

THESE

En vue de l'obtention du : **DOCTORAT**

Centre de recherche : Centre Eau, Ressources Naturelles, Environnement et Développement Durable

Structure de Recherche : Laboratoire des Géosciences, Eau et environnement

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Géodynamiques des bassins sédimentaires et Géophysique

Présentée et soutenue le 04/06/2022 par :

Assia IDRISI

Géodynamique du bassin cambrien du Jbel Saghro, Anti-Atlas (Maroc) : Apport des méthodes sédimentologiques, stratigraphie séquentielle, gravimétriques et aéromagnétiques

JURY

Larbi BOUDAD	PES, Université Mohammed V de Rabat, Faculté des Sciences.	(Président)
Abdessamad EL ADRAOUI	PES, Université Mohammed V de Rabat, Faculté des Sciences.	Rapporteur/ Examineur
Youssef HAHOU	PH, Université Mohammed V de Rabat, Faculté des Sciences.	Rapporteur/ Examineur
Abdeslam RAMI	PH, Centre Régional des Métiers de l'Education et de la Formation, Fès, Meknès	Rapporteur/ Examineur
Hmidou EL OUARDI	PES, Université Moulay Ismail de Meknès, Faculté des Science.	Examineur
Ahmed MANAR	Chef de la division de géologie appliquée, Ministère de la Transition Energétique et du Développement Durable, Rabat.	Invité
Mohamed SAADI	PH, Université Mohammed V de Rabat, Faculté des Sciences.	Directeur de Thèse

Année Universitaire : 2021 - 2022.

Dédicace

A mes chers parents, pour tous leurs sacrifices, leur amour, leur tendresse, leur soutien et leurs prières tout au long de mes études,

A mon mari, pour sa disponibilité, son aide, son amour et son assistance,

A mes chères sœurs, Ouafae et Fatima Zahra, pour leurs encouragements permanents, et leur soutien moral,

A mes chers frères, Mohammed et Amine, pour leur appui et leur encouragement,

A toute ma famille pour leur soutien tout au long de mon parcours universitaire,

Que ce travail soit l'accomplissement de vos vœux, et le fruit de votre soutien infailible.

Merci d'être toujours là pour moi.

Remerciement

Ce travail est l'aboutissement d'un dur labeur et de beaucoup de sacrifices ; nos remerciements vont d'abord au Créateur de l'univers qui nous a doté d'intelligence, et nous a maintenu en santé pour mener à bien cette thèse.

Il me sera très difficile de remercier tout le monde, car c'est grâce à l'aide de nombreuses personnes que j'ai pu mener cette thèse à son terme.

Un grand merci aux membres du laboratoire Géosciences, Eau et Environnement, pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail.

Je voudrais remercier grandement mon directeur de thèse, Monsieur **Mohamed SAADI**, Professeur de la Faculté des Sciences de Rabat, pour toute son aide. Je suis ravie d'avoir travaillé en sa compagnie car outre son appui scientifique, il a toujours été là pour me soutenir et me conseiller au cours de l'élaboration de cette thèse.

J'adresse de sincères remerciements à Monsieur **Larbi BOUDAD**, Professeur et Chef du Département de Géologie à la Faculté des Sciences de Rabat, de l'honneur qu'il m'a fait en acceptant de présider notre jury. Je lui remercie également de ses participations scientifiques ainsi que le temps qu'il a consacré à ma recherche

Mes vifs remerciements vont au respectueux rapporteurs qui m'ont fait l'honneur d'être rapporteurs de ma thèse. Leurs remarques m'ont permis d'envisager mon travail sous un autre angle.

J'associe à ces remerciements, Monsieur **Abdeslam RAMI**, Professeur du Centre Régional des Métiers de l'Education et de la Formation de Fes Meknes, d'avoir accepté d'examiner mon travail. La qualité de ses observations et ses conseils ainsi que ces corrections, a considérablement enrichi mon travail

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Monsieur **Abdessamad EL ADRAOUI**, Professeur de la Faculté des Sciences de Rabat, de m'avoir honorée par sa présence et pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail, pour ces corrections et pour sa gentillesse.

Je désire grandement remercier Monsieur **Youssef HAHOU**, Professeur de la Faculté des Sciences de Rabat, pour sa présence et pour le temps qu'il a consacré à ma recherche.

J'adresse mes sincères remerciements à mon examinateur, Monsieur **Hmidou EL OUARDI**, Professeur de la Faculté des Sciences de Meknes, d'avoir accepté d'examiner mon travail. Ces commentaires et ses remarques m'ont aidé grandement à améliorer la qualité de mon mémoire.

Je remercie également Monsieur **Ahmed MANAR**, chef de la division de la géologie appliquée au Ministère de la Transition Energétique et du Développement Durable, qui m'a enseigné les bases et les méthodes de traitement géophysique, je lui remercie pour sa disponibilité et ses conseils.

Mes derniers remerciements vont à Monsieur **Lakhder HAROUCHI** professeur à la faculté des sciences de Ouargla, et Monsieur **Jmel-Eddine NACER** directeur du centre de recherche nucléaire Alger, qui ont tout fait pour m'aider, qui m'ont soutenue et surtout supportée dans tout ce que j'ai entrepris

Résumé

Dans ce travail, des approches à plusieurs échelles ont été menées sur les dépôts cambriens du Jbel Saghro, afin de déchiffrer l'histoire géodynamique du bassin dans un contexte spatio-temporel. A partir de la description des différentes formations reconnues et l'analyse sédimentologique, on a pu élaborer une reconstitution de l'environnement de dépôts et les facteurs qui ont influencé la sédimentation. Plusieurs faciès du plus proximal au plus distal ont été identifiés dans la région. Ces dépôts ont confirmé que la sédimentation cambrienne de Jbel Saghro a été mise en place dans un milieu marin peu profond de type deltaïque à dominance de la houle.

Afin d'interpréter la géométrie et l'enchaînement vertical des corps sédimentaires reconnus, ainsi que les discontinuités qui les séparent, nous avons utilisé les concepts de la stratigraphie séquentielle. Les ensembles sédimentaires ont été subdivisés en deux séquences de dépôts constituées par des cortèges sédimentaires (des cortèges de haut niveau marin et des cortège transgressif) et des séquences de haute fréquence.

L'interprétation des données géophysiques a dévoilé les structures profondes du Jbel Saghro, et a exposé l'influence de la tectonique sur l'enregistrement sédimentaire. A l'aide de cette méthode, la profondeur et la distribution des compartiments du socle sont mises en évidence, témoignant ainsi la préstructuration du substratum néoprotérozoïque.

L'apport de l'étude structurale, et la variation des épaisseurs des séries sédimentaires conduisent à proposer un schéma d'évolution géodynamique durant le Cambrien. Ce schéma a été validé par les travaux de terrain et les travaux géophysiques menés dans la zone d'étude.

Abstract

In this work, multi-scale approaches were conducted on the Cambrian deposits of Jbel Saghro, to decipher the geodynamic history of the basin according to a spacio-temporal context.

From the description of the different formations recognized and the sedimentary analysis, a reconstruction of the depositional environment and the factors that influenced the sedimentation could be elaborated. Several facies from most proximal to most distal were identified in the area: fluvial facies, shoreline facies and delta front facies. These deposits

confirmed that the Cambrian sedimentation of Jbel Saghro was set in a shallow marine environment of deltaic wave-dominated.

In order to interpret the geometry and vertical sequence of the recognized sedimentary bodies, as well as the discontinuities that separate them, we used the concepts of sequence stratigraphy. The sedimentary assemblages have been subdivided into two depositional sequences constituted by system tracts (the transgressive system tract and the regressive system tract) and high frequency sequences. composed in turn of several 4th and 5th order sequences (genetic sequences).

The interpretation of geophysical data revealed the deep structures of Jbel Saghro, and exposed the influence of tectonics on the sedimentary record. Using this method, the depth and distribution of the basement compartments are highlighted, thus testifying the pre-structuring of the neoproterozoic basement.

The contribution of the structural study, the geometry of the basin and the variation of the thickness of the sedimentary series lead to propose a geodynamic evolution schema during the Cambrian. This schema has been validated by the field and geophysical work carried out in the study area.

Table des matières

Dédicace.....	i
Remerciement	i
Résumé.....	iii
Abstract.....	iii
Table des matières.....	v
Liste des figures.....	ix
Liste des tableaux.....	xv
Liste des équations.....	xv
Introduction générale	1
1- Objectifs et méthodes du travail	2
2- Présentation du plan de travail.....	3
Partie I : Cadre général de l’Anti-Atlas	3
Partie II : Interprétation Sédimentologique et Séquentielle des dépôts du Cambrien inférieur à moyen du massif du Saghro, Anti-Atlas oriental.....	4
Partie III : Apport de l’analyse et l’interprétation des champs potentiels de la Terre et de l’imagerie satellitaire : influence du contrôle tectonique sur l’enregistrement sédimentaire. ...	4
Partie I : Cadre général de l’Anti-Atlas	7
Chapitre 1 : Aperçu géologique sur l’évolution tectono-sédimentaire de l’Anti-Atlas	8
Introduction	8
I. Géologie de l’Anti-Atlas.....	11
1. Découpage de l’Anti-Atlas.....	11
2. Succession lithostratigraphique de l’Anti-Atlas.....	14
3. Reconstitution géodynamique de l’Anti-Atlas durant le Précambrien.....	20
4. Reconstitution géodynamique de l’Anti-Atlas durant le Paléozoïque	24
5. Reconstitution géodynamique de l’Anti-Atlas durant le Méso-Cénozoïque	28

Chapitre 2 : le Cambrien de l'Anti-Atlas oriental.....	30
Introduction	30
I. Les formations du Cambrien inférieur	30
1. La formation basale ou formation d'Igoudine.....	32
2. La formation d'Issafène	32
3. La série des grès terminaux	32
4. Contrôle tectonique et eustatique	33
II. Les formations du Cambrien moyen	34
1. Le groupe des Feijas internes	35
2. Contrôle tectonique et eustatique	37
Conclusion.....	38
Partie II : Sédimentologie et stratigraphie séquentielle du Cambrien inférieur à moyen au niveau du massif du Saghro, Anti-Atlas oriental	39
Chapitre 1 : Introduction à la stratigraphie séquentielle	40
Introduction	40
I. Concepts de base.....	40
II. Notion de stratigraphie séquentielle.....	50
1. Model d'Exxon.....	50
2. Le Model de Hunt et Tucker.....	54
3. La sequence T-R d'Embry et la séquence génétique de Galloway	56
III. La stratigraphie séquentielle haute résolution	59
Chapitre 2 : Interprétation sédimentologique et application des principes de la stratigraphie séquentielle aux dépôts du Cambrien du Jbel Saghro.....	60
Introduction	60
I. Position géographique des coupes	60
II. Analyse des faciès et processus de dépôt	62

4. Caractéristiques sédimentologiques des coupes lithostratigraphiques du flanc nord oriental du massif du Jbel Saghro.....	63
5. Caractéristiques sédimentologique des coupes lithostratigraphiques du flanc Sud oriental du massif du Jbel Saghro.....	83
Conclusion.....	94
Chapitre 3 : Stratigraphie séquentielle haute résolution : corrélation des séquences génétiques et géométrie du bassin cambrien.....	96
Introduction	96
I. Découpage stratigraphique des coupes du Saghro.....	96
1. Identification des séquences de dépôts, des cortèges sédimentaires et des séquences génétiques du massif du Saghro	97
2. Identification des modes d'empilement	106
3. Corrélation haute résolution et géométrie détaillée du bassin	108
Conclusion	111
Partie III : apport de l'analyse et l'interprétation du champ potentiel de la Terre et de l'imagerie satellitaire : l'influence du contrôle tectonique sur l'enregistrement sédimentaire	145
Chapitre 1 : Aperçu théorique sur les méthodes de l'analyse gravimétrique et magnétique.	146
Introduction	146
I. Aperçu théorique sur le champ gravitationnel de la Terre.....	147
1. Théorie de la gravitation	147
2. Les données gravimétriques	152
II. Aperçu théorique sur le champ magnétique terrestre.....	153
1. Définition du champ magnétique (d'après Simon Fleury, 2011)	153
2. Origine du champ magnétique	154
3. Les composantes du champ magnétique	155
4. Variation du champ magnétique	156
5. L'aimantation des roches	157

Conclusion.....	158
Chapitre 2 : Les techniques du traitement et du filtrage des données aéromagnétiques et gravimétriques.....	159
Introduction	159
I. Les techniques d'élaboration et prétraitement des données aéromagnétiques et gravimétriques.....	160
1. Elaboration et prétraitement des données aéromagnétiques	160
2. Elaboration et prétraitement des données gravimétriques.....	162
II. Les techniques du traitement mathématique des données du champ potentiel	164
1. Les dérivées	164
2. Gradient horizontal.....	164
3. Deconvolution d'Euler	165
4. Le prolongement vers le haut.....	165
5. Source Parameter Imaging (SPI).....	167
Chapitre 3 : apport de la cartographie gravimétrique à l'étude des structures profondes du flanc nord du Jbel Saghro.	168
Article	171
Chapitre 4 : apport de la cartographie aéromagnétique à l'étude des structures profondes du flanc nord du Jbel Saghro.	197
Article	199
Chapitre 5 : Apport de l'imagerie satellitaire et l'investigation structurale à l'étude géologique du Massif du Jbel Saghro.....	224
Introduction	224
I. L'étude structurale régionale du Jbel Saghro.....	224
4. Interprétation et élaboration de la carte structurale du Saghro.....	230
Chapitre 6 : Evolution géodynamique du bassin cambrien du Jbel Saghro, Anti-Atlas oriental	234

I. Evolution structurale du bassin sédimentaire cambrien du Saghro : héritage tectonique	234
II. Géométrie du bassin.....	237
III. Eustatisme et tectonique.....	239
Conclusion	240
Références.....	242

Liste des figures

Figure 1: Image satellitaire montrant la position du Maroc par rapport à l'Afrique, à l'océan Atlantique, et à la mer Méditerranéenne (image de Google Earth).	8
Figure 2: Carte de la répartition géographique des domaines structuraux du Maroc (Michard, 2011).	9
Figure 3: Suture panafricaine dans l'Anti-Atlas (Wafik et al., 2015).	12
Figure 4 : A : La subdivision de l'Anti-Atlas (Choubert and Faure-Muret, 1980), B : la carte géologique de la zone d'étude.....	13
Figure 5 :Lithostratigraphie de l'Anti-Atlas sans échelle (Gasquet et al., 2005).	14
Figure 6 : Stratigraphie des formations paléozoïques. (A) : Anti-Atlas occidental d'après Helg et al. (2004), Modifié par Landing et al., (2006), (B) : Anti-Atlas oriental d'après Baidder (2007). Les séries sont classées selon leur nomenclature classique (Choubert, 1952).....	16
Figure 7 : Découpage lithostratigraphique de l'Ordovicien dans l'Anti-Atlas marocain (Marante, 2008).....	18
Figure 8 : Colonne lithostratigraphique des terrains paléozoïques de l'Anti-Atlas. Les épaisseurs indiquées varient selon les localisations (Piqué et al., 2006)	20
Figure 9: Schéma de l'évolution du Saghro durant le Protérozoïque supérieur et terminal (Mokhtari, 1993).....	24
Figure 10 : Évolution schématique de l'Anti-Atlas (étoile) en comparaison avec la chaîne des Appalaches à travers le Paléozoïque, à une échelle globale d'après Stampfli et Borel (2002),	

modifié par Burkhard et al. (2006). Les coupes schématiques à gauche (Appalaches) sont selon Burkhard et al. (2006). (WAC : West african craton, NAC : North american craton, Av : terrains avaloniens, Hun : terrains Hunics).....	25
Figure 11: Synthèse lithostratigraphique du Paléozoïque inférieur de l'Anti-Atlas (Ouanaimi et al., 2020)	31
Figure 12 :Cinématique du rift fini-Protérozoïque-Cambrien basal dans l'Anti-Atlas (Soulaïmani et al., 2003).	33
Figure 13 : Photo montrant la repartition des formation du groupe des Feijas internes dans la région de Jbel Bouhaddou.....	35
Figure 14: Les six étapes du cycle de Wilson présentant l'ouverture et la fermeture des bassins selon le modèle proposé par Wilson (1968).	41
Figure 15: Illustration de l'extension continentale provoquant la subsidence tectonique (Futura planète site web (juillet 2021)).	42
Figure 16: Représentation schématique des bassins extensifs : A : bassin aulacogène ; B : rift (a : Rifting précoce, b : rifting mature) ; C : bassin d'arrière arc ; D : bassin cratonique (Biju-Duval, 1999).	43
Figure 17: L'action combinée du refroidissement de la lithosphère océanique et la charge des sédiments va entraîner une subsidence.	44
Figure 18 : Représentation graphique de la différence entre le niveau marin absolu, le niveau marin relatif et la profondeur de l'eau (Emery, 1995).	45
Figure 19 :L'espace d'accommodation et sa relation avec le niveau marin absolu et le soulèvement/subsidence tectonique.	47
Figure 20: Mode d'empilement vertical des ensemble de paraséquences (Van Wagoner et al., 1990).	48
Figure 21 : Mode d'empilement des séquences génétiques (paraséquences)	49
Figure 22: Le modèle de séquence de dépôt d'Exxon (1988).	52
Figure 23: La séquence de dépôts et les composants des cortèges sédimentaires de Hunt et Tucker (1992).	55

Figure 24: Coupe transversale schématique illustre les limites de la séquence T-R d'Embry (1993).....	57
Figure 25 :Graphiques du niveau relatif de la mer et du taux de changement du niveau de la mer	57
Figure 26 : Modèle de séquence génétique qui correspond à un cycle de variation du niveau marin relatif (Guillocheau, 1991).	58
Figure 27: Localisation des coupes par rapport au massif du Saghro projetée sur la carte géologique (les feuilles 1/50.000 de Boumalne, Imiter, Taghazout, Ikniwen, Tiwit et Nkob) : 1 coupe de Boumalne , 2 coupe Douar Imiter , 3 coupe Timadrouine , 4 coupe de la mine d'Imiter , 5 coupe de Taghazout , 6 coupe de Jbel Bouhaddou, 7 coupe d'Alnif , 8 coupe de Nkob , 9 coupe de Bab n'Ali.	61
Figure 28 : Log synthétique montrant la succession des formations sédimentaires du Cambrien inférieur et moyen (région de Jbel Bouhaddou).	63
Figure 29: Conglomérats de base dans la région de Taghazout.....	64
Figure 30 : Coupe de Taghazout montrant la lithologie et la description sédimentologique des différentes formations levées dans la région de Taghazout.	66
Figure 31: Coupe de Jbel Bouhaddou montrant la lithologie et la description sédimentologique des différentes formations levées.....	67
Figure 32 : Structure sédimentaire dans les grès terminaux de la coupe de Jbel Bouhaddou, (a) : galets mous, (b) : Stratification oblique, (c) : Stratification en creux (d) : ride du courant, (e) : Polygones de dessiccation.....	68
Figure 33 : Les structures des niveaux conglomératiques dans la coupe de Jbel Bouhaddou, (a) : forme en onlap des (F1 : calcaire conglomératique ; F2 : grès conglomératique ; F3 calcaire conglomératique), (b) : zoom montrant la taille des éléments conglomératiques, (c) : conglomérats dispersés à la base des schistes.....	71
Figure 34: (A) : stratification oblique surmontée par une stratification horizontale dans les calcaires gréseux (région de Jbel Bouhaddou), (B) : structure HCS dans les calcaires dans la région de Jbel Bouhaddou, (C) : calcaire stromatolitique (région de la mine d'Imiter), (D) : lentille de sable dans les pélites (région de la mine d'Imiter).....	73

Figure 35: Coupe montrant la lithologie et la description sédimentologique des différentes formations levées dans la région de la mine d'Imiter.....	75
Figure 36: Coupe montrant la lithologie et la description sédimentologique des différentes formations levées dans la région de Timadrouine.	76
Figure 37: Limite entre le socle Néoprotérozoïque et les schistes à Paradoxides dans le secteur de Timadrouine.	77
Figure 38 :Coupe montrant la lithologie et la description sédimentologique dans la région de Douar Imiter.....	78
Figure 39: Coupe montrant la lithologie et la description sédimentologique dans la région de Boumalne.	79
Figure 40: Grès de Tabanite et des brèches à Micmacca directement déposés sur le Néoprotérozoïque (noter l'absence des schistes à paradoxides) dans la région de Boumalne.	80
Figure 41 : Structures et figures sédimentaires dans les grès de Tabanite.....	82
Figure 42 : Coupe montrant la lithologie et la description sédimentologique des différentes formations levées dans la région d'Alnif.....	84
Figure 43: Les conglomérats de base dans la région de Nkob et Bab n'Ali.....	85
Figure 44: Coupe montrant la lithologie et la description sédimentologique des différentes formations levées dans la région de Bab n'Ali.....	86
Figure 45: Coupe montrant la lithologie et la description sédimentologique des différentes formations levées dans la région de Nkob.	87
Figure 46: Les structures sédimentaires de la série grésocalcaire dans la région de Bab n'Ali : a : stratification oblique ; b : structure en creux ; c : stratification horizontale ; d : stratification en auges ; e : rides de courants.....	89
Figure 47: Photo prise dans la région de Nkob montrant (a) : Lit de calcaire gréseux dans les argilites violacées ; (b) : Lentille bisautée de calcaire gréseux inclus dans la partie sommitale des argilites violacées.	91
Figure 48: Les structures sédimentaires des grès roses: a : stratification tabulaire dans la région de Nkob, b : stratification tabulaire dans la région de Bab n'Ali, c : structure en creux (swaley	

cross-stratification) dans la région de Nkob, d : structures en HCS, e : ride de courant dans la région de Nkob.....	93
Figure 49: : Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de Jbel Bouhaddou.	98
Figure 50: Echantillons de séquences génétiques avec leurs variations eustatiques de différents niveaux.....	99
Figure 51: Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe d'Alnif.	100
Figure 52: Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de Boumalne.....	101
Figure 53: Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de Douar Imiter.....	102
Figure 54 : Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de Timadrouine.....	103
Figure 55 : Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de la mine d'Imiter.	104
Figure 56 : Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de Taghazout.	105
Figure 57: Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de Nkob.	106
Figure 58: Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de Bab n'Ali.	107
Figure 59 : Correlation à haute fréquence les unités génitiques au sein de la série du Cambrien inférieur et moyen au niveau du Jbel Saghro.....	110
Figure 60: les composantes de la première loi de Newton.	147
Figure 61: Représentation de l'accélération de la pesanteur.	149
Figure 62 :Plage moyenne de densité pour les roches ignées et métamorphiques (Schön, J. H., 2015).	151
Figure 63 : Plage moyenne de densité pour les roches sédimentaires. (Schön, J. H., 2015).	152

Figure 64: Représentation dans l'espace des lignes d'un champ magnétique dipolaire orientées du pôle Sud au pôle Nord géomagnétiques (Fleury, 2011)	154
Figure 65: Le rôle du noyau de la Terre dans le géomagnétisme (Matthieu Quiret, 2007)..	155
Figure 66 : Composantes du champ magnétique terrestre (Telford et al., 1998).....	156
Figure 67 : Simulation sur ordinateur de la NASA , les tubes représentent des lignes de champs magnétique, les lignes bleues vont en direction du centre et les lignes jaunes lorsqu'elles s'en éloignent. L'axe de rotation de la Terre est centré et vertical. Les amas denses des lignes sont dans le noyau Terrestre.	157
Figure 68: Les valeurs des altitudes des levés aéromagnétiques dans la zone d'étude.	161
Figure 69: Représentation de l'anomalie avant et après application de la réduction au pôle.	162
Figure 70: Représentation graphique de l'extraction de la composante régionale de l'anomalie de Bouguer : le champ régional est estimé par une droite de pente, la composante résiduelle est calculée par une simple différence entre l'anomalie de Bouguer et cette droite (Chouteau, 1999)	163
Figure 71: Représentation de la technique du prolongement vers le haut dans le système de coordonnées cartésiennes. (Kebede et al., 2020).	166
Figure 72: Carte des linéaments spaciaux extraits des images satellitaires dans la région de Jbel Saghro.	226
Figure 73: Carte structurale de la région de Jbel Saghro dérivée des cartes géologiques d'Imiter, Boumalne, Taghazout, Imi N'zrou, Tiwit et Ikniwen du Service Géologique Marocain, Ministère de l'Energie et des Mines (échelle 1:50.000).	229
Figure 74 : Carte des linéaments géophysiques détectés dans la zone d'étude en utilisant la méthode du gradient horizontal.	230
Figure 75 : Carte structurale montrant la superposition des linéaments géophysiques et linéaments spatiaux avec les données structurales du saghro.	231
Figure 76: Rosaces des directions : a : rosace des données structurales cartographiées, b : rosace des linéaments spatiaux ; c : rosace des linéaments géophysiques.....	232
Figure 77 : Carte de distribution des profondeurs du socle montrant la hiérarchisation des différents compartiments du socle en subsurface (Idrissi et al., 2021).	235

Figure 78: Coupes lithostratigraphiques montrant les variations de l'épaisseur des sédiments cambriens autour de Jbel Saghro (Idrissi et al., 2021)..... 236

Figure 79 : A :Corrélation latérale entre les coupes lithostratigraphiques des séries du Cambrien inférieur et moyen, dans le massif de Saghro, avec une comparaison avec les coupes du massif de l'Ougnat (J et k d'après Baidder, 2007) ; B :position des coupes par rapport au massif de Saghro et d'Ougnat ; C : la position des coupes par rapport au graben et son déposé (coupe J). 238

Liste des tableaux

Tableau 1: ordre, caractéristiques et origine des séquences (Vail et al., 1991 ; Guillocheau, 1991; 1995).....70

Liste des équations

$$\vec{F} = \frac{Gm_1m_2}{r_1^2} \vec{r} \quad (1)$$

$$|\vec{r}_1| = \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2 + (z_2 - z_1)^2} \quad (2)$$

$$G = 6.67 \cdot 10^{-11} \text{ N m}^2 / \text{kg}^2 \quad (3)$$

$$\vec{F} = m\vec{a} \quad (4)$$

$$\vec{a} = \frac{GM_T}{R_T^2} \vec{r} = \vec{g} \quad (5)$$

$$\nabla U = \vec{g} = \frac{\vec{F}}{m_2} \quad (6)$$

$$U = \sum_{i=1}^N U = G \sum_{i=1}^N \frac{m_i}{R_i} \quad (7)$$

$$D = \text{tg}^{-1} \frac{X}{Y} ; \quad (8)$$

$$I = \text{tg}^{-1} \frac{Z}{H} ; \quad (9)$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} ; \quad (10)$$

$$F = \sqrt{H^2 + Z^2} ; \quad (11)$$

$$X = H \cdot \cos D = F \cdot \cos I \cdot \cos D ; \quad (12)$$

$$Y = H. \sin D = F. \cos I. \sin D; \quad (13)$$

$$Z = F. \sin I \quad (14)$$

$$J=j_i+j_r \quad (15)$$

$$J_i=H*\mu \quad (16)$$

$$Q_n=J_r/J_i \quad (17)$$

$$\Delta g_{BA}=g_{obs}-g_0+fac+bc+tc \quad (18)$$

$$GH(x,y)=\sqrt{\left(\frac{dT}{dx}\right)^2+\left(\frac{dT}{dy}\right)^2} \quad (19)$$

$$N\left(B-T \right) = \frac{\left(x-x_0 \right) \partial T}{\partial x} + \frac{\left(y-y_0 \right) \partial y}{\partial y} + \frac{\left(z-z_0 \right) \partial z}{\partial z} \quad (20)$$

$$dg = \frac{Gdm}{R^2} = \frac{Gdm}{(x-x_0)^2+(y-y_0)^2+(z-z_0)^2} \quad (21)$$

Introduction générale

La zone d'étude est située sur le flanc nord du Jbel Saghro, Anti-Atlas oriental, Maroc. Elle comprend deux successions dissemblables du Cambrien inférieur et moyen, déposées dans deux cycles sédimentaires marins. La première correspond au cycle sédimentaire du Cambrien inférieur (Choubert, 1946) ; les dépôts qui en résultent sont exposés uniquement dans la partie orientale et la partie sud orientale de la zone d'étude. Il débute par des dépôts conglomératiques suivis d'argilites, et recouverts par une succession dense de grès régressifs. Le second correspond au cycle sédimentaire du Cambrien moyen, présent dans toute la zone d'étude, et dans tous les domaines marocains (Choubert, 1946). Il est caractérisé par le dépôt de pélites riches en Paradoxides suivi de la formation de grès de Tabanite.

Le premier objectif de ce travail est de présenter l'évolution de la série cambrienne du Jbel Saghro, et d'établir un cadre conforme des facteurs sédimentologiques et structuraux qui ont contrôlé le remplissage du bassin. Par conséquent, nous avons déduit d'abord l'environnement de dépôt en utilisant les caractéristiques sédimentologiques des dépôts. Ensuite, nous avons classé les séries sédimentaires du Cambrien inférieur et moyen en termes de stratigraphie séquentielle en des séquences de dépôt, des cortèges sédimentaires et des unités génétiques. Puis nous avons établi une corrélation fine entre les différentes coupes, et nous avons identifié les variations latérales et la géométrie des dépôts cambriens dans le Saghro nord oriental.

La sédimentation cambrienne au niveau de l'Anti-Atlas oriental montre une variation latérale d'épaisseur. Les séries sédimentaires présentent un épaissement d'Ouest en Est, avec toutefois l'absence des dépôts du Cambrien inférieur au niveau du flanc nord oriental du Saghro. L'identification de l'origine de cette variation est le deuxième objectif de ce travail. Dès lors, nous avons employé l'analyse géophysique, qui a servi d'outils pour mettre en évidence les structures d'ordre géologique responsable de la structuration de la zone d'étude.

Ce travail donc résout la problématique de la variation d'épaisseur des sédiments cambriens au niveau du massif du Saghro, en plus, il fournit une identification des milieux de dépôt ainsi qu'un découpage séquentiel détaillé de la série cambrienne.

1- Objectifs et méthodes du travail

L'objectif fondamental de ce travail est de caractériser les processus tectono-sédimentaires ayant contrôlé l'évolution du bassin cambrien dans le massif du Jbel Saghro, Anti-Atlas oriental, par identification des facteurs d'héritage structural, analyse sédimentologique et stratigraphie séquentielle.

Etant donné que la zone d'étude est très large et parfois inaccessible, une stratégie de travail a été adoptée afin d'apporter le maximum d'information du terrain et accomplir l'étude par les résultats des travaux antérieurs. Ce travail a consisté en des mesures détaillées de 9 coupes à l'affleurement dans la zone d'étude. Les épaisseurs des bancs ont été mesurées à l'aide d'un ruban à mesurer, puis décrites en fonction des caractéristiques lithologiques observées. Les caractéristiques spécifiques observées comprenaient : l'épaisseur des unités, les structures sédimentaires, les textures et les contacts des unités.

- *Elaboration des coupes lithostratigraphiques*

Les coupes lithostratigraphiques ont été levées avec une haute précision afin d'apporter tous les détails faciologiques

Le découpage des coupes a été produit suivant la variation de la granulométrie, le changement de faciès et les limites de séquences par identification des variations lithologiques et de l'épaisseur des couches.

- *Identification des processus et milieu de sédimentation des dépôts*

L'environnement de dépôts a été défini pour chaque faciès identifié.

- *Analyse des séries par stratigraphie séquentielle*
- *L'examen de la relation tectonique-sédimentation*

Les dépôts du Cambrien présentent plusieurs variations d'épaisseur qui sont interprétées comme résultat de l'interaction entre la tectonique (graben, horst), l'apport sédimentaire et l'eustatisme qui définissent le bassin Cambrien et contrôlent le taux de subsidence. Ces paléostructures tectoniques correspondent aux structures réactivées du socle (héritage panafricain) et qui influencent la distribution des cortèges sédimentaires.

- *L'étude structurale de la zone d'étude en comparaison avec le reste du domaine anti-atlasique.*

Dans ce travail, nous nous sommes basés sur plusieurs méthodes :

- *Analyse de terrain par plusieurs missions d'investigation ;*
- *Analyse des documents de la cartographie géologique principalement, les feuilles de Boumalne, Imiter, Taghazout, Imi n'Ouzrou, Tiwit et Ikniwen à une échelle de 1/50.000^{ème} ;*
- *Analyse des données aéromagnétiques et gravimétriques pour mettre en évidence l'impact de la paléomorphologie sur l'évolution sédimentaire et séquentielle du bassin.*

Les résultats de ces méthodes ont permis :

- *L'élaboration des coupes lithostratigraphiques détaillées ;*
- *La mise en évidence des caractéristiques séquentielles des dépôts ;*
- *L'identification de l'impact de la tectonique sur l'accommodation ;*
- *Le traçage de la géométrie détaillée du bassin cambrien.*

2- Présentation du plan de travail

Partie I : Cadre général de l'Anti-Atlas

Chapitre 1 : Aperçu géologique sur l'évolution tectono-sédimentaire de l'Anti-Atlas.

