 25% de la superficie totale de l'Algérie.

Cette région est réputée pour ses ressources naturelles, notamment ses réserves importantes

Le climat de la zone d'Oued Righ est un climat désertique, avec des températures extrêmes pouvant atteindre 50°C pendant la journée et chuter considérablement la nuit. Les précipitations sont très faibles, ne dépassant pas 50 mm par an dans certaines régions

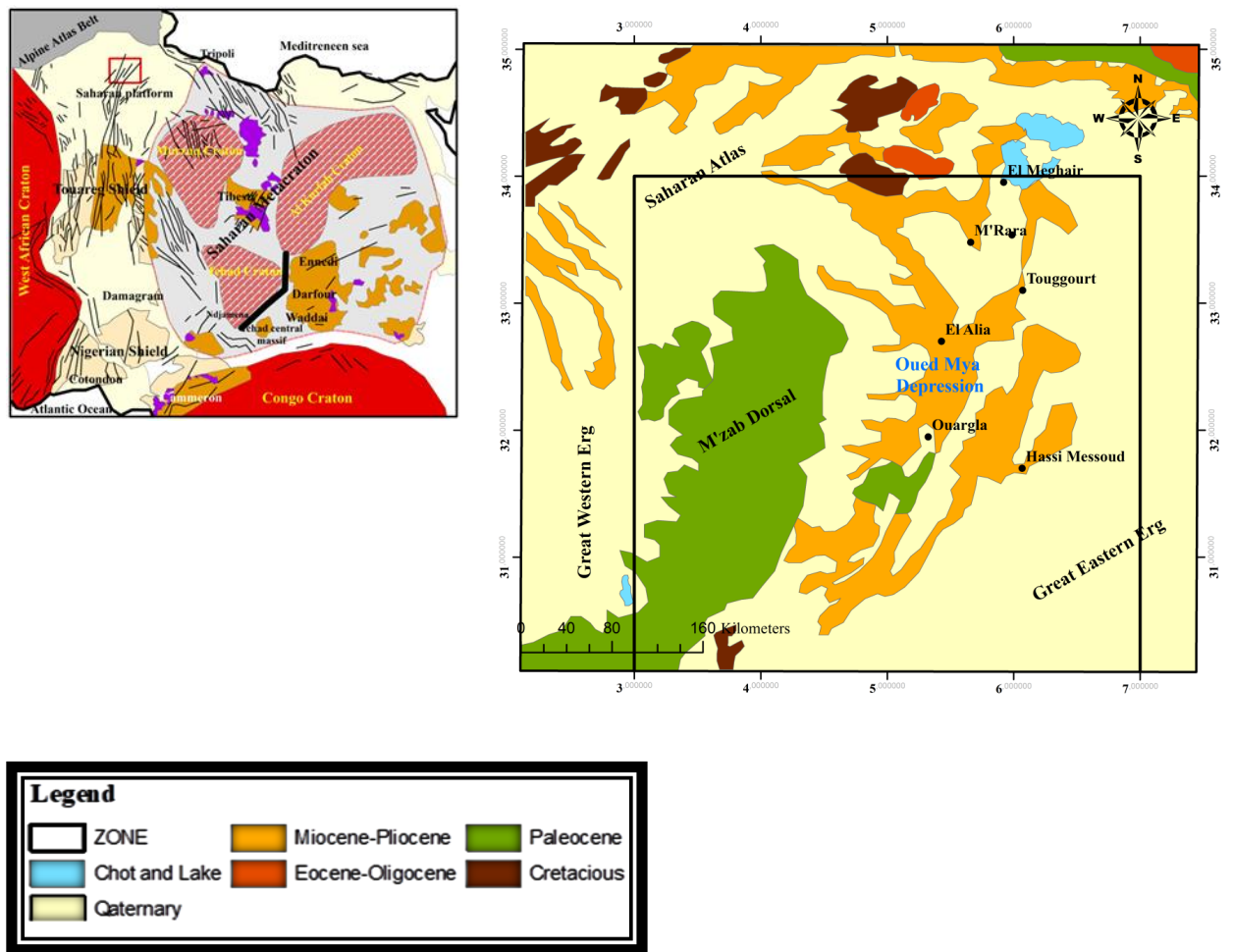


Figure.I.1: (a) les éléments structuraux dominants et leurs limites au sein de la plate-forme saharienne (adapté de Melouah et al., 2021b), et (b) les limites géologiques détaillées de la plate-forme saharienne dans le système de coordonnées géographiques WGS94 (degré décimal)

I.2.CADRE GEOLOGIQUE DE LA REGION :

Lorsqu'on aborde le Sahara par le Nord, on passe des montagnes et plateaux de l'Atlas à la plate-forme désertique saharienne. Ce passage souligné par des affleurements de calcaires blancs sub-verticaux, correspond à l'accident sud-atlasique, qui est selon les endroits un pli, un pli-faille, ou une flexure. Au sud de cet accident qui va d'Agadir au Golfe de Gabès, s'étend le bouclier africain formé de roches éruptives et métamorphiques où se sont déposés plusieurs milliers de mètres de terrains sédimentaires allant du Cambrien au Quaternaire (Cornet, 1964). On y subdivise en deux (02) sous domaines : le bassin occidental et le bassin oriental, séparés par l'anticlinal du M'Zab. Notre zone d'étude, s'inscrit dans cet immense bassin sédimentaire

oriental occupant dès le Secondaire, l'emplacement de l'actuel Sahara septentrional (Gouscov, 1952).

1-3 Structure géologique du bassin oriental :

Le bassin oriental (Fig. 5) du Sahara, à couverture sédimentaire, d'âge paléozoïque au Récent, est nettement mieux connu que sa contre partie occidentale, grâce aux recherches pétrolières. Il est limité à l'Ouest par la dorsale du M'zab et au Sud par les plateaux du Tadmait et du Tinrhert, se plonge vers l'est en Tunisie et en Libye. Il comporte à la base des sédiments Paléozoïques plissés, et pénéplaines par l'orogénèse hercynienne, surmontés en discordance par des sédiments variés (marins et continentaux) du Secondaire et du Tertiaire sur une épaisseur de 2000 mètres environ. Le bassin oriental se présente également comme un vaste synclinal, ouvert vers le Nord. Dans sa moitié Sud, ce synclinal est traversé par un grand axe anticlinal Nord-Sud; siège de plusieurs gisements pétroliers. C'est le haut-fond d'Amguid-El Biod. Cet axe n'est plus apparent dans les formations du Mio-Pliocène ; il y a même inversion de relief puisque l'axe de l'actuel synclinal Mio-Pliocène se superpose à l'ancien haut-fond. Dans le bassin du Sahara septentrional, une seconde zone haute a existé, du Cénomaniens au Mio-Pliocène, entre Hassi-Messaoud et la frontière tunisienne. Cette structure est orientée Est-Ouest ; elle sépare la fosse des chotts au nord, du reste du bassin. Il semble que cet axe joue un rôle important dans l'hydrogéologie de cette région. La géologie régionale de l'Afrique de l'Ouest (Fig. 1) constitue deux domaines tectoniques dominants, à savoir le craton ouest-africain (WAC) qui comprenait trois boucliers métamorphiques et magmatiques archéo-paléoprotérozoïques sandwichés par deux bassins d'origine cratonique (Lesquer et al., 1984; Black et Liégeois, 1993; Lambert-Smith et al., 2016) et la ceinture orogénique panafricaine, composée principalement de séries d'événements tectono-thermiques. Le bouclier Man-Léon, qui constitue la composante sud du WAC, est dominé par la présence d'une croûte continentale birmane paléoprotérozoïque associée à des inliers plus petits, c'est-à-dire les Kenieba et les Kayes (Liégeois et al., 1991). Vers le nord, le bouclier de Reguibat et son homologue le plus éloigné, l'Anti-Atlas, limitaient la zone. Ces deux boucliers (c.-à-d. le Man-Leon et le Reguibat) sont considérés comme stables depuis 1700 Ma et sont composés principalement de noyaux archéens vers le centre-ouest de Kedougou-Kéniéba et l'extrême nord de l'Anti-Atlas dans le WAC, entièrement constitué de croûte birmane, sans aucune occurrence connue de croûte archéenne (Masurel et al., 2017). En plus des intérieurs et des boucliers, d'épaisses successions sédimentaires recouvrent le socle du WAC (p. ex. les bassins Taoudeni et Tindouf) dont l'âge est majoritairement du Masoprotérozoïque tardif au Paléozoïque. Toutefois, des études récentes

ont permis d'identifier des séquences paléoprotérozoïques dans le WAC septentrional (Ikenne et al., 2016; Grenhölml et al., 2019; Melouah et al., 2021a). L'extrémité orientale du WAC partage sa frontière avec la ceinture mobile panafricaine qui constitue les boucliers Touareg et Bénin-Nigéria et est couverte par des bassins sédimentaires paléomésozoïques. Les tendances évolutives de ces bandes peuvent être attribuées aux épisodes tectoniques de collision qui se sont produits à moins de 600 Ma. Des études potentielles sur le terrain ont montré une corrélation significative avec les structures de Hoggar à tendance N-S et fournissent des preuves d'extensions latérales sous la plate-forme saharienne et les bassins adjacents (Melouah et al., 2021b).

D'une manière générale, la province géologique algérienne peut être classée dans les domaines structuraux nordiques qui comprenaient la région alpine pliée et la plate-forme sud-saharienne, avec la zone de flexion de l'Atlas entre ces domaines structuraux (Perron, 2019; Melouah et al., 2021b). Plusieurs réservoirs géothermiques et d'hydrocarbures ont été identifiés dans les bassins sédimentaires qui bordent la plate-forme saharienne, dont la stabilité tectonique a été signalée au fil du temps (Fekirine et Murty, 2003; Kedaid, 2007; Saibi, 2009; Meghraoui et al., 2021).

Le bassin du Trias, souvent considéré comme un bassin intracratonique et le bassin le plus prolifique de la province algérienne orientale, se situe dans le Grand Erg oriental du Sahara. L'évolution du bassin du Trias peut être attribuée aux activités de déformation régionales qui ont caractérisé la plate-forme saharienne. Quatre phases dominantes de l'évolution des bassins du Trias ont été identifiées : la tectonique de collision du WAC et du domaine de l'Afrique de l'Est (Fabre, 1976; Bertrand, 1978), l'épisode tectonique hercynien identifié par des événements régionaux d'inversion et d'érosion tectonique, la phase de rivage Trias-Lias avec des blocs inclinés dominants, des failles syn-sédimentaires et l'amincissement des sédiments, et enfin, la compression autrichienne intervenue entre les époques baromienne et aptienne qui a influencé le Sahara algérienne. du soulèvement localisé et de l'érosion des structures cambriennes. La province du Trias est recouverte d'environ 400 et plus de 4000 m d'épaisseur de gisements miocène-Pliocène et mésozoïque respectivement. L'évaporite du Trias-Liasque constitue le sseau régional dans les réservoirs du Trias, tandis que les argiles entrecoupées fournissent des sceaux pour les réservoirs du Paléozoïque. Les reliques du Trias associées à l'assemblage dendritique archéen sont recouvertes d'évaporites et montrent des signes de non-conformité angulaire avec les formations cambriennes-dévonniennes primitives (Fabre, 1976; Sprague, 1991; Takherist, 1991). La discordance hercynienne et les dolomites Hettangienne (Jurassique

précoce) reliaient respectivement le bassin du Trias au fond et au sommet. Les mécanismes de piégeage sont stratigraphiques, structuraux et une combinaison des deux. La géologie régionale de l'Afrique de l'Ouest (Fig. 1) constitue deux domaines tectoniques dominants, à savoir le craton ouest-africain (WAC) qui comprenait trois boucliers métamorphiques et magmatiques archéens-paléoprotérozoïques pris en sandwich par deux bassins d'origine cratonique (Lesquer et al., 1984; Black et Liégeois, 1993; Lambert-Smith et al., 2016) et le Panafricain ceinture orogénique, dominante composée de séries d'événements tectono-thermiques. Le bouclier Man-Lion qui constitue la composante sud de la WAC est dominé par la présence de croûte continentale birimienne paléoprotérozoïque associée à des inliers plus petits, c'est-à-dire les Kenieba et les Kayes (Liégeois et al., 1991). Vers le nord, le bouclier Reguibat et son homologue le plus éloigné, la chaîne de montagnes de l'Anti-Atlas, délimitent la région. Cependant, des études récentes ont identifié des séquences paléoprotérozoïques dans le nord de la WAC (Ikenne et al., 2016; Grenhölml et coll., 2019; Melouah et coll., 2021a). L'extrémité orientale de la WAC partage sa frontière avec la ceinture mobile panafricaine qui constitue les boucliers touareg et Bénin-Nigéria et recouverte de bassins sédimentaires paléozoïques. Les tendances évolutives de ces ceintures peuvent être attribuées aux épisodes tectoniques collisionnels qui se sont produits dans un rayon de 600 m Des études potentielles sur le terrain ont montré une corrélation significative avec les structures du Hoggar orientées N-S et fournissent des preuves d'extensions latérales sous la plate-forme saharienne et ses bassins adjacents (Melouah et al., 2021b). D'une manière générale, la province géologique algérienne peut être classée dans les domaines structuraux septentrionaux qui comprenaient la région alpine plissée et la plate-forme saharienne méridionale, avec la zone de flexion de l'Atlas entre ces domaines structuraux (Perron, 2019; Melouah et coll., 2021b). Plusieurs réservoirs géothermiques et d'hydrocarbures ont été identifiés dans les bassins sédimentaires qui longeaient la plate-forme saharienne, qui a été signalée au fil du temps comme étant tectoniquement stable (Fekirine et Murty, 2003; Kedaid, 2007 Le bassin du Trias, souvent considéré comme un bassin intracratonique et le bassin le plus prolifique de la province algérienne orientale, est situé dans le Grand Erg oriental du Sahara. L'évolution du bassin triasique peut être attribuée aux activités de déformation régionale qui ont caractérisé la plate-forme saharienne. Quatre phases dominantes

de l'évolution des bassins triasiques ont été identifiées comme étant: tectonique collisionnelle du WAC et du domaine est-africain (Fabre, 1976; Bertrand, 1978 l'épisode tectonique hercynien identifié par les événements régionaux d'inversion tectonique et d'érosion, la phase

de rifting de Trias-Lias avec blocs inclinés dominants, les failles syn-sédimentaires et l'amincissement des sédiments l'épisode tectonique hercynien identifié par les événements régionaux d'inversion tectonique et d'érosion, la phase de rifting de Trias-Lias avec blocs inclinés dominants, failles syn-sédimentaires et amincissement des sédiments. Te épisode tectonique hercynien mis à jour par les événements régionaux d'inversion tectonique et d'érosion.

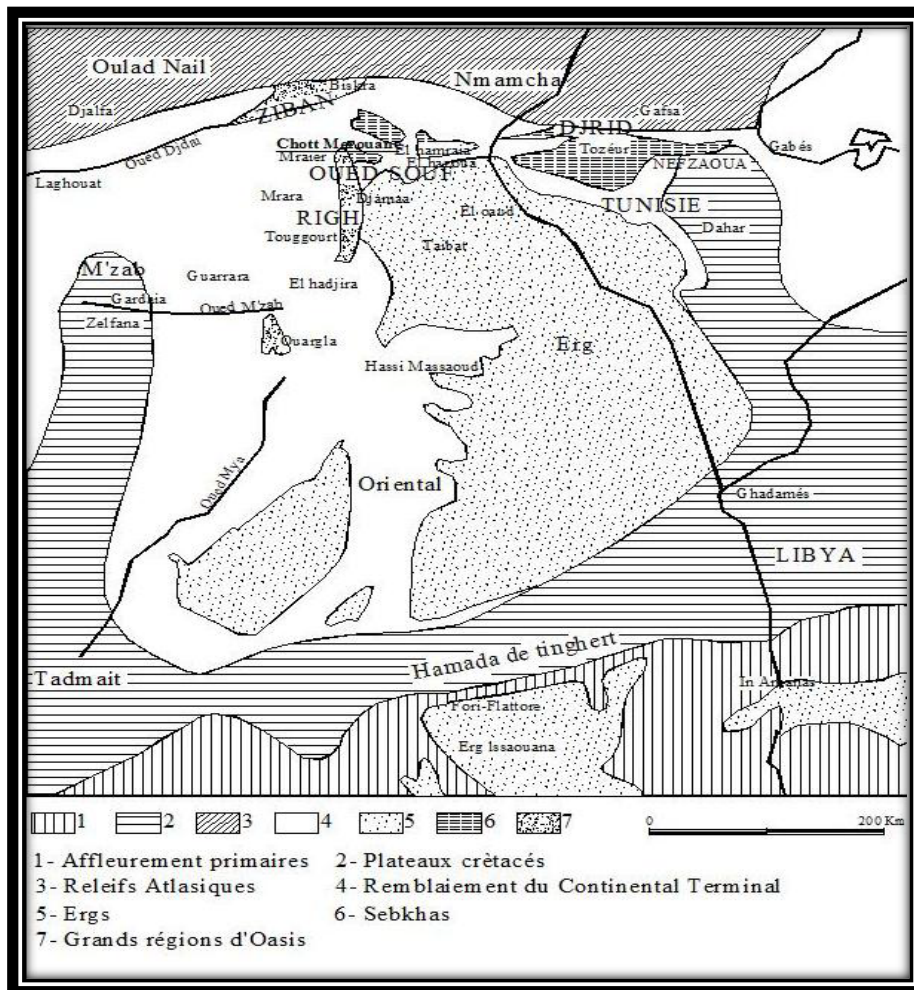


Figure.I.2: Les grandes unités géologiques au Sahara (Nesson, 1978)