Dans ce chapitre un aperçu sur les travaux antérieurs a été effectué dans le but de citer les différents événements tectono-sédimentaires de l'Anti-Atlas et donc dresser son contexte géologique. Ce chapitre englobe la plupart des travaux antérieurs et récents, et sert à situer l'objectif de la présente thèse par rapport aux recherches précédentes.

Chapitre 2 : le Cambrien de l'Anti-Atlas

Ce chapitre met l'accent sur les événements tectoniques et sédimentologiques qu'a connu l'Anti-Atlas durant le Cambrien, et permet de comparer entre les différentes zones de l'Anti-

Atlas en terme de lithologie, puissance et impact tectonique en relation avec les transgressions majeures qui ont donné naissance au dépôts Cambriens.

Partie II : Interprétation Sédimentologique et Séquentielle des dépôts du Cambrien inférieur à moyen du massif du Saghro, Anti-Atlas oriental.

Chapitre 1 : Introduction à l'interprétation par stratigraphie séquentielle

Ce chapitre présente les principes et les concepts de base de la stratigraphie séquentielle, et l'enchaînement des composantes fondamentales de l'analyse séquentielle.

Chapitre 2 : Interprétation sédimentologique et application des principes de la stratigraphie séquentielle aux dépôts du Cambrien du Jbel Saghro.

Dans ce chapitre on a décrit et traité les données de terrain suivant une logique enchainée et successive : 1) traitement et l'examination des structures sédimentaires, puis l'analyse et la déduction des processus et milieux de dépôts. 2) caractérisation de la nature et la géométrie des accumulations qui servent à reconnaître et à définir les corps sédimentaires. 3) l'évaluation de l'enchaînement spatial des entités sédimentaires pour élaborer finalement une synthèse interprétative de l'ensemble sédimentaire. Le résultat de cette étude a été complété par une analyse tectonique et eustatique.

Partie III : Apport de l'analyse et l'interprétation des champs potentiels de la Terre et de l'imagerie satellitaire : influence du contrôle tectonique sur l'enregistrement sédimentaire.

Chapitre 1 : Aperçu théorique sur les méthodes d'analyse gravimétrique et magnétique et analyse structurale du Jbel Saghro.

Ce chapitre est focalisé sur les méthodes d'investigation géophysiques. Il présente une description du cadre théorique de la méthode gravimétrique et de la méthode magnétique en tant que champs potentiels perturbés par la présence des corps anomaliques. L'analyse du champs anomalique permet d'extraire d'important apport sur la géologie de la zone d'étude.

Chapitre 2 : Les techniques du traitement et du filtrage des données aéromagnétiques et gravimétriques.

Ce chapitre introduit les différentes techniques de filtrage des données du champ potentiel. Il décrit le processus de filtrage à base mathématique, ainsi que leurs résultats selon le paramètre mis en jeu. Les principaux traitements effectués sont :

- *Soustraction de la composante régionale*

Comme nous nous intéressons à l'effet résiduel, nous éliminons l'effet régional en utilisant la méthode polynômiale à différents degrés (Oldham et Sutherland, 1955). Cette technique fait approcher le champ mesuré par un polynôme en (x, y) , dont le degré est choisi en fonction de la courbure désirée de la régionale. Les résiduelles à différents ordres caractérisent la distribution de la densité et de la susceptibilité, dans le sous-sol, à différentes profondeurs.

- *Réduction au pôle*

La réduction au pôle est une opération qui permet de localiser la source magnétique en un lieu donné en calculant une pseudo-anomalie de ce que pourrait être l'anomalie magnétique si la source se trouvait au pôle et aimantée verticalement.

- *Gradient horizontal*

Le gradient horizontal est une technique de traitement qui aide à interpréter et détecter les accidents structuraux et les contacts anormaux, quel que soit leur orientation.

- *Prolongement vers le haut*

Le prolongement vers le haut de la carte des anomalies permet néanmoins d'envisager la présence et la profondeur des sources causatives enfouies de n'importe quelle dimension à n'importe quelle profondeur.

- *Déconvolution d'Euler*

La méthode dite d'Euler permet l'estimation de la profondeur des sources automatiquement, à partir des données de champs de potentiel.

- *Calcul du nombre d'ondes locales*

Calcul du nombre d'ondes locale ou bien Source Parameter Imaging (SPI) est une fonction rapide et efficace pour déterminer la profondeur des sources gravimétriques et magnétiques.

- *Les dérivées du champ potentiel*

Les filtres de dérivations amplifient l'effet des sources superficielles (Boubekri, 2006), focalisent les anomalies et permettent de cerner davantage les limites géométriques du corps.

Chapitre 3 : apport de la cartographie gravimétrique à l'étude des structures profondes du flanc nord du Jbel Saghro.

Ce chapitre englobe une analyse détaillée des données gravimétrique établies par le Bureau international de gravimétrie. Ces données sont soumises au processus de transformation mathématique pour extraire les informations géologiques de subsurface. Ce chapitre concerne surtout l'étude de la répartition des remontées du socle en relation avec la sédimentation postérieure.

Chapitre 4 : Apport de la cartographie aéromagnétique à l'étude des structures profondes du flanc nord du Jbel Saghro.

Dans ce chapitre on traite les données aéromagnétiques du Ministère de la Transition énergétique et du Développement durable dans le but d'analyser la fracturation dans le massif du Jbel Saghro. Cette étude nous a permis de mettre en évidence les failles normales responsables du rifting cambrien dans le Saghro. Ces résultats sont confirmés par des travaux de terrain.

Chapitre 5 : Apport de l'imagerie satellitaire et l'investigation structurale à l'étude géologique du Massif du Jbel Saghro.

Ce chapitre se focalise sur l'apport de l'imagerie satellitaire et l'étude structurale à l'analyse du contrôle tectono-sédimentaire durant la période allant du Cambrien inférieur au Cambrien moyen.

Chapitre 6 : Evolution géodynamique du bassin cambrien du Jbel Saghro, Anti-Atlas oriental.

Ce chapitre met en évidence l'influence de l'héritage tectonique sur l'architecture sédimentaire, ainsi que l'effet des variations eustatiques couplées à la tectonique sur la géométrie du bassin cambrien.

Partie I : Cadre général de l'Anti-Atlas

Chapitre 1 : Aperçu géologique sur l'évolution tectono-sédimentaire de l'Anti-Atlas.

Introduction

Le Maroc est l'Etat le plus occidental de l'Afrique du nord (fig. 1). Il est limité à l'ouest par l'Océan Atlantique avec près de 3000 km de côtes, au nord par le détroit de Gibraltar et la Méditerranée avec près de 500 km de côtes, et n'est séparé du continent européen que par 14 km de mer. Le Maroc appartient à la fois au monde méditerranéen, océanique et au monde saharien.



Figure 1: Image satellitaire montrant la position du Maroc par rapport à l'Afrique, à l'océan Atlantique, et à la mer Méditerranéenne (image de Google Earth).

L'examen de la carte structurale du NW de l'Afrique permet de situer le Maroc où apparaissent trois grandes régions qui sont en fait aussi des domaines structuraux (Choubert, 1946) répartis selon leur histoire géologique (phase orogénique) (fig. 2).

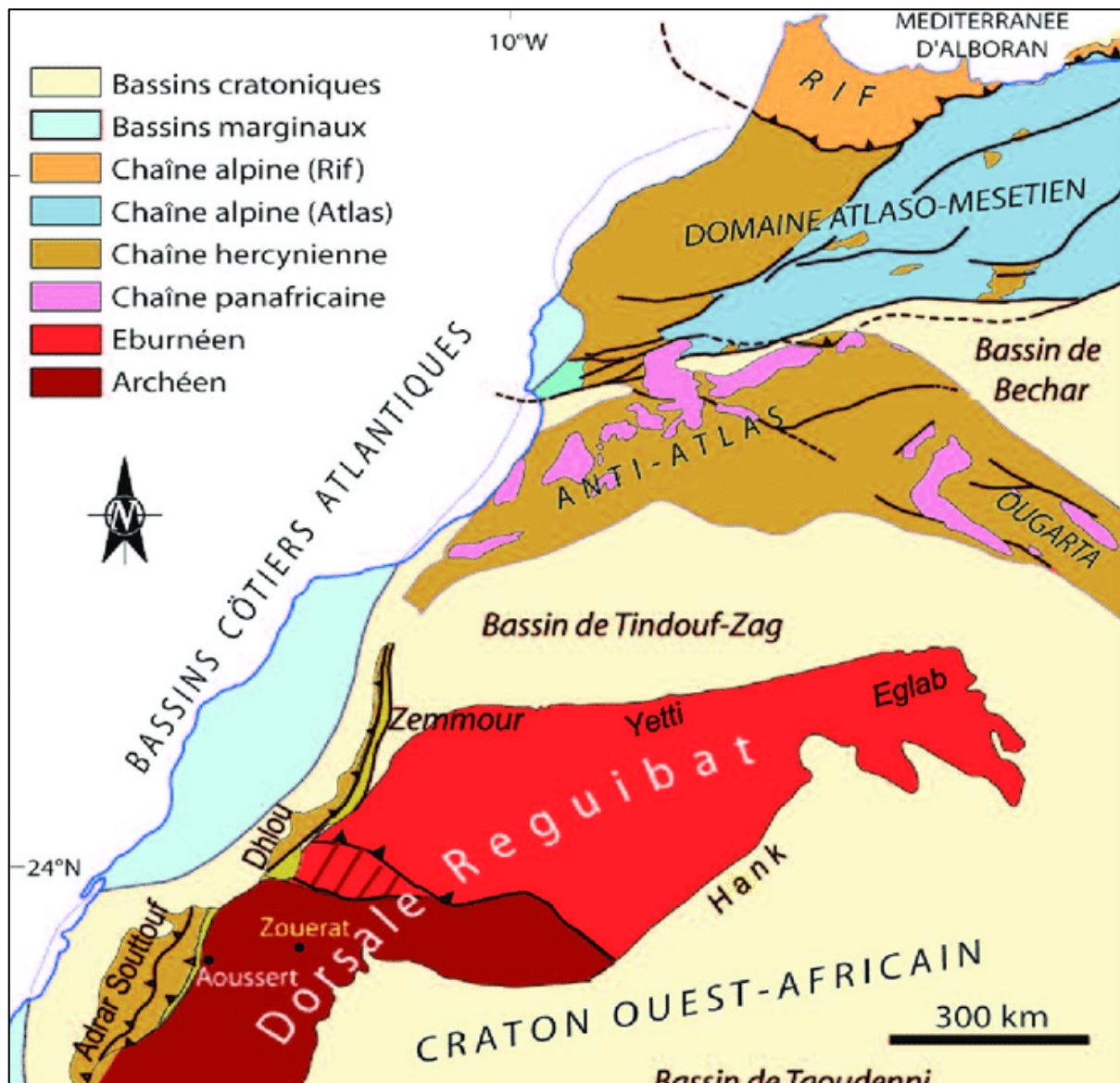


Figure 2: Carte de la répartition géographique des domaines structuraux du Maroc (Michard, 2011).

- **Le domaine rifain**

C'est une chaîne de montagne récente, formée au Tertiaire. Elle fait partie des chaînes Alpines qui résultent de la collision Afrique-Eurasie et plus précisément à la chaîne rifo-tellienne d'Afrique du Nord. Cette chaîne est constituée d'unités allochtones charriées sur la marge de la plaque Africaine.

- **Le domaine atlaso-mesetien**

Très varié, constitué de deux principales unités structurales : la meseta et les atlas. D'un point de vue géographique, la Meseta marocaine correspond, au sens strict, aux plaines et plateaux atlantiques, mais, on peut y joindre les Hauts Plateaux du Maroc oriental qui se prolongent en Algérie par la Meseta oranaise. Du point de vue géologique, l'ensemble constitue le domaine

mesétien qui se divise en Meseta occidentale et Meseta orientale. Le domaine mesétien est caractérisé par un socle paléozoïque déformé par l'orogénèse hercynienne, et une couverture méso-cénozoïque restée quasi horizontale.

Le socle constitué des massifs et/ou « boutonnières » : massif hercynien central (ou Maroc central), Rehamna, Jebilet, Midelt, Debdou, Mekkam, Jerada, Beni Snassène. La couverture correspond aux plaines et plateaux : Chaouïa, Doukkala, Plateaux des Phosphates, des Gannour, Bahira, Hauts Plateaux.

Alors que les Atlas sont caractérisés par leur forte surrection liée à des mouvements verticaux le long de grandes cassures du socle. La couverture, généralement puissante, est affectée par l'orogénèse atlasique d'âge alpin qui donnera les chaînes du Haut et du Moyen Atlas.

- ***Le domaine anti-atlasique***

C'est le plus méridional et il se situe au Nord du Craton Ouest Africain ; il a subi une évolution qui lui est propre. Il comprend un socle Précambrien et une couverture Paléozoïque peu déformée par l'orogénèse hercynienne et Alpine (Charrue, 2006 ; Baidder 2007 ; Gouiza et al., 2017).

- ***Le domaine saharien***

Le domaine saharien du Maroc comporte trois parties (fig. 2), d'est en ouest : 1) une partie orientale appartenant au Craton Ouest-Africain, 2) une partie centrale où affleurent les nappes des Mauritanides, charriées sur le craton, et 3) une partie occidentale constituée des terrains d'âge crétacé-tertiaire appartenant à la marge atlantique proximale (Michard et al., 2017).

Le craton correspond à une petite de la dorsale ou bouclier de Reguibat, montrant les terrains archéens du noyau du Craton Ouest-Africain. Les nappes des Oulad Dlim-Adrar Souttouf permet d'observer l'extrémité septentrionale de la chaîne des Mauritanides (Michard et al., 2017). Tandis que la marge atlantique du Maroc s'est formée suite au rifting du Trias lors de l'ouverture de l'Atlantique central. La partie saharienne de cette marge montre les dépôts synrifts du Trias, recouverts par une plateforme carbonatée jurassique tronquée par les couches détritiques du Crétacé inférieur, continentales dans le domaine proximal, et suivis enfin par les séries marines du Crétacé supérieur et du Tertiaire

I. Géologie de l'Anti-Atlas

L'Anti-Atlas est situé sur la bordure nord du Craton Ouest Africain. Cette zone se caractérise par l'enregistrement de l'empreinte de nombreux événements tectoniques qui ont affecté cette région au cours des temps géologiques. Elle est compliquée par son style structural et sa lithostratigraphie diverse.

D'après Michard et al. (2008), la chaîne de l'Anti-Atlas est parallèle au Haut-Atlas à la frontière nord de la plateforme saharienne. Par conséquent, l'Anti-Atlas peut être considéré comme une jeune chaîne de montagnes, qui s'est élevée en même temps que le Haut Atlas comme résultat à la fois de la convergence des plaques et du bombement de l'asthénosphère.

Le volcanisme récent est très répandu dans les massifs de Siroua et de Saghro, comme dans les massifs des régions de l'Atlas et du bassin de Missour. Cependant, l'Anti-Atlas est aussi une grande ceinture de plis paléozoïques, caractérisée par de nombreuses boutonnières où affleure le socle précambrien, qui s'étend tout au long de l'axe de la chaîne de montagnes. Chaque boutonnière correspond plus ou moins à un antiforme faillé où les roches précambriennes sont exposées en raison de l'érosion post-varisque.

L'Anti-Atlas est découpé en trois zones : Anti-Atlas occidental, Anti-Atlas central et l'Anti-Atlas oriental. Ces trois domaines montrent des histoires géologiques distinctes au niveau des dépôts sédimentaires, la nature des faciès ainsi qu'à l'évolution géodynamique.

1. Découpage de l'Anti-Atlas

L'Anti-Atlas occidental : s'étend de l'Atlantique au Sud de la plaine de Souss jusqu'au piémont du Siroua (fig. 3). Dans la zone de suture panafricaine (fig. 4) affleurent des boutonnières mises en place durant l'orogénèse éburnéenne (Clauer, 1974 ; Leblanc, 1975 ; Clauer, 1976 ; Ducrot and Lancelot, 1977; Ducrot, 1979 ; Leblanc and Lancelot, 1980; Ducrot, 1986 ; Ennih et al., 2001). Les travaux de ces auteurs ont principalement porté sur l'Anti-Atlas occidental et la zone de suture qui est la région entre le Craton West Africain stable et la zone mobile protérozoïque au Nord. Dans l'Anti-Atlas central, cette zone de suture est connue sous le nom d'accident majeur de l'Anti-Atlas, dans cette zone, un complexe ophiolitique a été décrit dans la région de Bou-Azzer (Leblanc, 1975 ; Leblanc et Lancelot, 1980). Ces ophiolites marquent la bordure de la suture panafricaine.

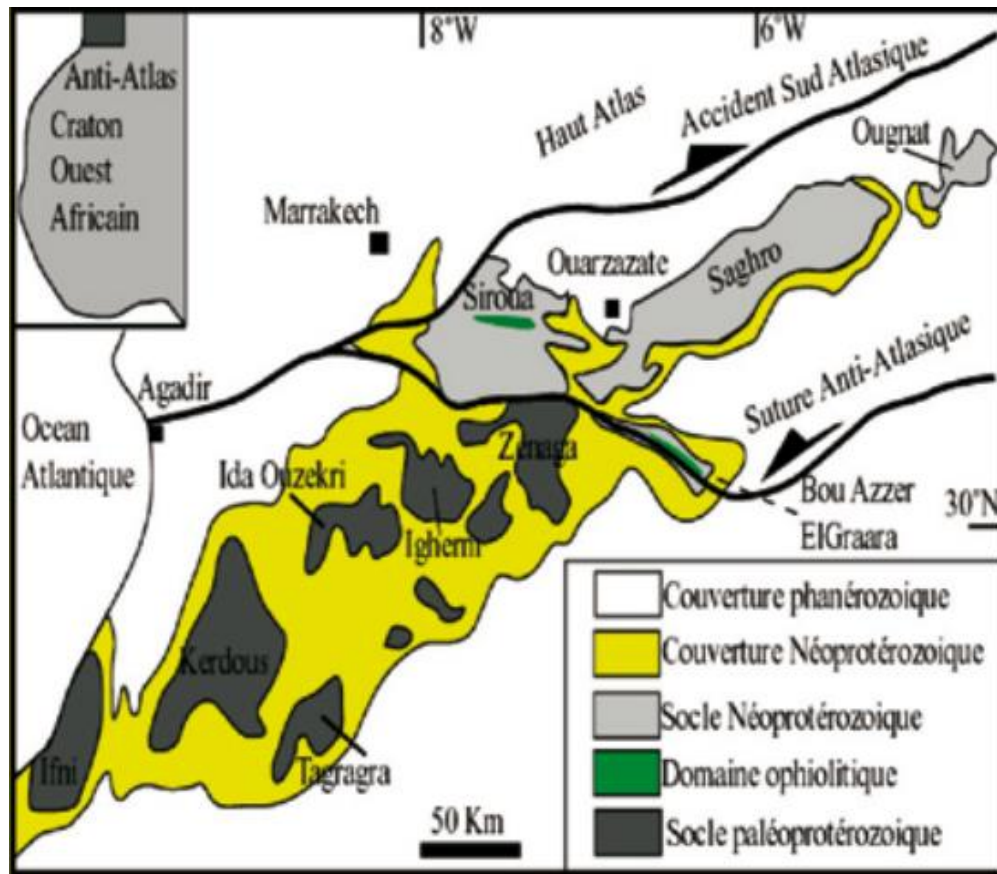


Figure 3: Suture panafricaine dans l'Anti-Atlas (Wafik et al., 2015).

L'Anti-Atlas central : qui correspond aux édifices du Jbel Siroua et de la région d'Ouarzazate, c'est une zone de transition entre l'Anti-Atlas occidental et l'Anti-Atlas oriental (fig. 4).

L'Anti-Atlas oriental : formé par le Jbel Saghro et celui de l'Ougnat. Constitué de terrains, en majorité, d'âge Protérozoïque supérieur (Leblanc et Lancelot, 1980 ; Saquaque, 1989 ; Saquaque et al., 1992). Ce deuxième segment est considéré comme une zone mobile durant tout le Protérozoïque supérieur, principalement pendant l'orogénèse panafricaine qui a duré, de 685 Ma à 623 Ma (Leblanc et Lancelot, 1980) ou de ~ 800 à 600 Ma (Benziane, 1990 ; Saquaque et al., 1992 ; Benziane et Yazidi, 1992 ; Choubert and Faure-Muret, 1980)

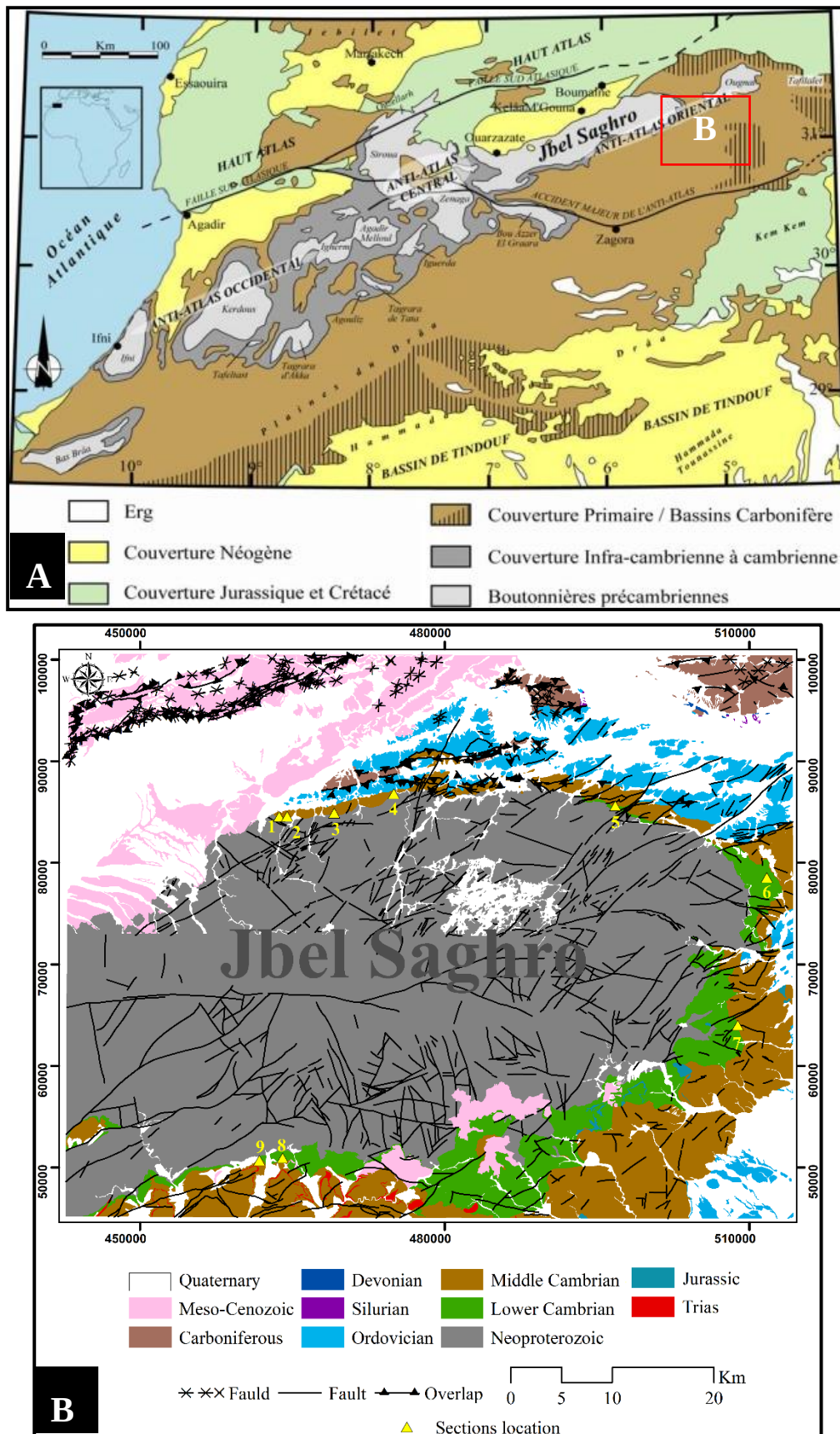


Figure 4 : A : La subdivision de l'Anti-Atlas (Choubert and Faure-Muret, 1980), B : la carte géologique de la zone d'étude.

2. Succession lithostratigraphique de l'Anti-Atlas

2.1. Succession stratigraphique de l'Anti-Atlas durant le Paléoprotérozoïque et le Néoprotérozoïque

Le socle de l'Anti-Atlas est un complexe de roches cristallines, métamorphiques et sédimentaires (Burkhard et al., 2006). Plusieurs travaux antérieurs ont été effectués pour l'élaboration et la compréhension de sa lithostratigraphie (Charlot, 1976; Leblanc, 1976 ; Buggisch and Flügel, 1988 ; Ait Malek et al. 1998; Piqué, 2003; Fekkak et al., 2003) , datée par d'assez nombreuses données radiométriques, plusieurs séquences ont été individualisées, nous résumons ici leurs grands traits (fig. 5).

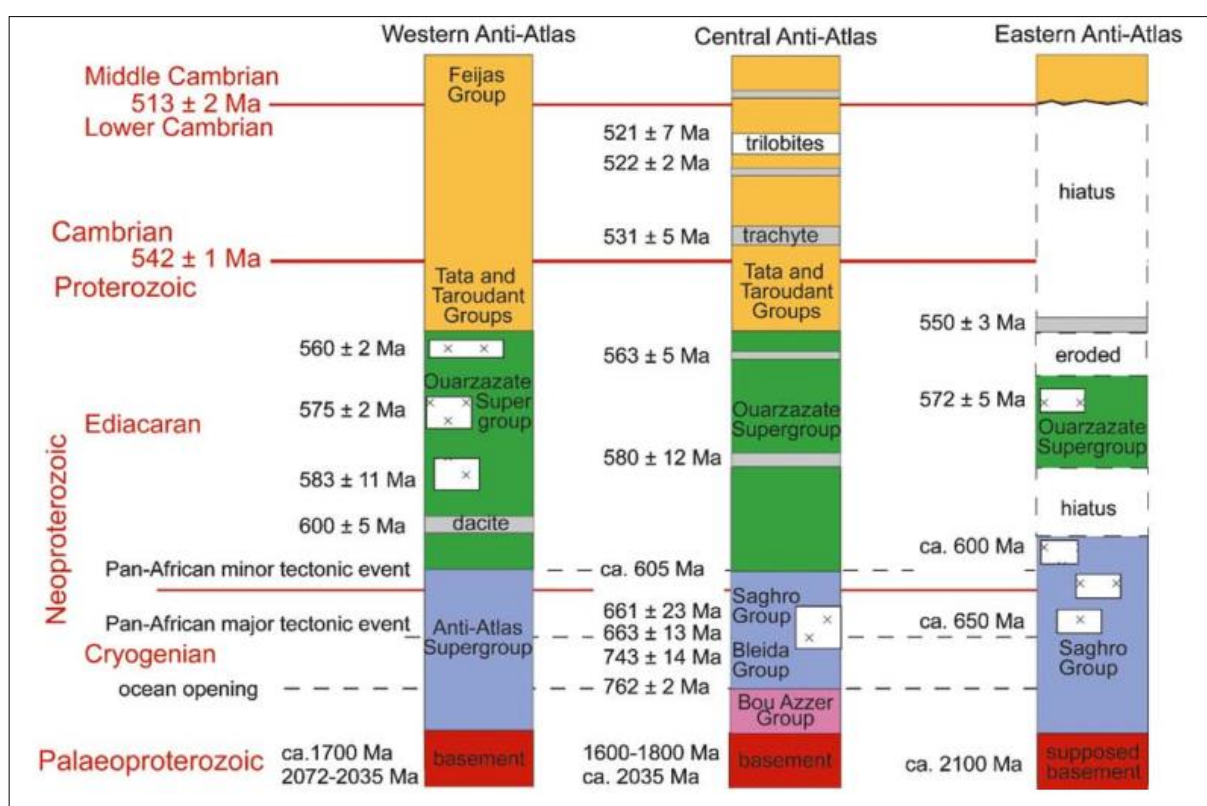


Figure 5 :Lithostratigraphie de l'Anti-Atlas sans échelle (Gasquet et al., 2005).

2.1.1. Paléoprotérozoïque PI

Correspond aux dépôts formés par des terrains cristallins, des granitoïdes et des roches métamorphiques affectés par la phase éburnéenne (2.6 – 1.6 Ga) (Charlot, 1976; Ait Malek et al. 1998), la sédimentation était surtout pélitique à grés-pélitique, suivie généralement par la mise en place des granitoïdes syn à tardi-orogéniques (Piqué, 2003).

2.1.2. Néoprotérozoïque PII

Par une discordance angulaire sur le socle éburnéen, se déposent les dépôts du PII qui sont constitués essentiellement de quartzites et de carbonates.

Pendant le PII, les travaux de Leblanc (1976) réalisés au niveau de l'Anti-Atlas occidental, décrivent le passage d'une plateforme épicontinentale à une marge, puis à une lithosphère océanique dont témoigne le complexe ophiolitique à Bou-Azzer et Sirwa. Plus à l'Est, dans le Jbel Saghro (Anti-Atlas oriental), les faciès sont confinés et accompagnent des turbidites de rift intracontinental (Fekkak et al., 2003).

2.1.3. Néoprotérozoïque PIII

Les dépôts du Néoprotérozoïque supérieur (650-540 Ma) sont mis en place dans un épisode tardi-panafricain qui correspond à la destruction et la pénéplanation de la chaîne, connu par le super-groupe de Ouarzazate et composé des séries détritiques (conglomérats et grès) et volcano-détritiques (des rhyolite ignimbrites, des tufs) (Buggisch and Flügel, 1988) provenant de l'érosion de la chaîne panafricaine (Piqué et al., 1999 ; Piqué, 2003).

Les dépôts du super-groupe de Ouarzazate sont des sédiments syn-rift qui indiquent l'extension post-Panafricaine (Piqué et al., 1999 ; Piqué, 2003; Soulaïmani et al., 2003).

2.1.4. Néoprotérozoïque terminal

Après les manifestations volcaniques du PIII, l'Anti-Atlas est progressivement ennoyé sous une sédimentation marine, transgressive et carbonatée connue par la transgression adoudounienne (Choubert and Faure-Muret, 1980; Piqué et al., 1999). La couverture adoudounienne de l'Anti-Atlas se compose d'un cycle sédimentaire marin (transgression du NW vers le SE), essentiellement dolomitiques, et d'une phase régressive représentée par les séries continentales et subcontinentales rougeâtre appelée série « Lie-de-vin » constituée des grès, des conglomérats et des pélites (Choubert, 1946 ; Choubert and Faure-Muret, 1980; Piqué et al., 1999).

2.2. Succession stratigraphique de l'Anti-Atlas durant le Paléozoïque

La série sédimentaire post-panafricaine de l'Anti-Atlas commence par des dépôts du Néoprotérozoïque terminal, puis englobe l'ensemble du Paléozoïque du Cambrien précoce au Carbonifère tardif (fig. 6).

La séquence entière est d'environ 8-9 km d'épaisseur dans l'Anti-Atlas occidental, alors qu'il n'en a que 4-5 km au sud des massifs du Saghro et de l'Ougnat de l'Anti-Atlas oriental (fig. 6).

L'ensemble de la série de l'Anti-Atlas est presque continu et très fossilifère et a été déposé dans des environnements marins peu profonds (Michard et al., 2008).