I.3.LITHOSTRATIGRAPHIE :

dées quaternaires. La lithostratigraphie est plus ou moins complète, elle n'est connue que grâce aux forages profonds d'exploration pétrolière ou a carte géologique ne fait apparaître qu'une couverture tabulaire de terrains tertiaires hydraulique (Fig. 7).L, et de dépôts

a.L'Albien

Cet étage regroupe la masse des sables et argiles comprise entre la barre albiennaise et l'horizon argileux sus-jacent attribué au Cénomaniens. On remarque que le changement de régime

sédimentaire et l'arrivée en masse des sédiments détritiques s'est produit entre le Néocomien et le Barrémien et au cours de l'Albien, (Fabre, 1976)

b.Le Vraconien

Le Vraconien est le terme de passage entre l'Albien sableux (sommet du Continental Intercalaire) et le Cénomanién argilo-carbonté (base du Complexe Terminal). Il est représenté d'une alternance irrégulière de niveaux argileux pélitiques et dolomitiques, d'argiles sableuses. Il est difficile de reconnaître en forage, le Vraconien a souvent été interprété comme de l'Albien ou du Cénomanién

c.Le Cénomanién

Le Cénomanién est constitué par une alternance de dolomies, de calcaires dolomitiques, d'argiles et d'anhydrite. Le passage du Vraconien au Cénomanién est net : un faciès sableux franc, rapporté à l'Albien, est suivi par des argiles et des évaporites, rapportées aCénomanién. Dans d'autre forages, le passage est moins tranché : il existe un niveau de transition, rapporté au Vraconien. Il semble raisonnable, dans ce cas, de choisir comme limite supérieure du Vraconien l'apparition des évaporites et dolomies du Cénomanién. La limite supérieure du Cénomanién correspond à l'apparition des bancs calcaires ou dolomitiques massifs du Turonien ; elle est toujours nette.

d.Le Turonien

Le Turonien consiste en une épaisse barre de calcaire et de dolomie, qui tranche nettement avec les évaporites et les argiles du Cénomanién au-dessous et du Sénonien au-dessus. Il est, parmi toutes celles du bassin oriental du Sahara algérien, la formation sédimentaire la mieux caractérisée. D'une épaisseur allant de 25 à 70m environ, dans la région d'étude, le Turonien consiste en une épaisse barre de calcaire et de dolomie, qui tranche nettement avec les évaporites et les argiles du Cénomanién au-dessous et du Sénonien au-dessus.

Le Sénonien :

Il s'individualise en deux faciès: Le Sénonien inférieur (Sénonien salifère et anhydritique) à sédimentation lagunaire caractérisée par des formations argileuses et salifères à anhydrite, il est très peu perméable, (Busson, 1972 Le Sénonien supérieur (Sénonien carbonaté) se présente par des formations carbonatées perméables.

Tertiaire

a) Eocène

On distingue deux ensembles lithologiques; l'Eocène carbonaté à la base, l'Eocène évaporitique au-dessus.

- Eocène inférieur carbonaté : L'Eocène carbonaté se caractérise lithologiquement qui le rend difficile à distinguer du Sénonien. La présence des nummulites est le seul critère de différence. Les calcaires ont tendance à prédominer par rapport les dolomies et les évaporites. Ces derniers sont beaucoup plus rares que dans le Sénonien, sinon totalement absentes. Les calcaires à silex rencontrés au sommet du Sénonien carbonaté se poursuivent dans l'Eocène. La puissance de cette formation varie entre 100 et 500 mètres.

- Eocène moyen évaporitique : Il est formé par une alternance de calcaire, d'anhydrite et de marnes. Son épaisseur atteint une centaine de mètres sous les Chotts (Bel et Cuhe, 1969).

Dans l'oued Righ, la nappe des calcaires semble être située dans un niveau carbonaté appartenant à l'Eocène évaporitique.

b) Miopliocène

Bel et Demargne (1966) distinguent de bas en haut quatre niveaux dans ces dépôts lenticulaires : (Castagny G., Margat J., 1977)

- Niveau 01 : argileux, peu épais, il existe uniquement dans la zone centrale du Sahara Oriental suivant une bande Nord-Sud. Ces argiles constituent une barrière très peu perméable entre la nappe du Sénonien et de l'Eocène carbonaté et celle des sables de niveau 02. passer au niveau 03. Il atteint 400 m au Sud de Gassi Touil. Le niveau 02 est le principal horizon aquifère du Miopliocène.

- Niveau 03 : C'est une formation argilo sableuse dont les limites inférieures et supérieures sont assez mal définies. Cette couche imperméable n'existe que dans certaines zones ; elle est épaisse et constante que dans la région des chotts.

- Niveau 04 : C'est le deuxième niveau sableux du Miopliocène. Parfois en continuité avec le niveau 02. Le sommet de niveau 04 affleurant sur de grandes surfaces et souvent constitué par une croûte de calcaire gréseux (croûte Hamadienne). L'épaisseur de cet horizon est de l'ordre de 300 m.

- Niveau 02 : grés-sableux, c'est le niveau le plus épais et le plus constant à sa base on trouve parfois des graviers, alors que le sommet se charge progressivement en argiles pour

Quaternaire

Il est essentiellement sableux, à la base des couches d'argile et d'évaporites semi-perméables.

Cette formation Quaternaire est à l'origine de la formation de la nappe phréatique alimentée principalement par l'infiltration des eaux des oueds et surtout par percolation des eaux en excès lors des périodes d'irrigation. (Fig. 2)

e.L'Eocène

On distingue deux ensembles différents du point de vue lithologique, à la base: L'Eocène carbonaté est formé essentiellement par des dolomies et des calcaires dolomitiques avec quelques intercalations de marnes, d'argile et même d'anhydrite et de sel. La puissance de cette formation varie entre 100 et 500 m, l'épaisseur maximum se situant dans la zone du bas Sahara. Au sommet, l'Eocène évaporitique est formé par une alternance de calcaire, d'anhydrite et de marnes. Son épaisseur atteint une centaine de mètres sous les Chotts, (Bel et Cuhe, 1969).

f.Lé Mio-Plio-Quaternaire :

Le Tertiaire continental du Sahara peut être relativement épais (150 m). Il se présente sous forme d'un faciès sableux et argileux avec du gypse. Dans le bas Sahara, la sédimentation lacustre se présente sous forme de séries sableuses et argileuses connues sous le nom du Continental Terminal (Mio-Pliocène) dont l'épaisseur peut atteindre dans la région des Chotts algéro-tunisiens quelques centaines de mètres. On y identifie, dans la région de Oued Righ, deux niveaux aquifères au sein des sables qui sont séparés par une couche argileuse au milieu (première et deuxième nappe de Oued Righ). L'ensemble est surmonté par le Plio-Quaternaire argilo-sableux et gypseux qui résulte de la sédimentation en milieu lacustre durant la phase d'assèchement des lagunes et des chotts, (Busson, 1972)

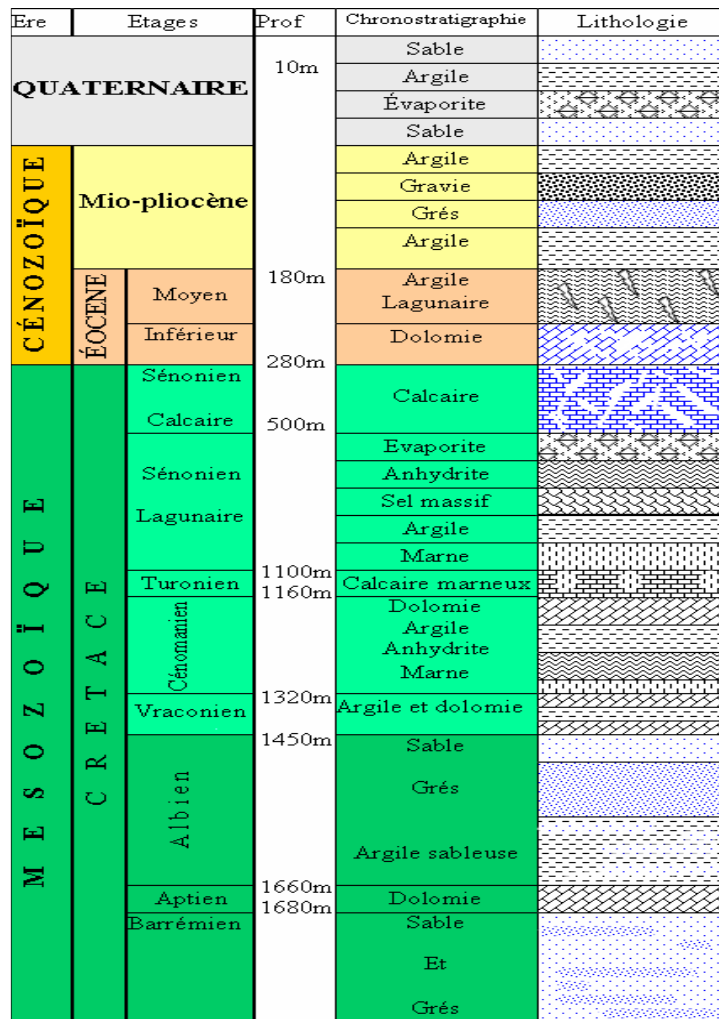


Figure.I.3: - Litho- stratigraphie synthétique de la région de d'Oued Righ (Helal et Ourihane., 2004)

I.2.TECTONIQUE REGIONALE :

Au cours du Secondaire, le Sahara algérien oriental subissait des mouvements verticaux d'ensemble. Pendant que de véritables chaînes de montagnes se formaient plus au Nord, dans le géosynclinal de l'Atlas saharien, la zone saharienne tendait plutôt à un effondrement progressif de sa partie centrale, suivant un axe passant sensiblement par la vallée de l'Oued R'hir et par le tronçon supérieur de la vallée de l'Oued Mya.

La géométrie actuelle des formations du Continental Intercalaire et du Complexe Terminal du Sahara est caractérisée par l'absence des déformations tectoniques importantes.

La chaîne des Maghrébides qui a subi plusieurs phases orogéniques au Tertiaire, va avoir des contre-coups sur la plate-forme saharienne :

- Les mouvements de l'Eocène moyen à supérieur, sont bien nets, la phase du Miocène inférieur qui succède et donne naissance au Tell et aux Aurès,
- Enfin, la phase plio-quadernaire qui s'insère avec les précédentes dans la phase alpine ; d'où l'apparition des fractures de direction Est-Ouest, forment la surrection du massif des Aurès et l'affaissement de la partie Sud « sillon sud Aurésien », ces fractures régissent l'écoulement des eaux souterraines d'où la naissance des chotts tels que chott Merouane et chott Melghir. La flexure sud atlasique de direction Est-Ouest qui sépare deux domaines distincts, c'est ainsi qu'on peut avoir au Nord des points culminants « monts des Aurès » et au plus affaiblis

CHAPITRE II :Modélisation

L'estimation du potentiel géothermique est principalement influencée par certaines conditions et processus géodynamiques qui façonnent la croûte, le manteau supérieur et inférieur (Ai et al., 2021). Des champs géothermiques avec des températures de réservoir supérieures à 90°C ont été associés à des systèmes hydrothermaux albiens qui se produisent à ~900 à 1700 m dans la plate-forme saharienne algérienne (Saibi, 2009; Melouah et coll., 2021a). Les modèles thermo-géophysiques précédents ont défini la lithosphère continentale dans les bassins cratoniques du Sahara pour être dépourvue d'événements tectoniques et magmatiques significatifs dans un passé récent. La plate-forme saharienne, flanquée du craton ouest-africain et du métacraton saharien, abrite plusieurs bassins triasiques. Ces bassins sont affectés par des failles liées N-S/NE-SW, remplies de sédiments mésozoïques-cénozoïques de ~2000 à 7000 m. Des études ont démontré que le bassin triasique présente un potentiel important de ressources géothermiques (Melouah et al., 2021a; Elbarbary et coll., 2022). Des études antérieures ont démontré que existe entre les structures profondes du manteau supérieur et les potentiels thermiques de la région (Eldosouky et al., 2022; Chai et coll., 2022). Des facteurs tels que la profondeur de Moho, le déséquilibre thermique lithosphère-asthénosphère et la production de chaleur radioactive émanant du manteau supérieur ont été observés pour influencer la distribution de l'isotherme de profondeur de Curie. Ces facteurs fournissent la clé pour interpréter l'origine des anomalies géothermiques et comprendre son mécanisme génétique dans les bassins sédimentaires Melouah et coll., 2021a; La Rosa et coll., 2021; Alrefaee et coll., 2022).

Dans le Sahara algérien, il existe une incertitude importante en ce qui concerne la structure croûte-manteau. Par conséquent, la nécessité de cette recherche approfondie est de combler le déficit de connaissances sur les ressources géothermiques et de classer sa genèse par rapport aux activités géodynamiques au sein de la plate-forme saharienne. D'importants potentiels géothermiques sont situés dans le sud-est du Sahara (c'est-à-dire la province du Trias). La proximité des zones potentielles de la production de chaleur à partir des zones d'activité économique et des zones urbaines est une considération importante lors du développement des ressources géothermiques pour la production d'énergie, car cela peut réduire considérablement les coûts et les efforts de transfert d'énergie. Cette étude vise à intégrer les anomalies provenant de l'information sur la gravité, le géoïde, l'altitude, la topographie et le flux de chaleur afin de générer des modèles réalistes de la densité, de la température et de la vitesse des ondes sismiques (c.-à-d. P et S) dans les couches de la croûte et du manteau supérieur. Ce modèle thermo-géophysique peut améliorer la connaissance thermo-tectonique des structures de la

croûte / manteau, en particulier dans les bassins triasiques, rendre compte des conditions structurales / thermiques et fournir de nouvelles informations tecto-thermiques sur l'évolution de la plate-forme saharienne.

II .2-Methodologies

2-1 Conceptualisation du modèle

Dans ce travail, des données multidisciplinaires ont été compilées (Fig. 2), pour produire un modèle conceptuel qui peut fournir des informations sur la composition thermique et les processus géodynamiques connexes dans les couches lithosphère-asthénosphère. Fondamentalement, les données multi-échelles utilisées comme entrée pendant le processus de construction du modèle comprennent; les données géophysiques (c.-à-d. gravitation, magnétique, topographie, élévation, hauteur géoïdale et flux de chaleur) et les données pétrologiques qui ont fourni des renseignements sur la lithosphérique subcontinentale. Composition chimique du manteau Les données de gravité isostatique ont été utilisées pour calculer la profondeur Moho tandis que les données magnétiques ont été utilisées pour obtenir des informations sur le socle magnétique et le gradient géothermique. Les données de champ potentiel ont également fourni la géométrie lithosphérique de la croûte, les contraintes tectoniques et structurales utilisées dans le modèle initial.

2.1.1 Données géophysiques

Les ensembles de données gravimétriques et topographiques utilisés ont été extraits du modèle de gravité globale version 28.1. Les données comprenaient le modèle mondial EMG2008 et les informations satellitaires Topex/Poséidon, Jason-1, altimétrie satellite radar Cryosat-2/gravité satellitaire. La résolution des données maillées était de 1 arc-min. Les détails des données sont bien documentés (Smith et Sandwell, 1997; Garcia et coll., 2007; Fullea et coll., 2008; Pavlis et coll., 2012; Sandwell et coll., 2013 et 2014). Aussi Les données peuvent être extraites de https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi. Les données du géoïde ont été obtenues à partir de l'ICGEM EIGN 6C4 (Foerste et al., 2014) et peuvent être téléchargées à partir de

<http://icgem.gfz-potsdam.de/calcrgrid?modeltype=longtime&modelid=7fd8fe44aa1518cd79ca84300aef4b41ddb2364aef9e82b7cdaabdb60a9053f1>. Les effets du bruit peu profond sur les données ont été corrigés en appliquant le filtre de continuation vers le haut. La distance ascendante du filtre appliqué est généralement variable, en fonction du type de données. Dans cet article 2,5 km ont été utilisés pour l'air libre, tandis que 5 km ont été utilisés pour les données topographiques. Le modèle numérique d'élévation ETOPO1 a été utilisé pour effectuer une

correction topographique (Amante et Eakins, 2009). Les données sur le débit de chaleur mesuré provenaient des essais BHT et DST, tandis que les données calculées sur le débit de chaleur étaient fondées sur des interprétations des données magnétiques EMAG3 V2 et l'application de la méthode centroïde (Bhattacharyya et Leu, 1975; Tanaka, 1999) ont été adaptés de travaux antérieurs de Melouah et al. (2021a).

2.1.2 Données tectoniques et structurelles

L'information structurale était basée sur l'interprétation des cartes magnétiques résiduelles des travaux antérieurs dans la région par Melouah et al. (2021a). Les données magnétiques EMAG3 V2 ont été réduites au pôle magnétique en appliquant une inclinaison de $44,93^\circ$ et une déclinaison de $1,23^\circ$, après quoi les données ont été re-maillées (c'est-à-dire $2,5 \times 2,5$ km) en utilisant la méthode de krigeage. D'autres détails sur les traitements de données sont documentés dans Melouah et al. (2021a).

2.1.3 Composition de la croûte et du manteau lithosphérique

Les principales compositions des couches de la croûte et du manteau lithosphérique (tableau 1) ont été évaluées à partir de xénolithes dans le bassin du Hoggar et de rapports provenant de domaines lithosphériques connexes (Griffin et al., 2009; Kourim et coll., 2014). Cependant, le manteau lithosphérique La composition dépend de l'âge de la croûte qui la recouvre. Des études montrent que les sections les plus appauvries du manteau lithosphérique sont les cratons archéens et protérozoïques (Zheng et al., 2001; O'Reilly et coll., 2001; Griffin et O'Reilly, 2007; Tunini et coll., 2016). En outre, certains éléments tels que Fe, Ca et Al qui sont des constituants chimiques du manteau lithosphérique ont conséquence directe sur les propriétés géophysiques. Une faible teneur en Fe implique une faible densité et une vitesse sismique élevée (Artemieva, 2006; Tunini et al., 2016), tandis qu'une teneur moyenne à élevée en Al laisse présager une vitesse sismique élevée. Les données géochimiques sont disponibles à partir d'analyses d'herzolite dans le manteau lithosphérique sous-continentale archéen et le terrane central du Hoggar de Tafadest-Iskel par Griffin et al. (2008) et Kourim et al. (2014) respectivement. La comparaison entre ces deux domaines a révélé des similitudes intéressantes dans la composition chimique des xénolithes (tableau 1). Dans ce travail, les données centrales sur le xénolithe du Hoggar n'ont servi que de référence comparative et n'ont pas été utilisées dans la construction du modèle. La raison en est que le terrane du Hoggar est géologiquement complexe en raison de multiples événements tectoniques / volcaniques capables d'influencer la sortie du modèle. Le manteau lithosphérique subcontinental (SCLM) est de composition très hétérogène Le manteau lithosphérique subcontinental (SCLM) est de composition très

hétérogène et dépend de l'âge thermotectonique de la croûte sus-jacente (Sobh et al., 2020). La composition du SCLM est définie par un système d'oxydes majeurs (tableau 1), CFMAS (Griffin et coll., 2008). Cette section épaisse de SCLM cratonique appauvri est flottante et rigide par rapport au manteau convectif (Poudjom-Djomani et al., 2001; Afonso et Ranally, 2004). Ces facteurs assurent sa résistance, lors d'événements tectoniques majeurs. Le processus de métasomatisme diminue la viscosité et la flottabilité du SCLM, produisant ainsi un gradient de composition vertical (Griffin et al., 2008). Sous ~10-20 km de profondeur, le SCLM est plus fertile et est délimité par une zone de fonte intense (O'Reilly et Griffin, 2006; Afonso et coll., 2008, Fullea et coll., 2009). Cependant, le SCLM demeure flottant par rapport à l'asthénosphère (O'Reilly et al., 2001; Griffin et coll., 2008).

Tableau II.1 : Valeurs moyennes de la composition des oxydes du manteau crustal et lithosphérique utilisée dans la construction du modèle initial

Composition	Central Hoggar Lower Crust (Leyreloup et al., 1982)	Mantle (Griffin et al., 2009)	Hoggar Iherzolite (Kourim et al., 2014)	
			Tafadest	Iskel
SiO ₂	53.18	44.76	44.88	45.34
Al ₂ O ₃	16.72	3.52	3.08	3.17
FeO	9.47	8.05	8.76	8.7
MgO	5.96	40.04	39.82	39.62
CaO	8.06	3.12	2.94	2.86
Na ₂ O	3.06	0.24	0.15	0.08

2.2 Structure du modèle

2.2.1 Modélisation et hypothèse LitMod-2D

La modélisation lithosphérique en 2D (LitMod-2D) est un code d'éléments finis qui combine des informations géophysiques et pétrologiques pour évaluer les variations thermiques, sismologiques, de densité et les caractéristiques de composition de la lithosphère et de la couche supérieure du manteau. Le code permet d'évaluer la distribution 2D de la vitesse, de la densité et de la température sismiques jusqu'à 400 m de profondeur. Les détails du LitMod-2D sont bien documentés dans Afonso et al. (2008). Les effets de l'anélasticité du manteau adoptée ont été évalués en fonction des périodes oscillatoires, de la taille des grains et des conditions P-T disponibles dans Afonso et coll. (2008). Équation de transport de chaleur basée sur la méthode des éléments finis à l'état stationnaire avec des conditions aux limites à la surface et au LAB, fixées à 0°C et 1300°C respectivement, et il a été supposé qu'aucun flux latéral de chaleur à travers la limite du modèle. L'hypothèse d'un transfert de chaleur à l'état d'équilibre au sein de la plate-forme saharienne est justifiée par la stabilité relative de la croûte terrestre dans la région. De plus, la distribution des données de flux de chaleur mesurées par BHT et DST est rare. Il est donc difficile de rendre compte des effets thermiques volumétriques (Jaupart, 1983; Petitjean et coll., 2006; Stephenson et coll., 2009; Melouah et coll., 2021a). Au bas du LAB, une zone tampon thermique (c.-à-d. 40 m) a été appliquée avec une température de base de 1400°C. L'essence de la zone tampon est d'empêcher que des discontinuités irréalistes se produisent entre la lithosphère - avec gradient thermique conducteur et l'asthénosphère - avec gradient thermique adiabatique. Sous la zone tampon thermique, les gradients de température ont été limités à $\leq 0,35$ à $\leq 0,50$, afin d'éviter toute modification de la température de base (c.-à-d. à une profondeur de 400 km) qui était fixée à 1520°C/km (Afonso et coll., 2008).

2.2.2 Calcul de la profondeur Moho

Plusieurs équations empiriques ont été utilisées dans la littérature pour évaluer la profondeur de Moho. Au fil des ans, les chercheurs ont appliqué différentes approches pour tenter d'évaluer la géométrie de l'interface de densité qui délimite la discontinuité de Moho (Woollard, 1959; Riad et al., 1981; Chakraborty et Agarwal, 1992; Lefort et Awarwal, 2000). Dans la présente étude, la formule de Woollard (1959) qui relie la profondeur à Moho (Z_{moho}) et l'anomalie de gravité régionale (g) a été utilisée. Par conséquent, la profondeur de Moho peut être exprimée comme suit :

$$Z_{moho} = 32 - (0.08 \times g) \quad (1)$$

Le calcul Moho a été effectué en utilisant les données de gravité isostatique acquises auprès du Bureau Gravimetric International. La compensation aérienne appliquée est de 30 km pour l'épaisseur de la croûte terrestre et une correction de densité de 2,67 g/cm³ a été appliquée. La gravité isostatique a été séparée en composantes régionales et résiduelles et seule la composante régionale a été appliquée dans l'équation 1.

2.2.3 Calcul de la limite lithosphère-asthénosphère (LAB)

L'approche de Fullea et al. (2007) qui relie la topographie et la déformation du géoïde a été adoptée lors des calculs de la limite lithosphère-asthénosphère. Lachenbruch et Morgan (1990) ont décrit l'élévation (E) dans l'hypothèse de l'isostasie locale comme suit

$$E = \frac{\rho_a - \rho_L}{\rho_a} \cdot (L - L_0) \quad , (E > 0) \tag{2}$$

$$E = \frac{\rho_a}{(\rho_a - \rho_w)} \left[\frac{\rho_a - \rho_L}{\rho_a} \cdot (L - L_0) \right] \quad , (E < 0) \tag{3}$$

où L est l'épaisseur de la lithosphère, la densité asthénosphérique $\rho_a = 3,24 \text{ g/cm}^3$, la profondeur du niveau asthénosphérique libre $L_0 = 2320 \text{ m}$, et ρ_L est la densité moyenne lithosphérique (Fullea et al., 2007). Pour un modèle de terre plate, la distribution verticale de densité découlant du moment dipolaire sous les points d'observation est proportionnelle à l'anomalie du géoïde (N) (Ockendon et Turcotte, 1977; Fullea et coll., 2007).

$$N = -\frac{2\pi G}{g} \int_{LC} Z \cdot \rho(z) dz + N_0 \tag{4}$$

où G représente la constante gravitationnelle, g est l'accélération terrestre de la gravité, $\Delta\rho$ représente le contraste de densité, N_0 est une constante considérée comme le référentiel requis pour conditionner le niveau 0 des anomalies du géoïde. Plus encore, dans le modèle préliminaire, des densités de croûte terrestre et de manteau constantes, c'est-à-dire 2,7 et 3,2 g/cm³ respectivement, ont été utilisées. La profondeur du LAB peut être obtenue en combinant les équations empiriques de Fullea et al. (2007) comme suit :

$$Z_L = \frac{1}{\rho_a - \rho_c} \left(K + \sqrt{\frac{\rho_m - \rho_c}{\rho_m - \rho_a} (K^2 - (\rho_a - \rho_c) [E^2(\rho_w - \rho_c) + Z_{\max}^2 \rho_a + (N - N_0) \frac{g}{\pi G}] } \right) \tag{5}$$

$$K = \rho_a L_0 + E(\rho_c - \rho_w) \quad (6)$$

$$N_{0c}(E, N) = \frac{\pi G}{g} \left[E(\rho_w - \rho_c) + Z^2 \frac{K^2}{\rho_a - \rho_c} \right] + N \quad (7)$$

2.2.4 Calcul de la densité lithosphérique

Par conséquent, la densité du manteau lithosphérique peut être exprimée comme suit:

$$\rho_{Lm} = \rho_{m_0} \left[1 - \frac{\alpha(T_{Moho} + T_{LAB})}{2} \right] \quad (8)$$

où ρ_{Lm} est la densité lithosphérique moyenne in situ, la densité moyenne dérivée du test de pénétration standard $\rho_{(m_0)} = 3,38 \text{ g/cm}^3$ du manteau supérieur évaluée à partir de xénolithes phanérozoïques du manteau (Poudjom-Djomani et coll., 2001; Xia et al., 2020), coefficient de dilatation thermique $\alpha = 3.5 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$, T_{moho} et $T_{LAB} = 1300^\circ\text{C}$ représentent respectivement les températures Moho et LAB. En outre, la densité du manteau asthénosphérique peut être estimée à l'aide du modèle empirique de Xia et al. (2020)

$$\rho_{AM} = \rho_{m_0} (1 - \alpha T_{LAB}) \quad (9)$$

2.2.5 Calcul de la température du manteau lithosphérique

T_{LM} est la température moyenne du manteau lithosphérique équivalente à la T_{moho} moyenne et à la T_{LAB} (Zhang et al., 2020).

$$T_{LM} = \frac{(T_{moho} + T_{LAB})}{2} \quad (10)$$

La température de Moho est influencée par l'épaisseur du manteau lithosphérique (Z_{LAB}) et le gradient géothermique dT/dz (Zhang et al., 2019; Zhang et coll., 2020; Xia et coll., 2020).

$$T_{moho} = \left[T_{LAB} - \frac{dT}{dz} (Z_{LAB} - Z_{moho}) \right] \quad (11)$$

$$dT/dz = 537 \cdot (Z_{LAB})^{-0.88} \quad (12)$$

2.2.6 Calcul de l'anomalie de gravité résiduelle du manteau lithosphérique

L'anomalie de gravité résiduelle provenant du manteau lithosphérique a été déduite en soustrayant l'effet de gravité de la croûte terrestre (Δg_{crust}) dû aux sédiments et au Moho, et l'influence LAB (Δg_{LAB}) de l'anomalie de gravité de l'air libre (Δg_{obs}), et en ajoutant le modèle de gravité de référence (Δg_{ref}).

$$\Delta g_{mg} = \Delta g_{obs} - \Delta g_{crust} - \Delta g_{LAB} + \Delta g_{ref} \quad (13)$$

Les termes Δg_{crust} et Δg_{LAB} de l'équation 13 ont été calculés à l'aide de la correction de la plaque de Bouguer

$$\Delta g = 2\pi G\rho h \quad (14)$$

où la constante gravitationnelle universelle est représentée par G, l'épaisseur et la densité de la couche par h et ρ respectivement.

2.3 Résultats du modèle

La mise en œuvre de la modélisation numérique 2D de la densité, de la température et de la vitesse des ondes sismiques (c.-à-d. P et S) a été réalisée à l'aide du code LitMod-2D. Une description détaillée est documentée dans Afonso et al. (2006). En général, la méthode utilise la physique pétrophysique et minérale et fournit un moyen d'estimer les propriétés thermophysiques pertinentes du manteau supérieur (Afonso, 2008; Tašárová, 2009). Les variations de densité ont été évaluées en fonction de l'équations itératives de Birch-Murnaghan du quatrième ordre. Les densités de roches en vrac ont été calculées à partir de la moyenne arithmétique des phases individuelles pondérées par la fraction volumétrique (Tašárová, 2009). Les vitesses des ondes sismiques ont été calculées en fonction des modules élastiques minéraux individuels des membres terminaux et de la densité de la roche en vrac à la température et à la pression préoccupantes (Afonso, 2008). De plus, afin de représenter adéquatement la vitesse, la densité et les distributions de température des ondes P et S, deux transects ont été établis. Le profil A-A' était orienté NW-SE de la plate-forme saharienne, tandis que le transect B-B' était orienté le long de la direction NE-SW. L'avantage de cette méthode de modélisation est qu'elle offre un meilleur contrôle latéral et vertical de les données géophysiques observables telles que la gravité à l'air libre, le géoïde, la topographie et les données pétrologiques utilisées dans la production des modèles de vitesse sismique, de densité et de distribution thermique du manteau

supérieur. L'ajustement simultané et autocohérent des composantes à grande longueur d'onde des données géophysiques et des données pétrologiques réduit les incertitudes associées à l'ajustement de ces données observées par paires ou indépendamment de façon autonome (Fullea et coll., 2009).

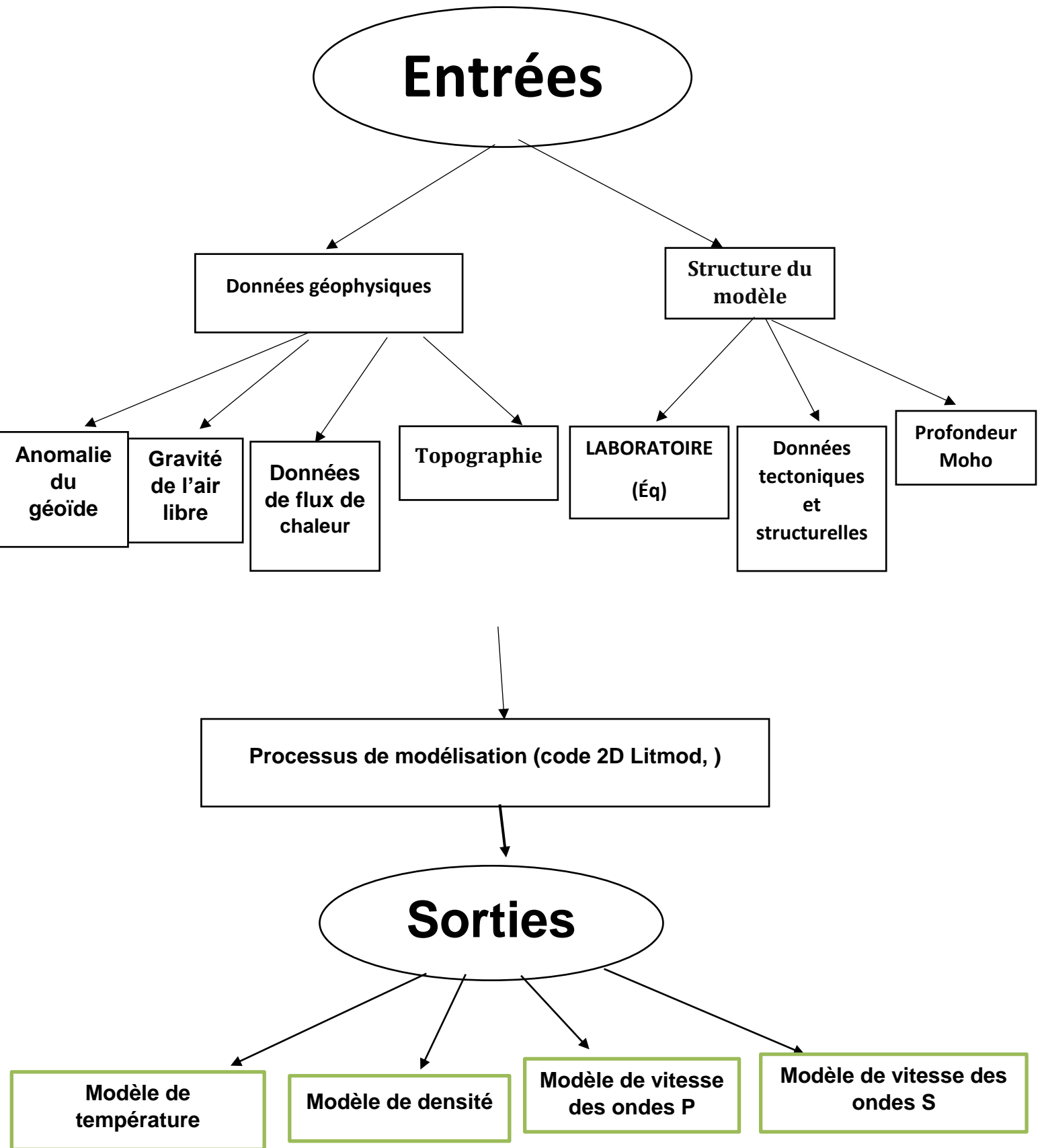


Figure II.1: Le SCHEM du processus de modélisation pour la plate-forme saharienne, en utilisant des ensembles de données multidisciplinaires

Chapitre III Résultats et discussion

III .1 Délimitation des structures de la croûte terrestre

interprétation des données magnétiques

L'anomalie magnétique totale en formation a été réduite au pôle magnétique, après application d'une inclinaison et d'une déclinaison de $44,93^\circ$ et $1,23^\circ$ respectivement, et a ensuite été poursuivie vers le haut jusqu'à 1500 m (matériaux supplémentaires), pour améliorer les structures profondes. La carte magnétique résiduelle (Fig.3) indique des valeurs comprises entre -40 et 70 nT. La distribution des anomalies est contrôlée par l'aimantation sous-jacente de la roche et l'architecture de la croûte. Les anomalies hautes ou axes positifs représentent le horst Hassi Messaoud-Amguid El-Biod, l'anticlinal touareg Rhoud El Baguel-Hassi, les structures en selle Djamaa-Touggourt et l'anticlinal de Tilemett. Plus encore, les anomalies basses ou les axes négatifs représentent la fosse de Melghigh, le graben de Dorban, les dépressions de Ghadamès et d'Oued Mya.