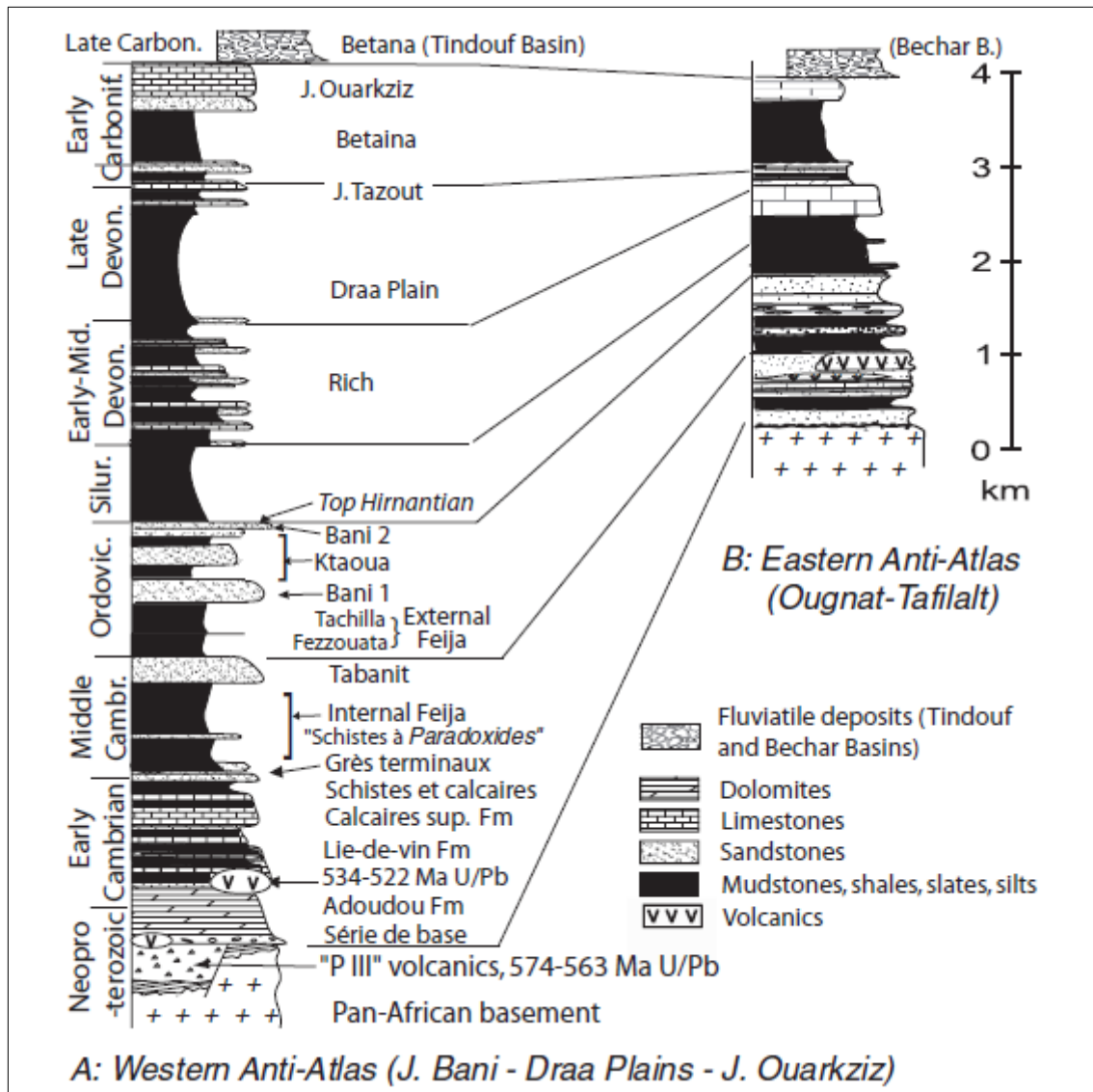


Figure 6 : Stratigraphie des formations paléozoïques. (A) : Anti-Atlas occidental d'après Helg et al. (2004), Modifié par Landing et al., (2006), (B) : Anti-Atlas oriental d'après Baïdier (2007). Les séries sont classées selon leur nomenclature classique (Choubert, 1952).

2.2.1. Le Cambrien

La stratigraphie du Cambrien dans l'Anti-Atlas est datée par la faune trilobitique, et décomposée en plusieurs groupes lithostratigraphiques (Piqué et al., 2006) :

- *Cambrien inférieur*

Les sédiments du Cambrien inférieur sont constitués de calcaires, des argiles, et des grès. Les argiles et calcaires sont des dépôts transgressifs datés par des archéocyathides du Géorgien, et sont recouverts par les grès régressifs appelés les grès terminaux. D'ouest en Est, cette

formation décroît d'épaisseur en faveur de la proportion des sédiments détritiques qui augmente indiquant ainsi la présence du continent au niveau de l'Anti-Atlas oriental.

- *Cambrien moyen*

Les formations sédimentaires du Cambrien moyen correspondent au groupe des Feijas internes. Ce Groupe comprend des schistes à Paradoxides d'une épaisseur variable dans le domaine Anti-Atlasique, et atteint sa valeur maximale de 1300m dans le Sud-Ouest de l'Anti-Atlas et décroît vers l'Est où le faciès est grossier. Les trilobites dans cette formation indiquent un âge cambrien moyen, surmonté par la formation de Tabanite, qui est un faciès régressif constitué des grès.

- *Cambrien supérieur*

Durant le Cambrien supérieur, l'Anti-Atlas était émergé (Destombes et Feist., 1987; Ennih and Liégeois., 2001), toutefois il a été identifiée localement dans des niveaux lumachelles des couches sommitales du grès de Tabanite, dans la région de Fom Zguid, Anti-Atlas central. Il a été daté par une macrofaune de trilobites de type Périgondowanien *Ollentela Africana* (Destombes et Feist., 1987), relevant pour la première fois dans l'Afrique, l'existence du Cambrien supérieur.

2.2.2. L'Ordovicien

Dans l'Anti-Atlas, au-dessus de la crête du Tabanite, les roches ordoviciennes constituent plusieurs séquences comprenant une alternance d'argilites et de grès, classées en 4 groupes morphologiques par Choubert (1947) (fig. 7).

- *Tremadoc, Arenig Llanvirn*

Le groupe des Feijas externes occupe la dépression bordée par les crêtes du Tabanite et les murailles du groupe du premier Bani, ils sont transgressifs et reposent souvent en discordance angulaire sur les différents termes de la série Cambrienne.

Le groupe des Feijas externes est composé de quatre formations : la formation inférieure des Fezouata d'âge Trémadocien, la formation supérieure des Fezouata d'âge Arenig inférieur et moyen, constituées par des siltites vertes, la formation des quartzites du Zini constituée de deux séquences gréseuses séparées par une séquence argileuse d'âge Arenig moyen, et la formation du Tachilla d'âge Llanvirnien de nature argileuse transgressive sur les formations précédentes.

Groupe du premier Bani c'est l'élément le plus caractéristique par ses falaises énormes qui constitue en grande partie le relief de la chaîne du Bani, il est dévisé en cinq formations comprenant chacune une puissante barre gréseuse et son talus argileux.

- *Caradoc à Ashgill*

Le groupe des ktaouas d'âge caradoc à ashgill représente une autre unité transgressive comprenant des argilites et intercalation de grès dans l'Ouest de l'Anti-Atlas et avec des conglomérats dans l'Anti-Atlas oriental.

- *Ashgil supérieur*

Le groupe du second Bani comprend des argiles micro conglomératique, des petits galets dans une matrice argileuse et des conglomérats contenant des galets exotiques avec des surfaces striées indiquant un dépôt dans un environnement glacial, des grès et des quartzites massifs, ces éléments représentent la dernière dalle gréseuse du Jbel Bani.

La tendance régressive générale de la série ordovicienne serait liée à un changement climatique majeur appelé glaciation fini Ordovicienne (Marante, 2008).

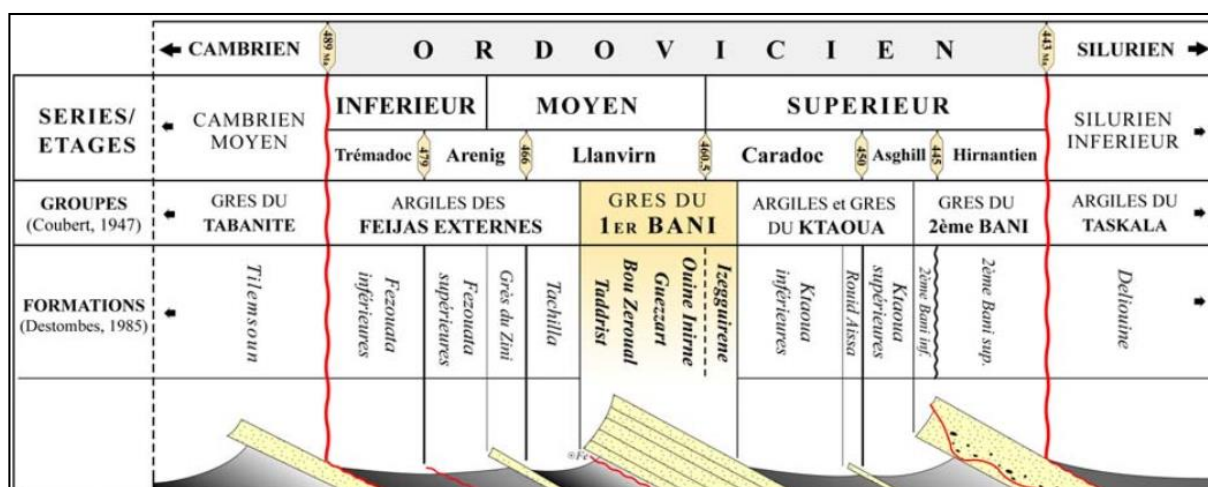


Figure 7 : Découpage lithostratigraphique de l'Ordovicien dans l'Anti-Atlas marocain (Marante, 2008).

2.2.3. Le Silurien

La période du Silurien est marquée par une transgression marine qui a atteint son maximum au Llandovery moyen à supérieur, liée certainement à la fusion des glaciers de la période fini-Ordovicienne (Piqué et al., 2006).

Des niveaux de grès constituent les premiers dépôts de la séquence du Silurien et sont suivis par des faciès de schistes à Graptolites, au sommet de cette séquence des concrétions carbonatées et des calcaires à orthocères s'intercalent dans les schistes, des grès fins, des

calcaires rouges et des argiles sulfurées représentent les termes supérieurs de la série silurienne et relèvent une tendance à la régression (Piqué et al., 2006).

2.2.4. Le Dévonien

En concordance, le Dévonien succède au Silurien, la sédimentation dévonienne est de deux types suivant le milieu de dépôt. Dans les bassins développés durant l'extension du Dévonien, le matériel sédimentaire est épais de nature argilo-gréseuse, sur les rides les dépôts sont des calcaires récifaux.

La sédimentation du Dévonien inférieur et moyen est différentielle selon les régions de l'Anti-Atlas. La région occidentale était une zone à sédimentation détritique (les argilites sableuses) tandis que la région orientale est constituée principalement par une sédimentation de calcaires, d'argiles et de grès (les Richs), associée à des roches volcaniques (région de Hmar Lkhdad) (Baidder, 2007).

2.2.5. Le Carbonifère

Le Carbonifère inférieur débute par des argilites qui forment la plaine de Betaïna, puis viennent les grès et les calcaires du Viséen supérieur et du Namurien qui forment la crête du Jbel Ouarkziz.

Au Carbonifère supérieur la sédimentation devient progressivement continentale avec des dépôts d'argiles et de grès rouges (Piqué et al., 2006).

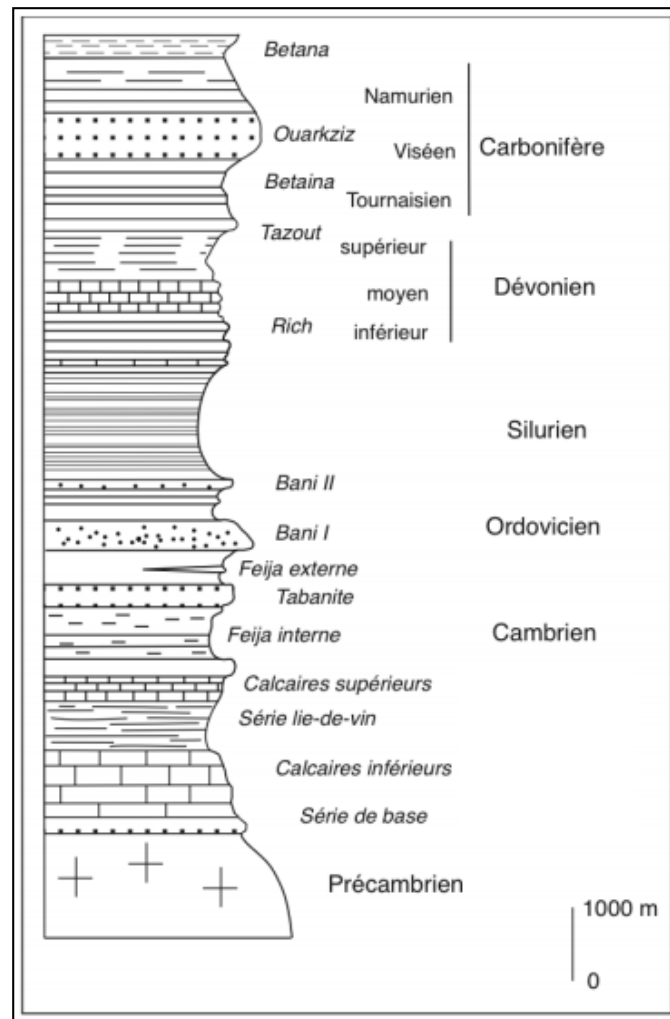


Figure 8 : Colonne lithostratigraphique des terrains paléozoïques de l'Anti-Atlas. Les épaisseurs indiquées varient selon les localisations (Piqué et al., 2006)

2.3. Succession stratigraphique de l'Anti-Atlas durant le Méso-Cénozoïque

Dans l'Anti-Atlas, les dépôts du Trias et du Jurassique n'existent pas, on'y trouve que les sédiments crétacés qui sont caractérisés par une sédimentation continentale d'âge infra-cénomane suivi d'une sédimentation de plateforme carbonatée céno-mano-turonienne (Baidder, 2007).

3. Reconstitution géodynamique de l'Anti-Atlas durant le Précambrien

L'Anti-Atlas a connu une évolution qui lui est propre en vue de sa position sur la bordure nord du Craton Ouest Africain.

L'orogénèse panafricaine a conduit à la soudure des trois cratons : Craton Ouest africain, Craton du Congo et le Craton de l'Afrique du Sud. A cette orogénèse sont associées les

ophiolites de Bou-Azzer qui témoignent d'une paléosuture entre le Craton Ouest Africain et un arc au Nord (Leblanc, 1973).

L'orogénèse panafricaine est hétérogène et se manifeste par différentes directions tout au long de l'Anti-Atlas. Dans la boutonnière de Zenaga au Nord de l'Anti-Atlas central, Ennih et al. (2001) ont décrit les phases de cette orogénèse, ils ont qualifié 3 phases de déformation D1, D2 et D3, dont D1 est la déformation principale de direction NNE-SSW à caractère extensif. Cette déformation confère avec la déformation B1 trouvée par Leblanc (1995) à Bou-Azzer. La déformation D2 est de direction N-S à caractère compressif qui a généré des structures en boudins, enfin la déformation D3 manifestée par des effondrements gravitaires, et une schistosité de crénulation subhorizontale.

3.1. Anti-Atlas occidental

Les travaux de Oudra et al. (2005), Inglis et al. (2005) et Gasquet et al. (2005) ont permis de reconstituer l'histoire tectonique panafricaine dans l'Anti-Atlas occidental. Ces travaux mettent en évidence la succession de deux événements tectoniques distincts : un événement compressif panafricain D1/S1 auquel succède un événement extensif D2/S2 tardi à post-orogénique qui s'amorce après l'événement D1 pour permettre l'installation des bassins tardi-orogéniques.

- *L'événement compressif D1*

L'événement D1 est représenté par des plis synschisteux et des cisaillements ductiles conjugués (N110-120°E dextres et N150°E senestres) qui relèvent d'un même champ de déformation (i.e. axes de raccourcissement Z et d'allongement X). Ce champ correspond à un raccourcissement crustal D1 qui a généré : (i) des plis P1 et une schistosité de plan axial S1 orientée globalement NE-SW et (ii) une linéation d'étirement L1, orientée NW-SE. Les indicateurs cinématiques reliques sont en faveur d'une cinématique vers le NW.

- *L'événement extensionnel D2*

L'extension D2 est dominée par le mécanisme de déformation de transition ductile-fragile supra crustale. Les tectonites qui lui correspondent montrent la combinaison d'un cisaillement pur qui évolue vers un cisaillement simple.

L'extension D2 est caractérisée par des plis P2 de direction globalement NE-SW, associés à une schistosité S2 horizontale qui évolue vers des directions N-S à N40°-60°E de crénulation normale inclinée soit vers le NW soit vers le SE dans la région d'Ighrem (Anti-Atlas occidental). Les axes des plis P2 sont légèrement plongeants vers le NE ou vers le SW. Celles-

ci seraient le résultat d'une faille de détachement de faible pendage qui a accommodé le régime extensif (NW-SE) et la mise en place du complexe métamorphique d'Aït Makhoul (Anti-Atlas occidental).

3.2. Anti-Atlas central

Dans la boutonnière de Bou-Azzer, les travaux anciens (Leblanc 1973, 1976, 1977, Leblanc et Lancelot, 1980) ont distingué les phases de l'évolution géodynamique du domaine Anti-Atlasique comme étant un domaine panafricain, ici on résume les phases les plus importantes.

- *Rupture océanique*

En comparaison avec les croûtes océaniques actuelles, les ophiolites datées à 788 ± 8 Ma (Rubidium-Strontium) Clauer, 1974, 1976) témoignent l'existence d'une ride médio-océanique durant le PII, selon une distension N-S entre le craton Ouest Africain dont ce dernier représente le bord Sud, et un craton soit le Nord-Américain soit un Européen selon les reconstitutions.

- *Compression*

La phase tectonique majeure B1 : le serrage du Craton Ouest Africain avait un sens de mouvement du Nord aux Sud perpendiculaire aux axes des plis engendrés par ce raccourcissement. La compression a commencé par la subduction des ophiolites qui sont mises en feuillet sur le flanc nord du Craton Ouest Africain, et la mise en place d'un magmatisme quartzo-dioritique syntectonique et granodioritique post-tectonique (date en Uranium-Plomb à 615 ± 12 Ma).

Une même direction trouvée par Ennih (2001) dans la boutonnière de Zenaga au Nord de l'Anti-Atlas central.

La compression se poursuit durant PII- PIII par une subduction accompagnée d'un volcanisme acide et basique, associé à des microdiorites quartziques et des plagiogranites qui sont mis sous les ophiolites

Durant la phase tectonique ultime B2, et suite à un blocage de la subduction, un plissement modéré accompagné par la mise en place des granodiorites post-tectoniques a pris place, les derniers blocs subductés ont donné des séries volcaniques.

La mise en place de la série volcanique d'Ouarzazate durant le PIII a annoncé le début d'une phase extensive.

- *Distension post-orogénique*

Le volcanisme alcalin et l'ouverture du bassin cambrien inférieur déclenchent la distension post-orogénique.

3.3. Anti-Atlas oriental

Ailleurs dans l'Anti-Atlas, la déformation panafricaine, hétérogène, se concentre dans des zones cisailées ductiles E-W, dextres dans le Saghro (Ighid et al, 1989) et chevauchantes dans le Kerdous (Hassenforder, 1987).

Le massif précambrien de Saghro a connu une individualisation d'un bassin ayant atteint le stade d'océanisation au cours du Néoprotérozoïque supérieur, récapitulons ici les plus importantes phases de son évolution.

La mise en place du massif basique de Tagmout qui occupe une superficie de 10km² dans le Saghro central, témoigne un rift loin de toute influence de zone de subduction intra-océanique plus au Sud-Ouest (Leblanc et Lancelot, 1980).

En un système distensif, un bassin s'ouvre au Protérozoïque supérieur, les tholéiites de Tagmout se mettent en place (fig. 9a), les dépôts d'Imiter et le volcanisme d'Anzou se déposent dans un stade plus évolué du bassin (fig. 9b) (Mokhtari et al., 1993). Fekkak (2000) et Fekkak et al. (2001, 2002, 2003) ont proposé une direction NW-SE à WNW-ESE pour cette extension, en se basant sur les combinaisons des analyses sédimentologiques et de la tectonique synsédimentaire.

Au Protérozoïque terminal une inversion tectonique de direction NE-SW s'est déclenchée, et a conduit à l'obduction des ophiolites ainsi qu'à la mise en place des intrusions calco-alcalines dans le Saghro (fig. 9c) (Mokhtari et al., 1993).

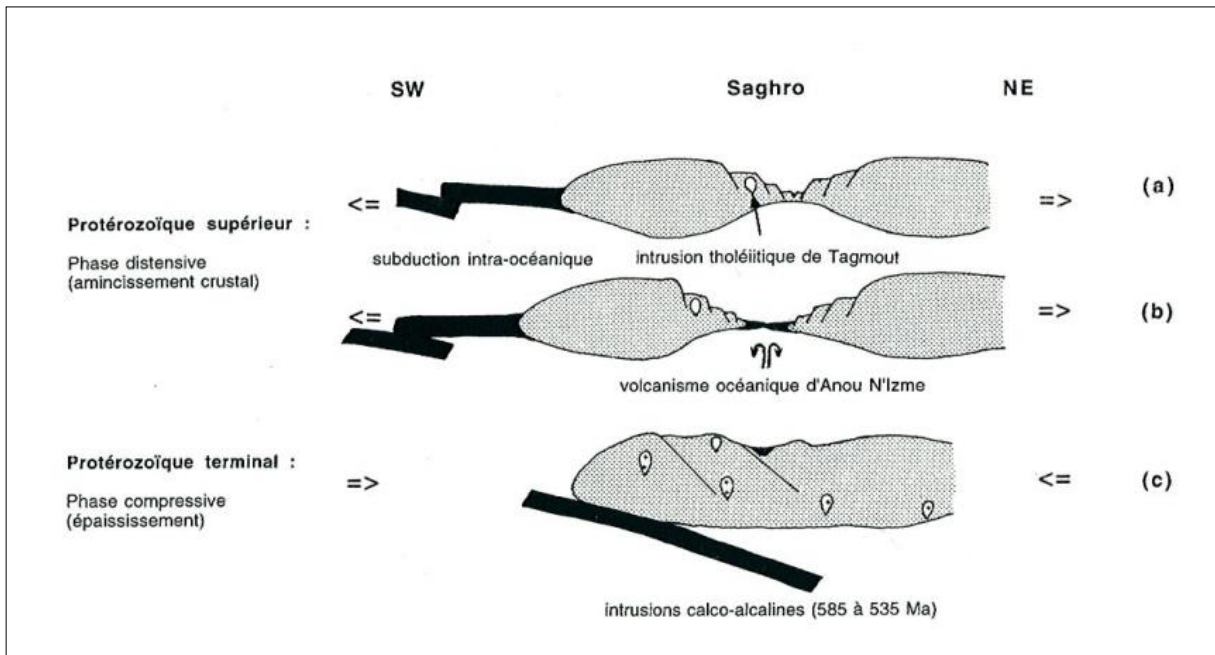


Figure 9: Schéma de l'évolution du Saghro durant le Protérozoïque supérieur et terminal (Mokhtari, 1993).

4. Reconstitution géodynamique de l'Anti-Atlas durant le Paléozoïque

4.1. Les événements paléozoïques à l'échelle du globe

La distension post-orogénique qui a commencé juste après l'orogénèse panafricaine (Leblanc, 1972, 1973, 1975, 1979, 1980), était suite au détachement successif de plusieurs terrains de la marge Nord du Gondwana ce qui a conduit à l'ouverture de différents océans (Stampfli et Borel, 2002) (fig. 10). A l'échelle de l'Anti-Atlas, le régime extensif fini Précambrien-infraCambrien (560Ma) a structuré l'Anti-Atlas en horst et graben (Burkhard et al., 2006).

Durant le Paléozoïque inférieur (490 Ma), les terrains avaloniens quittent le Gondwana et font place à l'océan Rhéic, ces derniers collisionnent avec le craton Nord-Américain et créent le continent Laurasia d'une part, d'autre part les terrains humiques partent et font place à l'océan Paléotéthys.

Pendant le Paléozoïque supérieur, l'évolution varisque a eu lieu, l'océan Rhéic se referme sur la marge du continent Laurasia (340 Ma), puis le Paléotéthys se referme à son tour. Le Gondwana et Laurussia collisionnent et forment la Pangée, ces événements correspondent à l'orogénèse varisque (320 Ma).

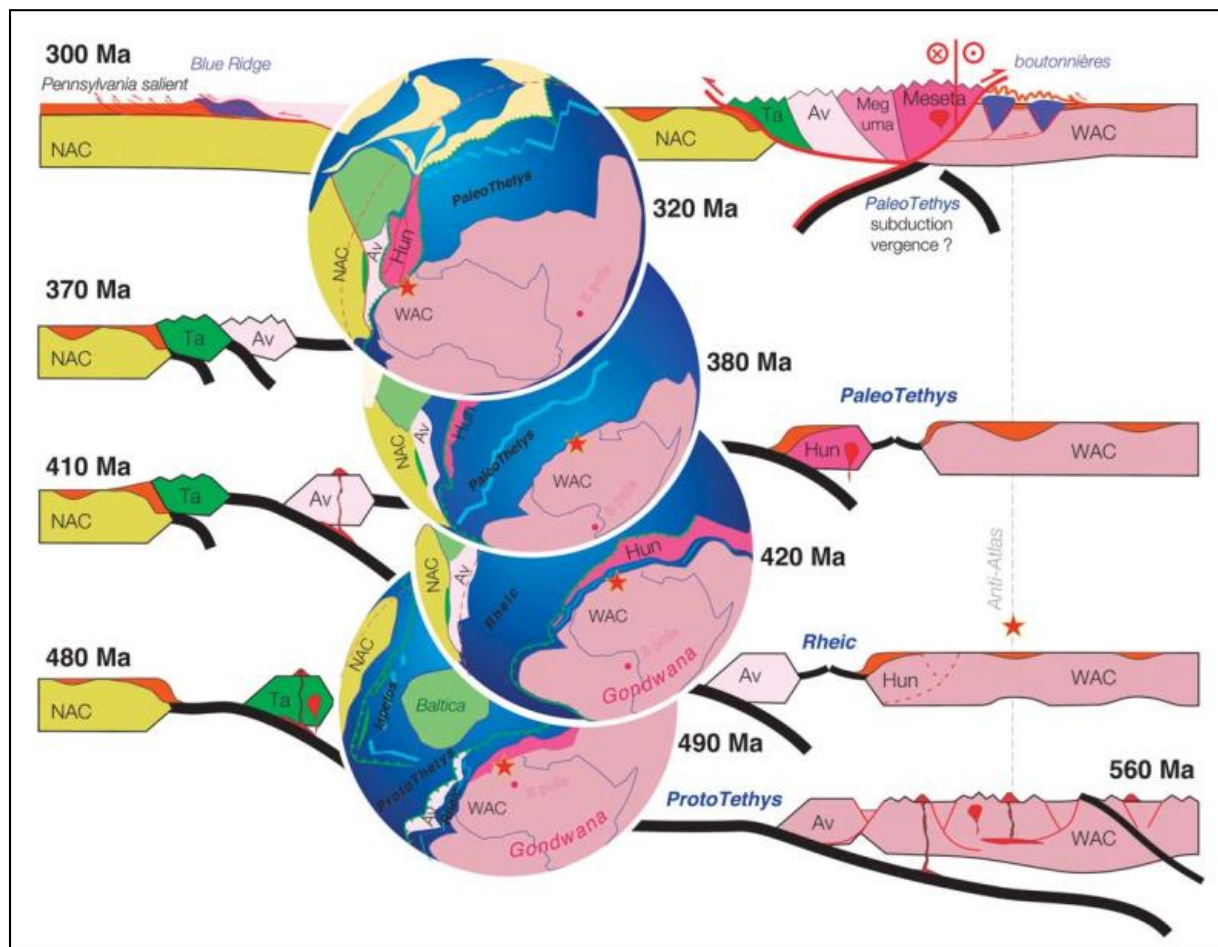


Figure 10 : Évolution schématique de l'Anti-Atlas (étoile) en comparaison avec la chaîne des Appalaches à travers le Paléozoïque, à une échelle globale d'après Stampfli et Borel (2002), modifié par Burkhard et al. (2006). Les coupes schématiques à gauche (Appalaches) sont selon Burkhard et al. (2006).

(WAC : West african craton, NAC : North american craton, Av : terrains avaloniens, Hun : terrains Hunics)

4.2. Les événements paléozoïques à l'échelle de l'Anti-Atlas

4.2.1. Le rifting Cambrien

A l'issue de l'orogénèse Panafricaine, la marge Nord du Gondwana voit le détachement successif de plusieurs terrains et donc l'ouverture de différents océans. Après l'océan Prototéthys, les terrains avaloniens quittent le Gondwana et font place à l'océan Rhéic (fig. 10) (Stampfli et Borel, 2002).

La rotation anti horaire du Craton Ouest Africain au Cambrien inférieur a produit une déchirure intracontinentale le long de la bordure septentrionale du Craton Ouest Africain par le mécanisme des accidents majeurs de l'Anti-Atlas et l'accident sud atlasique (Baidder, 2007). Au niveau de la bordure nord du Craton Ouest Africain, la distension post-orogénique qui a commencé en Néoprotérozoïque terminal s'est poursuivie durant le Cambrien et a conduit à une architecture en zones hautes et basses dont les zones en surélévation sont situées à

l'emplacement des futures boutonnières (Soulaïmani et al., 2003). Cette extension a été accompagnée par une transgression généralisée dans tout l'Anti-Atlas durant le Cambrien inférieur malgré l'absence des fossiles sauf pour les stromatolithes (Choubert and Faure-Muret, 1980) et d'un magmatisme généré dans un environnement de rifting intracontinental (Bea et al., 2016).

La manifestation du rifting anti-atlasique amorcé probablement au Néoprotérozoïque terminal a persisté jusqu'au moins la fin du Cambrien inférieur dans l'Anti-Atlas occidental, ce qui a conduit à l'individualisation d'un graben NE-SW à séquences sédimentaires transgressives-régressives d'âge Cambrien inférieur déposés sous contrôle tectonique distensif et eustatique de long terme (Benssaou and Hamoumi, 2003).

La direction de l'extension est variable à l'intérieur du domaine anti-atlasique. Elle est engendrée par le jeu de failles et de flexures syn-sédimentaires orientées N-S à N160 dans l'Anti-Atlas occidental, observable à l'échelle de l'affleurement dans la boutonnière du Bas Drâa et sur les flancs du synclinorium faillé des Lakhssas (Soulaïmani et al., 2003).

Algouti et al. (2001) et Baidder et al. (2016) ont identifié un réseau d'accidents de différentes dimensions à caractère distensif synsédimentaire et jeux variables qui ont structuré les régions de l'Anti-Atlas occidental en horsts et grabens, respectivement des failles N-S à NNE-SSW (N20) à des pendages essentiellement vers l'Ouest et des failles NE-SW (N40-N50) à pendage vers le NNW qui témoignent le rifting affectant le craton Ouest africain lors du passage précambrien-cambrien (Algouti et al., 2001 ; Baidder et al., 2016).

En Anti-Atlas central, l'extension est effectuée par des failles N110 parallèles à la suture panafricaine et aux limites de la boutonnière de Bou-Azzer (Azizi et al., 1990).

Tandis que dans l'Anti-Atlas oriental, l'extension est de direction NW-SE engendrée par des failles normales N70 et des failles NW-SE à composantes senestres (Baidder, 2007).

Au Nord-Est de l'Anti-Atlas (Sud de l'Ougnat ; Saghro oriental et le Tafilalet Nord oriental), la mise en place des basaltes calcoalcalins à tholéitiques et de basaltes andésitique dans les dépôts du Cambrien moyen, témoigne d'une tectonique extensionnelle dû au rifting qui reprend durant le Cambrien moyen (Baidder, 2007).

4.2.2. La tectonique anté-varisque

A l'Est de l'Anti-Atlas oriental, plusieurs phases tectoniques ont été classées par ordre géochronologique. A l'issue de l'étude de la sédimentation dans la zone entre le Tafilalet et

Maidier relève une tectonique d'âge Caradoc représenté par des fracturation NW-SE ainsi qu'un escarpement sous-marin guidés par des failles d'orientation NW-SE (Baidder, 2007).

Suivi par une tectonique dévonienne de laquelle résultent des blocs basculés et des escarpements guidés par des failles à jeu normal de deux directions majeures NNW-SSE et ENE-WSW.

Au cours du Viséen, l'instabilité tectonique a généré des bassins en pull-apart, suite au jeu senestre le long des accidents de l'Anti-Atlas d'orientation ENE-WSW.

L'Anti-Atlas occidental est caractérisé par une forte subsidence à l'origine de plus de 10km de sédimentation à dépôt fin clastique dans une mer épicontinentale (Burkhard et al., 2006).

4.2.3. *L'orogénèse varisque*

La déformation hercynienne est de faible ampleur dans l'Anti-Atlas (Piqué et al., 2006 ; Choubert, 1946).

Le style tectonique de l'évolution varisque dans l'Anti-Atlas oriental a été contrôlé par la préstructuration du socle par des failles normales héritées de la phase extensive du Néoprotérozoïque – Cambrien , et l'épaisseur faible de la série paléozoïques , ces deux facteurs ont permis une inversion tectonique de type « thick-skin » en vue de l'absence du décollement majeur au contact socle – couverture (Burkhard et al., 2006 ; Charrue 2006 ; Baidder et al., 2016), suivant un régime compressif d'une contrainte principale d'orientation NE-SW (Baidder, 2007).

Pourtant, dans l'Anti-Atlas sud occidental, la succession de trois épisodes de la déformation hercynienne a été mise en évidence (Belfoul et al., 2001).

Une déformation D1 de type « thin-skin » enregistrée dans la série schisto-calcaire et les séries pélitique du Cambrien inférieur, antérieure à la phase majeure hercynienne, responsable d'un premier dédoublement des séries sédimentaires, et caractérisée par des microplis dissymétriques générés dans un régime de cisaillement simple (compression subéquatoriale) ;

Une déformation D2 majeure responsable du plissement hercynien NNE-SSW ;

Une déformation D3 responsable de la génération des plis centimétriques subéquatoriaux de type « kink-band ».

Dans l'Anti-Atlas occidental, le raccourcissement des strates Paléozoïques se produit par plissement en flexion dans des conditions de faible métamorphisme. Le plissement est

fortement disharmonique issue du contraste mécanique entre les couches compétentes et les couches incompétentes, et il implique un décollement entre le socle et la couverture par le biais de la série de « Lie-de-Vin ».