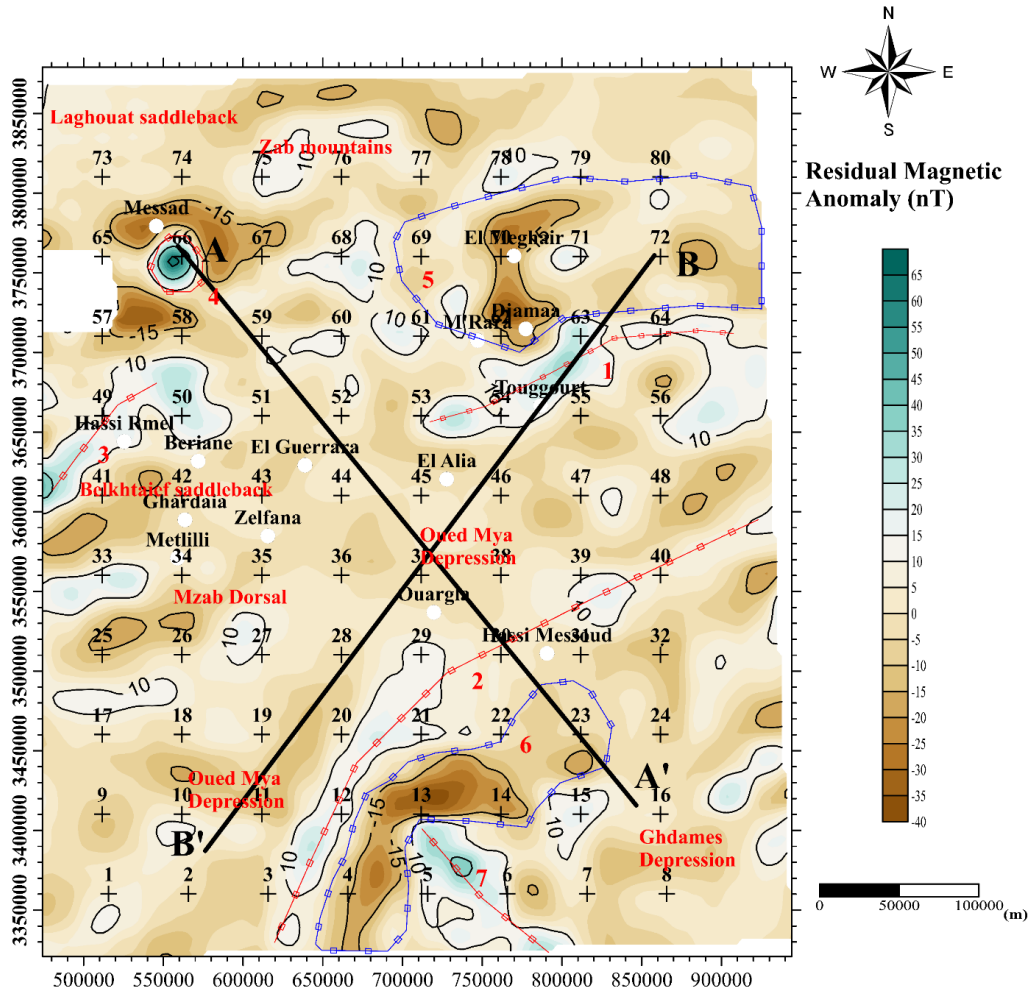


Figure. III.1: Les données magnétiques résiduelles de la zone d'étude (indiquées dans l'encadré noir de la Fig. 1b), A-A' et B-B' représentent les profils modélisés en code Litmod-2D. Les unités structurales interprétées sont 1. Structures de dossier de selle Djamaa-Touggourt, 2. HassiMessaoud- Amguid horst, 3. Anticlinal de Tilhem, 4. Structure circulaire inconnue, 5. Melghigh trough, 6. Dorban Graben, 7 ans. Anticlinal de Rhoud El Baguel-HassiTouareg

La transformation des spectres magnétiques a permis de calculer la profondeur isotherme de Curie (Aydemir et al., 2019). Le résultat de l'analyse centroïde des données magnétiques (Bilim et coll., 2021a; Bilim et coll., 2021b) qui ont été utilisées pour imager la distribution du flux de chaleur sont présentées à la Fig.4b. La répartition du flux de chaleur se situe entre 65 et 122 mW/m² et en moyenne 89 mW/m². Les enregistrements les plus élevés ont été rencontrés le long de l'axe structurel Hassi Messaoud-Amguid El-Biod, Rehabi-Berriane-Djerba et vers la limite ouest de M'zab Dorsal. Inversement, les valeurs les plus faibles qui semblaient être associées aux dépressions structurelles et aux grabens ont été observées autour de la fosse de Melghigh et de la dépression d'Oued Mya et du graben de Dorban. Des études antérieures ont suggéré différentes valeurs de profondeur de Curie (c.-à-d. 33 à 43 km) dans la région et estimé le flux de chaleur à 68 mW/m² avec une taille de fenêtre de 1000×1000 km (Elbarbary et al., 2022). La corrélation avec le flux de chaleur mesuré (par exemple DST et BHT) indique de fortes similitudes (Fig. 4a). Plusieurs facteurs ont influencé le transfert de chaleur des sources profondes vers la surface. Il s'agit notamment de la conductivité thermique de la couverture sédimentaire et de l'intensité du réseau de failles.

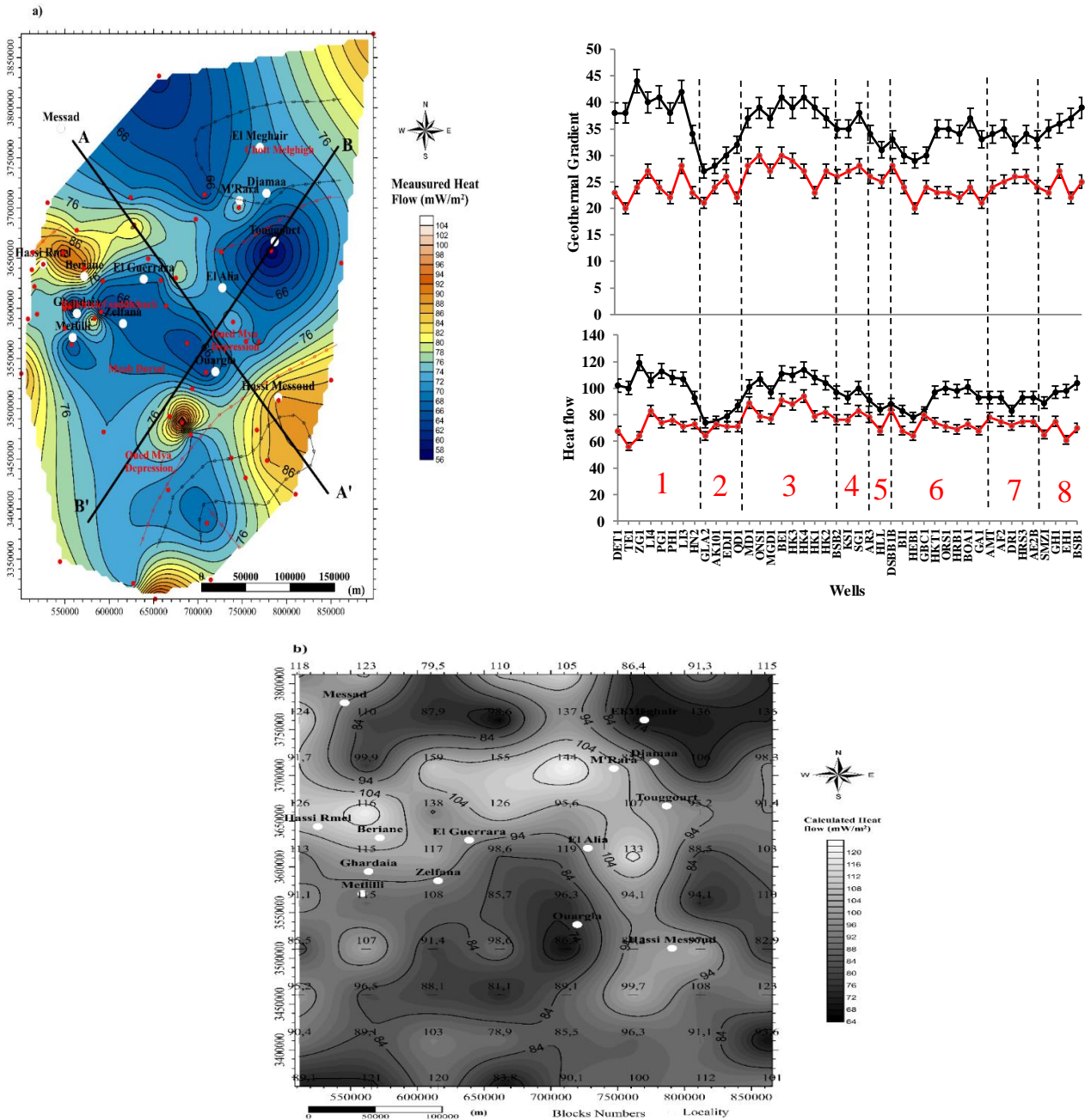


Fig. III.2: Cartes des flux de chaleur (a) valeurs mesurées à partir des essais BHT et DST dans les puits de pétrole avec des intervalles de profondeur de 700 à 4400 m, (b) Flux de chaleur calculé à partir de données aéromagnétiques à l'aide de la méthode centroïde, (c) comparaison entre le flux de chaleur calculé et mesuré et le gradient géothermique à travers les structures géologiques interprétées interprétées à la Fig. 2 (en chiffres) les lignes noires pointillées sont des valeurs calculées tandis que les lignes rouges pointillées sont mesurées à partir du test BHT et DST.

III.2 Profondeur Moho et LAB

Les structures de la croûte terrestre sont montrées à la Fig. 5a,b. La profondeur observée à l'interface croûte-manteau était de >36 km dans le segment oriental du bassin de Melghigh vers l'Atlas saharien. Sous la dorsale du M'zab vers le flanc nord-ouest, la profondeur de Moho varie entre ~30 et 32 km, tandis que vers les limites centre et sud-est, le Moho est plat. La température de Moho varie entre 415 et 498 °C, ses valeurs les plus basses étant situées dans les parties nord-ouest de la vallée du M'zab tandis que les valeurs les plus élevées ont été observées vers l'axe sud-est. Les isothermes 465 - 490°C passent par l'axe Touggourt-Djamaa-El M'Ghair considéré comme zone de potentiel géothermique au sein du Sahara algérien oriental (tableau 2).

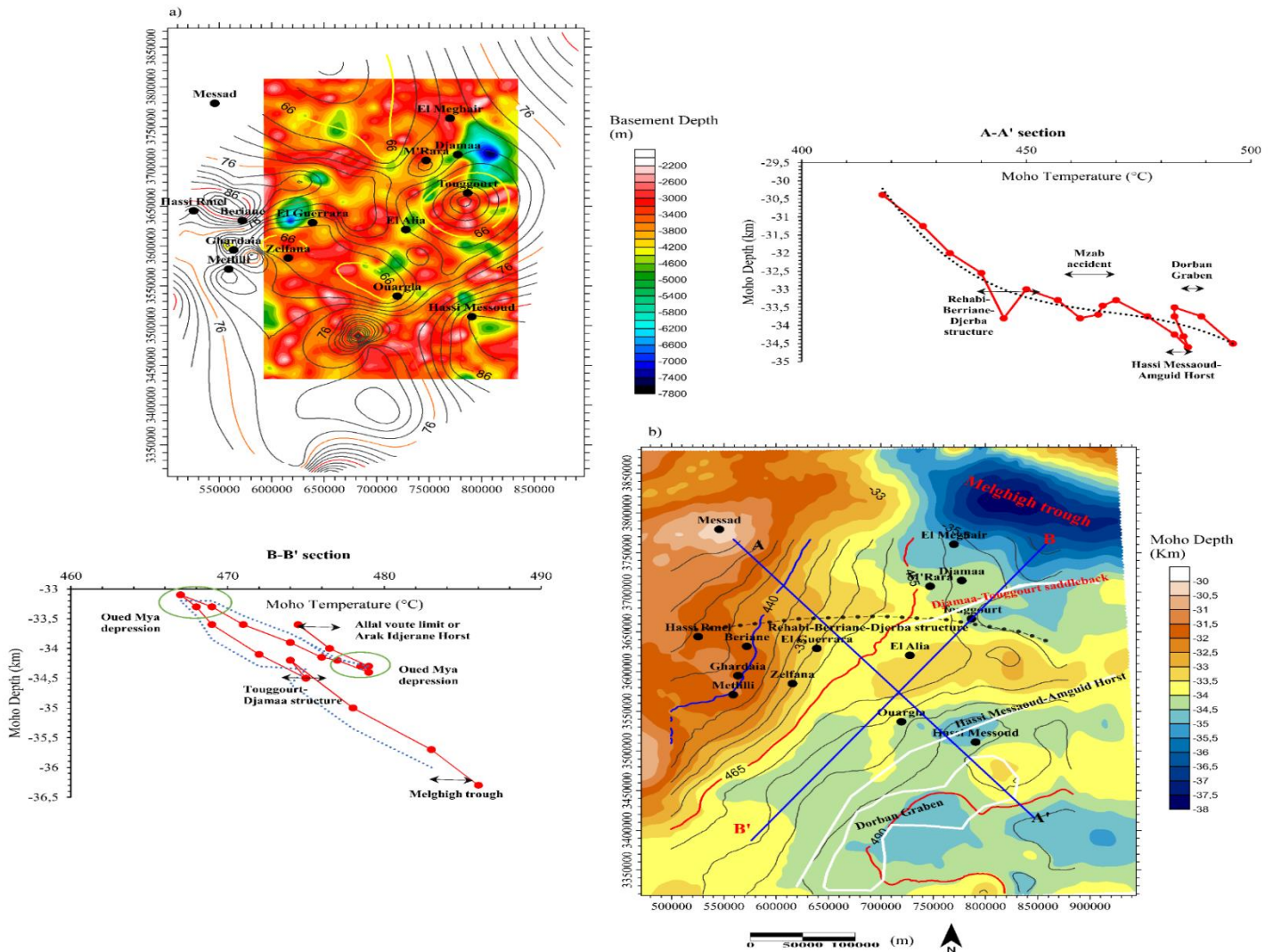


Fig. III.3 : Épaisseur de la croûte dans le bassin du Trias, a) Carte de mesure du flux de chaleur superposée à la carte de profondeur au sous-sol déduite des données de gravité b) carte de

distribution de la température en °C avec les changements de température de chaque élément structurel, superposée à la carte de profondeur de Moho, c) Variation de la profondeur de Moho avec la température le long du transect A-A et de la structure géologique correspondante dérivée de la figure b, d) Variation de la profondeur de Moho avec la température le long de B-Le transect B et la structure géologique correspondante sont tirés de la figure b. Les lignes pointillées en c et d représentent la tendance mathématique.

Tableau . III.1 Résumé des valeurs de température de la structure géologique connue dans la plate-forme saharienne

Profile	Structure	Temperature values °C
A-A'	HassiMassaoud-AmguidEl-Biodhorst	483-486
	Dorban Graben	483-489
	Mzab Dorsal	457-470
	Rehabi-Beriane-Djerba structure	440-450
B-B'	Melghigh trough	483-486
	Oued Mya depression	467-469 477-479
	Touggourt Djama structure	474-475
	Allalvoute or Arak Idjerane horst	474.5-476.5

En général, la profondeur du LAB augmentait avec l'âge thermotectonique en raison du refroidissement par conduction (Liu et coll., 2021). Le résultat observé (Fig. 6a) indique que la limite nord-ouest est plus épaisse (~199 à 222 km), tandis que la lithosphère plus mince a été observée dans la limite sud-est (~177 à 187 km).

III.3 Interprétation de la signature résiduelle par gravité par dénudage

Les grilles Moho et LAB ont été utilisées pour calculer le manteau lithosphérique et l'anomalie de gravité résiduelle asthénosphérique. En raison du manque d'études et de connaissances sur les propriétés lithosphériques thermiques dans le Sahara algérien, nous avons adopté la valeur moyenne pour la densité standard P-T $[\rho]_{M0} = 3,38 \text{ g / cm}^3$ de manteau fertile (Poudjom-

Djomani et al., 2001; Fulla et coll., 2009; Xia et coll., 2020). Les résultats montrent que les densités lithosphériques et asthénosphères moyennes calculées in situ varient respectivement entre 3,273 g/cm³ et 3,278 g/cm³ (Fig. 6b).