Tandis que l'Anti-Atlas central présente des exemples clairs d'interférences de plis entre les premiers plis à tendances NE-SW, similaire à ceux de l'Anti-Atlas occidental, et la tendance E-W de plis plus jeune typique de l'Anti-Atlas oriental. Plus à l'est de l'Anti-Atlas central les plis deviennent plus ouverts de plusieurs directions contrôlées par les failles du socle.

Alors qu'au niveau de l'Anti-Atlas oriental, les séries paléozoïques sont plus fines et montre moins de décollement par rapport à l'Anti-Atlas occidental. En conséquence, les sédiments du Paléozoïque restent généralement attachés au socle. Au sud du Saghro-Ougnat, les plis sont ouverts et en échelon sur décrochement. Ces décrochements sont des paléo-failles réactivées, le plus souvent d'âge dévonien ou héritées du Cambrien ou l'Ordovicien.

Nous pouvons conclure donc qu'au cours du Néoprotérozoïque supérieur, le Jbel Saghro a subi une phase extensive qui a probablement conduit à l'ouverture d'un bassin océanique (Mokhtari, 1993). Sur la base d'une combinaison d'analyses sédimentologiques et de tectonique synsédimentaire, une extension orientée NW à WNW-ESE a été proposée par Fekkak et al. (2001).

Au cours du Paléozoïque inférieur, la dislocation du Paléo-Gondwana et l'ouverture de l'océan Paléothétys ont conduit à une extension crustale dans les terrains gondwaniens (Stamphi et Borel, 2002). A cause de cet événement, le rift du Cambrien inférieur a été déclenché dans les Terres marocaines, et a structuré l'Anti-Atlas en horsts et grabens. Dans l'Anti-Atlas oriental, l'extension était orientée NW-SE et générée par des failles normales orientées NE-SW (Baidder, 2007).

Plusieurs recherches menées par de nombreux auteurs affirment que l'Anti-Atlas est resté stable après l'époque hercynienne (Choubert, 1952 ; Michard, 1976). De nouvelles recherches ont cependant prouvé une instabilité tectonique post-hercynienne dans toute la région de l'Anti-Atlas (Charrue, 2006 ; Baidder, 2007 ; Soulaïmani et al., 2014 ; Gouiza et al., 2017).

5. Reconstitution géodynamique de l'Anti-Atlas durant le Mésocénozoïque

Contrairement aux études antérieures (Choubert et Marçais, 1952, Michard, 1976) qui affirment que l'Anti-Atlas est resté stable durant la période post-varisque, les nouveaux travaux

(Charrue, 2006 ; Baidder, 2007 ; Soulaïmani et al., 2014 ; Gouiza et al., 2017) confirment une instabilité tectonique post-hercynienne dans l'ensemble de la chaîne Anti-Atlasique.

Par sa position sur le bord élevé de la zone du rift durant la période allant de la fin du Trias au Jurassique moyen (Soulaïmani et al., 2014 ; Gouiza et al., 2017), l'Anti-Atlas a connu une surrection durant le Trias terminal au Jurassique moyen contemporaine au rifting de l'Atlantique central et au rifting atlasique, ces deux systèmes ont conduit à une élévation de 7.5 à 10.5 km dans l'Anti-Atlas (Gouiza et al., 2017).

La phase post-rift de l'atlantique central et de l'Atlas du Jurassique au Crétacé inférieur, correspond à une période de relaxation thermique de la lithosphère (Gouiza et al., 2017), ce qui a conduit à une tectonique en décrochement E-W (Baidder, 2007) et une subsidence de valeur entre 1 et 3 km au niveau du socle de la chaîne de l'Anti-Atlas (Gouiza et al., 2017).

La dislocation de la Pangée (Stampfi et Borel, 2002) par l'ouverture de l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud, a initié la convergence et la collision entre l'Afrique et l'Ibérie/Europe, ce qui a généré un régime compressif qui a conduit à l'élévation (2–3.5 km) actuelle de l'Anti-Atlas durant le Crétacé terminal au Cénozoïque via la réactivation des failles précambriennes et paléozoïques.

Chapitre 2 : le Cambrien de l'Anti-Atlas oriental

Introduction

Les travaux géologiques concernant les séries sédimentaires du Cambrien sont nombreux dans la totalité du territoire marocain.

Dans l'Anti-Atlas, la répartition des séries du Cambrien inférieur et des séries du Cambrien moyen varie latéralement. Elle présente des épaisseurs maximales dans l'Anti-Atlas occidental et diminue d'importance dans les régions orientales, notons aussi que dans la même partie de l'Anti-Atlas on y trouve des différences d'épaisseur et de faciès.

Cette variation est due à plusieurs facteurs dont notamment le facteur tectonique et le facteur eustatique qu'on va détailler dans ce chapitre.

La sédimentation du Cambrien est directement influencée par le contrôle tectonique, ainsi, plusieurs extensions ont été enregistrées dans l'ensemble de l'Anti-Atlas. La variation des directions de distension et la différenciation de subsidence d'une zone à l'autre, ont influencé le taux de sédimentation ainsi que la nature des faciès. La subsidence couplée à l'eustatisme a généré l'aspect actuel de la sédimentation dans la totalité de l'Anti-Atlas. Les zones subsidentes montrent une épaisseur plus puissante mais variable latéralement suite à l'influence des failles.

I. Les formations du Cambrien inférieur

Les formations du Cambrien inférieur appartiennent essentiellement à deux groupes sédimentaires, le groupe de Taroudant et le groupe de Tata (fig. 11).

Le groupe de Taroudant commence par des sédiments carbonatés dolomitiques connus par la Formation d'Adoudou, déposés dans un contexte péritidal à forte subsidence vers l'ouest de l'anti-atlas (Ouanaimi et al., 2020). Cette formation est surmontée par les dépôts détritiques de la série « Lie-de-Vin » connue par la formation de Taliwine caractérisant un milieu deltaïque, elle est bien développée surtout au niveau de l'Anti-atlas occidental (Ouanaimi et al., 2020).

Tandis que le groupe de Tata est composé par des sédiments détritiques et carbonatés, et qui reposent en discordance sur le socle néoprotérozoïque par endroit au niveau de l'Anti-Atlas oriental.

La répartition des formations du Cambrien inférieur varie dans l'Anti-Atlas, elles sont complètes dans l'Anti-Atlas occidental et diminuent progressivement d'importance vers les régions orientales.

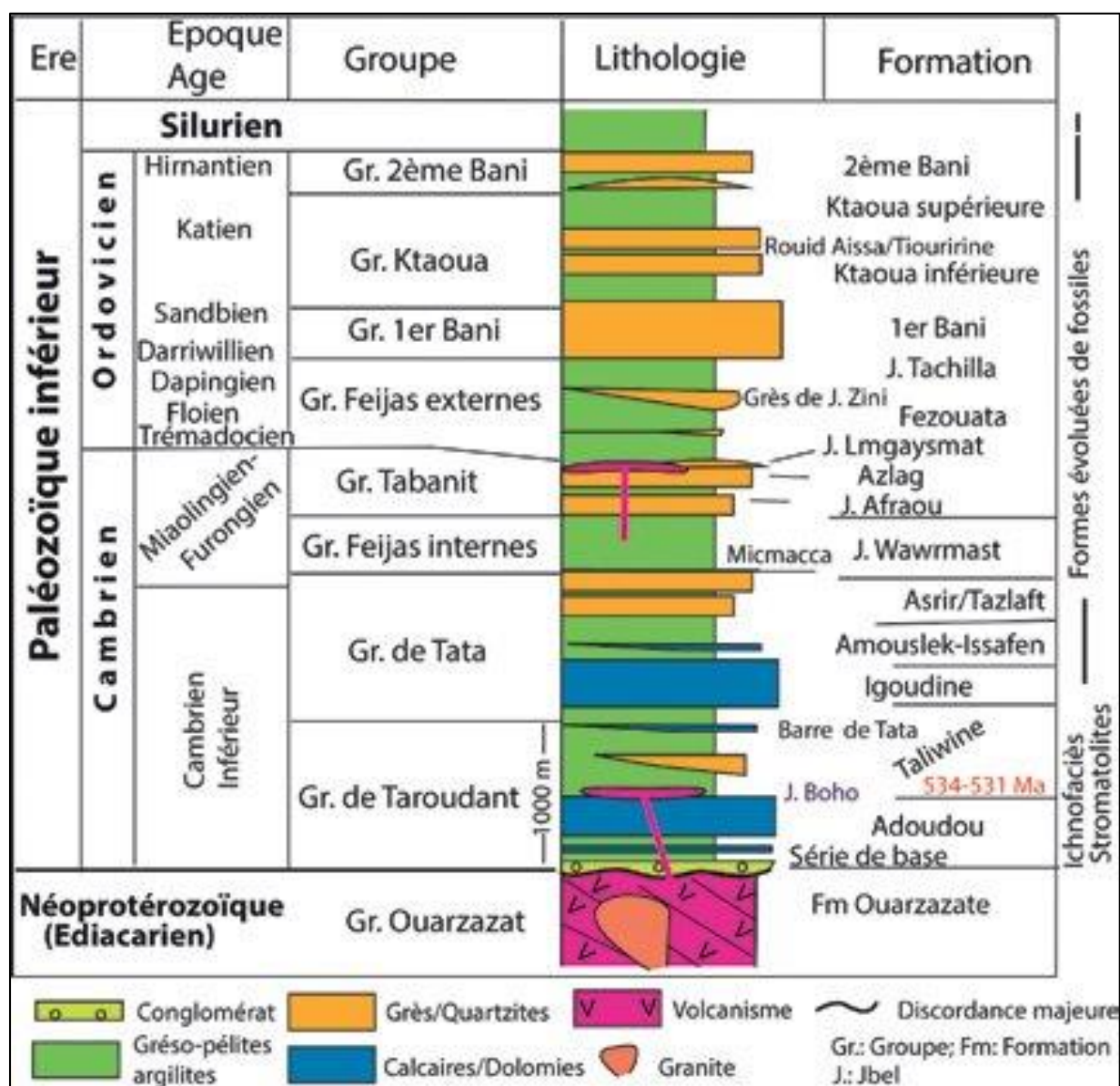


Figure 11: Synthèse lithostratigraphique du Paléozoïque inférieur de l'Anti-Atlas (Ouanaimi et al., 2020)

Dans l'Anti-Atlas oriental, le groupe de Tata comprend classiquement :

Une formation de conglomérats de base connue dans la littérature par la Formation d'Igoudine, suivi par une série schisto-calcaire connue par la Formation d'Issafène, et finalement la Série des Grès rose ou bien Formation d'Asrir.

Ces formations se manifestent surtout dans le sud-est de la boutonnière de Taghazout, au sud de la boutonnière d'Imi n'Ouzrou, dans la région d'Alnif et au sud du massif de l'Ougnat.

Le groupe de Tata s'amincit considérablement sur la boutonnière d'Imiter où il n'est matérialisé que par un petit affleurement au Sud de Tiliwine.

1. La formation basale ou formation d'Igoudine

Cette formation repose en discordance sur divers termes du socle Néoprotérozoïque. Elle est composée par plusieurs dépôts détritiques, dont notamment des conglomérats polygéniques et des grès rougeâtres grossiers.

Les conglomérats se présentent en poches discordantes étendues constitué par des galets polymétrique et des éléments du socle. Latéralement, l'épaisseur de ces conglomérats est très variable indiquant le remplissage d'une paléomorphologie très accidentée. Les grès contenus dans cette formation sont de granulométrie moyenne et se répartissent en niveaux d'intercalation au sein des conglomérats.

2. La formation d'Issafène

La série qui caractérise le Cambrien inférieur dans l'Anti-Atlas central et occidental (série « Lie-de-Vin », série des calcaires supérieurs et série schistocalcaire) n'est pas bien individualisée au niveau de l'Anti-Atlas oriental.

Dans l'Anti-Atlas oriental, la formation d'Issafène est formée dans l'ensemble de grès et siltites à patine rousse, avec des bancs d'épaisseur métrique de calcaires et calcaires dolomitiques à stromatolites. Ces calcaires, qui peuvent être dominants au sommet de la série, sont associés à des marnes et siltites de couleur « Lie-de-Vin ».

3. La série des grès terminaux

La formation d'Asrir ou des grès terminaux (Choubert, 1946) affleure largement sur le versant oriental du Saghro, par contre, sur le versant septentrional, elle a une épaisseur réduite à quelques dizaines de mètres et disparaît même complètement par endroits. Elle est constituée de grès et grès quartziques et feldspathiques, en bancs d'épaisseur décimétrique à métrique.

Les caractéristiques sédimentaires traduisent un milieu de sédimentation marin de faible profondeur sous une influence de vagues et/ou de marées, probablement dans un contexte deltaïque. La formation correspond à la phase de comblement du bassin du Cambrien inférieur (Piqué et al., 2006).

4. Contrôle tectonique et eustatique

L'extension cambrienne était variable dans l'Anti-Atlas, issue de différentes directions de failles (fig. 12). Soulaïmani et al. (2003) a démontré que la tectonique synsédimentaire, active au Néoprotérozoïque supérieur s'est poursuivie au Cambrien inférieur. C'est dans l'Anti-Atlas occidental que se situe le maximum d'épaisseur des terrains du Néoprotérozoïque supérieur et du Cambrien inférieur et c'est dans cette région que débute la transgression cambrienne (Choubert, 1963).

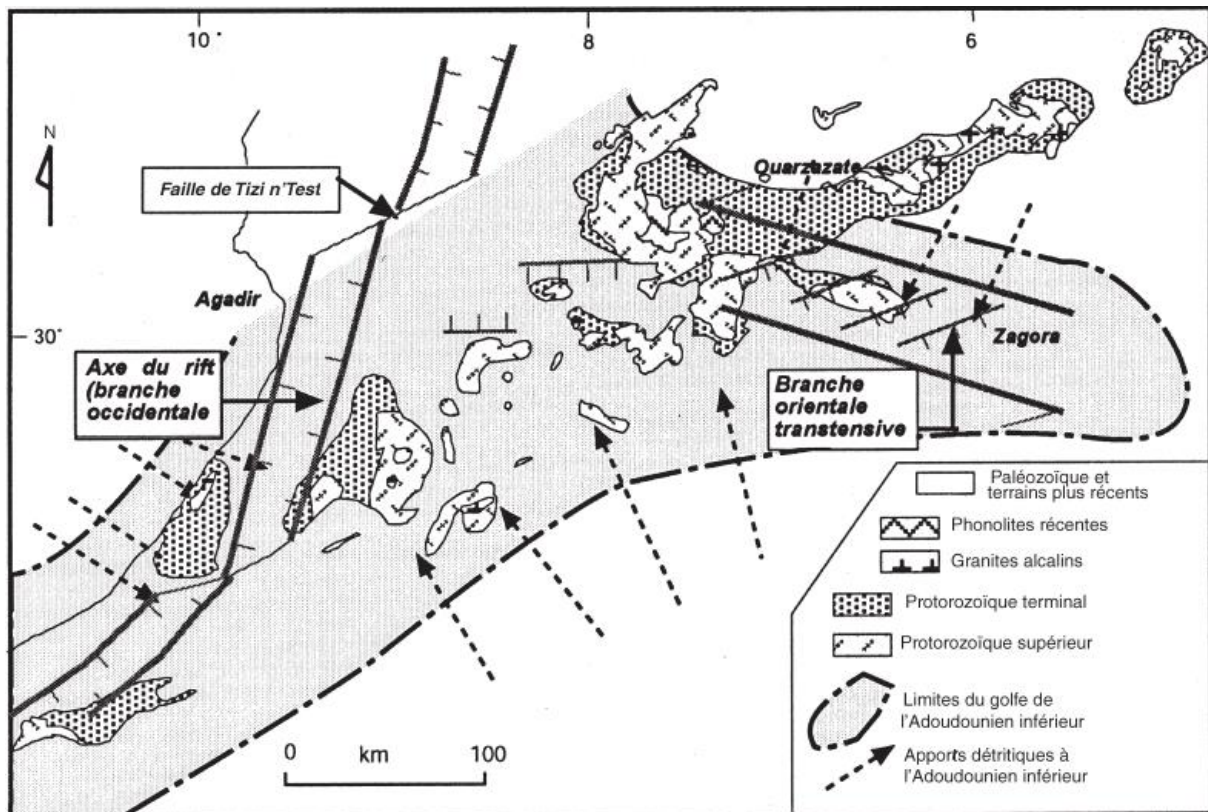


Figure 12 : Cinématique du rift fini-Protérozoïque-Cambrien basal dans l'Anti-Atlas (Soulaïmani et al., 2003).

Plusieurs travaux antérieurs (Soulaïmani et al., 2003, Baidder, 2007) ont confirmé que la direction de l'extension est variable à l'intérieur du domaine anti-atlasique.

Dans la boutonnière du Bas Drâa, elle s'effectue par le jeu de failles syn-sédimentaires orientées N-S à N160. Tandis qu'à Bou-Azzer, les failles extensives sont en échelon entre les failles N110 parallèles à la suture panafricaine et aux limites de la boutonnière (Azizi et al., 1990). Alors que Dans le massif de Sirwa et à l'est de la boutonnière d'Igherm, l'extension à l'origine de la formation des hémigrabens E-W, est N-S (Thomas et al., 2000 ; Heinitz et al., 1986).

Algouti et al. (2002) a identifié un réseau d'accidents de différentes dimensions à caractère distensif syn-sédimentaire et jeu variable qui ont structuré la région de Waoufengha et la région Tizgzaouine (Anti-Atlas occidental) en horsts et grabens. Il s'agit respectivement de failles N-S à NNE-SSW à pendages essentiellement vers l'Ouest et de failles NE-SW à pendage vers le NNW qui témoignent le rifting affectant le Craton Ouest Africain lors du passage précambrien-cambrien.

Benssaou (1990) a décrit un environnement sédimentaire de type rift intracontinental qui a structuré l'Anti-Atlas en zone d'horsts et de grabens NE-SW. Le dépocentre de ces derniers enregistre une épaisseur maximale de sédimentation (Benssaou et Hammoumi, 2003), la distension subméridienne généralisée dans l'Anti-Atlas occidental, a conduit à l'installation d'une plateforme où la sédimentation est contrôlée par des mouvements verticaux.

Durant le Paléozoïque, plusieurs avancées et recules de la mer ont été enregistrées, selon Choubert (1946), trois transgressions sont enregistrées durant le Cambrien inférieur, la première transgression est venue de l'Ouest et a déposé les calcaires et les schistes de base, seulement la partie nord occidentale a été émergée, la deuxième avancée à sédimentation calcaire a envahis les terrains de l'Anti-Atlas jusqu'au Ouarzazate au Nord et Zagora au Sud, une troisième avancée très importante a envahis tout le Sud-Ouest marocain et a déposé un empilement de calcaires à archéocyathidés, cette dernière transgression s'arrête puis reprend en Géorgien terminal pour déposer un niveau repère du domaine sud marocain représenté par les trilobites *Micmacca*.

II. Les formations du Cambrien moyen

Le Cambrien moyen est constitué par les formations du Groupe des Feijas internes (Choubert, 1946). Ce groupe sédimentaire est subdivisé en deux formations (fig. 13) : les schistes à Paradoxides et les grès de Tabanite (Algouti et al., 2001 ; Buggisch and Flügel, 1988 ; Destombes et al., 1985).

La série commence avec le niveau discordant de la brèche à *Micmacca* qui marque la transgression du Cambrien moyen sur les dépôts du Cambrien inférieur et parfois, sur le socle Néoproterozoïque. Au-dessus, la série continue avec les schistes à Paradoxides nommées aussi la formation du J. Wawrmast et se termine avec la formation des grès de Tabanite.

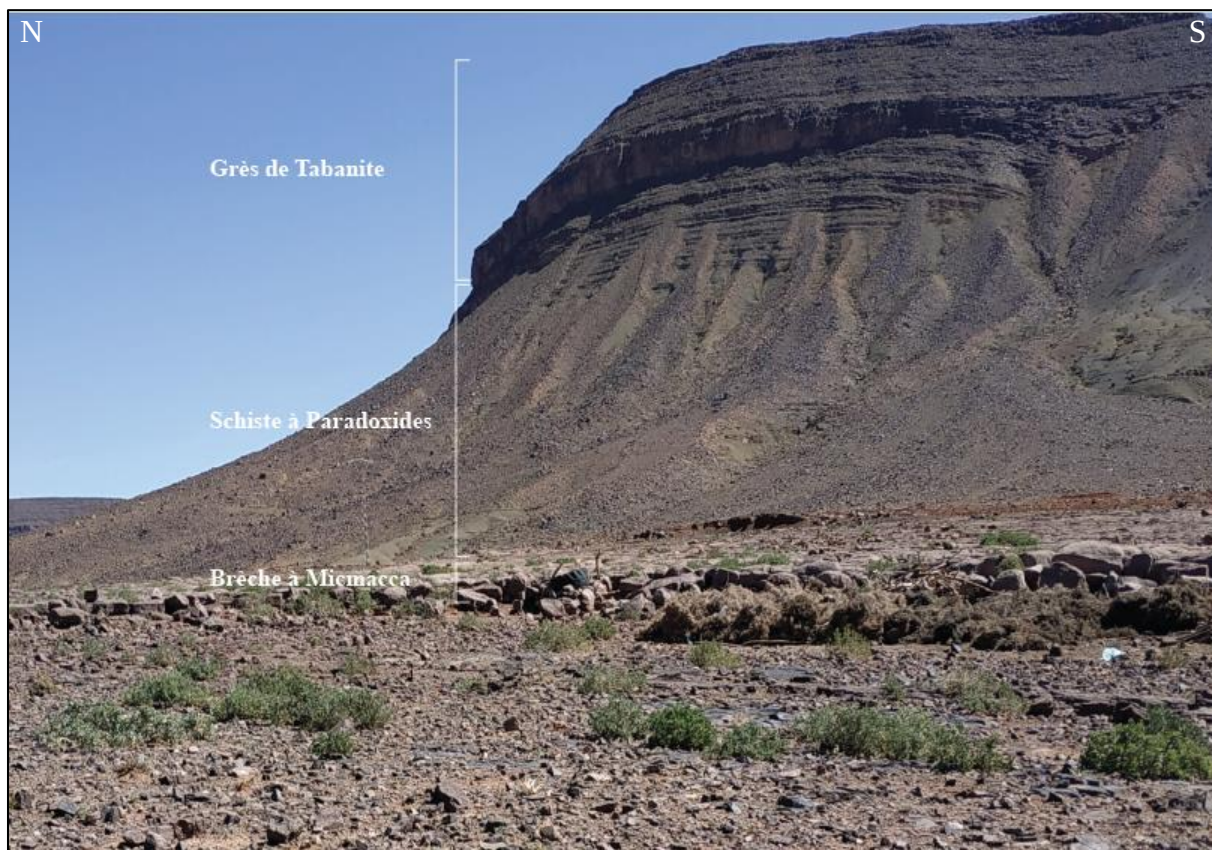


Figure 13 : Photo montrant la repartition des formation du groupe des Feijas internes dans la région de Jbel Bouhaddou.

Pendant le Cambrien moyen et l'Ordovicien, une mer à caractère discontinu s'agrandit toujours et dépose des schistes et des grès dans le Maroc entier, toutefois, il y a un hiatus au niveau du Cambrien supérieur et Ordovicien inférieur, aucun de ces deux étages n'a été déposé (Choubert, 1946). Les nouveaux travaux de Destombes et Feist (1987) ont relevé la présence de trilobites d'âge cambrien supérieur dans des niveaux sommitaux des grès de Tabanite dans la région de Foum zguid au niveau de l'Anti-Atlas central.

1. Le groupe des Feijas internes

1.1. Le niveau de la Brèche à Micmacca

Ce niveau très fossilifère (Bondon et Neltner, 1933 ; Hupé, 1952), se présente en forme lenticulaire à très large extension horizontale (fig. 13) qui présente de brusques variations latérales d'épaisseur (de décimétriques à métriques), avec un biseautage total dans quelques endroits.

D'un point de vue lithologique, il est constitué d'une alternance de niveaux clastiques et bioclastiques à granulométrie variable : microconglomérats, calcaires dolomitiques arénacés à

bioclastes, brèches carbonatées, calcaires dolomitiques à laminites algaires, lumachelles, grès gris à grain fin à très fin et siltites vertes ou violacées. Ce niveau est transgressif et ravinant sur divers termes du socle néoprotérozoïque.

1.2. Formation des schistes à Paradoxides

La formation des Schistes à Paradoxides est constituée par une série monotone à dominance pélitique, coiffée par les reliefs des grès du Tabanit (fig. 13). Dans la formation pélitiques s'intercalent, à divers niveaux, des couches décimétriques à centimétriques de grès fins et des calcaires à laminations parallèles qui deviennent plus fréquente vers le sommet.

La formation des schistes à paradoxides relève un milieu marin peu profond, temoigné par la présence de la faune trilobitique d'âge acadien (Destombes et al., 1985).

Dans l'Anti-Atlas occidental, la formation des schistes inférieurs des feijas internes est transgressive sur le fameux niveau des brèches à Micmacca, séparée de la formation des schistes supérieurs par une barre gréseuse qui constitue la formation des quartzites de Goulmine, en dessus des schistes supérieurs reposent la formation du Jbel Afraou.

Le groupe des Feijas interne dans l'Anti-Atlas central et oriental est formé par la formation du Jbel Wawrmast (150m d'épaisseur) et la formation du Jbel Afraou de 200m de puissance (Destombes et al., 1985). La formation de Wawrmast est constituée des schistes et argilites verts, cette formation diminue d'épaisseur de 300 m dans l'Anti-Atlas central à 100 m dans le massif d'Ougnat, à l'Est de l'Anti-Atlas oriental.

1.3. La formation des grès de Tabanite

La formation des grès de Tabanite dans la totalité de l'Anti-Atlas est représentée par une succession à dominance arénacée, qui repose sur les schistes à paradoxides (fig. 13). Elle est constituée par des couches décimétriques à métriques de grès quartziques et quartzites à grain moyen à fin.

Les couches gréseuses sont lenticulaires, avec de fréquentes laminations horizontales, laminations entrecroisées, litages de rides et grandes structures ondulés en mamelons (Type hummocky), la partie sommitale de la formation comporte une forte bioturbation.

Les grès du Tabanite dans leur ensemble correspondent aux faciès de comblement du bassin Cambrien moyen. La formation des gres de Tabanite est formée des grès fins verdâtres à jaunâtres à intercalation avec des quartzites, l'importance de la formation augmente du Nord-Ouest au Sud-Est.

Cette formation est représentée par une série à dominance arénacée, et elle est composée par des couches décimétriques à métriques de grès quartziques, avec des intercalation argilitique, d'une épaisseur décimétrique (30 à 40 centimètres). L'épaisseur du groupe de Tabanite varie entre 380m dans l'Anti-Atlas Nord occidental et 55 m dans l'Anti-Atlas nord oriental.

Le groupe de Tabanite est constitué à son tour de trois formations : la formation gréseuse de Rich Khelifa formée par des argilites à la base, et des quartzites couronnées par des microconglomérats.

La formation argileuse Bailiella : nommée suite au trilobite Bailiella, et représentée par des argiles vertes avec intercalation des niveaux de grès et du calcaire noduleux, la formation est connue dans l'Anti-Atlas central et oriental, elle est continue jusqu'au l'Ougnat.

La formation d'Azlag : comporte des grès massifs, et se manifeste dans l'ensemble de l'Anti-Atlas avec une épaisseur allant de 50 à 70 m.

La formation d'Azlag est surmontée par la formation de Jbel Lmgaysmat, cette dernière n'existe que dans la région de Foum Zguid, région de l'Anti-Atlas central, et appartient au Cambrien supérieur. Destombes et Feist (1987) ont relevé pour la première fois dans l'Afrique, la présence des trilobites datées du Cambrien supérieur dans les niveaux sommitaux des grès de Tabanite.

2. Contrôle tectonique et eustatique

L'extension qui a commencé au Cambrien inférieur persiste encore, le rift cambrien a structuré les terrains en horsts et grabens, ce rift n'a avorté que vers la fin du Cambrien moyen (Baidder, 2007).

Du Cambrien moyen au Carbonifère, l'Anti-Atlas a connu une forte subsidence matérialisée par les puissantes séries sédimentaires (Burkhard et al., 2006).

L'extension a été accompagnée d'une transgression généralisée dans tout le Maroc (Choubert, 1946) et a déposé les schistes des Feijas internes, d'une épaisseur variable d'un endroit à l'autre dans tout l'Anti-Atlas.

Les zones basses ont enregistré une sédimentation importante tandis que les zones hautes présentent des séries plus réduites.

Conclusion

Dans l'Anti-Atlas, la succession lithostratigraphique du Cambrien comprend plusieurs formations lithostratigraphiques datées par une faune abondante de trilobites et d'archéocyates (Choubert, 1946) :

- ***Cambrien inférieur***

Contrairement au reste du domaine de l'Anti-Atlas, les séries adoudouniennes de l'Anti-Atlas oriental sont absentes (Algouti et al., 2001; Buggisch and Flügel, 1988). Les sédiments du Cambrien inférieur sont déposés directement au-dessus des affleurements du Néoprotérozoïque supérieur. Ils commencent par un conglomérat épais, suivi par la formation "Lie-de- Vin", qui est recouverte par un grès rose massif.

- ***Cambrien moyen***

Les sédiments du Cambrien moyen dans le domaine de l'Anti-Atlas sont composés de trois formations. Les premiers dépôts sont formés par la brèche de Micmacca, constituée d'une alternance de couches clastiques et bioclastiques fossilifères.

Ensuite, la formation "Schiste à Paradoxides" comprenant des pélites riches en Paradoxides (Destombes et al., 1985). Cette formation présente une épaisseur de 1300m dans le Sud-Ouest de l'Anti-Atlas, alors que dans la partie orientale, elle révèle un faciès plus grossier et moins épais. Enfin, la Formation de Tabanite, qui est le sommet du Cambrien moyen ; elle est composée de grès massif recouvrant les pélites riches en Paradoxides.

- ***Cambrien supérieur***

Il est généralement admis que l'ensemble de l'Anti-Atlas a été émergé au cours du Cambrien supérieur. Cependant, il a été identifié et daté localement (Ennih and Liégeois, 2001) ; Destombes et Feist 1987). Les trilobites du Cambrien supérieur ont été trouvées dans les couches supérieures du grès de Tabanite de la région de Foum Zguid (Anti-Atlas central). Ces couches contiennent des lits lumachelliques à macrofauniques, y compris les trilobites *Ollentela Africana* du Périgondwanien, révélant l'existence du Cambrien tardif pour la première fois en Afrique.

***Partie II : Sédimentologie et stratigraphie
séquentielle du Cambrien inférieur à moyen
au niveau du massif du Saghro, Anti-Atlas
oriental***

Chapitre 1 : Introduction à la stratigraphie séquentielle

Introduction

La stratigraphie séquentielle est définie comme l'étude de la relation entre les roches dans un cadre chronostratigraphique de strates répétitives génétiquement apparentées, limitées par des surfaces d'érosion ou de dépôt ou leurs conformités corrélatives (Posamentier et al, 1988). Le point de départ fondamental de la stratigraphie séquentielle est le faciès. Un ensemble de faciès génétiquement liés par des processus et des environnements communs constitue un système de dépôt. Ces systèmes de dépôt peuvent être regroupés dans un cadre de paquets stratigraphiques relativement conformes, appelés séquences.

Les premières publications sur la stratigraphie séquentielle (Vail et al., 1977 ; Vail et al., 1984 ; Vail et al., 1987 ; Haq et al., 1987 ; Van Wagoner et al., 1987) mettaient l'accent sur les relations entre les changements du niveau global de la mer, ou eustatisme, et les modèles stratigraphiques à grande échelle. Ces travaux ont suscité un débat sérieux sur l'importance de la variation globale du niveau de la mer en tant que contrôle génétique de la stratigraphie.

Cependant, la stratigraphie séquentielle est plus qu'un enregistrement du niveau global de la mer : c'est un outil stratigraphique pratique. Les séquences sont le produit de l'interaction entre l'eustatisme, la tectonique et l'apport de sédiments. Par conséquent, elles peuvent être reconnues et corrélées régionalement, indépendamment du fait que le changement du niveau global de la mer ait été le contrôle dominant. Grâce à la compréhension de ces contrôles, le concept de séquence fournit un cadre permettant de comprendre l'évolution des systèmes de dépôt dans le temps, ce qui en fait un outil de prédiction puissant pour l'analyse stratigraphique et l'étude des réservoirs.

I. Concepts de base

Les caractéristiques stratigraphiques et les modes d'empilement des strates dans un enregistrement sédimentaire, sont le résultat de l'interaction de plusieurs facteurs. La tectonique et l'eustatisme contrôlent le taux de l'espace disponible pour les sédiments à accumuler (accommodation) (Jervy, 1988), la tectonique, l'eustatisme et le climat interagissent pour contrôler les flux sédimentaires, alors que, le taux d'accommodation et les processus autocycliques sédimentaires contrôlent le détail de l'architecture du faciès.

1. Tectonique et Eustatisme

1.1. Tectonique

La tectonique est le premier facteur responsable de la création de l'espace d'accommodation, et donc la création de zones de subsidence ou future bassin, comme elle contrôle aussi le taux du flux sédimentaire.

Le style tectonique détermine le type de bassin, la subsidence résulte soit de l'extension ou bien des mécanismes flexuraux. D'une manière générale, on peut distinguer les bassins sédimentaires en fonction de leur position dans le cycle géologique de Wilson (fig. 14).

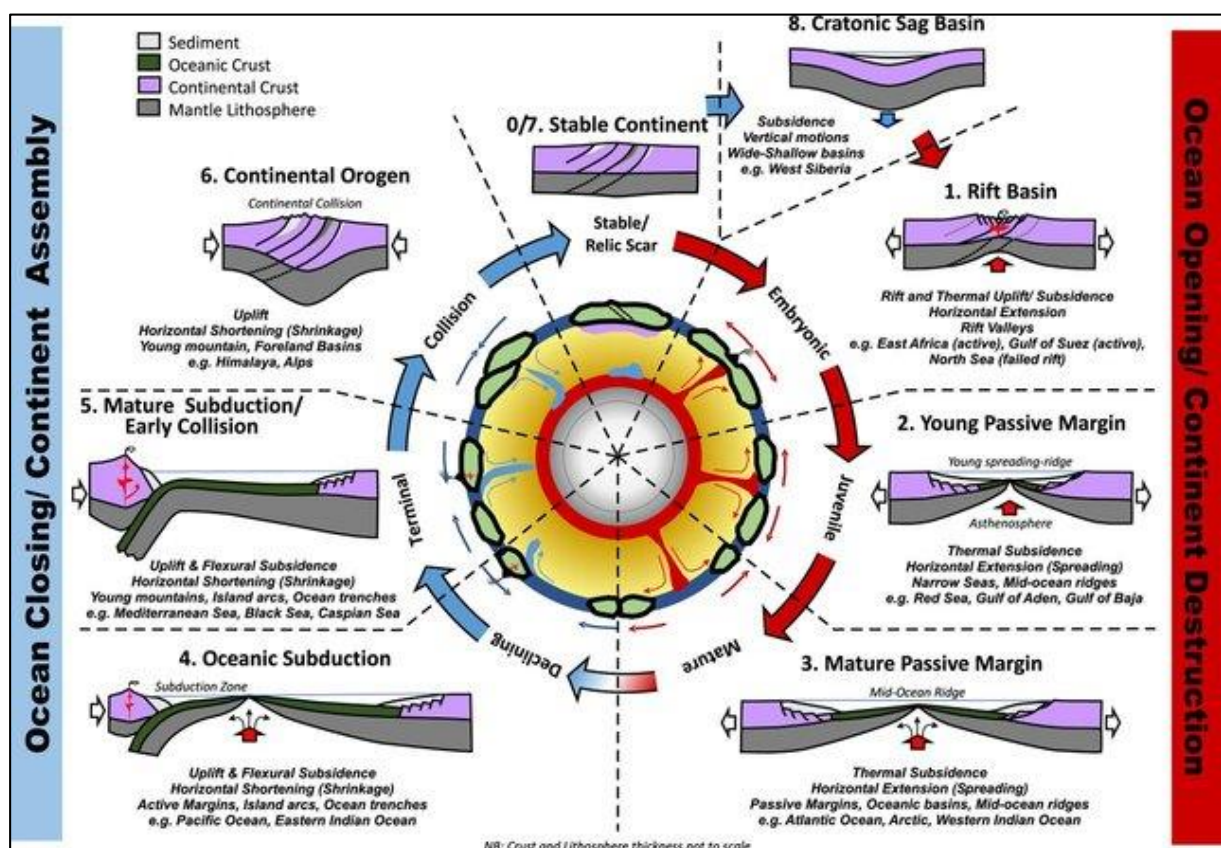


Figure 14: Les six étapes du cycle de Wilson présentant l'ouverture et la fermeture des bassins selon le modèle proposé par Wilson (1968).

La subsidence due à la tectonique est contrôlée par la force tectonique qui se manifeste en 3 mécanismes : l'extension, le refroidissement et la charge.

L'extension de la lithosphère continentale entraîne le remplacement de la lithosphère continentale, relativement légère, par une asthénosphère plus dense. La lithosphère étirée et amincie qui en résulte s'enfonce, provoquant une subsidence tectonique (fig. 15). L'extension se produit dans

plusieurs types de bassins sédimentaires, notamment les rifts, les aulacogènes, les bassins d'arrière-arc et les bassins cratoniques (fig. 16).

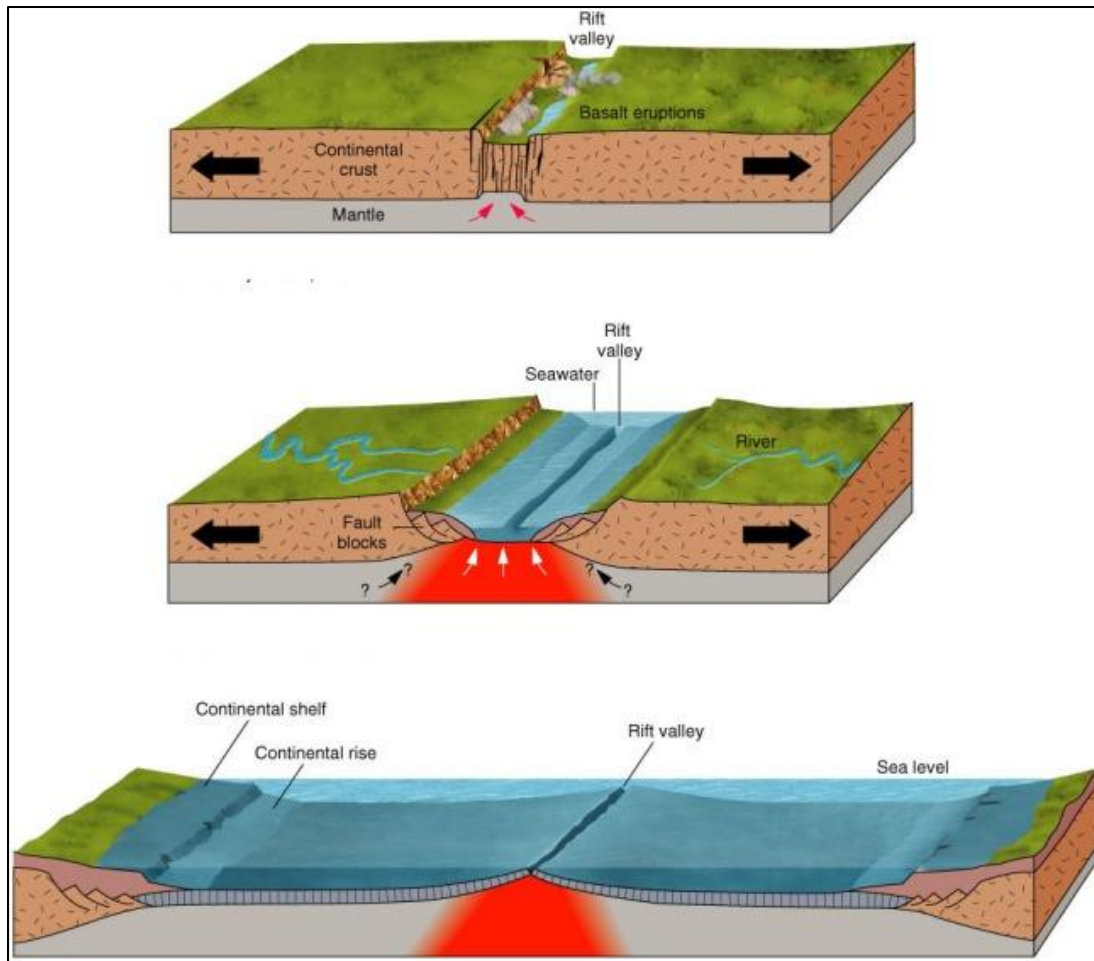


Figure 15: Illustration de l'extension continentale provoquant la subsidence tectonique (Futura planète site web (juillet 2021)).

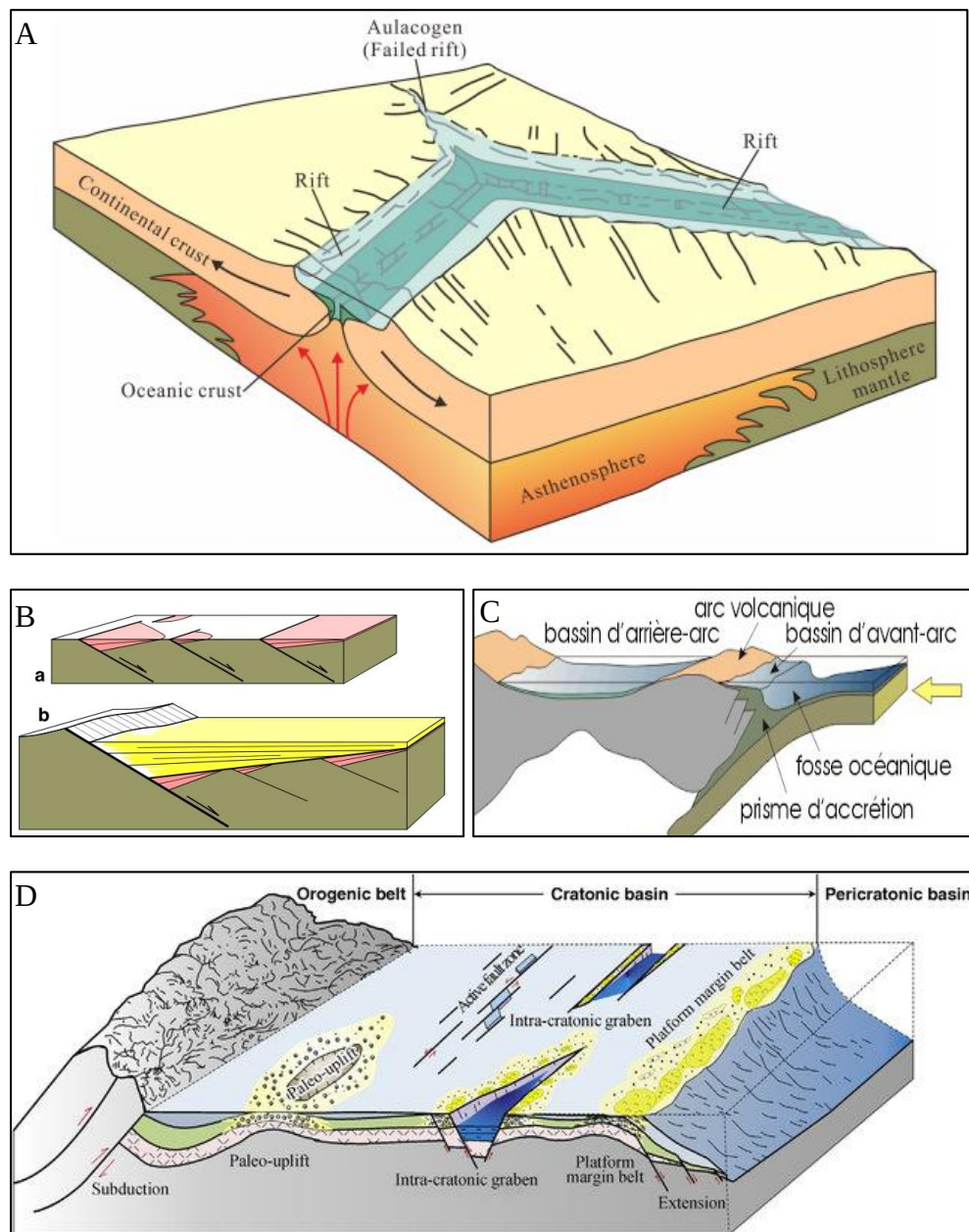


Figure 16: Représentation schématique des bassins extensifs : A : bassin aulacogène ; B : rift (a : Rifting précoce, b : rifting mature) ; C : bassin d'arrière arc ; D : bassin cratonique (Biju-Duval, 1999).

Le refroidissement va généralement en pair avec l'extension (fig. 17). Pendant l'extension, la lithosphère continentale chauffée, devient moins dense et a tendance à se soulever en raison de sa densité réduite (l'effet net dans un bassin étiré et chauffé peut résulter soit en un soulèvement soit en une subsidence). Lorsque la lithosphère continentale se refroidit, elle devient plus dense et s'affaisse. Le refroidissement diminue exponentiellement avec le temps, mais peut provoquer une subsidence importante des centaines de millions d'années après le refroidissement initial. La subsidence par refroidissement est particulièrement importante sur les marges passives et dans les bassins cratoniques.

Les charges tectoniques peuvent également produire des affaissements (fig.17). Le poids supplémentaire des charges tectoniques tels que les biseaux d'accrétion ou les ceintures de plis et de chevauchements, fait que la lithosphère continentale s'enfonce, ce qui entraîne une subsidence tectonique. Comme la lithosphère réagit de manière flexible, la subsidence ne se produit pas seulement immédiatement sous la charge, mais dans une large région entourant la charge. La charge tectonique est particulièrement importante dans les régions orogéniques telles que les bassins d'avant-pays.

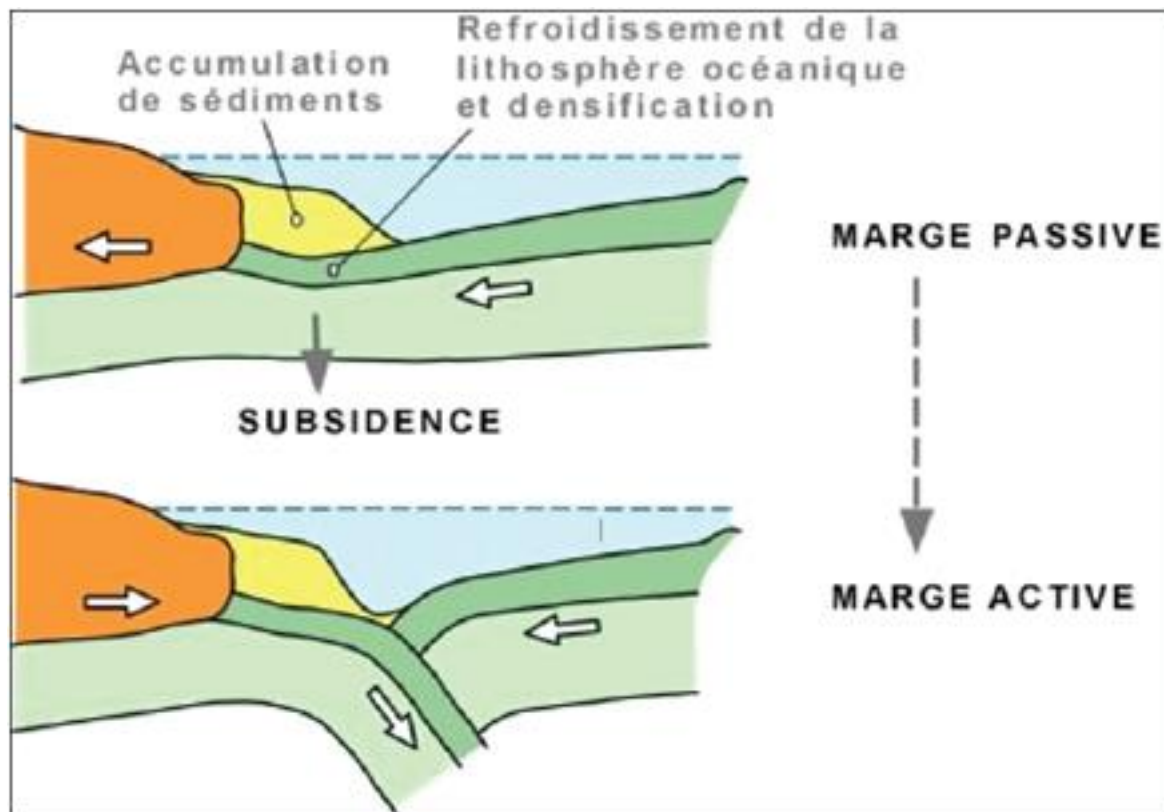


Figure 17: L'action combinée du refroidissement de la lithosphère océanique et la charge des sédiments va entraîner une subsidence.

1.2. Eustatisme

1.2.1. Niveau Marin absolu

L'eustatisme est mesuré entre la surface de la mer et un datum fixe (fig. 18), généralement représenté par le centre de la Terre, l'eustatisme peut varier par le changement du volume du bassin océanique ou par le changement du volume de l'eau océanique.

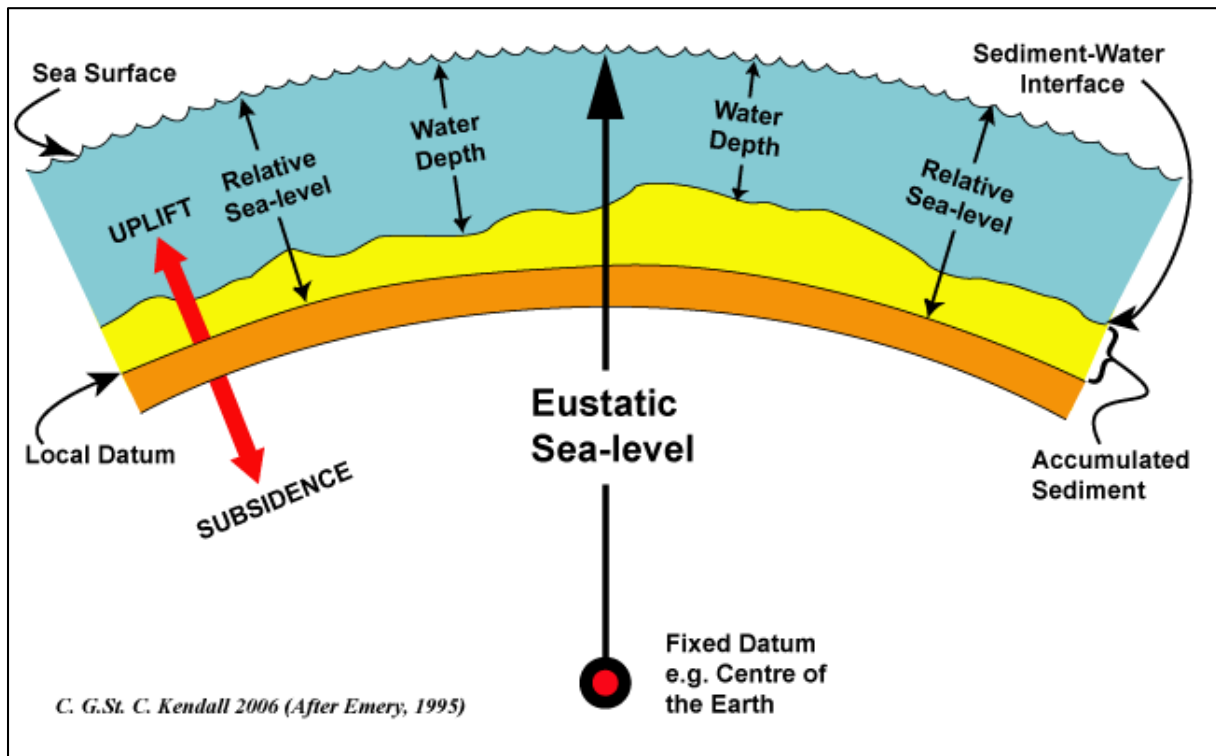


Figure 18 : Représentation graphique de la différence entre le niveau marin absolu, le niveau marin relatif et la profondeur de l'eau (Emery, 1995).

Les variations eustatiques du niveau des mers sont déterminées par différents processus qui provoquent des changements dans le volume ou la masse des océans (Gomez, 2005 ; Miller et al., 2005). Les changements de masse se produisent soit suite à la fonte ou à l'accumulation des calottes glaciaires continentales au fil du temps (glacio-eustatisme), et aussi comme une conséquence de la redistribution de l'eau entre les différents réservoirs hydrologiques (neige, eau de surface, humidité du sol, et stockage des eaux souterraines, à l'exclusion des glaciers (hydroeustatisme). En revanche, les changements de volume sont causés par des variations de la densité de l'eau des océans résultant du refroidissement ou du réchauffement des masses d'eau (expansion thermique), ou changements de leur salinité (respectivement, changements thermo- et halo-stériques).

Le changement du niveau eustatique se produit également lorsque le volume des bassins océaniques change suite à un étalement tectonique des fonds marins (Rona, 1995) (tectono-eustatisme) ou du volume de la charge sédimentaires (sédimento-eustatisme).

Il est intéressant de noter que les quatre premiers processus (glacio-eustatisme, hydroeustatisme, expansion thermique, changements thermo- et halo-stériques) sont principalement déterminés par les changements climatiques, tandis que les deux derniers (tectono-eustatisme et sédimento-eustatisme) sont déterminés par des forces géologiques.

1.2.2. Niveau marin relatif

Le niveau marin relatif est mesuré entre la surface marine et le datum local, tel que le socle ou la surface sédimentaire. La subsidence ou le soulèvement du socle, la compaction des sédiments et le mouvement vertical de la surface marine contribuent à la variation du niveau marin relatif. Le niveau marin relatif augmente à cause de la subsidence, la compaction et l'augmentation du niveau eustatique absolu, et diminue par le soulèvement tectonique et la diminution du niveau eustatique absolu. Il ne faut pas confondre entre le niveau marin relatif et la profondeur de l'eau qui est mesurée entre la surface marine et le substratum marin (fig. 18) (Posamentier and Allen, 1999).

Les variations du niveau marin relatif et l'accumulation de sédiments sont directement ou indirectement contrôlées par des facteurs internes (autocycliques) ou externes (allocycliques) au système de dépôt (Einsele, 1992 ; Strasser, 1991). Les phénomènes autocycliques peuvent former des petites séquences shallowing-up qui résultent de la migration latérale des corps sédimentaires (Ginsburg, 1971 ; Matti et Mckee, 1976 ; Pratt et James, 1986 ; Strasser, 1994). Dans ce cas, la corrélation des séquences, même sur de courtes distances, est impossible (Selg, 1988). À l'inverse, les phénomènes allocycliques, qui peuvent être climatiques, eustatiques et/ou tectoniques, s'opèrent en même temps dans plusieurs bassins de sédimentation. Les séquences de dépôt sont latéralement continues et peuvent être corrélées sur plusieurs centaines de kilomètres.

Généralement, le soulèvement ou l'affaissement des substratums peut entraîner, respectivement, une baisse ou une élévation du niveau relatif de la mer qui ne peut pas être considérée comme eustatique puisque le volume ou la masse d'eau ne change pas. Toute variation du niveau de la mer qui est observée par rapport à un cadre de référence Terrestre est définie comme une variation du niveau relatif de la mer (Kemp et al., 2015).

2. Notion d'accommodation et d'espace disponible

L'accommodation c'est l'espace disponible à tout instant pour piéger, en domaine marin, les sédiments, cela correspond au domaine délimité entre le niveau de la mer et le substratum au début de la sédimentation (fig. 19). Elle est contrôlée par le niveau de base, qui est la surface d'équilibre au-dessous de laquelle le sédiment se dépose, et au-dessus de laquelle il y a érosion. Donc l'espace disponible est l'espace résiduel entre les interfaces eau/air et eau/sédiments. L'espace disponible est conditionné par deux facteurs, l'eustatisme (variations du niveau marin absolu) et la subsidence (Jeffrey, 1988).

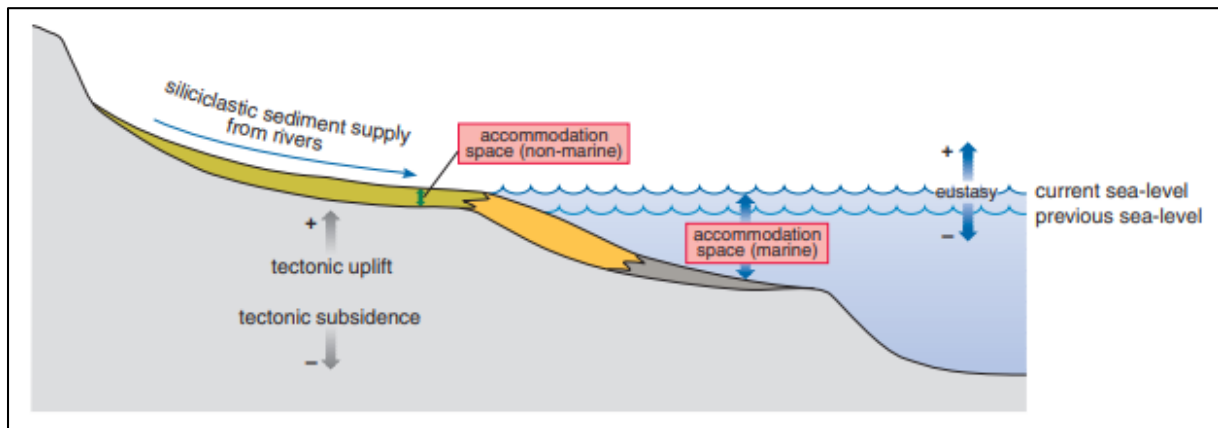


Figure 19 :L'espace d'accommodation et sa relation avec le niveau marin absolu et le soulèvement/subsidence tectonique. L'espace d'accommodation marin créé pendant une élévation du niveau relatif de la mer a été partiellement rempli de sédiments (jaune et gris foncé), alors que l'espace d'accommodation non marin créé pendant l'élévation du niveau relatif de la mer a été totalement rempli de sédiments (jaune verdâtre)(SEPMP's stratigraphy web site le 10/9/2021).

2.1. Notion de flux de base/ flux sédimentaire

Le taux du flux sédimentaire contrôle l'accommodation. L'équilibre entre le flux sédimentaire et l'augmentation du niveau marin relatif contrôle le motif d'empilement des faciès (qu'ils progradent vers le bassin ou rétrogradent vers le continent).

2.2. Mode d'empilement

D'après Van Wagoner et al. (1990), Catuneanu et al. (2009) et Catuneanu et al. (2011), les modèles d'empilement stratigraphique font référence à l'architecture de l'enregistrement sédimentaire. Cet empilement (stacking patterns) peut se faire de trois façons différentes, soit de façon progradante c'est-à-dire migration vers la mer (Seaward Stepping), soit de façon rétrogradante et donc migration vers le pôle continental (Landward Stepping) ou encore aggradante où l'empilement est vertical (Vertical Stacking). Ces trois modes d'empilement (fig. 21) caractérisent alors des tendances générales à la progradation, à la rétrogradation ou à l'aggradation.

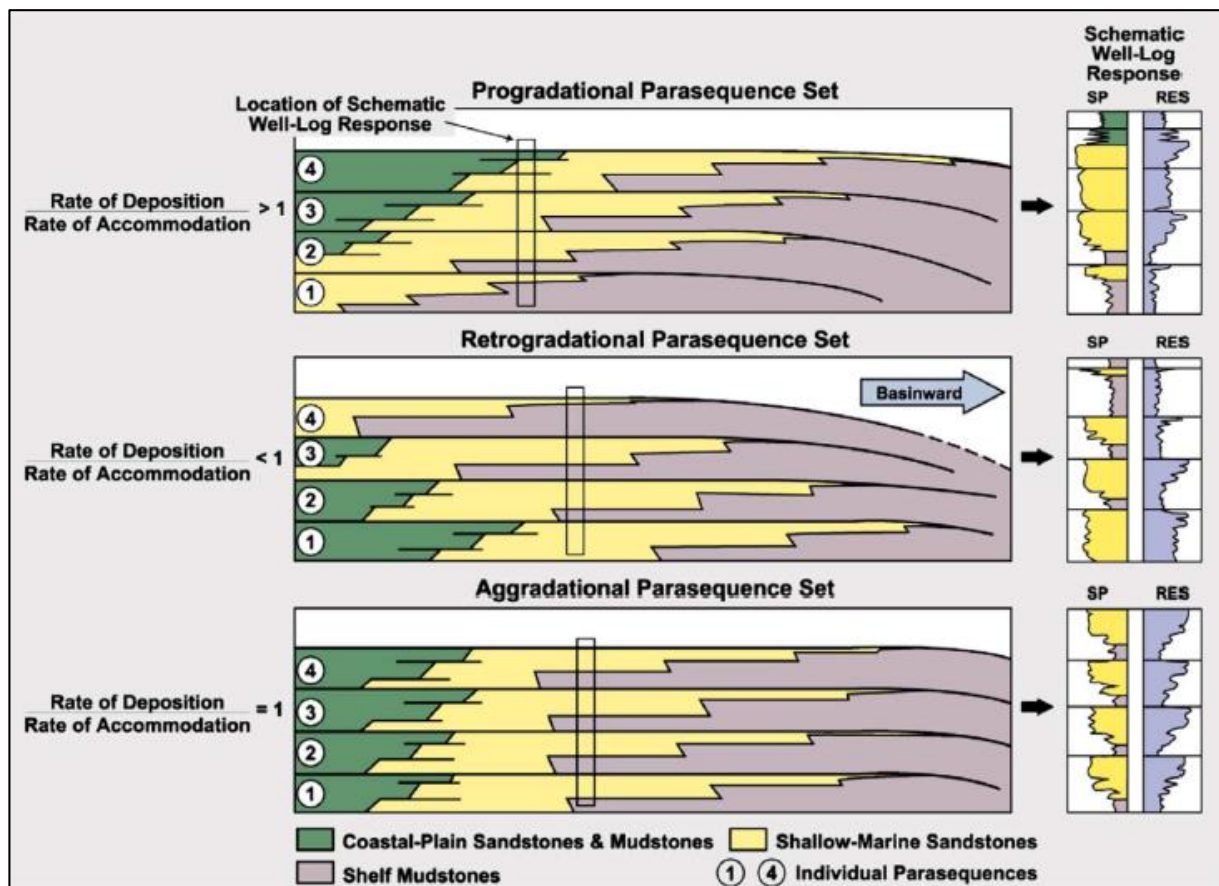


Figure 20: Mode d'empilement vertical des ensemble de paraséquences (Van Wagoner et al., 1990).

- *Rétrogradation*

La rétrogradation est le mouvement de la ligne de la rive vers le pôle continental suite à une transgression (fig. 22B). Cela peut arriver durant l'élévation du niveau de la mer avec une charge faible en sédiments. Un ensemble de paraséquences rétrogradantes correspond à un ensemble dans lequel les séquences plus jeunes se déposent vers le pôle continental. Le taux de dépôts est inférieur au taux de l'accommodation.

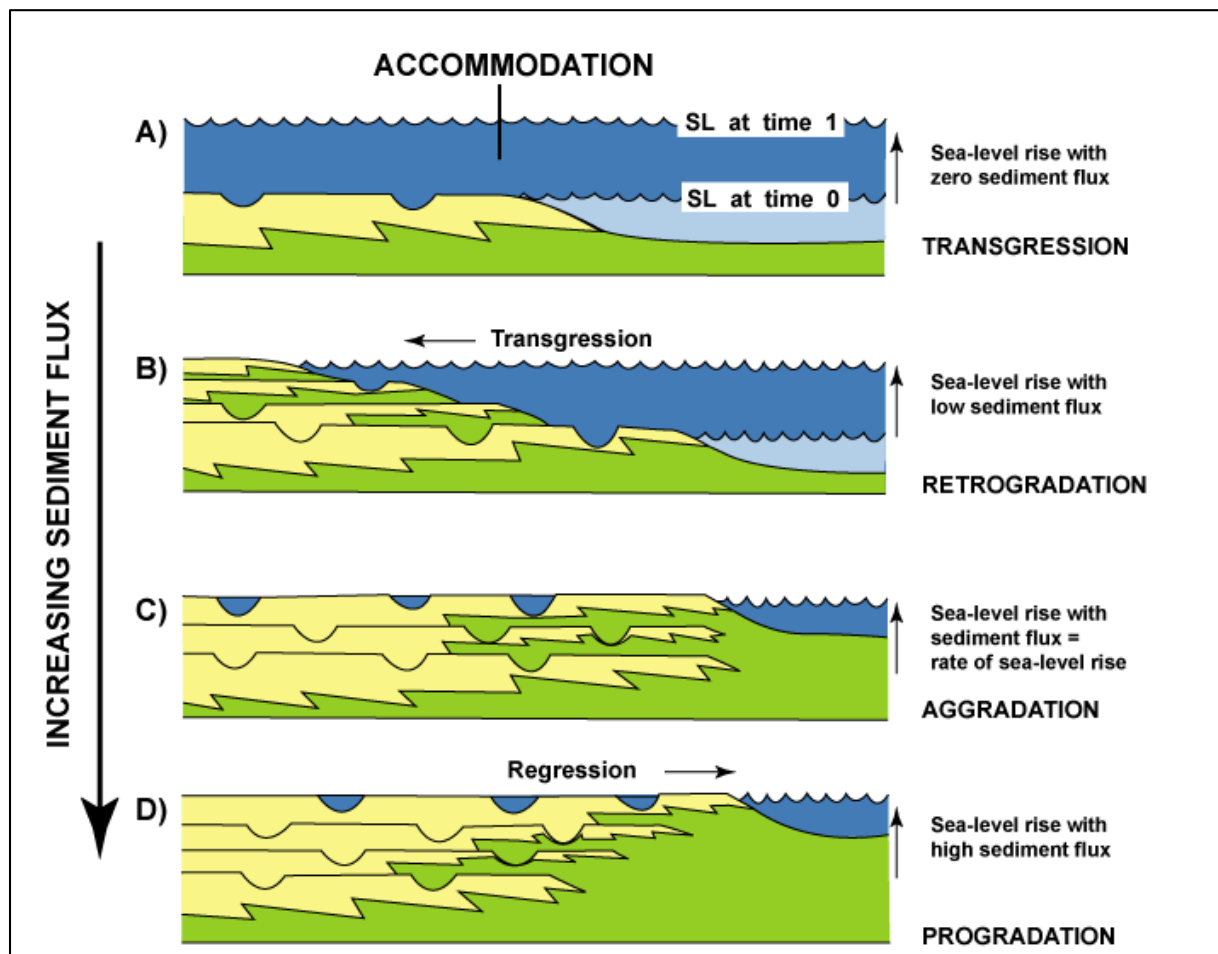


Figure 21 : Mode d'empilement des séquences génétiques (paraséquences) : A : Si le niveau relatif de la mer s'élève et que le flux sédimentaire est nul ou faible, il y a transgression. B : Si le niveau relatif de la mer s'élève et que le taux de flux sédimentaire est faible, il y a rétrogradation de la paraséquence côtière. C : Si le niveau relatif de la mer s'élève et que le taux de flux sédimentaire correspond à l'élévation du niveau de la mer, il y a aggradation de la paraséquence côtière. D : Si le niveau relatif de la mer s'élève et que le taux de flux sédimentaire dépasse l'élévation du niveau de la mer, il se produit une progradation de la paraséquence côtière. (D'après Posamentier et Allen, 1999).