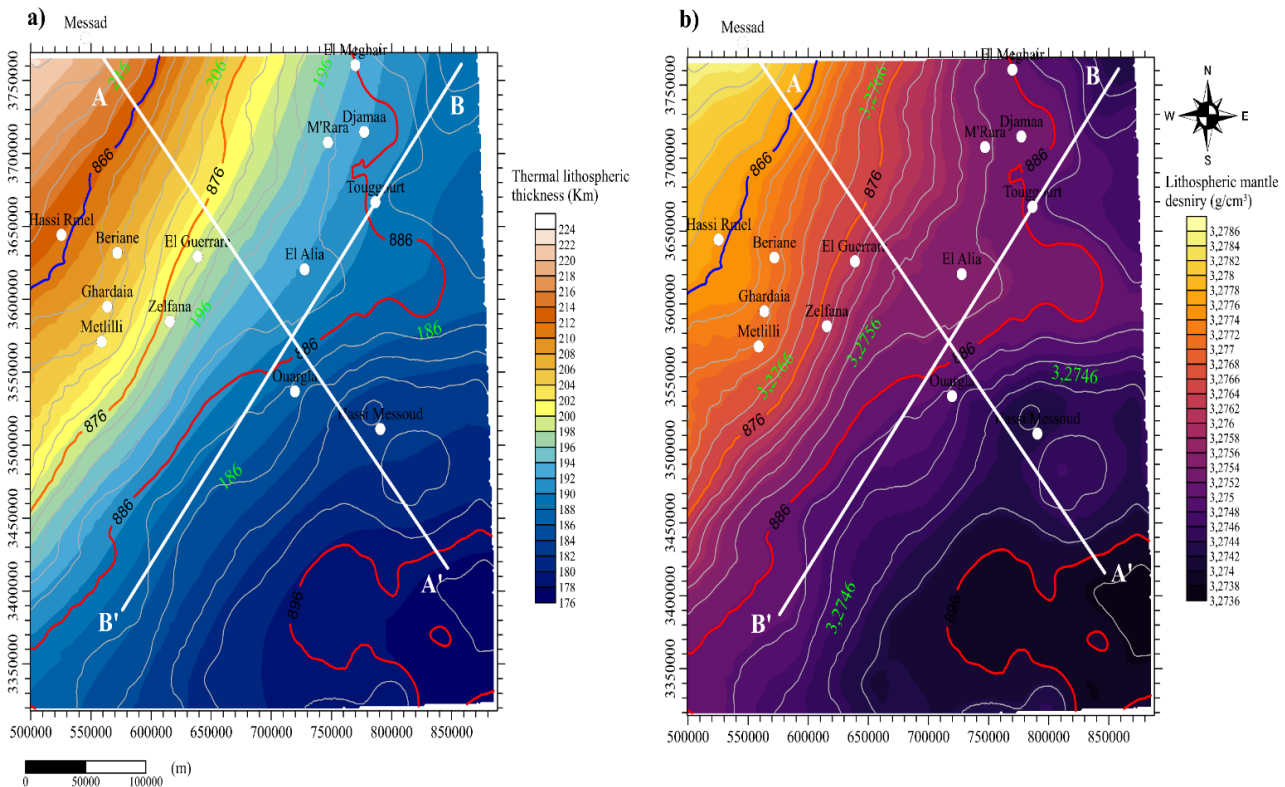


Fig. III.4: lithospheric thickness mape a) lithospheric mantle thickness and associated temperature b) distribution of the lithospheric mantle density superposed to the estimated layer temperature

La gravité résiduelle du manteau lithosphérique a été obtenue en supprimant les effets gravitationnels dus à la croûte (Fig.7a) et LAB (Fig.7b) de l'anomalie de gravité à l'air libre. La signature gravitationnelle croûte-LAB a été obtenue en appliquant la correction de plaque de Bouguer. Xia et coll. (2017, 2020); Shulgin et Artemieva (2019) ont suggéré que la densité uniforme de la croûte et les changements brusques dans les effets de profondeur Moho et LAB peuvent être négligés et ne peuvent pas affecter la solution finale. La faible densité modérée de sédiments et l'architecture Moho ont largement influencé l'anomalie de gravité (Fig 7a). L'effet gravitationnel dû à la croûte de la surface à Moho varie de 34 à 43 mGal et montre une similitude significative avec la carte des anomalies magnétiques résiduelles (Fig. 3). Le soulèvement du

sous-sol contribue à la répartition des anomalies de gravité de surface. Le creux de Melghigh est caractérisé par des valeurs de gravité moyenne de ~ 42 mGal, tandis que le horst Hassi Messaoud-Amguid El-Biod varie entre 39 et 41 mGal. Les faibles valeurs ont été rencontrées vers le nord-ouest de M'zab dorsal. La signature des structures souterraines semblait être légèrement exagérée dans certaines zones, en raison du manque de données (c.-à-d. diagraphie de densité) et peut-être de l'hypothèse d'une densité de croûte terrestre uniforme (c.-à-d. 2,7 g/cm³).

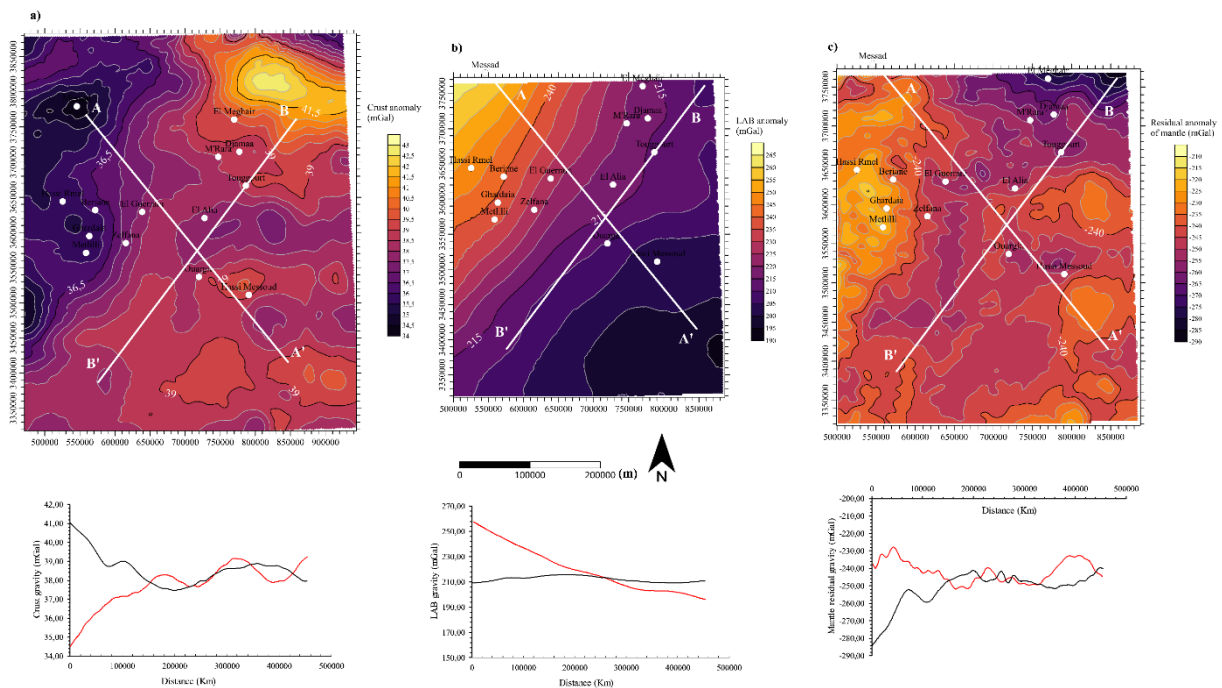


Fig. III.5: Application du stripping aux données de gravité à l'air libre a) anomalie de gravité de la croûte calculée à l'aide de la formule de la plaque de Bouguer et comparaison entre les résultats le long des transects A-A' et B-B'. b) l'anomalie de gravité générée dans la couche LAB et le signal comparé le long des profils A-A' et B-B' c) l'anomalie résiduelle obtenue du manteau et l'anomalie comparative le long des transects A-A' et B-B'. Les lignes rouges représentent la variation des paramètres le long de la transaction A-A' tandis que la ligne noire est la variation des paramètres le long de la transaction B-B'

III.4 Modèle lithosphère-asthénosphère

Les résultats de modélisation utilisant le code LitMod-2D montrent que le manteau lithosphérique est épais le long des deux transects A-A' et B-B' (Fig. 8), où LAB s'étend à des profondeurs de ~ 200 km. En profil A-A' orienté Nord-SE, le LAB passe de 176 à 225 km sous

le bassin Ghadamès-Berkine. La base d'épaisseur de la croûte terrestre sur le résultat de la modélisation est constante, à l'exception de quelques signes de déformation le long du centre du profil qui correspondent à une dépression structurale. Le long de la section B-B', la profondeur du LAB atteint ~190 km, et est légèrement déformée le long du centre du profil correspondant à la dépression de l'Oued Mya, tandis qu'un soulèvement a été observé vers le segment sud-est sous la limite Allal Voute ou le horst d'Idjerane. De même, la variation de profondeur de Moho était insignifiante car le Moho était relativement plat et atteignait des profondeurs de ~37 km. La comparaison entre les résultats calculés à l'aide de relations empiriques par Woollard (1959) pour la profondeur Moho, Fulla (2007) pour l'estimation LAB et le calculateur de modélisation LitMod-2D, montre des différences significatives, en particulier sur le profil B-B' dans lequel la différence de profondeur Moho a dépassé 10 km. L'écart entre les diverses estimations peut être attribué à l'approche empirique employée.

Les résultats de la modélisation dans le craton du nord de la Chine à l'aide d'une approche multigéophysique, géochimique et thermique ont montré que la profondeur estimée du LAB se situait entre 90 et 180 km et que la température de Moho se situait entre 400 et 1000 °C, tandis que la densité du manteau lithosphérique a été calculée à la condition P-T standard et a révélé des valeurs comprises entre 3,27 et 3,43 g / cm³ (Zhang et al., 2020). Études similaires au Moyen-Orient (Kaban et al., 2017) caractérisé l'épaisseur de la croûte terrestre pour aller de 8 à 60 km. La croûte épaisse était située le long du nord de la faille de Zagros, vers la plaque eurasiennne, tandis que la croûte mince était située dans la plaque indienne, le golfe d'Aden, la mer Rouge, la mer Noire et la mer Méditerranée orientale. La température du manteau supérieur variait entre 500 et 1300 °C, tandis que la densité du manteau variait entre 3,33 et 3,42 g/cm³. Liu et al. (2021) ont calculé la profondeur de Moho dans l'ouest du Gondwana à l'aide des récepteurs S et les valeurs estimées variaient de 15 à 50 km, tandis que le LAB a atteint des profondeurs de 50 à 120 km dans les zones non cratoniques. Des études dans la zone de collision des plaques indo-eurasiennes ont permis de distinguer la profondeur de la croûte terrestre entre 40 et 80 km et le LAB entre 220 et 320 km (Tunini et al., 2016). Évaluations des épaisseurs de la croûte et des couches supérieures du manteau du système d'arc de Gibraltar et de la montagne marocaine Anti-Atlas par Fulla et al. (2007), a suggéré que la profondeur de Moho variait entre 2 et 46 km, tandis que LAB se situait entre 50 et 200 km. Des recherches récentes dans le métacraton saharien et les zones de proximité ont révélé que le Moho de la plate-forme saharienne est compris entre 35 et 39 km, alors qu'il est moins profond le long du système de rift ouest-africain, bien que plus profond dans le système de rift centrafricain ~37 à 40 km

(Maddaloni et al., 2021). Le LAB est plus profond dans la limite orientale de la plate-forme saharienne (170-200 km) et dans les restes cratoniques d'Al Kufrah. Une profondeur de LAB moins profonde a été rencontrée dans la ligne volcanique du Cameroun et dans le massif du Tibesti (Sobh et al., 2020).

III.5 Modèle de vitesse des ondes sismiques

Les résultats de la modélisation indiquent que la vitesse des ondes P dans la plate-forme saharienne (Fig.8a,e) augmente verticalement de la surface de la croûte terrestre vers le manteau. Les valeurs vont de <8,15 à 8,55 km/s. La croûte est caractérisée par de faibles valeurs, tandis que des valeurs élevées ont été rencontrées dans la couche supérieure du manteau. Dans la région, les structures du manteau supérieur étaient relativement homogènes. Les ondes S dans les profils A-A' et B-B' (Fig,8b,f) vont de 4,45 à 4,50 km/s. La variation de la vitesse des vagues a été contrôlée par la composition et la déformation des couches de transition. Des études similaires dans la marge volcanique namibienne ont montré que la vitesse des ondes P variait de 7,7 à 8,4 km/s, tandis que la vitesse des ondes S variait de 4,2 à 4,8 km/s (Fernandez et al., 2010).

III.6 Modèles de température et de densité

Pour faciliter la compréhension des changements verticaux dans la signature thermostructurale, deux sections transversales (c.-à-d. A-A' et B-B') de densité et de température observées à la Fig. 8c,g ont été sélectionnés. La température a augmenté progressivement vers le bas de la croûte supérieure vers le manteau. Le tableau 3 illustre la température de la croûte, du manteau lithosphérique et de l'asthénosphère le long des coupes transversales. Le résultat de l'inversion montre que l'isotherme de Curie correspondant à 580°C (Chopping et Kennett, 2015) a été observée à ~60 à 70 km de profondeur dans le profil A-A'. À l'inverse, le profil B-B', considéré comme plat, se trouvait à 60 km de profondeur. Melouah et al. (2021a) ont démontré que la région a un potentiel élevé de production d'énergie géothermique et ont estimé la profondeur isotherme de Curie entre 12,8 et 21,0 km en utilisant la méthode centroïde appliquée aux données magnétiques. Elbarbary et al. (2022) ont donné une approximation différente et ont suggéré que l'isotherme de Curie est de 36 à 45 km de profondeur dans la plate-forme saharienne algérienne.

Tableau III.2 Études comparatives montrant : profondeur de la croûte, profondeur LAB, vitesses, températures et densités des ondes P et S au sein de la plateforme saharienne à partir de cette étude et de modèles internationaux

Layer	Depth (km)	V _P wave (km/s)	V _S wave (km/s)	Density (km/s)	Temperature (°C)	Source
Crust (including sediments)	35-40	-	3.40-3.70	-	-	Pasyanos and Walter (2002)
Lithospheric mantle	-	-	4.45-4.65	-	-	
Asthenospheric mantle	-	-	-	-	-	
Crust (including sediments)	36-38	-	-	-	-	Globig et al. (2016)
Lithospheric mantle	180-200	-	-	-	-	
Asthenospheric mantle	-	-	-	-	-	
Crust (including sediments)	30-40	-	-	2750-2850	-	LithRef18 (Afonso et al., 2019)
Lithospheric mantle	160-200	-	-	3470-3490	-	
Asthenospheric mantle	-	-	-	3460-3475	-	
Crust (including sediments)	36-39	-	4.50-4.80	3315-3330	350-450	Sobh et al. (2020)
Lithospheric mantle	170-200	-	4.40-4.55	3425-3430	1350-1375	
Asthenospheric mantle	-	-	-	-	>1400	
Crust (including sediments)	35-40	<8.15-8.20	4.45-4.50	2750-2900	≤ 400	Present study
Lithospheric mantle	175-220	8.20-8.3	4.50-4.70	3000-3400	400-1250	
Asthenospheric mantle	-	8.30-8.55	4.50-4.65	3400-3600	>1250	

La température estimée à l'intérieur de la discontinuité de Mohorovicic et de la limite inférieure du manteau a été comparée à l'aide de deux techniques différentes. L'estimation de la température Moho à l'aide des équations 11 et 12 montre des valeurs comprises entre 420 et 495°C. En outre, les résultats d'inversion utilisant le code LitMod-2D montrent des estimations de la température Moho allant de 350 à 400 ° C dans la section transversale A-A 'tandis que le profil B-B' qui était plat montre une température uniforme de 400 ° C. Pour le manteau lithosphérique, en appliquant la relation empirique de l'équation 10, la température estimée montre une variabilité de 858 ° C à 898 ° C, tandis que les estimations de 400 à > 1200 ° C ont été obtenues sur la base des résultats d'inversion LitMod-2D. La variation de densité est contrôlée par les compositions pétrographiques et géochimiques ainsi que par les réactions thermodynamiques qui se sont produites lors du mécanisme de fusion et de convection. En général, la densité a augmenté de la croûte supérieure (c.-à-d. 2,75 g/cm³) vers le manteau où elle a atteint des valeurs > 3,50 g/cm³ (Fig.8d,h). D'autre part, les calculs des valeurs de densité

dans le manteau lithosphérique à l'aide de l'équation (8) montrent une distribution de faible densité avec des valeurs comprises entre 3,27 et 3,28 g/cm³.