- *Progradation*

La progradation est une sédimentation latérale dans le sens du pôle marin (fig. 22D). Un ensemble de paraséquences progradantes correspond à un ensemble dans lequel les paraséquences jeunes se déposent vers le pôle marin. Le taux de la sédimentation est plus important par rapport au taux de l'accommodation.

Dans un ensemble de paraséquences progradantes, chaque paraséquence avance un peu plus loin vers la mer que la paraséquences précédente. De ce fait, chaque paraséquence contient un ensemble de faciès un peu moins profond que la paraséquence précédente. Cela produit une tendance globale à shallowing-upward dans l'ensemble de la paraséquence et l'ensemble est appelé ensemble de paraséquences de progradation, ou bien le mode d'empilement progradant.

Dans un seul affleurement, un ensemble de paraséquences de progradation peut être reconnu par l'apparition progressive de faciès d'eau moins profonde vers le haut ainsi que la perte progressive du faciès des eaux profondes vers le haut dans l'ensemble des paraséquences. Par exemple, dans un ensemble de paraséquences à empilement progradant, peut-être que toutes les paraséquences contiennent des faciès de shoreface et de foreshore, mais seules les paraséquences supérieures peuvent contenir le charbon de la plaine côtière, et seules les paraséquences inférieures peuvent contenir des faciès de la zone offshore et de la zone de transition.

- *Aggradation*

L'aggradation correspond à un empilement vertical des séquences sédimentaires, elle représente le cas particulier pour lequel le système sédimentaire est en équilibre. Il est créé autant d'espace d'accommodation qu'il en est comblé par sédimentation, c'est-à-dire, l'aggradation se produit lorsque l'apport en sédiments est égal au taux de l'élévation du niveau de la mer (fig. 22C).

Dans un ensemble de paraséquences aggradantes, chaque paraséquence se prograde à peu près à la même position que la paraséquence précédente. Ainsi, chaque paraséquence contient essentiellement la même suite de faciès que les paraséquences au-dessus et au-dessous. L'absence de changement de faciès n'entraîne aucune tendance verticale nette de la profondeur de l'eau. Un tel ensemble est appelé une paraséquence aggradante ou peut être reconnu par le mode d'empilement aggradant. Dans un seul affleurement, un ensemble des paraséquences aggradantes peut être reconnu par la similitude de la composition du faciès dans chaque paraséquence successive.

II. Notion de stratigraphie séquentielle

1. Model d'Exxon

Les chercheurs d'EXXON (Vail et al., 1977) ont proposé un model stratigraphique séquentielle théorique pour comprendre la dynamique d'un système sédimentaire dans un cadre stratigraphique précis. Les concepts originaux sont fondés sur des profils sismiques de systèmes siliciclastiques dans un contexte tectonique de marge passive.

1.1. Définition d'une séquence de dépôt (Depositional sequence)

La notion de séquence de dépôt a été introduite par Sloss dans les années cinquantes (Sloss et al., 1949 ; Sloss, 1950 ; Sloss, 1963). Par la suite, cette notion a été reprise et modifiée. Les notions de séquences de dépôt et de discontinuités prennent un sens précis lié à l'échelle d'investigation. Sloss (1963) a lié la génération des limites des séquences à la tectonique, alors que Vail et al., (1977) a lié les limites des séquences reconnues sur les profils sismiques au changement du niveau de la mer.

Une séquence de dépôt selon le modèle d'Exxon (Vail et al., 1977) (fig. 23) est le résultat d'un cycle de variations du niveau marin relatif. Dans les systèmes de dépôt côtiers, les variations du niveau marin relatif sont équivalentes aux variations de l'espace disponible. Les variations de l'espace disponible pour l'accumulation des sédiments dépendent des vitesses de variations de la subsidence et du niveau marin eustatique.

Dans ce modèle, une séquence de dépôt est limitée par des discordances subaériennes sur la marge du bassin et par des surfaces corrélatives plus loin dans le bassin. Deux types de limites de séquences de dépôt (Vail et Todd, 1981), ont été inclus dans le modèle d'Exxon. Une limite de séquence de type 1 englobe une discordance subaérienne majeure qui s'étend du bord du bassin, au-delà de la marge du plateau et sur la pente supérieure. Vers le bassin, la limite était appelée une conformité corrélatrice (Baum et Vail, 1988,) et s'étendait le long de la base du faciès turbiditique qui occupait le fond du bassin et recouvrait la pente inférieure.

Une limite de séquence de type 2 comprenait une discordance subaérienne relativement mineure qui n'atteignait pas le bord du bassin. Elle était confinée principalement à la partie proximale du plateau, souvent dans des strates non marines (Posamentier et Vail, 1988). Le site extension vers le bassin de la limite de la séquence de type 2 (conformité corrélatrice) s'est faite le long d'une surface chronostratigraphique qui correspond au moment du taux maximal de chute eustatique (Baum et Vail, 1988 ; Van Wagoner et al., 1988 ; Posamentier et al., 1988,).

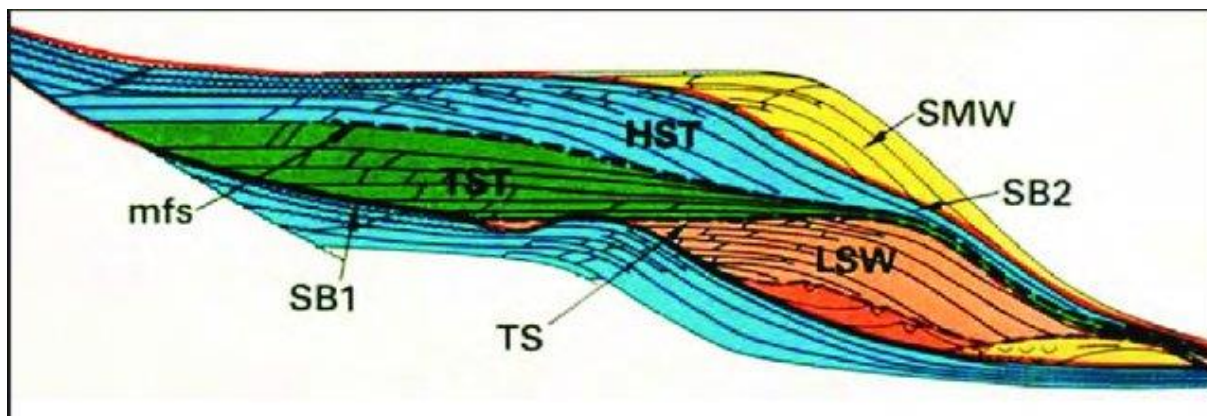


Figure 22: Le modèle de séquence de dépôt d'Exxon (1988). La limite inférieure est une limite de séquence de type 1 (SB1) et elle coïncide avec une discordance subaérienne sur le plateau et le talus supérieur et avec la base des dépôts en éventail sous-marin dans le bassin. La limite supérieure est une limite de type 2 (SB2) et elle coïncide avec une discordance subaérienne sur le plateau et avec une surface temporelle (clinoforme) équivalente au début de l'élévation du niveau de base plus loin dans le bassin. (SB: Sequence boundary. mfs: maximum flooding surface; TS: Transgressive surface; HST: highstanding system tract; TST: Transgressive system tract; LSW: lowstand wedge; SMW: shelf margin wedge). La surface transgressive (TS) et la surface d'inondation maximale (mfs) sont présentes dans la séquence et permettent de la subdiviser en trois systèmes - bas niveau (LSW), transgressif (TST) et haut niveau (HST). Le système qui recouvre directement une limite de séquence de type 2 est appelé système de marge de plateau (SMW). (Emery, 2009 Modifié à partir de Baum et Vail, 1988).

1.2. Classification des séquences

La séquence de dépôt est le résultat d'une variation du niveau marin relatif, ces variations sont de trois types.

Selon l'école "Exxon", classant les séquences en fonction de leur durée, il existe six ordres de séquences (Vail et al., 1991) (tab. 1). Ces séquences peuvent être regroupées en trois grands types (Guillocheau, 1991 ; 1995) (tab. 1) :

- Les séquences à haute fréquence, cycliques et périodiques, possèdent une durée comprise entre quelques dizaines et quelques centaines de milliers d'années. Ce sont les unités génétiques d'origine eustatique.
- Les séquences à moyenne fréquence, cycliques, non périodiques, d'une durée comprise entre 1 Ma et quelques millions d'années, sont d'origine mixte, eustatique et tectonique.
- Les séquences à basse fréquence, non périodiques, dont la durée oscille entre 10 et 40 Ma, sont d'origine tectonique.

Séquences (école "Exxon") (Vail et al., 1991)		Séquences (Guillocheau, 1991, 1995)		Origine	Dénomination
Ordre	Durée	Type	Durée		
1	> 50 Ma	non périodiques	10 - 40 Ma	tectonique	Séquences à basse fréquence
2	3 Ma - 50 Ma				
3	500 Ka - 3 Ma	non périodiques cycliques	600 Ma - 15 Ma	tectonique eustatique	Séquences à moyenne fréquence
4	80 Ka - 500 Ka	périodiques cycliques	10 - 800 Ka	eustatique	Séquences à haute fréquence : unités ou séquences génétiques paraséquences
5	30 Ka - 80 Ka				
6	10 Ka - 30 Ka				

Tableau 1: ordre, caractéristiques et origine des séquences (Vail et al., 1991 ; Guillocheau, 1991; 1995).

1.3. Identification des cortèges sédimentaires et des surfaces stratigraphiques

La séquence sédimentaire selon le modèle d'Exxon a été divisée en unités appelées cortèges sédimentaire délimités par des surfaces stratigraphiques.

- *Le cortège de bas niveau marin (LST)*

L'unité inférieure était appelée le cortège de bas niveau marin (Lowstanding system tract LST ou LSW).

Le cortège LST était délimité par la limite de la séquence (sequence boundary SB) en dessous et la surface transgressive (TS) au-dessus. Le cortège LST a été interprété comme dépôts accumulés après le début de l'élévation du niveau marin relatif durant une régression normale.

- *Le cortège transgressif (TST)*

L'unité intermédiaire a été appelée le cortège transgressif (Transgressif system tract TST), composé de sédiments rétrogradant. Le cortège transgressif correspond aux phases de comblement des aires sédimentaires, il se distingue par l'évolution de faciès qui traduisent un approfondissement du milieu. Le TST comprend les dépôts accumulés dès le début de la transgression jusqu'à la transgression maximale, il est délimité au sommet par le MFS formé lorsque les sédiments marins atteignent leur position la plus terrestre.

- *Le cortège de haut niveau marin (HST)*

Le cortège de haut niveau marin (Highstand system tract HST) englobe les sédiments progradants formés quand le taux des sédiments accumulé dépasse le taux de l'accommodation durant le dernier stade de l'élévation du niveau marin relatif. Le cortège de haut niveau marin est déposé directement sur la MFS (Posamentier et Allen, 1999), sous une faible tranche d'eau (Jack and Kamal, 1989).

- *La surface d'inondation maximale (Maximum flooding surface MFS)*

La surface d'inondation maximale (fig. 23) correspond à la limite qui sépare les sédiments rétrogradants, qui sont déposés durant la phase transgressive, de ceux progradants déposés durant la phase régressive (Embry, 2001 ; Galloway, 1989 ; Posamentier et al., 1988 ; Van Wagoner et al., 1988). C'est une surface isochrone (Hoomewood, 1992) qui indique le point d'inversion entre une tendance à la rétrogradation et une tendance à la progradation (Colombie, 2002) (Cramez, 1990). La MFS marque le changement du dispositif sédimentaire d'un cortège transgressif à un cortège de haut niveau marin.

- *La surface transgressive (Transgressive surface TS)*

La surface transgressive (ST) correspond à la remise en eau ou à l'approfondissement du système suite à l'augmentation du niveau marin relatif. Elle est délimitée par des dépôts progradants en dessous, et des dépôts rétrogradants en dessus (Exxon Workers 1988).

- *Limite de séquence (Sequence boundary SB)*

Les limites des séquences sont identifiées comme des discordances d'érosion significatives et leurs conformités corrélatives. Ces limites sont le produit d'une baisse du niveau de la mer qui érode la surface des sédiments exposés des séquences précédentes. Ces limites sont diachroniques, elles recouvrent les cortèges de haut niveau marin (Catuneanu, 2002).

2. Le Model de Hunt et Tucker

Hunt et Tucker (1992) ont été les premiers auteurs qui ont modifié la séquence originale d'Exxon de (1988). Ils se sont concentrés sur le placement de la limite de la séquence sédimentaire de type 1. Hunt et Tucker (1992) ont affirmé que la limite de la séquence de dépôt dans le bassin doit se situer au-dessus, plutôt qu'au-dessous, des strates déposées pendant la baisse du niveau de base afin de s'assurer qu'une seule limite de séquence continue est délimitée.

2.1. Identification des cortèges sédimentaires et des surfaces stratigraphiques

Hunt et Tucker (1992) ont ajouté un quatrième cortège sédimentaire et l'ont appelé le cortège sédimentaire de régression forcée (FRST) (fig. 24). Leur FRST était limité en haut par la limite de la séquence nommée correlative confirmité (confirmity correlative CC) et en dessous par la "surface basale de régression forcée" (BSFR). Ce cortège est généré par une régression forcée issue de la baisse du niveau marin relatif, indiqué par l'érosion des sédiments exposés en surface et par la progradation des dépôts d'eau peu profonde. La discordance subaérienne peut être surmonté par des dépôt fluviaux en onlap qui appartient à un cortège de bas niveau marin ou un cortège transgressif (Ainsworth 1994 ; Catuneanu, 2006; Plint and Nummedal ,2000).

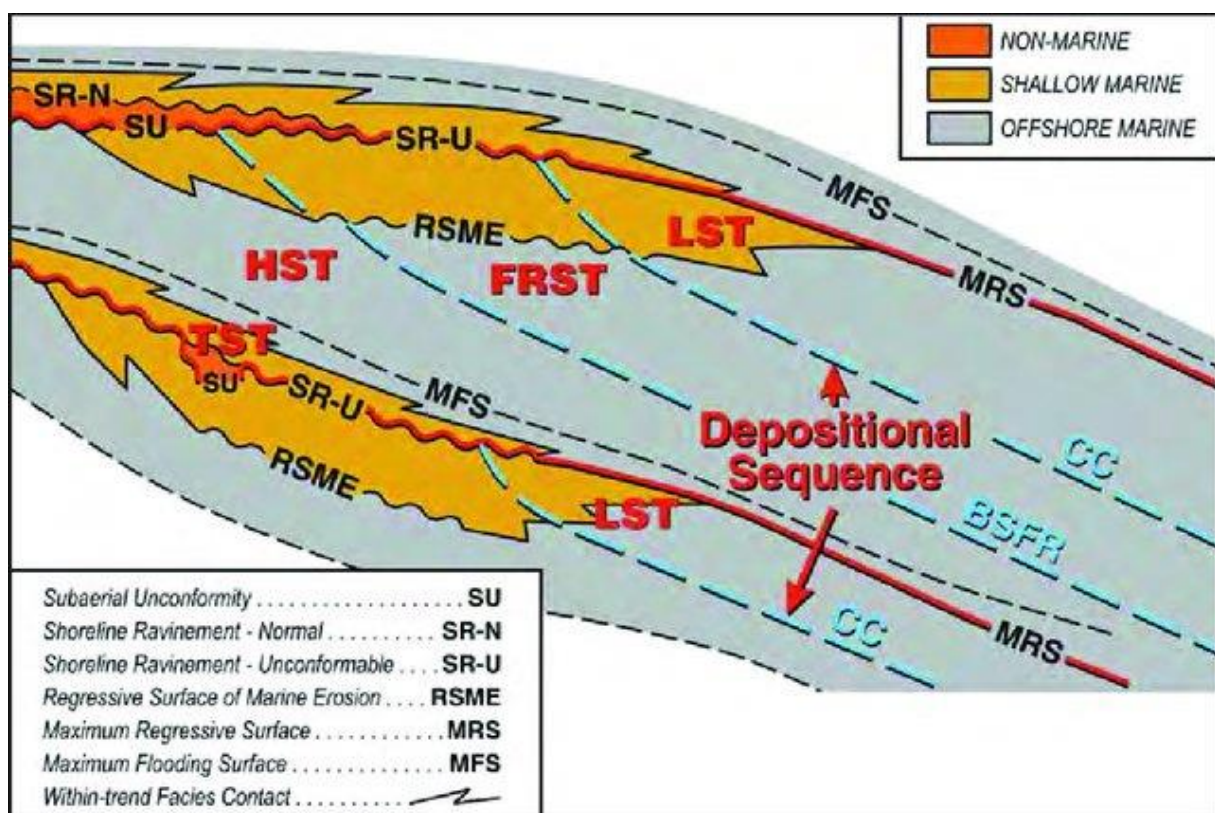


Figure 23: La séquence de dépôts et les composants des cortèges sédimentaires de Hunt et Tucker (1992) ont préconisé l'utilisation de deux surfaces temporelles - la surface basale de régression forcée (BSFR) (égale au début de la chute du niveau de base) et la corrélation confirmité (CC) (égale au début de l'élévation du niveau de base) - pour délimiter les limites des séquences et des cortèges. La limite de la séquence de dépôt est la discordance subaérienne sur le flanc du bassin et de la surface temporelle de corrélation confirmité plus loin dans le bassin. Il est à noter que le cortège à régression forcée (FRST), qui a été définie par Hunt et Tucker (1992), est délimitée par les deux surfaces temporelles et représente toutes les strates déposées pendant la chute du niveau de base. Les autres cortèges sont le cortège de bas niveau marin (LST), le cortège transgressif (TS) et le cortège du haut niveau marin (HST).

- La discordance subaérienne (Subaerial unconformity SU)

La discordance subaérienne (Slosse et al., 1949), est une discordance qui se forme sous des conditions subaériennes comme résultat de l'érosion fluvial, pédogenèse, dégradation par le vent, dissolution ou karstification.

- *La surface de ravinement-unconformable (Shorline ravinment – unconformable SR-U)*

Les surfaces de ravinement sont généralement attribuées au mouvement transgressif vers la Terre des cortèges transgressifs.

- *La surface de régression maximale (Maximum regressive surface MRS)*

La surface de régression maximale (Helland-Hansen et Martinsen, 1996) est une surface stratigraphique qui marque un changement dans le modèle d'empilement des strates, de la régression normale de bas niveau à la transgression. Le terme "surface maximale de régression" est recommandé lorsque l'accent est mis sur la fin de la régression, tandis que le terme "surface transgressive (TS)" est recommandé lorsque l'accent est mis sur le début de la transgression.

- *Surface d'érosion marine (regressive surface of marine erosion RSME)*

Surface subaquatique d'érosion marine est formée lors d'une baisse relative du niveau de la mer. Lorsque le niveau de la mer baisse, la base des vagues et la zone de transport des courants du littoral baissent également, ce qui a pour effet de raboter les sédiments du fond marin qui se trouvaient auparavant sous la base des vagues et les courants de la partie supérieure du littoral.

3. La séquence T-R d'Embry et la séquence génétique de Galloway

Suite à ses études sur les strates très bien exposées de la succession mésozoïque du bassin de Sverdrup de l'Arctique canadien, Embry (1993) a suggéré une autre combinaison possible de surfaces qui répondrait à la définition de base d'une limite de séquence et donc d'introduire une nouvelle classification qui est la séquence transgressive/regressive.

3.1. La séquence T-R

La séquence T-R a été divisée en deux cortèges sédimentaires : un cortège sédimentaire transgressif (TST) délimité par la limite de la séquence et le MFS au-dessus, et un cortège sédimentaire régressive (RST) délimitée par la MFS en dessous et la limite de la séquence au-dessus (fig. 25). Selon Galloway (1989), une séquence T-R était entièrement une construction empirique basée sur des observations des coupes de subsurface et d'affleurements étendus et très bien exposés.

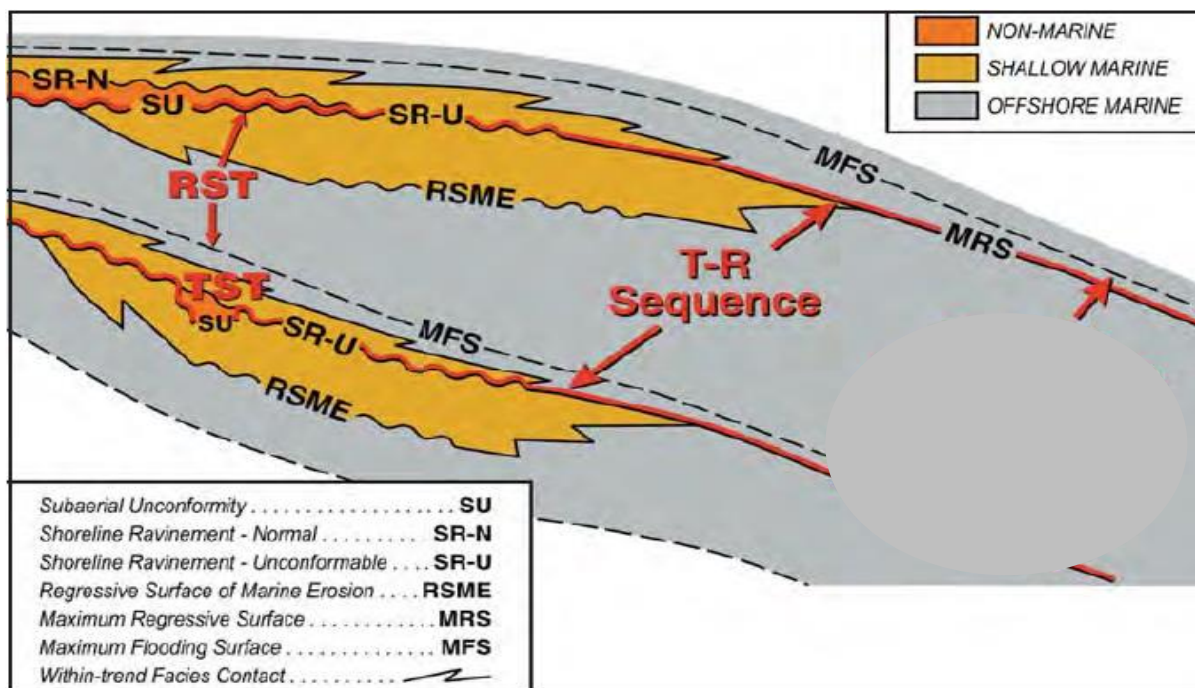


Figure 24: Coupe transversale schématique illustre les limites de la séquence T-R d'Embry (1993) limitée par les surfaces : la discordance subaérienne (SU)/ la surface du ravinement-unfonforme (SR-U) / la surface de regression maximale (MRS). Ces deux types de séquences sont basés uniquement sur des observations empiriques, ce qui contraste avec le modèle de séquence sédimentaire d'Exxon de 1988 qui est essentiellement dérivé d'une déduction théorique. Embry (1993) a subdivisé une séquence T-R en un cortège transgressif (TST) et un cortège régressif (RST) sur la base de la MFS incluse.

Il est généralement admis que les séquences de dépôt de type Exxon peuvent être décrites en termes de trois cortèges sédimentaires mentionnés ci-dessus, plus le cortège sédimentaire de stade de chute (FSST) de Hunt et Tucker, (1992), et le cortège régressif qui forme la moitié des séquences transgressives-régressives (T-R) d'Embry (1993). Ces cortèges sont liés à la variation du niveau relatif de la mer (fig. 26).

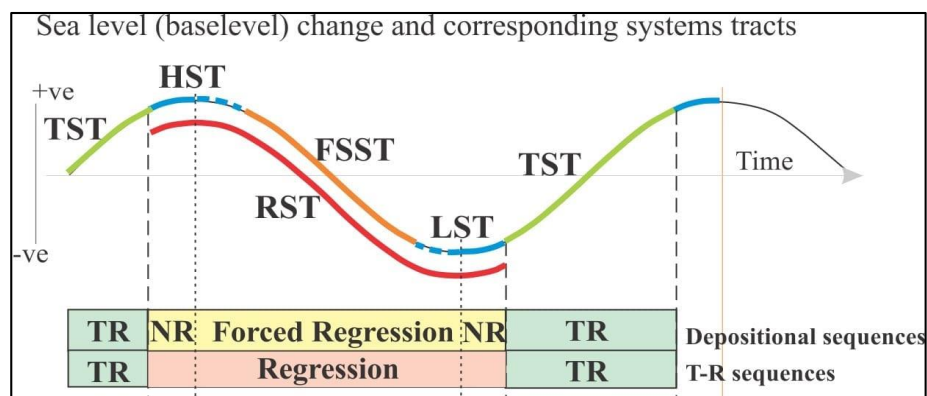


Figure 25 :Graphiques du niveau relatif de la mer et du taux de changement du niveau de la mer, indiquant les positions du niveau de base des cinq cortèges sédimentaires, pour les séquences de dépôt et T-R. Modifié en grande partie de Catuneanu, 2006. TR = transgression ; NR = régression normale. Les cortèges sédimentaires sont : TST le cortège transgressif ; HST le cortège de haut niveau maring ; FSST falling stage ; LST le cortège du bas niveau marin et RST le cortège régressif.

3.2. Séquence génétique de Galloway

Les séquences génétiques sont définies comme des successions conformes de strates génétiquement liées, issues de la même dynamique de dépôt et limitées par des surfaces stratigraphiques (fig. 20) (Galloway, 1989). Chaque unité génétique est définie par un modèle d'empilement spécifique, et des surfaces d'innodation maximale (MFS) (Galloway, 1989 ; Catuneanu et al., 2009), et enregistre les variations du niveau marin correspondant à un cycle eustatique (Posamentier et al., 1988). La phase de chute se traduit par une succession d'environnements de plus en plus proximaux par rapport au continent (progradation) et la phase de montée par une succession d'environnements de plus en plus distaux par rapport au continent (rétrogradation) (Geiller, 1997) (fig. 21). Ces unités génétiques correspondent aux plus petites unités stratigraphiques identifiables.

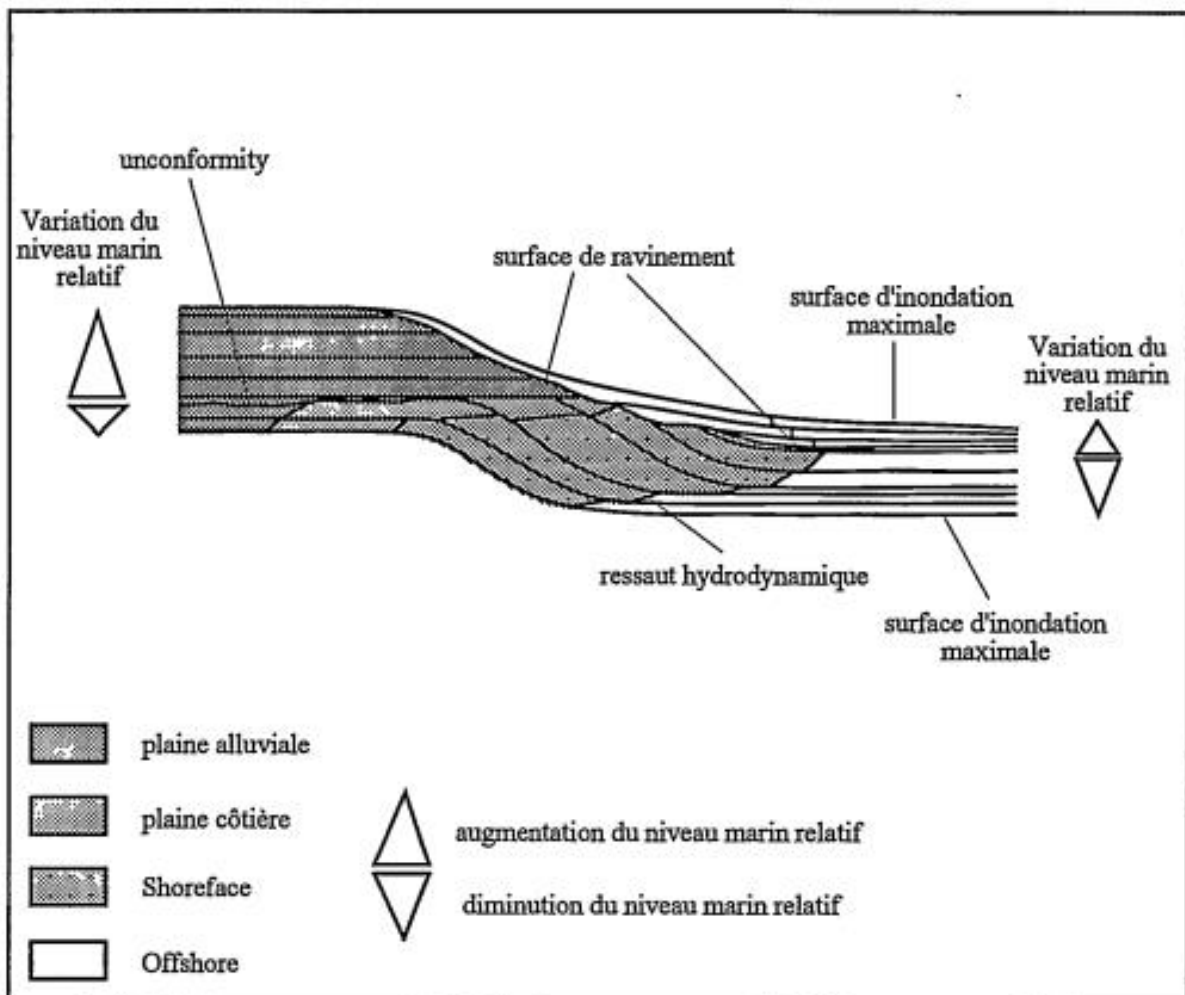


Figure 26 : Modèle de séquence génétique qui correspond à un cycle de variation du niveau marin relatif (Guillocheau, 1991).

III. La stratigraphie séquentielle haute résolution

La stratigraphie séquentielle haute résolution ou stratigraphie génétique est basée sur la reconnaissance des séquences ou unités génétiques. Ces séquences sont des séquences de dépôt définies comme les plus petites unités stratigraphiques pouvant être reliées à une cause allocyclique (eustatisme, tectonique, flux de sédiment). Elles correspondent aux cycles élémentaires de variation du milieu de sédimentation, et elles sont délimitées par deux surfaces d'inondation maximales (Galloway, 1989), limites sensiblement isochrones et enregistrent un cycle de variation du niveau marin relatif (phase de progradation-phase de rétrogradation).

Les unités génétiques décrivent des cycles stratigraphiques de 4^{ème} ou 5^{ème} ordre, dont la période varie entre 0.5 Ma et quelques dizaines de milliers d'années. Les unités génétiques, d'épaisseur métrique à décamétrique, sont identifiées par la stratigraphie génétique, également appelée stratigraphie séquentielle haute résolution. Le qualificatif "haute résolution" signifie que les unités génétiques décrivent des cycles à plus haute fréquence que ceux décrits par la stratigraphie séquentielle. Il est admis que les unités génétiques correspondent à des paraséquences (Van Wagoner, 1995), et que les groupements d'unités génétiques (Homewood et al., 1992) sont de même échelle que les séquences de dépôt de 3^{ème} ordre. Les cycles à plus basse fréquence peuvent être considérés comme un empilement d'unités génétiques (Guillocheau, 1995 ; Schlager, 2004). Identifiant des objets dont la taille est inférieure à la résolution sismique, la stratigraphie génétique s'appuie sur l'analyse des successions de faciès le long de sondages carottés, de logs de puits ou sur les affleurements (Cross, 1991 ; Cross et al., 1993 ; Homewood et al., 1992). En outre, elle permet, par corrélations, de reconstituer la répartition spatiale des sédiments, même à des échelles fines. Cette démarche, désormais largement employée dans l'industrie, fournit un ensemble de concepts permettant de décoder dans l'enregistrement stratigraphique les variations des conditions sédimentaires.