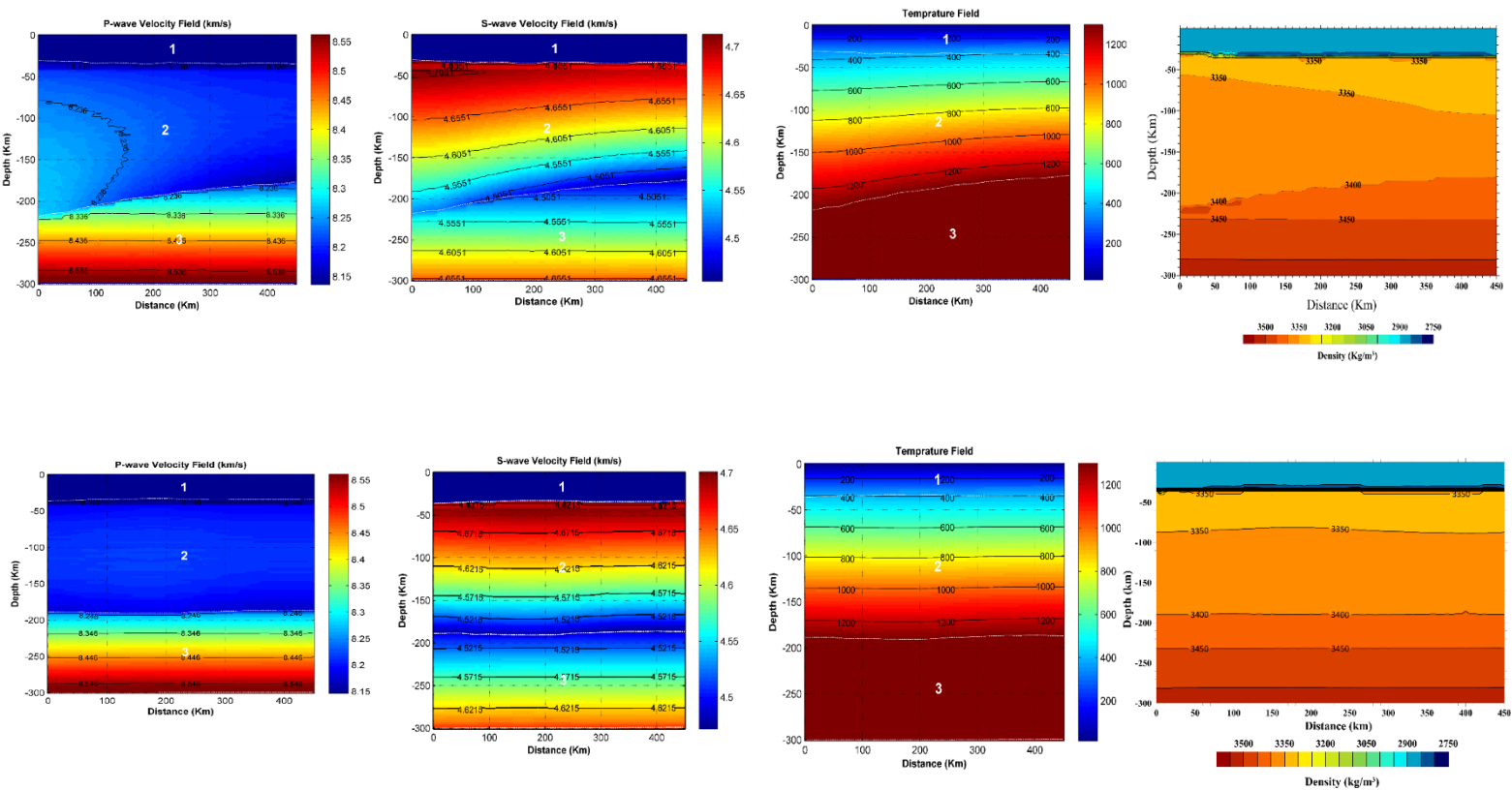


Fig. III.6: Résultats de modélisation à l'aide du logiciel LitMod 2D, a) vitesse de l'onde P le long du profil A-A', b) vitesse de l'onde S le long du profil A-A', c) distribution de la température le long du profil A-A', d) distribution de la densité le long du profil A-A', e) vitesse de l'onde P le long du profil B-B', f) vitesse de l'onde S le long du profil B-B', g) distribution de la température le long du profil B-B' et, h) distribution de la densité le long du profil B-B'. Les nombres 1, 2 et 3 représentent l'épaisseur de la croûte, la limite de la lithosphère et l'asthénosphe

Afin de fournir une variation globale des paramètres modélisés dans différentes zones cratoniques du monde, nous avons comparé les résultats obtenus avec des études précédentes. L'objectif est de distinguer le lien entre différents événements géologiques et tectoniques et son influence sur les variations sismiques, de température et de densité. Dans certaines régions

ayant le même modèle cratonique que la plate-forme saharienne, les chercheurs ont utilisé différentes approches pour conceptualiser des modèles tectono-dynamiques. Dans le bouclier arabo-nubien (ANS), dans l'ouest de l'Arabie saoudite, les estimations de la densité de la croûte terrestre variaient entre 2,80 et 2,95 g/cm³ (Al-Douri et al., 2019). La modélisation sismique prouve que la faille du Najd est le facteur le plus important qui contrôle les structures sismiques et thermiques de la région (Ali et Abdelrahman, 2022). Plusieurs études ont prouvé l'influence de la tectonique et des panaches volcaniques dans l'interprétation de la structure tectonothermique du système de rift de la mer Rouge et de la ligne côtière de l'Arabie saoudite (Boone et al., 2021; Mukhopadhyay et coll., 2022). Khudier et al. (2021) ont interprété la présence d'un flux de chaleur considérable dans le SNA comme le résultat de l'afflux de manteau asthénosphérique chaud et ont fourni des arguments géochimiques pour consolider cette théorie. Dans le craton chinois, Chai et al. (2022) ont utilisé une approche d'inversion multigéophysique pour résoudre la structure croûte-manteau sous l'est des États-Unis et ont suggéré que les zones cratoniques sont caractérisées par une épaisse couche crustale.

La principale contribution de cette recherche est d'estimer la structure thermique, la densité et l'architecture de température de la croûte et du manteau supérieur de la province du Trias oriental au sein de la plate-forme saharienne algérienne (Fig. 9). Des études régionales montrent que les cratons archéens sont trois fois plus productifs en flux de chaleur radiogénique que la croûte post-archéenne et protérozoïque (Rudnick et al., 1998). Par implication, la croûte archéenne et post-archéenne diffère dans la composition pétrologique, ce qui suggère des différences dans la composition du manteau sous la croûte (Artemieva et Mooney, 2001; Artemieva et Vinnik, 2016).

En effet, la plateforme saharienne est en équilibre isostatique (Perron, 2019 ; Takherist, 1991), les racines lithosphériques ont été compensées par une structure adjacente de composition différente comme le métacraton saharien, le bouclier du Hoggar et le WAC. En raison du manque d'études dans la zone qui interprète la relation entre les couches lithosphériques et asthénosphériques, il a été fait référence à des études similaires dans des zones adjacentes à la plate-forme saharienne qui peuvent avoir une histoire géologique et des événements thermiques différents. La présence d'une déformation de la croûte terrestre a été interprétée en fonction de la présence d'événements thermostructuraux tels que la série de rift avortée dans la chaîne d'Ougarta (183 Ma) et le processus de subduction (685-633 Ma) à proximité du bassin de Reggane (Caby, 1987; Lamali et coll., 2013; Melouah et coll., 2021b). La signature du manteau

lithosphérique de l'événement de suture (600 Ma) qui a conduit au soulèvement de la série shoshonitique (Dostal et al, 2002, Lamali et al, 2013) est inconnue et peu d'études ont tenté d'interpréter son influence profonde sur le panache hétérogène du manteau (Liégeois et al., 2005; Mekkaoui et coll., 2017). Dans le métacraton saharien, Sobh et al. (2020) ont classé la lithosphère du manteau en fonction de l'épaisseur, de la densité et des vitesses sismiques. Le manteau lithosphérique est modérément appauvri et suggère que le craton résiduel d'Al Kufrah est différent du métacraton saharien principal, caractérisé par des vitesses d'ondes S plus rapides. L'origine du craton résiduel d'Al Kufrah est localisée. Son origine peut être attribuée à la métacratonisation partielle du métacraton saharien ancestral lors des événements de délamination collisionnelle à l'époque néoproterozoïque. Le métacraton saharien a été affecté pendant les événements phanérozoïques (p. ex. rifting mésozoïque-cénozoïque et volcanisme) par des changements significatifs dans la composition géochimique et l'architecture qui se reflètent dans la température, la topographie, les distributions des anomalies de gravité. Au sud de la plate-forme saharienne dans le bouclier du Hoggar, les chercheurs ont suggéré que la déformation du manteau lithosphérique est le résultat de la délamination de la lithosphère qui a eu lieu dans la zone de méga-cisaillement panafricaine ou le long de la marge métacratonique (Liégeois et al., 2005; Jiang et coll., 2022). Les xénolithes du Hoggar du Sud représentant des fragments du manteau lithosphérique situé sous la zone de cisaillement, montrent des variations substantielles de composition chimique, de températures et de déformations microstructurales, interprétées comme l'apparition de conduits veineux et de fusions translithosphériques métasomatiques du Cénozoïque (Kourim et al., 2014). Il convient de noter que le résultat de cette étude reflète les événements géologiques à grande échelle dans la région. Les vitesses sismiques, les anomalies gravimétriques et le géoïde reflètent les structures géologiques actuelles, tandis que les modèles de distribution de la température, de la densité et du flux de chaleur sont liés aux événements de longues périodes géologiques qui caractérisent la plate-forme saharienne.

III .7. Validation du modèle Moho et divergences

Pour faciliter l'évaluation de la précision de nos évaluations gravimétriques, la profondeur Moho estimée basée sur le modèle gravimétrique a été comparée à la profondeur Moho dérivée de CRUST 1.0, c'est-à-dire basée sur des données sismiques (Fig. 10). La résolution du modèle de profondeur Moho CRUST 1.0 est de 1×1 degré et a été re-maillée en fonction de la résolution de la carte gravimétrique de profondeur Moho. La profondeur gravimétrique de Moho montre

une forte similitude avec la profondeur Moho dérivée sismique avec des inadéquations minimales, c'est-à-dire que la moyenne et l'écart-type étaient de l'ordre de 1,95 et 1,45 km respectivement (Fig. 10f). Les inadéquations entre les modèles peuvent être attribuées aux détails manquants dans le Moho sismique, indiqués par une configuration lisse sur de grandes surfaces (Van der Meijde et al., 2015; Globig et coll., 2016; Shehata et Mizunaga, 2022). La configuration constante de Moho entre El Guerrara et El Meghair et entre Ouargla et Touggourt le long de la section transversale BB' (Fig. 9a,b,d,e) sont des indications d'informations géologiques manquantes. De plus, le Moho gravimétrique montre une bonne corrélation avec les structures régionales dominantes. Cependant, les emplacements de ces inadéquations correspondaient aux emplacements de ces structures dominantes (par exemple, le soulèvement de Messad et le creux de Melghigh) et ont été validés par signatures à l'intérieur de ces emplacements. Inversement, ces structures manquaient dans la profondeur sismique de Moho dérivée de CRUST 1.0. Les estimations précédentes de la profondeur de Moho de 35 et ~38 km observées par Bunniss et al. (1992) et Sandvol et al. (1998) dans la plate-forme saharienne et le Hoggar respectivement se situent dans la fourchette de 30 et 38 km de notre étude. Des études pétrolières ont fait état de structures dominantes, c'est-à-dire le soulèvement structural du sous-sol à Messad et ailleurs dans la fosse Melghigh (Takherist, 1991), qui étaient absentes de la configuration sismique de Moho. Ces structures ont été observées dans le Moho gravimétrique sous forme d'ondulations qui fournissent une validation supplémentaire. Plus encore, la différence de profondeur Moho entre les modèles (c.-à-d. ~5,3 km) observé dans le soulèvement de Messad est indicatif de l'information manquante dans le modèle CRUST 1.0 qui valide l'efficacité du modèle gravimétrique. L'estimation de cette étude fournit des informations plus précises sur la configuration et la structure de Moho qui peuvent être utilisées pour mettre à jour le modèle Moho sismique existant au sein de la plate-forme saharienne. Il peut également être utilisé comme modèle de référence pour la cartographie structurale lithosphérique afin d'améliorer la compréhension des caractéristiques géodynamiques de la région

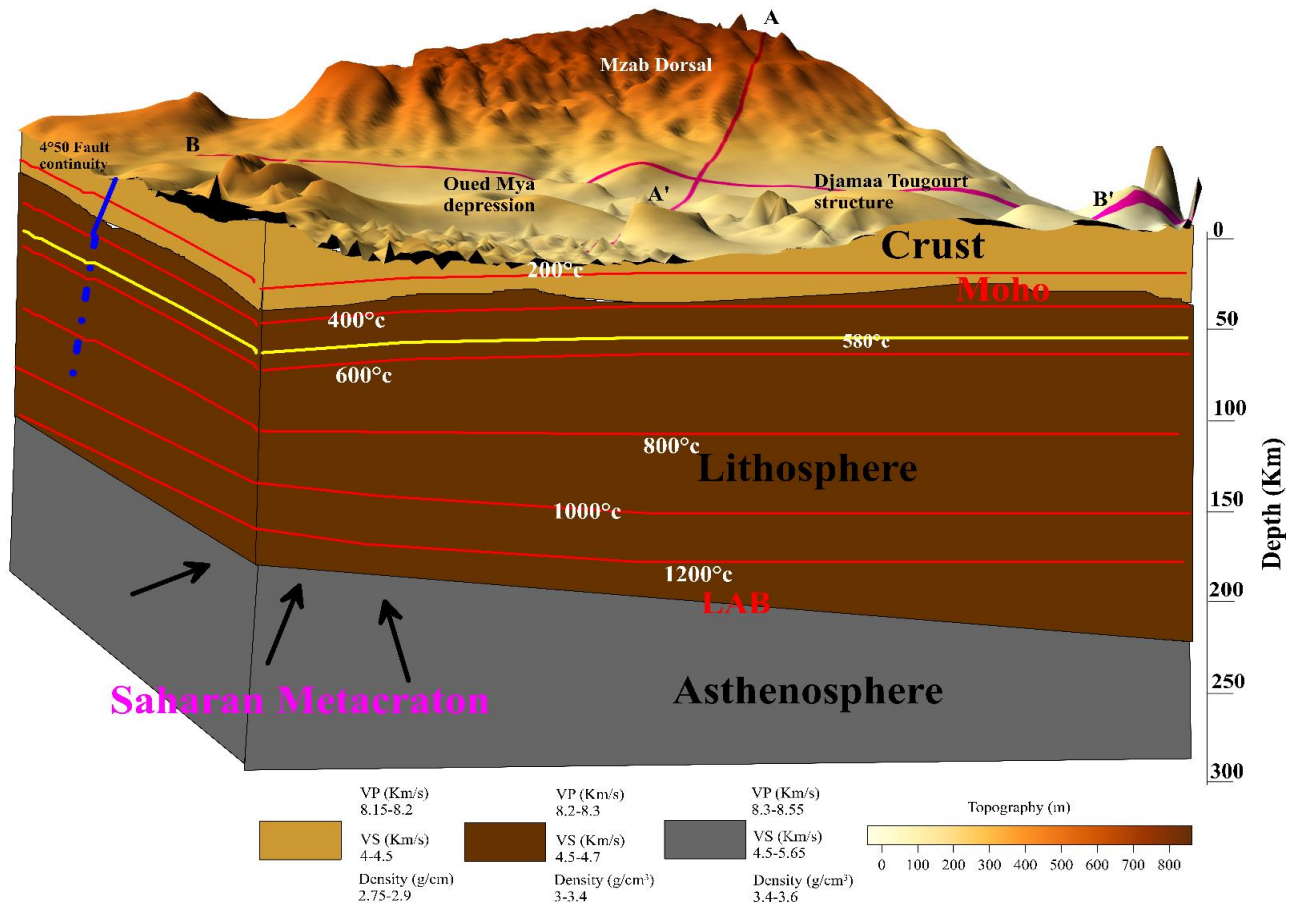


Fig. III.7: Modèle thermo-structurel de la province du Trias combinant une modélisation géophysique multi-approches : l'isotherme Curie 580°C est définie par des contours jaunes, les contours rouges représentent la répartition de la température à travers les couches croûte/manteau, la ligne bleue représente le système de failles du M'zab, les flèches noires représentent les déformations générées par les mouvements métacratoniques sahariens.

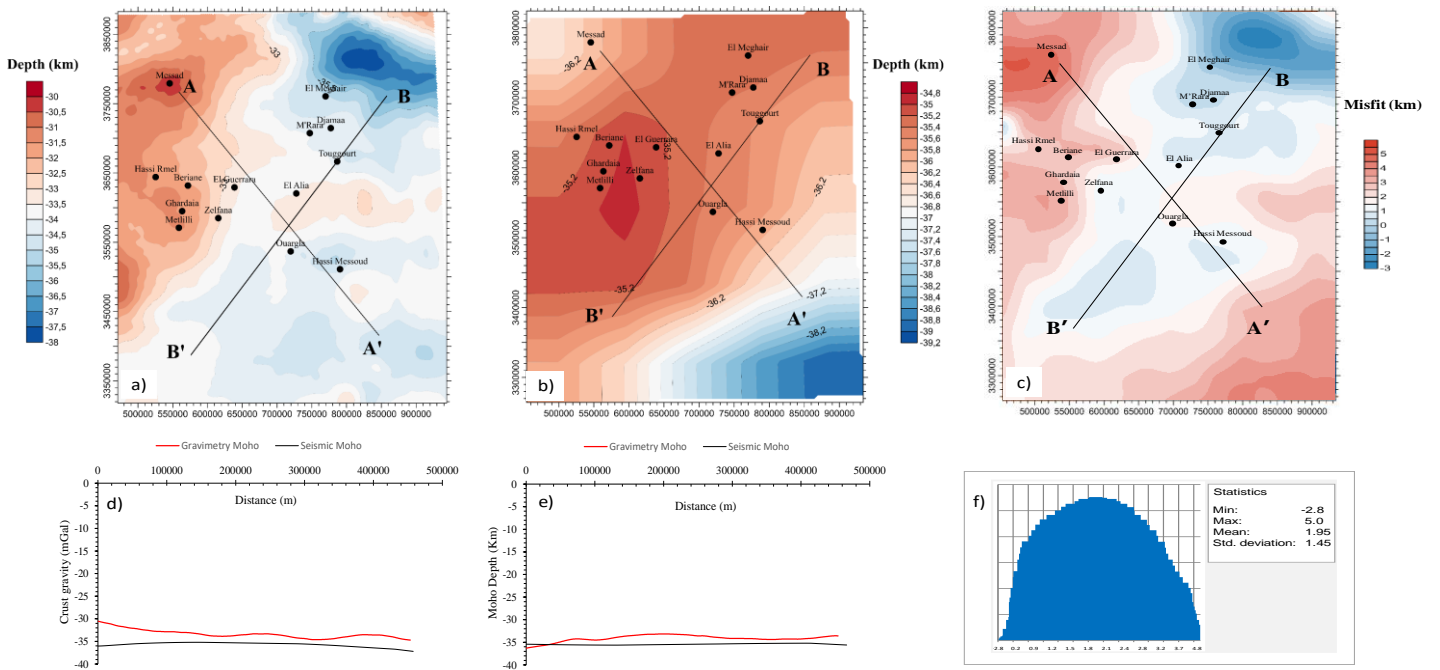


Fig. III.8: (a) Modèle gravimétrique de profondeur moho, (b) Modèle de profondeur moho dérivé de CRUST 1.0, (c) décalage calculé entre le modèle mohogravimétrique et le modèle de profondeur moho dérivé de Crust 1.0, (d) Coupe efficace A-A' des profondeurs moho gravimétrique et sismique, (e) Coupe efficace B-B' des profondeurs moho gravimétrique et sismique, (f) inadéquation des modèles CRUST 1.0 dérivés gravimétriques et sismiques

conclusion

Conclusion

L'analyse des observations structurales combinée aux données magnétiques et gravitationnelles fournit de nouvelles perspectives et interprétations de l'architecture crustale dans la province du Trias. L'inférence peut être déduite d'une variété d'anomalies géophysiques et de sources de profondeur. Cette recherche a fourni un nouveau concept de la croûte et des propriétés du manteau supérieur dans la province du Trias. Deux approches ont été utilisées pour déchiffrer l'architecture des couches lithosphériques et asthénosphériques en utilisant le code de modélisation LitMod-2D et les relations empiriques. Les résultats mettent en évidence l'influence des mouvements compressionnels du métacraton saharien, provoquant un amincissement du LAB (177 - 87 km) sous les bassins de Berkine et de Ghadames et un épaissement du LAB (199 - 222 km) sous le M'zab dorsal et les zones environnantes. En outre, l'inversion thermique montre que l'isotherme de Curie variait entre 60 et 70 km de profondeur, ce qui indique des réservoirs géothermiques profonds. De plus, de nouvelles mises à jour sur les connaissances géologiques grâce aux modèles de vitesse sismique 2D et thermiques ont révélé une légère variabilité distinctive dans la densité, les vitesses sismiques et les distributions de température des structures lithosphériques et asthénosphériques respectivement, absence de pointes dans l'une des propriétés susmentionnées qui pourraient expliquer l'influence de la contamination du panache du manteau inférieur. Cela exclut le concept initial de l'origine du champ géothermique dans la région qui est dû à des événements géologiques profonds provenant du manteau inférieur. Par conséquent, les réservoirs géothermiques sont le résultat de perturbations localisées dues au mélange thermodynamique dans l'interface croûte-manteau supérieur conduisant à l'ascension des panaches chauds par des systèmes de failles profondes probables. Ceux-ci fournissent une interprétation nouvelle de l'origine des réservoirs hydrothermaux albiens et des idées sur la structure lithosphère-asthénosphère au sein de la plate-forme saharienne.

L'analyse comparative du modèle gravimétrique Moho et CRUST 1.0 a révélé des valeurs de Moho gravimétrique comprises entre 30 et 38 km, tandis que le modèle sismique Moho de CRUST 1.0 se situait entre 34,8 et 39,2 km dans la plateforme saharienne. L'ajustement minimal observé par les deux modèles est un test de fiabilité de notre modèle gravimétrique Moho au sein de la plateforme saharienne. Cependant, les écarts étaient attribuables à l'incapacité du modèle sismique de Moho de saisir certaines réalités géologiques importantes, en raison de la faible couverture de données sismiques dans la région. Par conséquent, on peut déduire que dans les régions où la couverture des données sismiques est faible, le Moho

gravimétrie fournit des informations plus détaillées qui peuvent être utilisées pour mettre à jour le modèle CRUST 1.0. Le résultat de la validation montre que la procédure de réduction des données et l'approche appliquée sont fiables et peuvent être appliquées de manière adéquate ailleurs dans des régions ayant des scénarios géodynamiques similaires, afin d'améliorer la compréhension des propriétés et de la dynamique thermo-structurales souterraines. Il convient de noter que des incertitudes dans les compositions de manteau crustal et lithosphérique au sein de la plateforme saharienne peuvent exister en raison de la rareté des données pétrologiques/géochimiques. Cependant, après avoir intégré simultanément les différentes données multi-échelles, notre modèle présente de nouvelles perspectives sur les propriétés du manteau lithosphérique et représente une approximation préliminaire des propriétés lithosphériques-aesthosphériques au sein de la plate-forme saharienne.

Références

références

Afonso, J. C. (2006). Thermal, density, seismological, and rheological structure of the lithospheric-sublithospheric mantle from combined petrological-geophysical modelling : Insights on lithospheric stability and the initiation of subduction, Ph.D. thesis, Carleton Univ., Ottawa, Ontario, Canada. (Disponible à <http://wija.ija.csic.es/gt/afonso/homepage.htm>)

Afonso, J. C., Fernandez, M., Ranalli, G., Griffin, W. L., Connolly, J. A. D. (2008). Modélisation géophysique-pétrologique intégrée de la lithosphère et du manteau supérieur sublithosphérique : méthodologie et applications. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 9(5), Q05008, doi:10.1029/2007GC001834

Afonso, J. C. et Ranalli, G. Crustal and mantle strengths in continental lithosphere : is the jelly sandwich model obsolete?. *Tectonophysics*, 394(3-4), 221-232.

Afonso, J. C., Salajegheh, F., Szwillus, W., Ebbing, J., Gaina, C. (2019). Modèle global de référence de la lithosphère et du manteau supérieur à partir de l'inversion conjointe et de l'analyse de multiples ensembles de données. *Geophys, J. Int.*, 217(3), 1602-1628.

Ai, Y., Zhang, J., Dong, M., Wang, B. et Fang, G. (2021). Heat generation effects from shear friction along Xianshui river strike-slip fault in western Sichuan, China. *Geothermics*, 89, 101936.

Al-Douri, Y., Waheeb, S. A. et Johan, M. R. (2019). Exploitation des réserves et du potentiel d'énergie géothermique en Arabie saoudite : étude de cas à Ain Al Harrah. *Rapports sur l'énergie*, 5, 632-638. <https://doi.org/10.1016/j.egy.2019.05.005>

Ali, S. M., Abdelrahman, K. (2022). Earthquake Occurrences of the Major Tectonic Terranes for the Arabian Shield and Their Seismic Hazard Implications. *Frontiers in Earth science*. 10, 851737. Alrefaee, H. A., Soliman, M. R., Merghelani, T. A. (2022). Interprétation des paramètres tectoniques du sous-sol du bassin de Natron, désert du Nord-Ouest, Egypte à l'aide des données gravitationnelles et magnétiques du Satellite Bouguer. *Journal of African Earth sciences*, 187, 104450. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104450>

Artemieva, I.M., et Mooney, W.D., (2001). Structure thermique et évolution de la lithosphère précambrienne : étude globale. *J. Les géophys. Rés.*, 106, 16387-16414

Artemieva, I. M., et Vinnik, L.P., (2016). Structure de densité du manteau cratonique en Afrique australe : 2. Corrélations avec les vitesses sismiques, la répartition des kimberlites et la tectonique. *Gondwana Research*, 36, 14-27. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.002>

Aydemir, A., Bilim, F., Kosaroglu, S. et Buyuksarac, A. (2019). Structure thermique de la région de Cappadoce, Turquie: revue avec des méthodes géophysiques. *Médecin. Géosc. Rev.* 1, 243-254. <https://doi.org/10.1007/s42990-019-00011-7>

Bertrand, J. M. L. et Caby, R. (1978). Évolution géodynamique de la ceinture orogénique panafricaine : une nouvelle interprétation du bouclier de Hoggar (Sahara algérien), *Geol. Rundsch.*, 67(2), 357–388, doi:10.1007/BF01802795.

Bhattacharyya, B. K., et Leu, L. K. (1975). Analyse des anomalies magnétiques au-dessus du parc national de Yellowstone : cartographie de la surface isotherme du point Curie pour la reconnaissance géothermique. *Journal of Geophysical Research*, 80(32), 4461-4465. Bian, M., Kamenskii, A. N., Han, M., et al. (2021). Covalent 2D Cr₂Te₃ferromagnant. *Mater. Rés. Lettre* 9, 205-212.

Bilim, F., Aydemir, A., Kosaroglu, S., et Beektas, O. (2018). Effets du complexe volcanique de Karacadag sur la structure thermique et le potentiel géothermique du sud-est de l'Anatolie. *Bull Volcanol*, 80. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1228-y>

Bilim, F., Aydemir, A., & Ates, A. (2021a). Interprétation des données aéromagnétiques pour les propriétés géothermiques du nord-ouest de la Turquie. *Journal of African Earth Sci*, 177, 104148. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104148>

Bilim, F., Aydemir, A., Ates, A., Nuri Dolmaz, M., Koşaroğlu, S., et Erbek, E. (2021b). Épaisseur de la croûte dans la mer Noire et la région environnante, estimée à partir des données gravitationnelles. *Marine and Petroleum Geology*, 123, 104735. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104735>

Black, R., Liégeois, J.P. (1993) Cratons, Mobile Belts, Alkaline Rocks and Continental Lithospheric Mantle: The Pan-African Testimony. *Journal of the Geological Society*, 150, 89-98. <http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.150.1.0088>

Boone, S. C., Balestrieri, M. L., Kohn, B. (2021). Évolution tectono-thermique du Rift de la Mer Rouge. *Devant. Terre sci.* 9, 713448.

Buness, H., Giese, P., Bobier, C., Eva, C., Merlanti, F., Pedone, R., Jenatton, L., Nguyen, D.T., Thouvenot, F., Egloff, F. & Makris, J. (1992). L'expérience sismique EGT-85 en Tunisie - une reconnaissance des structures profondes. *Tectonophysics*, 207(1-2),245-267.

Caby, R., Andreopoulos-Renaud. (1987). Le hoggar orientale, block cratonisé a 730 Ma dans la chaine pan-africaine du nord du continent africain, *Precambrian research.* 36(3-4), 335-344.

Chai, C., Ammon, C.J., Maceira, M., Herrmann, R. (2022). Structure de la croûte et du manteau supérieur sous l'est des États-Unis. *Géochimie, géophysique, géosystèmes.* 23(3), e2021GC010233. <https://doi.org/10.1029/2021GC010233>

Chakraborty, K., Agarwal, B. N. P. (1992). Cartographie des discontinuités de la croûte par filtration de longueur d'onde du champ gravitationnel 1. *Prospection géophysique*, 40(7), 801-822.

Chopping, R., Kennett, B. L. (2015). Profondeur maximale de magnétisation de l'Australie, son incertitude et ses implications pour la profondeur de Curie. *GeoResJ*, 7, 70-77.

Dostal, J., Caby, R., Keppie, J., 2002. Magmatisme néoprotérozoïque du sud-ouest de l'Algérie (Sebkhael Melah inlier) : prolongement nord de l'orogène transsaharien. *J. Afr. Earth Sci.* 35 (2), 213–225. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00104-](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00104-)

Elbarbary, S., Abdel Zaher, M., Saibi, H., Fowler, A., Ravat, D., Marzouk, H. (2022). Structure thermique du continent africain basée sur des données magnétiques: Future exploration géothermique des énergies renouvelables en Afrique. *Renewable and Sustainable Energy Reviews.* 158, 112088. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2022.112088>

Eldosouky, A.M., Elkhateeb, S.O., Mahdy, A.M., Saad, A.A., Fnais, M.S., Abdelrahman, K., Andráš, P. (2022). Analyse structurale et topographie du sous-sol de la région de GabalShilman, désert sud-est de l'Égypte, à l'aide de données aéromagnétiques. *Journal of King Saud University - Science*, 34(2), 101764. <https://doi.org/10.1016/j.jksus.2021.101764>.

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

Fekirine, B., Murty, D. A. (2003). Stratigraphie de séquence cambro-ordovicienne de la plate-forme saharienne, Algérie. In, Actes de la Conférence de recherche de l'AAPG à Alger sur les

systèmes pétroliers du Paléozoïque et du Trias en Afrique du Nord, 18-20 février 2003, Alger (Algérie).

FULLEA, J., AFONSO, J. C., CONNOLLY, J. A. D., FERNANDEZ, M., GARCÍA-CASTELLANOS, D., ET ZEYEN, H. (2009). LITMOD3D : UN LOGICIEL 3D INTERACTIF POUR MODÉLISER LE THERMIQUE.

Fullea, J., Fernandez, M., et Zeyen, H. (2008). FA2BOUG — Code FORTRAN 90 pour calculer les anomalies gravitationnelles de Bouguer à partir d'anomalies quadrillées en plein air: Application à la zone de transition atlantique-méditerranéenne. *Informatique et géosciences*, 34(12), 1665-1681.

Fullea, J., M. Fernandez, H. Zeyen et J. Vergés. (2007). Méthode rapide pour cartographier l'épaisseur de la croûte et de la lithosphère en utilisant l'altitude, l'anomalie géoïdale et l'analyse thermique. Application au système de l'arc de Gibraltar et aux zones adjacentes, *Tectonophysics*, 430, 97-117, doi: 10.1016/j.tecto.2006.11.003.

Garcia, D., Ramillien, G., Lombard, A. et Cazenave, A. (2007). Les variations stériques du niveau de la mer sont déduites de l'altimétrie combinée de Topex/Poseidon et de la gravimétrie GRACE. In *Deformation and Gravity Change: Indicators of Isostasy, Tectonics, Volcanism, and Climate Change* (pp. 721-731). Birkhäuser Bâle.

Globig, J., Fernández, M., Torne, M., Vergés, J., Robert, A., & Faccenna, C. (2016). Nouvelles perspectives sur la structure de la croûte et du manteau lithosphérique de l'Afrique à partir de l'altitude, géoïde et analyse thermique. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(7), 5389-5424.

Grenhölml, M., Jessell, M., Thébaud, N. (2019). Un modèle géodynamique pour l'orogène birimien du Craton sud-africain du Paléoprotérozoïque (ca. 2,27-1,96 Ga). *Science de la Terre Rev*, 192, 138-193

Griffin, W. L., et O'Reilly, S. Y. (2007). Manteau lithosphérique cratonique: y a-t-il quelque chose de subduit?. *Episodes Journal of International Geoscience*, 30(1), 43-53.

Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., Afonso, J. C. et Begg, G. C. (2009). La composition et l'évolution du manteau lithosphérique : une réévaluation et ses implications tectoniques. *Journal of Petrology*, 50(7), 1185-1204.

Hofmeister, A. M. (1999). Valeurs du manteau de la conductivité thermique et de la géothermie à partir des durées de vie des phonons, *Science*, 283,1699-1706.

Ikenne, M., et al., Aperçu historique des événements magmatiques marocains le long de la bordure nord-ouest du Craton ouest-africain, *Journal of African Earth Sciences* (2016), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.10.002> Jaupart, C. (1983). Transfert de chaleur horizontal dû aux contrastes de radioactivité: causes et conséquences de la relation de flux thermique linéaire. *Geophysical Journal International*, 75(2), 411-435.

Jiang, Y., Jiang, S., Li, S., Wang, G., Zhang, W., Lu, L., Guo, L., Liu, Y., et Santosh, M. (2022). Tectonique des microblocs du Paléozoïque au Mésozoïque dans la ceinture orogénique de l'Asie centrale de l'Est : Insights from magnétique and gravitationnel anomalies. *Gondwana Research*, 102 229-251.

Kaban, M.K., El Khrepy, S. et Al-Arifi, N. (2017). Importance de la correction décompensative du champ de gravité pour l'étude de la croûte supérieure: application à la plaque arabe et à ses environs. *Pure Appl. Geophys.* 174, 349-358. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1382-0>

Kedaid, F.Z., (2007). Base de données sur les ressources géothermiques de l'Algérie, *Géothermie*, 36(3), 265-275. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2007.02.002>

Khudier, A. A., Paquette, J. L., Nicholson, K., Johansson, Å., Rooney, T. O., Hamid, S., El-Fadly, M.A, Corcoran, L, Malone S.J. et El-Rus, M. A. A. (2021). Sur la cratonisation du bouclier arabo-nubien: Contraintes des granitoïdes gneissiques dans le désert du sud-est, Egypte. *GeoscienceFrontiers*, 12(4), 101148.