Chapitre 2 : Interprétation sédimentologique et application des principes de la stratigraphie séquentielle aux dépôts du Cambrien du Jbel Saghro.

Introduction

L'objectif de ce travail est de présenter les principaux traits de l'évolution de la série cambrienne dans ce secteur : nous décrirons premièrement les caractères sédimentologiques et paléontologiques des dépôts, et par la suite nous présentons le découpage du remplissage sédimentaire du Cambrien inférieur et du Cambrien moyen en terme de stratigraphie séquentielle. Enfin nous reconstituons le paléoenvironnement sédimentaire du bassin.

La description lithostratigraphique détaillée de neuf coupes levées à l'affleurement et l'analyse par stratigraphie séquentielle, ont permis de distinguer le mode d'empilement des dépôts du Cambrien inférieur et moyen sur le flanc nord oriental et le flanc sud oriental du Jbel Saghro, de classer les cortèges sédimentaires et d'identifier leur milieu de dépôt.

Les sédiments se présentent en deux cortèges sédimentaires, un cortège transgressif et un cortège de haut niveau marin.

Les structures sédimentaires présentes et le motif d'empilement sédimentaires indiquent un paléoenvironnement deltaïque.

Le facteur tectonique a influencé la mise en place de la sédimentation, la subsidence n'était pas homogène dans toute la zone d'étude, de ce fait, la partie occidentale enregistre un hiatus du Cambrien inférieur et une réduction d'épaisseur importantes des dépôts du Cambrien moyen.

I. Position géographique des coupes

Neuf coupes sédimentologiques détaillées ont été levées (fig. 27) et un suivi latéral des couches a été réalisé sur l'ensemble de la série du Cambrien entre les secteurs de Boumalne et Bab n'Ali. Depuis Boumalne Jusqu'à Bab n'Ali, ces coupes sont nommées : Boumalne, Douar Imiter, Timadrouine, mine d'Imiter, Taghazout, Jbel Bouhaddou, Alnif, Nkob et Bab n'Ali.

La région de Jbel Bouhaddou qui présente des conditions d'affleurement optimales au niveau du flanc nord oriental du Saghro (fig. 27 coupe 6), a fait l'objet d'une étude détaillée qui a

permis de comprendre la logique d'organisation stratigraphique des dépôts et d'établir les modèles de faciès. La compréhension régionale du système a nécessité par la suite, l'élargissement de notre zone d'investigation jusqu'à la région du flanc sud oriental du Saghro.

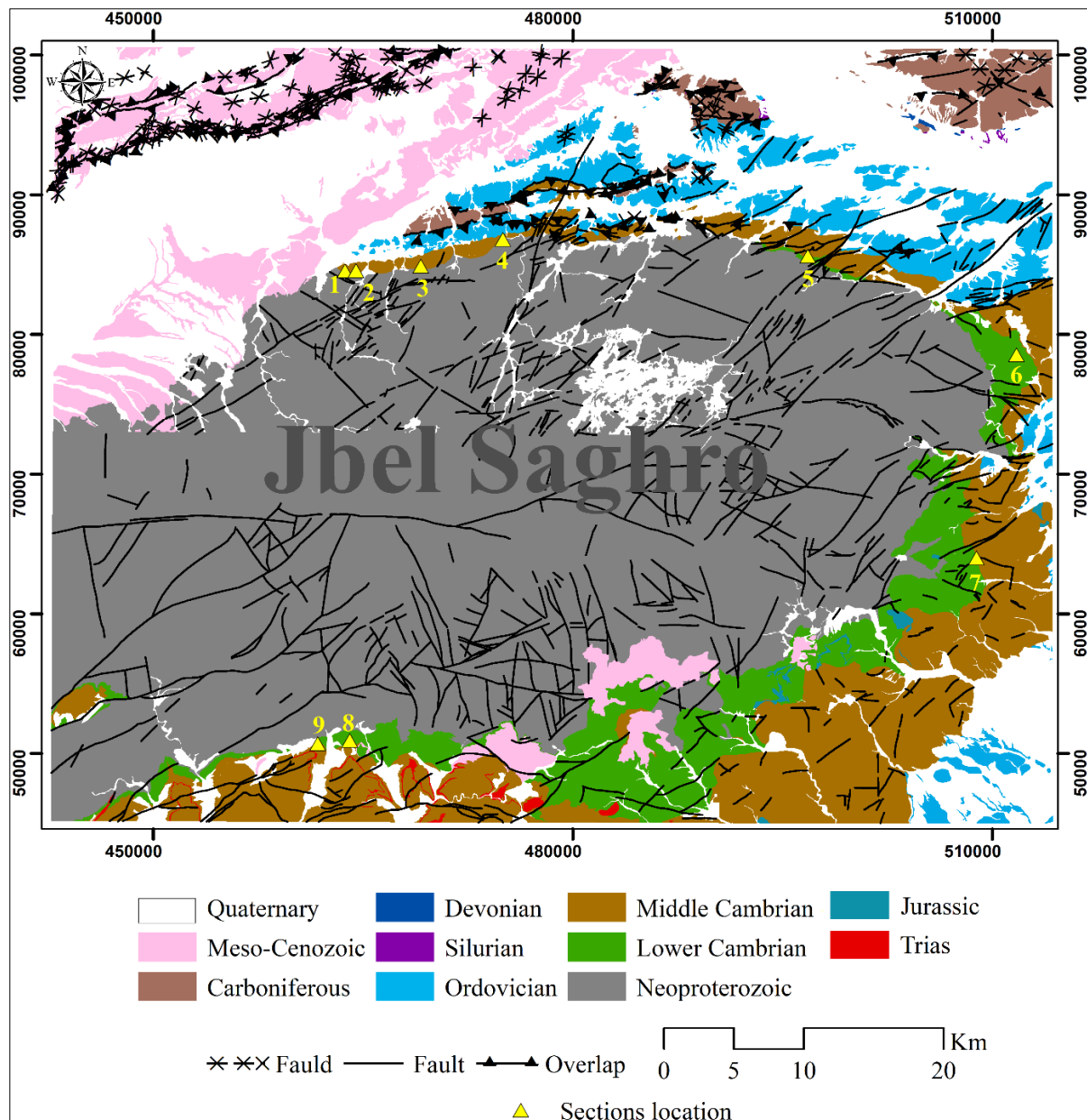


Figure 27: Localisation des coupes par rapport au massif du Saghro projetée sur la carte géologique (les feuilles 1/50.000 de Boumalne, Imiter, Taghazout, Ikniwen, Tiwit et Nkob) : 1 coupe de Boumalne , 2 coupe Douar Imiter , 3 coupe Timadrouine , 4 coupe de la mine d'Imiter , 5 coupe de Taghazout , 6 coupe de Jbel Bouhaddou, 7 coupe d'Alnif , 8 coupe de Nkob , 9 coupe de Bab n'Ali.

II. Analyse des faciès et processus de dépôt

Les dépôts du Cambrien inférieur et moyen sont des sédiments siliciclastiques, divisés en cinq formations (Choubert, 1946) (fig. 28).

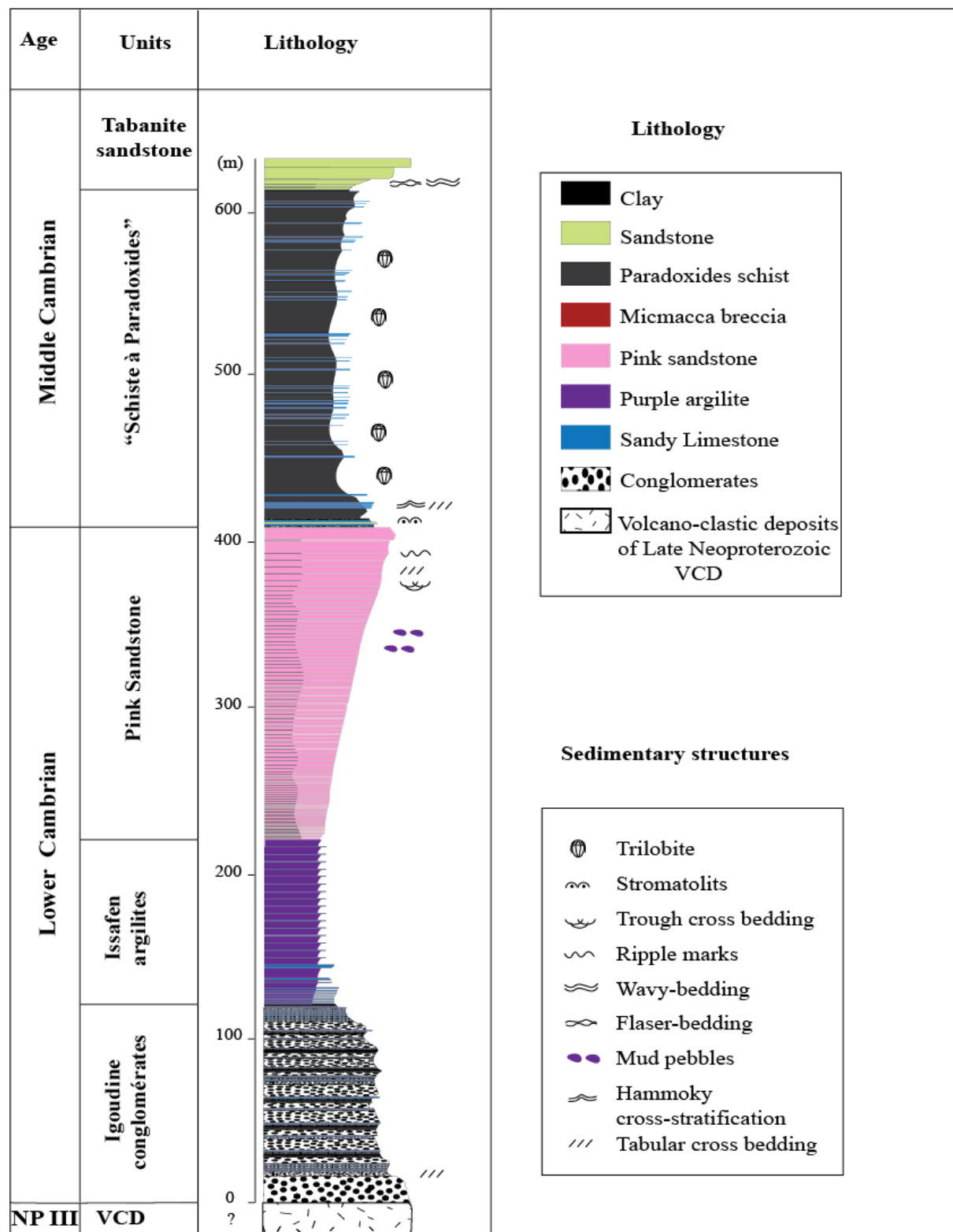


Figure 28 : Log synthétique montrant la succession des formations sédimentaires du Cambrien inférieur et moyen (région de Jbel Bouhaddou).

Les formations du Cambrien inférieur sont : la formation des conglomérats d'Igoudine, la formation des argiles d'Issafen et la formation terminale des grès roses. Suivi par la formation des pélites à paradoxides, et de la formation de grès Tabanite, du Cambrien moyen (Destombes et al., 1985). Ces formations présentent plusieurs faciès qui ont été différenciés en tenant compte de critères sédimentaires classiques, tels que la granulométrie, les figures et les structures sédimentaires, l'épaisseur et l'extension latérale des bancs. L'identification des indicateurs hydrodynamiques (figures et structures sédimentaires), biologiques (fossiles) et lithologiques (granulométrie et minéralogie), a permis de reconnaître l'environnement sédimentaire et les processus de dépôt de chaque faciès, et de suivre l'évolution eustatique durant le Cambrien inférieur et moyen.

L'analyse sédimentologique des dépôts cambriens dans notre zone d'étude a permis d'identifier toutes les associations de faciès. Chaque association est caractérisée par une combinaison de lithofaciès et de structures sédimentaires qui définissent des processus sédimentaires particuliers de dépôt.

Les associations de faciès des dépôts cambriens identifiées dans ce travail sont regroupées selon le mécanisme hydrodynamique qui les a régis. Ces faciès sont classés comme suite :

- Les faciès transgressifs du littoral ;
- Le faciès deltaïque tidal ;
- Le faciès d'offshore marin et zone subtidale ;
- Le faciès d'offshore marin ;
- Le faciès subtidal d'eau peu profonde ;
- Le faciès progradant du front deltaïque ;
- Le faciès de zone infratidale ;
- Le faciès de zone intertidale.

4. Caractéristiques sédimentologiques des coupes lithostratigraphiques du flanc nord oriental du massif du Jbel Saghro.

4.1. Le faciès transgressif du littoral : conglomérat de base (la coupe de Taghazout et la coupe de Jbel Bouhaddou)

4.1.1. Description lithologique des conglomérats de base

Ce faciès est composé de lentilles discordantes de conglomérats (fig. 29b) alternant avec des couches décimétriques à métriques de calcaire-gréseux (20cm à 60cm d'épaisseur), ces couches présentent une stratification oblique (fig. 29c).



Figure 29: Conglomérats de base dans la région de Taghazout, (a): discordance transgressive entre le socle néoproterozoïque en dessous des tirés jaunes et les conglomérats du Cambrien inférieur en dessus des tirés, (b): Forme de la lentille des conglomérats du Cambrien inférieur. S-L : Sandstone/limestone (grès / calcaire) ; C-D: Conglomeratic deposits (dépôts de conglomérat); N-B: neoproterozoic basement (socle néoProtérozoïque)], (c): stratification croisée dans le grès calcaire (S-L).

Les conglomérats sont polygéniques, et ils sont constitués principalement de certains éléments du socle et de galets centimétriques à décimétriques, cimentés par une matrice carbonatée. Les conglomérats ont un granoclassement normal, et elles sont couronnées par des couches de calcarinites (60 cm d'épaisseur) contenant de fines couches d'argile violacée. L'épaisseur des conglomérats diminue latéralement d'Est en Ouest dans la région d'étude.

La formation de conglomérats de base du Cambrien inférieur qui se trouve qu'à l'Est de la zone d'étude, repose directement sur le socle néoprotérozoïque le long d'une base irrégulière (fig. 29a).

4.1.2. Processus et environnement de dépôt

La granulométrie grossière de ce faciès malgré l'absence de litage traduit des conditions de haut régime hydrodynamique. Les conglomérats contiennent quelques éléments du socle, ils marquent le début d'un cycle sédimentaire transgressif, la disposition des conglomérats en lentilles discordantes, surmontées de lits de grès calcaire à niveaux argileux, et la présence de stratifications entre croisées, indiquent l'avancée et le retrait de la mer en un environnement côtier très peu profond.

Ces faciès ont été identifiés à la base de la formation d'Igoudine au sein de la coupe de Taghazout (fig. 30) et la coupe de Jbel Bouhaddou (fig. 31) .

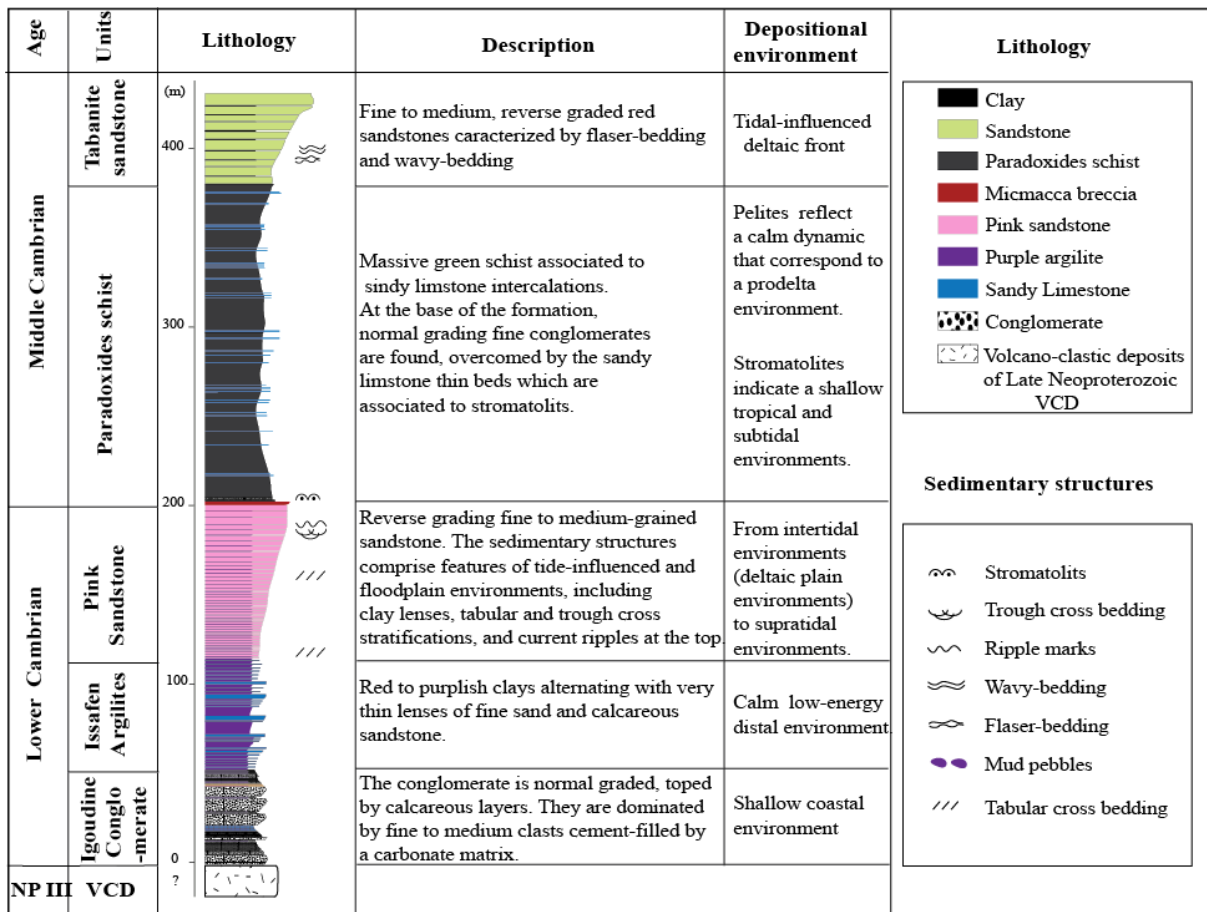


Figure 30 : Coupe de Taghazout montrant la lithologie et la description sédimentologique des différentes formations levées dans la région de Taghazout.

4.2. Faciès de plateforme marine et de zones subtidales (Marine shelf and tidal flat faciès association) : Argilites violacée (la coupe de Taghazout et la coupe de Jbel Bouhaddou)

4.2.1. Description lithologique de la formation d'argilites

Ce sont des argiles rouges à violacées riches en faune (*Neltneria* et *Boudonella*) (Piqué et al. 2006), intercalées avec des niveaux centimétriques de sable fin et de grès calcaire. L'épaisseur des argilites est de 40 m dans le secteur de Taghazout (fig. 30), et de 100m dans le secteur de Jbel Bouhaddou (fig. 31).

Vers le haut, la série est strato-croissante et les interbanes deviennent plus carbonatés, laminés et peu cimentés, avec des marnes silteuses de couleur vert clair. Elle se termine par des calcaires gréseux fins et des calcarinites de couleur rose, formant des couches d'épaisseur métrique avec des interbanes de calcaires gréseux jaunâtres.

Ces faciès caractérisent la formation d'Issafen qui prend le nom « Lie-de-Vin » dans la littérature. Ils sont identifiés au sein du Cambrien inférieur de la coupe de Taghazout (fig. 30) et la coupe de Jbel Bouhaddou (fig. 31).

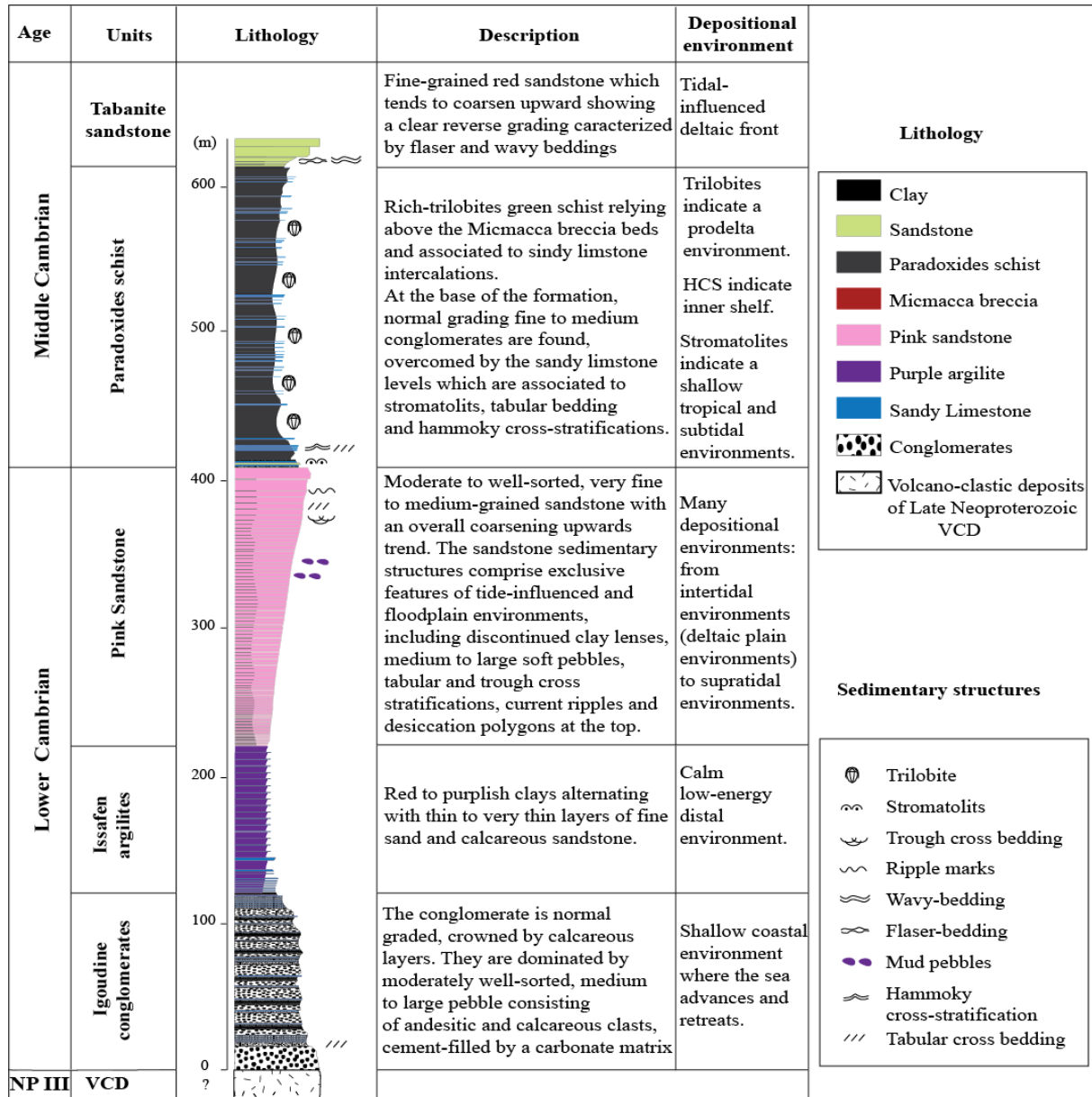


Figure 31: Coupe de Jbel Bouhaddou montrant la lithologie et la description sédimentologique des différentes formations levées.

4.2.2. Processus et environnement de dépôt

Les dépôts argileux correspondent à des sédiments fins déposés dans un environnement calme et à faible énergie, interrompu par des courants qui ont permis le dépôt de grès fins. La granulométrie fine montre également que ces sédiments se sont déposés dans un environnement distal, une plateforme marine ou une zone subtidale.

4.3. Le faciès deltaïque tidal

4.3.1. Description lithologique

Ces faciès sont constitués par des bancs massifs décimétriques à la base, métriques vers le sommet. Ces bancs montrent des niveaux conglomératiques centimétriques, des lentilles d'argiles, des galets mous, des stratifications obliques et entrecroisées, des rides de courant et des polygones de dessiccation au sommet (fig. 32).

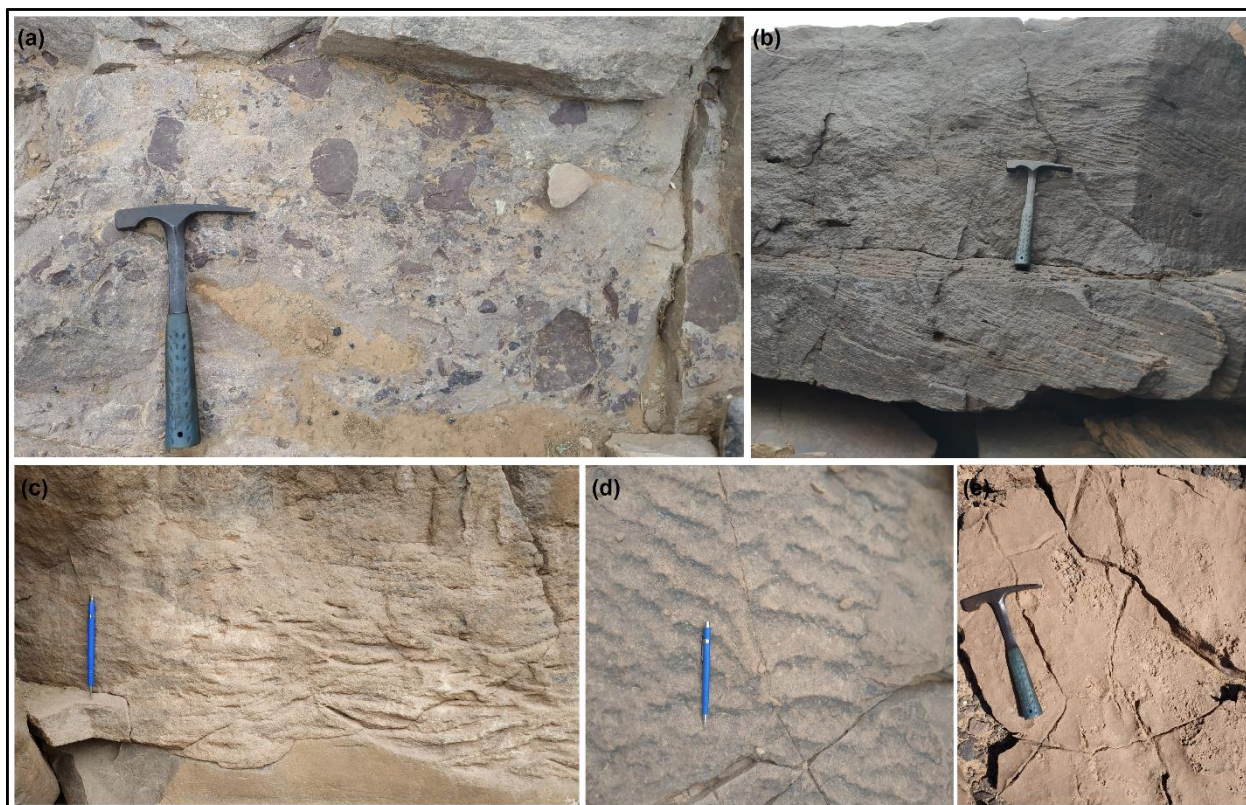


Figure 32 : Structure sédimentaire dans les grès terminaux de la coupe de Jbel Bouhaddou, (a) : galets mous, (b) : Stratification oblique, (c) : Stratification en creux (d) : ride du courant, (e) : Polygones de dessiccation.

4.3.2. Processus et milieu de dépôts

Les grès présentent un granoclasement croissant, de la base vers le sommet de la formation, les grains deviennent plus grossiers, ainsi que la répartition des bancs, qui passent des bancs minces de quelques centimètres à des bancs massifs de plus d'un mètre. L'analyse des structures sédimentaires caractérisant cette formation, a permis d'identifier le processus et le milieu de dépôts.

Les galets mous (fig. 32a) sont des structures communes dans les dépôts du fond de chenal dans plusieurs environnements dominés ou influencés par la marée, généralement, des environnements estuariens ou de la plaine deltaïque (Dalrymple, 2007). Les galets mous sont

utilisés comme des indicateurs de dépôts dans les environnements intertidaux (Sepkoski, 1982). Leur formation est expliquée par l'action des courants qui auraient arraché à leur passage des fragments d'argilites déposées ultérieurement, et repositionnés dans les grès rose.

Les stratifications en creux (fig. 32c) avec une base érosive rencontrées au sommet des grès roses, sont caractéristiques des dépôts de la barre deltaïque (Harms, 1979), elles sont formées par les courants côtiers et corrélient forcément avec la direction du courant (Dasgupta, 2002). Les stratifications entrecroisées (fig. 32b) indiquent un milieu de upper shorface (Dale et leckie, 1989).

Les rides de courant (fig. 32d) sont aussi présentes, elles sont générées sous une faible tranche d'eau (Harms, 1979) et elles sont perpendiculaires au sens du courant qui les a générés (Allen, 1966).

Des polygones de dessiccation (fig. 32e) indiquent de brefs épisodes d'émersion et Ils sont communs dans les environnements intertidaux et supratidaux et les plaines d'inondation.

Les caractéristiques sédimentaires traduisent un milieu de sédimentation marin de faible profondeur sous une influence de marées, dans un contexte deltaïque. L'ensemble de ces faciès caractérisent la formation des grès terminaux du Cambrien inférieur. Ils sont identifiés au sein de la coupe de Taghazout (fig. 30) et la coupe de Jbel Bouhaddou (fig.31). Cette formation correspond à la phase de comblement du bassin du Cambrien inférieur.

4.4. Le faciès transgressif du littoral : le membre de brèche à Micmacca et le conglomérat de base du Cambrien moyen

4.4.1. Description lithologique de la Brèche à Micmacca et les conglomérats de base du Cambrien moyen (la coupe du Jbel Bouhaddou)

La distribution spatio-temporelle des brèches à Micmacca et des conglomérats de base du Cambrien moyen est hétérogène le long du secteur d'étude.

La brèche à Micmacca est un mélange de calcaire, silt, grès fin et de nombreux fragments de fossiles (trilobites et coquille de brachiopodes) (Geyer and Malinky, 1997; Geyer and Palmer, 1995). L'épaisseur des brèches varie latéralement d'Ouest en Est entre 25 à 50 cm, et sont surmontées par des lentilles rétrogradantes de conglomérats de base.

Dans la zone de Jbel Bouhaddou, la section débute par des affleurements conglomératiques grisâtres à verdâtres, entrecoupés de lits de grès fins et de calcaires. Les clastes conglomératiques sont subangulaires à arrondis, de taille centimétrique à décimétrique,

polygéniques et non jointifs. Le conglomérat s'observe localement sous forme de lentilles décamétriques surmontés de lits calcaires. Ces niveaux se manifestent en forme des "onlaps" rétrogradants (fig. 33a).

Les "onlaps" sont ensuite surmontés d'un niveau conglomératique de 1 à 2 m d'épaisseur, qui contient des galets de 10 à 15 cm de diamètre (fig. 33b). Les galets sont arrondis, souvent allongés, dispersés à la base des schistes riches en Paradoxides (fig. 33c).

Dans le reste du secteur, le conglomérat du Cambrien moyen est absent, tandis que les couches de brèche de Micmacca recouvrent les dépôts néorotérozoïques. L'épaisseur, la forme et la consistance de la brèche de Micmacca diffèrent d'un secteur à l'autre. Les couches sont plus épaisses et se poursuivent vers l'Est, et sont formées de fines lentilles discontinues bisautées latéralement plus à l'Ouest.



Figure 33 : Les structures des niveaux conglomératiques dans la coupe de Jbel Bouhaddou, (a) : forme en onlap des (F1 : calcaire conglomératique ; F2 : grès conglomératique ; F3 calcaire conglomératique), (b) : zoom montrant la taille des éléments conglomératiques, (c) : conglomérats dispersés à la base des schistes.

4.4.2. Processus et milieu de dépôts

La Brèche à Micmacca marque une incursion marine et le début de conditions de plate-forme siliciclastique peu profondes, l'onlap marin a progressé de l'Ouest vers l'Est, et le sud du Maroc était complètement inondé par des mers peu profondes (Geyer and landing, 1995).

Tandis que les niveaux conglomératiques (à la base de la succession du Cambrien moyen), apparaissent sous forme de lentilles "onlap" rétrogrades. Elles indiquent un déplacement des corps sédimentaires vers la Terre lors d'une transgression marine du Cambrien moyen (fig. 33a). Les lentilles bisautées et leur continuité latérale vers le Sud-Est, révèlent la direction de la transgression. Les niveaux conglomératiques qui recouvrent ces "onlaps", témoignent de la succession des pulsations eustatiques durant cette période. Un long transport, sous un régime hydrodynamique à haute énergie, a été indiqué par les conglomérats à éléments arrondis et à base irrégulière constituant la base de la formation "Schiste à Paradoxides" (fig. 33c).