Kourim, F., Bodinier, J.L., Alard, O., Bendaoud, A., Vauchez, A., Dautria, J.M. (2014). Nature et évolution du manteau lithosphérique sous la houle de Hoggar (Algérie) : un enregistrement des xénolithes du manteau. *Journal of petrology*, 55(11), 2249-2280. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu056>

Lachenbruch, A. H., et Morgan, P. (1990). Extension continentale, magmatisme et élévation; relations formelles et règles de Humboldt, *Tectonophysics*, 174, 39-62, doi:10.1016/0040-1951(90)90383-J.

Lamali, A., Merabet, N., Henry, B., Maouche, S., Graine-Tazerout, K., Mekkaoui, A., Ayache, M., (2013). Évolution géodynamique polyphasée des complexes magmatiques d'Ougarta (Algérie) mise en évidence par des études paléomagnétiques et AMS. *Tectonophysics* 558, 82–99. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.007>.

Lambert-Smith, J.S., Lawrence, D.M., Müller, W., Treloar, P.J. (2016). Cadre paléotectonique du sud-est de l'inlier de Kédougou-Kéniéba, Afrique de l'Ouest : nouvelles découvertes de la géochimie des oligo-éléments ignés et des âges du zircon U-Pb. *PrécambR* 274, 110 à 135

La Rosa, A., Pagli, C., Wang, H., Doubre, C., Leroy, S., Sani, F., Corti, G., Ayele, A., & Keir, D. (2021). Cinématique plaque-limite de la zone de liaison Afrera (Afar) à partir d'InSAR et de la sismicité. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2020JB021387. <https://doi.org/10.1029/2020JB021387>

Lefort, J. P., et Agarwal, B. N. P. (2000). Gravité et données géomorphologiques d'un grand renflement crustal traversant la Bretagne (France) : réponse tectonique à la fermeture du golfe de Gascogne. *Tectonophysics*, 323(3-4), 149-162.

Lesquer, A., Beltrao, J.F., De Abreu, F.A.M., 1984. Liens protérozoïques entre le nord-est du Brésil et l'Afrique de l'Ouest : modèle tectonique des plaques basé sur des données gravitationnelles. *Tectonophysics* 110(1-2), 9-26. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90055-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90055-6)

Liégeois, J.P., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R. et Bonin, B. (2005). La houle de Hoggar et le volcanisme : réactivation du bouclier touareg précambrien pendant la convergence alpine et le volcanisme cénozoïque ouest-africain, à Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., et Anderson, D.L., éd., *Plates, Plumes and Paradigms: Geological Society of America Special Paper 388*, p. 379-400

Liégeois, J. P., Sauvage, J. F. et Black, R. (1991). La province alcaline Permo-Jurassique de Tadhak, Mali: Géologie, géochronologie et signification tectonique, *Lithos*, 27(2), 95-105, [doi:10.1016/0024-4937\(91\)90022-D](https://doi.org/10.1016/0024-4937(91)90022-D).

Liu, J., Pearson, D.G., Wang, L.H. et al. (2021). Recratonisation par panache du manteau lithosphérique continental profond. *Nature*, 592, 732–736. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03395-5>

Maddaloni, F., Pivetta, T., Braitenberg, C. (2021). Gravimétrie et pétrophysique pour la définition des bassins intracratoniques et rift de la zone ouest-centrale. *Géophysique*. 86(6), B369.

Masurel, Q., Thébaud, N., Miller, J., Ulrich, S., Roberts, M.P., Béziat, D. (2017). Le gisement aurifère hébergé par le carbonate d'Alamoutala, inlier Kédougou-Kéniéba, Afrique de l'Ouest. *Econ Geol*, 112, 49-72

Meghraoui, M., Abdellaoui, H., Masson, F. (2021). Contrainte de déformation active entre la plate-forme africaine et la ceinture de propulsion maghrébine: mouvement de la plaque actuelle à partir de données GNSS permanentes en Algérie. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. EGU21-12969).

Mekkaoui, A., Remaci-Benaouda, N., Graine-Tazerout, K., (2017). Les digues mafiques de KahelTabelbala (Daoura, chaîne d'Ougarta, sud-ouest de l'Algérie) : nouvelles connaissances sur la pétrologie, la géochimie et les caractéristiques des sources du manteau. C.R. Geoscience 349 (5), 202-211. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.06.003>.

Melouah, O., et Pham, L. T. (2021). Méthode améliorée de l'ILTHG pour l'amélioration de la lisière des structures géologiques : application aux données gravitationnelles de la vallée de l'Oued Righ. Journal of African Earth Sciences. 177, 104162. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104162>

Melouah, O., Eldosouky, A. M., et Ebong, E. D. (2021a). Architecture crustale, modes de transfert de chaleur et potentiels géothermiques des provinces algériennes du Trias. Géothermie. 96, 102211. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102211>.

Melouah, O., Lopez Steinmetz, R. L., et Ebong, E. D. (2021b). Architecture crustale profonde de la limite orientale du Craton ouest-africain: chaîne d'Ougarta et Sahara occidental algérien. Journal of African Earth Sciences. 183,104321.

<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104321>

Mukhopadhyay, M., Mukhopadhyay, B., Mogren, S., et al. (2022). Importance régionale des hétérogénéités rhéologiques croûteuses et sous-croûteuses sous le Harrat Lunayyir et leur continuité dans les harrats voisins, Arabie Saoudite Occidentale -Perspectives de l'activité du panache Afar. Journal of African Earth Sciences. 186, 104432, <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104432>.

Ockendon, J. R., et Turcotte, D. L. (1977). Sur le potentiel gravitationnel et les anomalies de champ dues aux couches de masse minces. Geophysical Journal International, 48(3), 479-492.

O'Reilly, S. Y., et Griffin, W. L. (2006). Imagerie de l'hétérogénéité chimique et thermique globale dans le manteau lithosphérique sous-continentale avec des grenats et des xénolithes : implications géophysiques. Tectonophysics, 416(1-4), 289-309.

O'Reilly, S. Y., Griffin, W. L., Djomani, Y. H. P. et Morgan, P. (2001). Les lithosphères sont-elles éternelles ? Suivi des changements dans le manteau lithosphérique sous-continentale au fil du temps. *GSA aujourd'hui*, 11(4), 4-10.

Pasyanos, M.E., & Walter, W.R. (2002). Structure de la croûte et du manteau supérieur de l'Afrique du Nord, de l'Europe et du Moyen-Orient d'inversion des ondes de surface Les géophysiques. *J. Int.* 149, 463-481.

Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., et Factor, J. K. (2012). Développement et évaluation du modèle gravitationnel terrestre 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4).

Perron, P. (2019). Architecture et tectonique des bassins paléozoïc intracratoniques : Impact sur les données sédimentaires et les géométries associées. Exemple de bassins péri-Hoggar (marge nord du Gondwana). Université de Bourgogne Franche-Comté, Pp397.

Petitjean, S., Rabinowicz, M., Grégoire, M. et Chevrot, S. (2006). Différences entre les lithosphères archéennes et protérozoïques : Evaluation du rôle majeur possible de la conductivité thermique. *Géochimie, géophysique, géosystèmes*, 7(3).

Poudjom-Djomani, Y.H., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Morgan, P. (2001). La structure de densité de la lithosphère sous-continentale dans le temps. *La planète Terre. Sci. Lettre* 184, 605-621.

Riad, S., Refai, E. et Ghalib, M. (1981). Anomalies de Bouguer et structure de la croûte en Méditerranée orientale. *Tectonophysics*, 71(1-4), 253-266.

Rudnick, R.L., Barth, M.G., McDonough, W.F., Horn, I. (1998). Rutiles dans les éclogites : un réservoir terrestre manquant trouvé ? *GSA Abstr.* 30 (7), A-207, Toronto

Saibi, H., 2009. Ressources géothermiques en Algérie, *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 13(9), 2544-2552. Sandvol, E., Seber, D., Calvert, A., et Barazangi, M. (1998). Modélisation par recherche en grille des fonctions récepteurs: implications pour la structure de la croûte au Moyen-Orient et en Afrique du Nord. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B11), 26899-26917.

Sandwell, D. T., Garcia, E. M., Smith, W. H., Soofi, K., Wessel, P., et Francis, R. (2013). Vers 1 MilliGal Global Marine Gravity Précision de CryoSat-2, Jason-1 et Envisat. Dans *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2013, p. G53C-08).

Shehata, M. A., et Mizunaga, H. (2022). Profondeur de Moho et implications tectoniques de l'ouest des États-Unis : enseignements tirés de l'interprétation des données gravitationnelles. *Geoscience Letters*, 9(1), 1-15.

Shulgin, A., et Artemieva, I. M. (2019). Hétérogénéité thermochimique et densité du manteau supérieur continental et océanique dans la région Europe-Atlantique Nord. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 9280 – 9312. <https://doi.org/10.1029/2018JB017025>

Smith, W. H. et Sandwell, D. T. (1997). Topographie mondiale des fonds marins à partir de l'altimétrie par satellite et des sondages de profondeur des navires. *Science*, 277(5334), 1956-1962.

Sobh, M., Ebbing, J., Mansi, A. H., Gotze, H.-J., Emry, E., et Abdelsalam, M. (2020). La structure lithosphérique du métacraton saharien à partir d'une modélisation géophysique-pétrologique intégrée en 3D. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(8), e2019JB018747. <https://doi.org/10.1029/2019jb018747>

Sprague, A. R. (1991). Évolution des séquences de dépôt, Paléozoïque et Mésozoïque précoce de la plate-forme saharienne centrale, Afrique du Nord. *Geobyte; (États-Unis)*, 75 (CONF-910978-).

Stephenson, R., Egholm, D. L., Nielsen, S. B., et Stovba, S. M. (2009). Rôle de la réfraction thermique dans la localisation de la déformation intraplaque dans le sud-est de l'Ukraine. *Nature Geoscience*, 2(4), 290-293.

Takherist, D., 1991. Structure crustale, subsidence mésozoïque et flux de chaleur dans les bassins nord-sahariens (Algérie): apport de la gravimétrie et des données de puits. Thèse de doctorat, Université de Montpellier, France.

ملخص

في هذه الورقة، نقيّد خصائص الوشاح العلوي لتفسير أصل تدفق الحرارة الأرضية داخل المنطقة الترياسية للمنصة الصحراوية. تم قياس قيم تدفق الحرارة من آبار النفط وحسبت من البيانات المغناطيسية. وقدّرت كثافة الوشاح الصخري باستخدام ظروف موضعية وفي درجة حرارة الضغط القياسية. ومع ذلك، تم تقدير سمك الطبقة بناءً على التحليل المقترن لمعلومات شدوذ الارتفاع والجيويد. تعد وانقطاع موهو من العناصر الحاسمة اللازمة لفهم توزيع الموارد الحرارية (LAB) حدود الغلاف الصخري والغلاف الأرضي الأرضية القشرية والعملية الجيوديناميكية تحت الهياكل الجيولوجية. وبالتالي، تم إنشاء نماذج حرارية مع الأخذ في الاعتبار حدود القشرة الأرضية والطابق السفلي البلوري والغلاف الصخري والغلاف الأرضي. يُظهر تحليل مجموعات البيانات الجاذبية والجيولوجية والطوبوغرافية أن عمق موهو أعمق نحو الحدود الجنوبية الشرقية، تحت أحواض غدامس وبيركين وأكثر ضحالة عبر الظهر ميزاب وحوض حاسي رمل. كانت تقديرات درجة حرارة موهو بين 415 و 498 درجة مئوية تشير إلى قشرة كوراثونية مستقرة باردة. كانت نتائج سمك الغلاف الصخري بين 177 و 222 كم مع أقصى عمق يحدث داخل الحدود الشمالية الغربية للمنصة الصحراوية. كانت اختلافات كثافة الغلاف الصخري غير مهمة حيث لوحظ أن القيم تتراوح بين 3.27 و 3.28 جم/سم³ من خصائص الكراتون البروتوزيك في شمال إفريقيا. بالإضافة إلى ذلك، تم حساب استجابة الجاذبية المتبقية للبهلوان العلوي عن طريق إزالة من شدوذ الجاذبية في الهواء الحر، باستخدام صيغة تقريب لوحة بوغير. تتراوح قيم شدوذ LAB تأثيرات الجاذبية بسبب القشرة و الجاذبية المتبقية بين -289 إلى -215 مغال. بشكل عام، يمكن استنتاج أن تدفق الحرارة داخل منطقة الدراسة يقتصر على الأنشطة الديناميكية الحرارية الموضعية في حدود منطقة عباءة القشرة العلوية التي تتعارض مع أنشطة الوشاح العلوي والسفلي. وبالتالي، تقدم هذه الدراسة تفسيرًا جديدًا لأصل الخزانات الحرارية المائية الألبانية داخل المنصة الصحراوية

الكلمات الدالة: عمق موهو ، النموذج الحراري ، نموذج الكثافة ، درجة حرارة موهو ، شدوذ الجاذبية المتبقية للوشاح ، LAB

Abstrait

Dans cet article, nous limitons les propriétés du manteau supérieur à interpréter l'origine du flux de chaleur géothermique dans la région triassique de la plateforme saharienne. Les valeurs du débit de chaleur ont été mesurées à partir des puits de pétrole et calculées à partir des données magnétiques. Les densités du manteau lithosphérique ont été estimées sur place et à la pression-température standard (P-T). Toutefois, l'épaisseur de la couche a été estimée à partir d'une analyse couplée de l'information sur les anomalies altimétriques et géoïdes. La limite lithosphère-asthénosphère (LAB) et la discontinuité de Moho sont des éléments essentiels pour comprendre la distribution des ressources géothermiques crustales et le processus géodynamique sous les structures géologiques. Par conséquent, des modèles thermiques ont été générés en tenant compte des limites crustales, cristallines et lithosphériques-asthénosphériques. L'analyse de la gravité, des géoïdes et des ensembles de données topographiques montre que la profondeur de Moho est plus profonde vers les limites sud-est, sous les bassins de Ghadames et de Berkine et moins profonde dans le bassin dorsal de M'zab et le bassin de Hassi R'mel. Les estimations de température de Moho se situaient entre 415 et 498 °C, ce qui indique une croûte cratonique stable au froid. Les résultats de l'épaisseur lithosphérique ont été entre 177 et 222 km avec une profondeur maximale dans les limites nord-ouest de la plate-forme saharienne. Les variations de densité lithosphérique étaient négligeables, car les valeurs observées variaient entre 3,27 et 3,28 g/cm³, caractéristique du craton protérozoïque d'Afrique du Nord. De plus, la réponse en gravité résiduelle du manteau supérieur a été calculée en éliminant les effets gravitationnels dus à la croûte et au LAB de l'anomalie de gravité en plein air, en utilisant la formule d'approximation de Bouguer. Les valeurs d'anomalie de gravité résiduelle vont de -289 à -215 mgal. Généralement, on peut en déduire que le flux de chaleur dans la zone d'étude est limité aux activités thermodynamiques localisées dans les limites de la région du manteau supérieur de la croûte plutôt qu'aux activités du manteau supérieur et inférieur. Par conséquent, cette étude fournit une interprétation novatrice de l'origine des réservoirs hydrothermaux albiens dans la plateforme saharienne.

Mots clés : Profondeur Moho, Modèle thermique, Modèle de densité, Température Moho, Anomalie de gravité résiduelle du manteau, LAB

Résumé

In this paper, we constrain the upper mantle properties to interpret the origin of the geothermal heat flow within the Triassic region of the Saharan platform. Heat flow values were measured from petroleum wells and calculated from the magnetic data. Lithospheric mantle densities were estimated using *in situ* and at standard pressure-temperature (P-T) conditions. However layer thickness were estimated based on coupled analysis of elevation-geoid anomaly information. The lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) and Moho discontinuity are crucial elements needed to understand the distribution of crustal geothermal resources and the geodynamic process beneath the geologic structures. Hence, thermal models were generated bearing in mind crustal, crystalline basement and lithospheric-asthenospheric boundaries. Analysis of gravity, geoid and topographic datasets show that the Moho depth is deeper towards the southeastern limits, beneath Ghadames and Berkine basins and shallower across the M'zab dorsal and the Hassi R'mel basin. The Moho temperature estimates were between 415 and 498°C indicative of cold stable cratonic crust. Results of lithospheric thickness were between 177 and 222 km with maximum depth occurring within the northwestern limits of the Saharan platform. Lithospheric density variations were insignificant as the values were observed to range between 3.27 and 3.28 g/cm³ characteristic of the North African Proterozoic craton. Additionally, the upper mantle residual gravity response was calculated by removing gravitational effects due to the crust and LAB from the free-air gravity anomaly, utilizing the Bouguer plate approximation formula. The residual gravity anomaly values range between -289 to -215 mgal. Generally, it can be inferred that heat flow within the study area is limited to localized thermodynamic activities within the limits of crust-uppermost mantle region as oppose to upper and lower mantle activities. Hence, this study provides novel interpretation of the origin of the Albian hydrothermal reservoirs within the Saharan platform.

Key words: Moho depth, Thermal model, Density model, Moho temperature, Mantle residual gravity anomaly, LAB