Ce faciès a été trouvé à la base du Cambrien moyen (brèche à Micmacca) au sein de la coupe de Jbel Bouhaddou.

4.5. Le faciès subtidal d'eau peu profonde

4.5.1. Description lithologique

Le faciès précédent est surmonté par une barre de calcaire à base irrégulière. En terme de structure sédimentaire, ces calcaires présentent des stratifications obliques et des structures en mamelon (fig. 34a, b). Suivi par endroit, par des barres minces de calcaires à stromatolithes (fig. 34c) et des lentilles de sable (fig. 34d) qui sont également présentes dans les tout premiers mètres de l'unité suivante des schistes à paradoxides.

4.5.2. Processus et milieu de dépôt

Les calcaires à stratification en mamelon HCS sont considérés comme indicateur des dépôts de plate-forme interne. Les HCS sont attribués aux actions de tempêtes, ils se forment sous une énergie élevée des courants oscillatoires (Dale, 1989). Les HCS sont associées à des faciès d'eau peu profonde d'origine marine (Swift, 1983 ; Harms et al., 1975), et indiquent un environnement progradationnel entre le littoral marin et fluviatile (Decelles et al., 1992).

Au-dessus des calcaires stratifiés HCS, on observe des calcaires stromatolitiques. Plusieurs facteurs écologiques combinés permettent la formation et la préservation des stromatolites. Il s'agit notamment d'une quantité suffisante de lumière et d'oxygène, d'une température et de conditions chimiques adaptées, d'une sédimentation calme et périodique qui contribue également à la préservation des colonies stromatolitiques (Pratt, 1982). Les stromatolites sont distribués dans des environnements tropicaux et subtidaux peu profonds (Bathurst, 1967 ; Neumann et al., 1970).

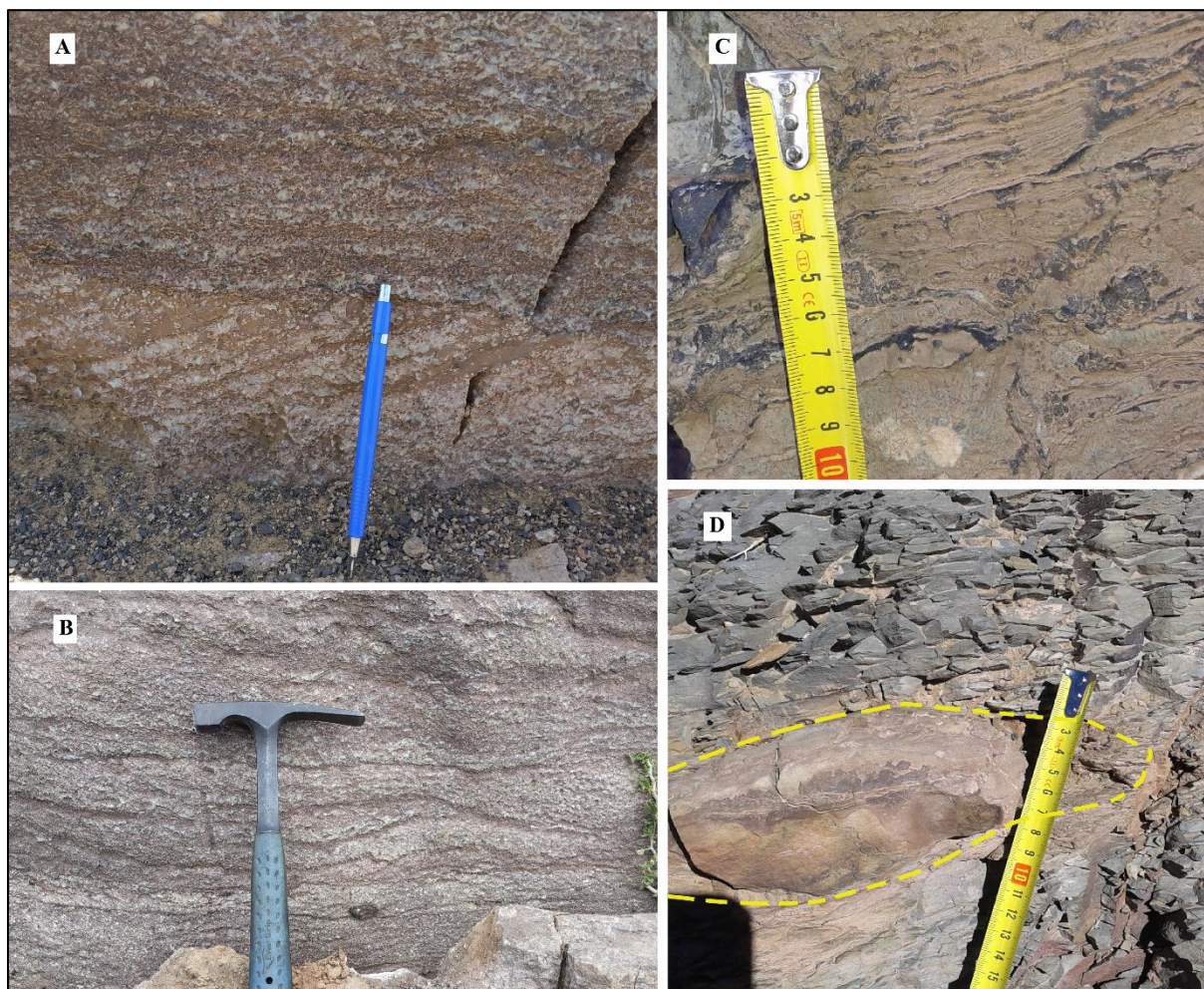


Figure 34: (A) : stratification oblique surmontée par une stratification horizontale dans les calcaires gréseux (région de Jbel Bouhaddou), (B) : structure HCS dans les calcaires dans la région de Jbel Bouhaddou, (C) : calcaire stromatolitique (région de la mine d'Imiter), (D) : lentille de sable dans les pélites (région de la mine d'Imiter)

4.6. Le faciès d'offshore marin

4.6.1. Description lithologique des schistes à paradoxides

Les schistes à paradoxides font partie du groupe des Feijas internes (Destombes et al., 1985), composé essentiellement des pélites à intercalations grès-calcaires qui deviennent plus fréquentes vers le sommet de la formation.

Les pélites dans les six secteurs présentent des similarités en terme de la couleur, du matériel paléontologique et du faciès, mais une grande variation d'épaisseur. La formation pélitique atteint son épaisseur maximale dans la région de Jbel Bouhaddou dans l'extrémité orientale de la zone d'étude, et décroît progressivement vers l'Ouest jusqu'à la région de Boumalne, où elle enregistre sa valeur minimale.

Dans le secteur de Jbel Bouhaddou (Fig. 31), les pélites sont bien développées et présentent une épaisseur de 190m, de couleur vert foncée parfois grisâtre, riches en trilobites.

Le secteur de Taghazout (Fig. 30) présente à son tour, une grande similarité par rapport à la coupe précédente, avec une diminution remarquable d'épaisseur, les pélites dans ce secteur sont de 140 m, riche en trilobites et présentent des niveaux de calcaire gréseux de quelques centimètres à quelques décimètres de puissance, et se localisent fréquemment au sommet de l'unité.

Dans le secteur de la mine d'Imiter (Fig. 35) les pélites sont d'une épaisseur de 90m, et reposent directement en discordance angulaire sur les dépôts volcano-clastiques d'âge Néoprotérozoïque terminal, par l'intermédiaire d'un niveau de brèche à Micmacca à matrice carbonatée.

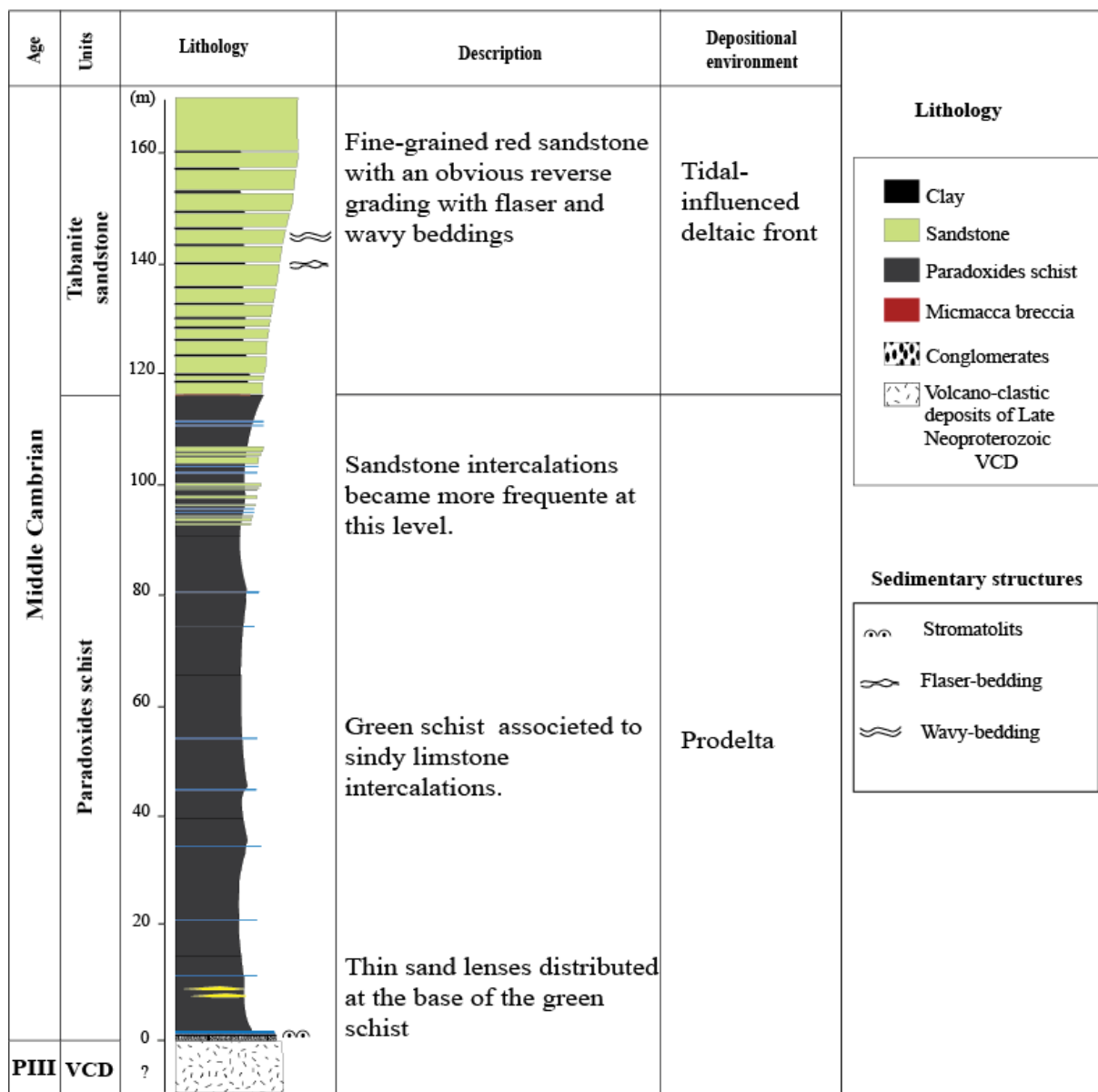


Figure 35: Coupe montrant la lithologie et la description sédimentologique des différentes formations levées dans la région de la mine d'Imiter.

Dans le secteur de Timadrouine (Fig. 36), les pélites ont une épaisseur de 120 m, déposées directement au-dessus du socle néoprotérozoïque (fig. 37). Contrairement aux coupes précédentes, les pélites sont rarement intercalées par de fines couches de calcaire sableux. La Brèche à Micmacca est également absente dans cette zone.

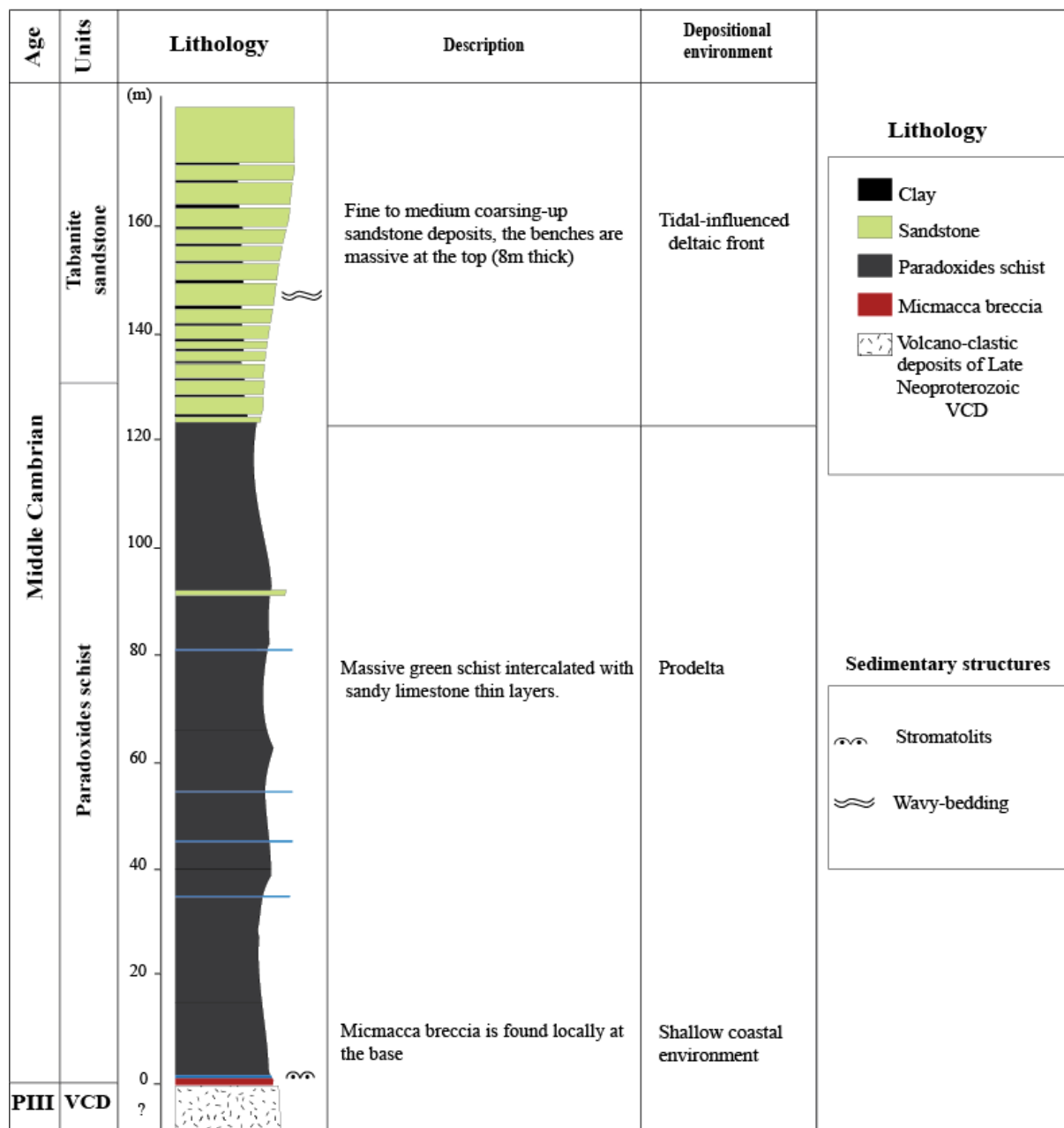


Figure 36: Coupe montrant la lithologie et la description sédimentologique des différentes formations levées dans la région de Timadrouine.



Figure 37: Limite entre le socle Néoproterozoïque et les schistes à Paradoxides dans le secteur de Timadrouine.

Dans le secteur de Douar Imiter (Fig. 38), les pélites ont une épaisseur de 100 m et recouvrent le socle néoproterozoïque, suivant parfois des lentilles discontinues de la Brèche à

Micmacca. Les pélites sont laminées à la base et altérées vers le sommet, où elles alternent avec des calcaires sableux en forme de lentille.

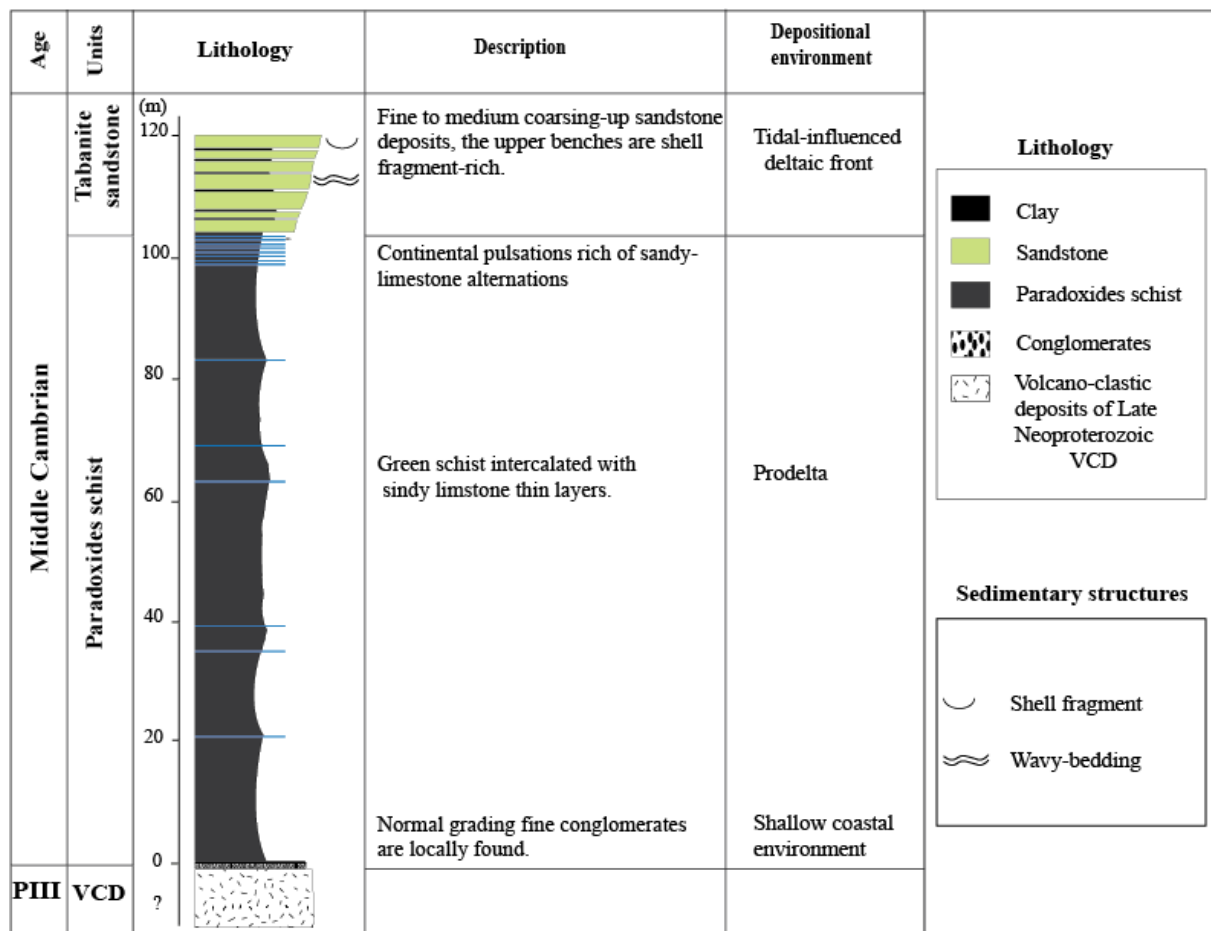


Figure 38 :Coupe montrant la lithologie et la description sédimentologique dans la région de Douar Imiter.

Dans le secteur de Boumalne (Fig. 39), Les pélites sont réduites et moins développées avec une épaisseur de 100m, comme dans le secteur de Douar Imider. Les pélites recouvrent la brèche de Micmacca, qui à son tour repose de manière discordante sous forme de lentilles discontinues sur les terrains néoproterozoïques.

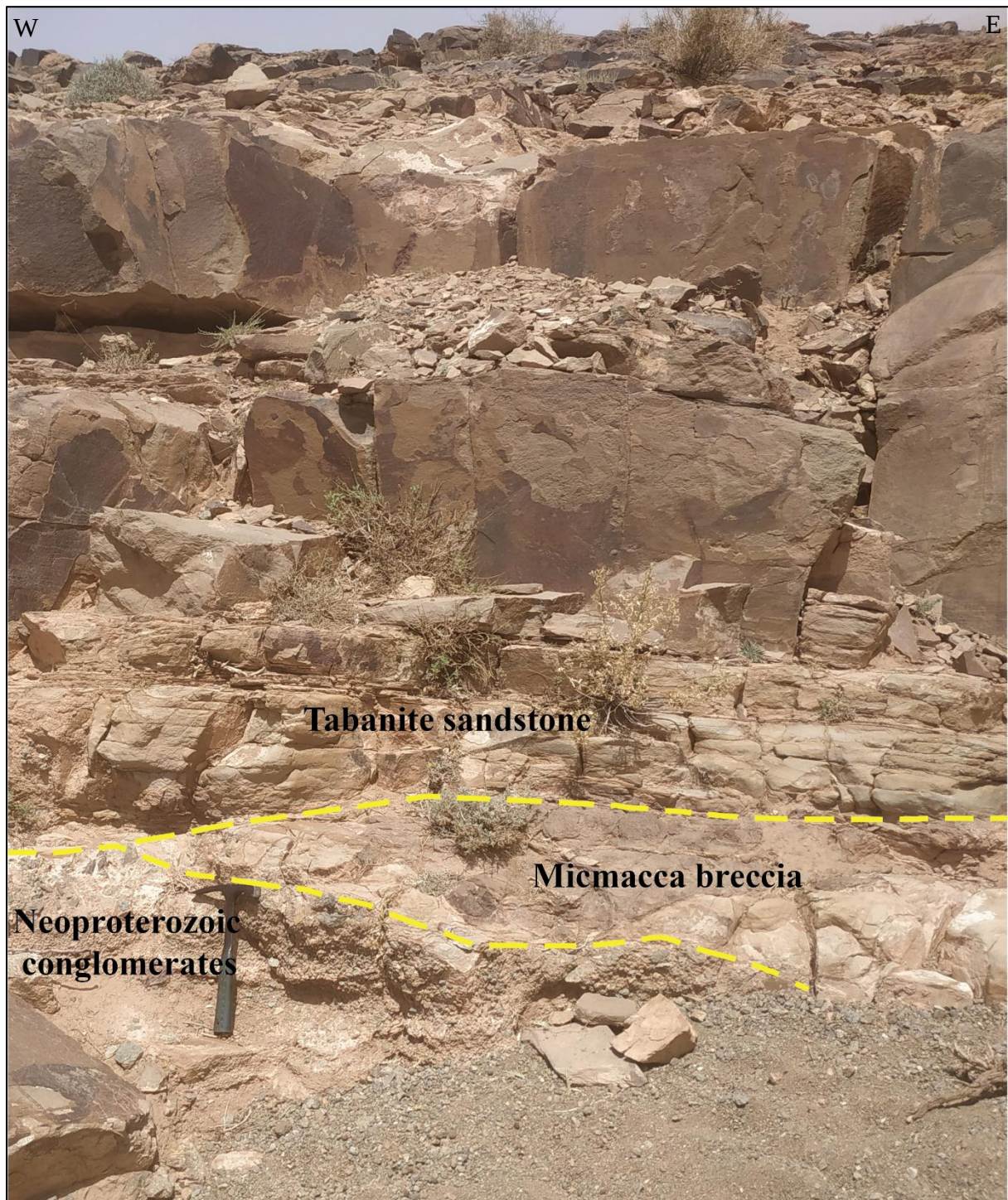


Figure 40: Grès de Tabanite et des brèches à Micmacca directement déposés sur le Néoprotérozoïque (noter l'absence des schistes à paradoxides) dans la région de Boumalne.

4.6.2. *Processus et milieu de dépôts*

Les unités sous-jacentes des schistes à paradoxides se caractérisent par le passage d'un faciès transgressif de littoral (les conglomérats de base et Brèche à Micmacca) à un faciès subtidal peu profond (calcaire en HCS et calcaire stromatholitique) indiquant ainsi la transition d'un milieu de sédimentation agité à un milieu plus profond calme et de faible énergie.

L'environnement de dépôt s'approfondit progressivement ; en raison de la prédominance des pélites qui reflètent une dynamique calme, et de la présence de la faune des Paradoxides qui est exclusivement marine (Geyer and Malinky, 1997; Geyer and Palmer, 1995) les conditions de dépôt correspondent probablement à un sous-environnement de prodelta.

La partie supérieure de cette unité renferme des alternances grésocalcaires. Ceci peut être expliqué par la transition d'un environnement profond à un environnement moins profond de prodelta, régi par les pulsations continentales. Les alternances grésocalcaires montrent des structures sédimentaires HCS, ce qui indique un apport sédimentaire assez important dans un environnement à nouveau soumis à l'action des tempêtes.

4.7. Le faciès progradants du front deltaïque

4.7.1. Description lithologique (grès de Tabanite)

Le faciès se présente sous forme de grandes lentilles progradantes en aval (fig. 41a). Les structures sédimentaires rencontrées sont des « flaser bedding » (fig. 41b), et des structures de « wavy-bedding ». Vers le sommet de l'unité, les polygones de dessiccation (fig. 41c) et les fines rides de courant unidirectionnelles deviennent plus dominants.

Les fossiles dans le grès n'ont pas été observés, cependant, les traces de fossiles et la bioturbation sont communes dans les sections de Boumalne et Douar Imiter, où les bancs supérieurs sont riches en fragments de coquilles (fig. 41d).

La formation de grès de Tabanite correspond à des sédiments arénacés avec des tigillites datés par des conocoryphes et des lingules (Destombes et al., 1985). La formation est composée d'un grès rouge bien trié, à grain fin, qui tend à devenir plus grossier vers le haut, montrant ensuite une nette progradation. A la base, le grès est divisé en barres minces, tandis qu'il apparaît comme des bancs massifs métriques au sommet enfermant de fines couches d'argile.

Les six secteurs montrent des variations d'épaisseur, elles sont de 20m, 30m, 50m, 70m, 52m et 50m d'épaisseur, respectivement dans le secteur de Jbel Bouhaddou, Taghazout, Timadrouine, mine d'Imiter, Douar Imider et Boumalne.

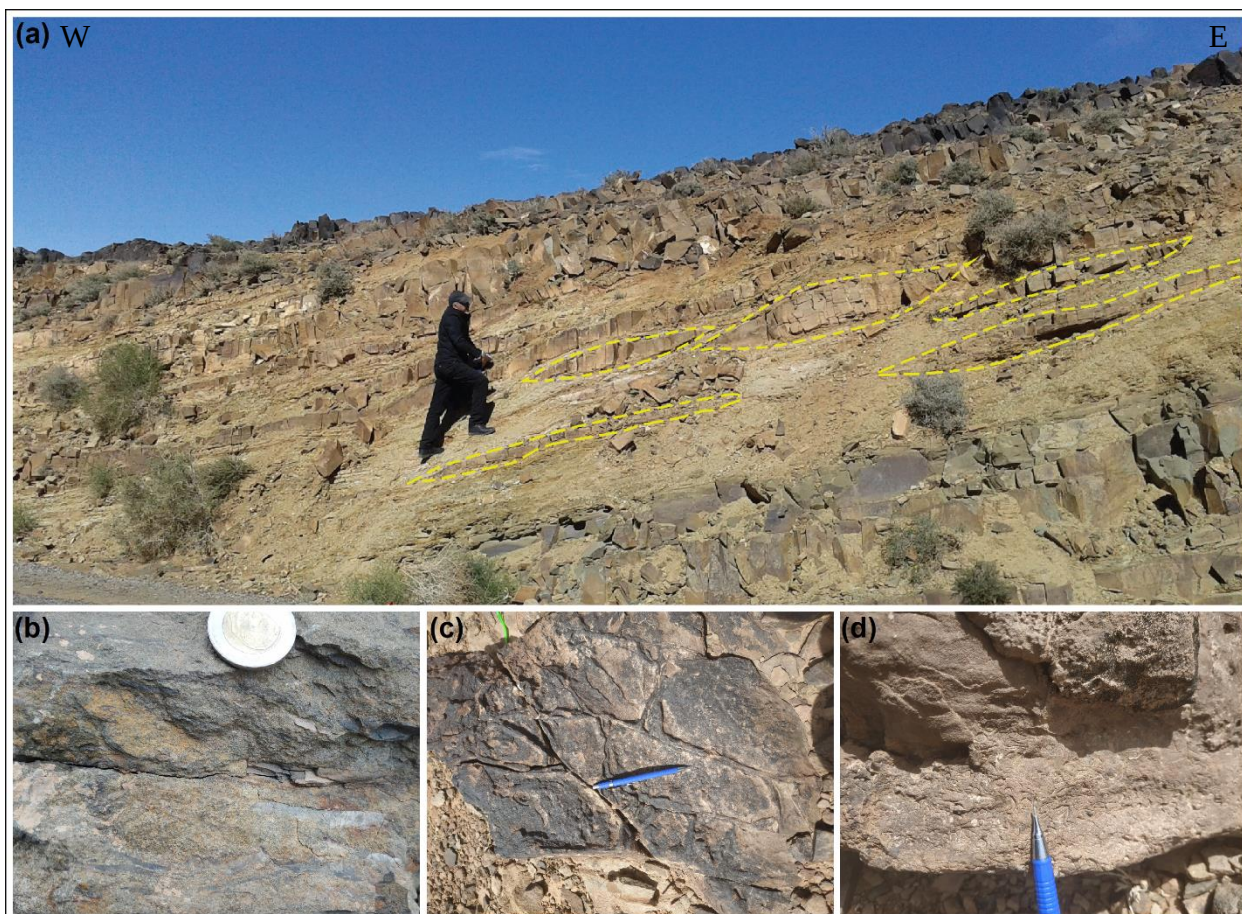


Figure 41 : Structures et figures sédimentaires dans les grès de Tabanite (a) : lentille de grès en downlap dans la région de la mine d'Imiter (b) : virgules d'argiles dans la région de Jbel Bouhaddou (c) : polygone de dessiccation dans la région de Douar Imiter (d) : grès riche en fragment de coquillages dans la région de Boumalne.

4.7.2. Processus et milieu de dépôts

Les grès de Tabanite se présentent en grandes lentilles, progradantes biseautées en downlap. Cette association de faciès présente à son tour divers indicateurs hydrodynamiques, qui traduisent les facteurs du processus de dépôts et réfère au milieu de la sédimentation.

Les « wavy-bedding » sont des structures sédimentaires caractérisées par des alternances de lentilles de sable et des lits d'argiles. Les « flaser-bedding » sont plutôt des virgules d'argiles intercalées au sein des niveaux sableux, et ils sont considérés comme des structures d'environnement à influence tidale. Ils sont plus fréquents dans les environnements tidaux et deltaïques (Martin, 2000).

Les « flaser-bedding » sont liés aux alternances des actions des courants ou des vagues avec les périodes de calme, se localisent préférentiellement dans les environnements subtidaux et intertidaux, dans ces deux environnements, la genèse des flaser bedding est liée au rythme tidal, au courant tidaux qui caractérisent les front deltaïques (Reineck, 1968). Ils se déposent

lors d'une période de calme et sous les creux, après érosion par les courants postérieurs, ils restent sous forme de virgule d'argiles.

La mise en place de ces beddings nécessite l'alternance de l'action des courants ou l'action des vagues pour déposer le sable, et des périodes du calme pour déposer les argiles, de ce fait, l'environnement favorable pour la formation de ces structures, sont les zones où des périodes de calme alternent épisodiquement avec des périodes où l'action des vagues ou les courants se manifestent, et donc sont les environnements subtidaux (Reineck, 1968) et les environnements intertidaux (Hantzschel, 1936).

Les structures et les figures sédimentaires, la forme lenticulaire des couches et leur disposition en "downlap" suggèrent que les grès de Tabanite sont générés dans un front deltaïque progradant dominé par la marée.

Les grès de Tabanite sont caractéristiques du Cambrien moyen au sein de toutes les coupes levées.

5. Caractéristiques sédimentologique des coupes lithostratigraphiques du flanc Sud oriental du massif du Jbel Saghro.

Les sédiments du flanc sud-oriental de Jbel Saghro diffèrent légèrement de ceux du flanc nord-oriental. Dans ce paragraphe, l'accent est mis sur les variations constatées le long de ce secteur. Quant aux schistes à Paradoxides et au grès de Tabanite, ces formations présentent la même lithologie comparativement avec les dépôts du flanc nord-oriental du Saghro avec notamment une variation d'épaisseur.

5.1. Le faciès transgressif du littoral

5.1.1. Description lithologique des conglomérats de base du Cambrien inférieur

Dans la région d'Alnif, les conglomérats sont similaires à ceux trouvés au niveau de la région nord orientale du Saghro. La coupe d'Alnif présente des conglomérats granodécroissants d'une épaisseur de 100m (fig. 42). Ces conglomérats sont constitués des fragments du socle, cimentés par une matrice carbonatée.

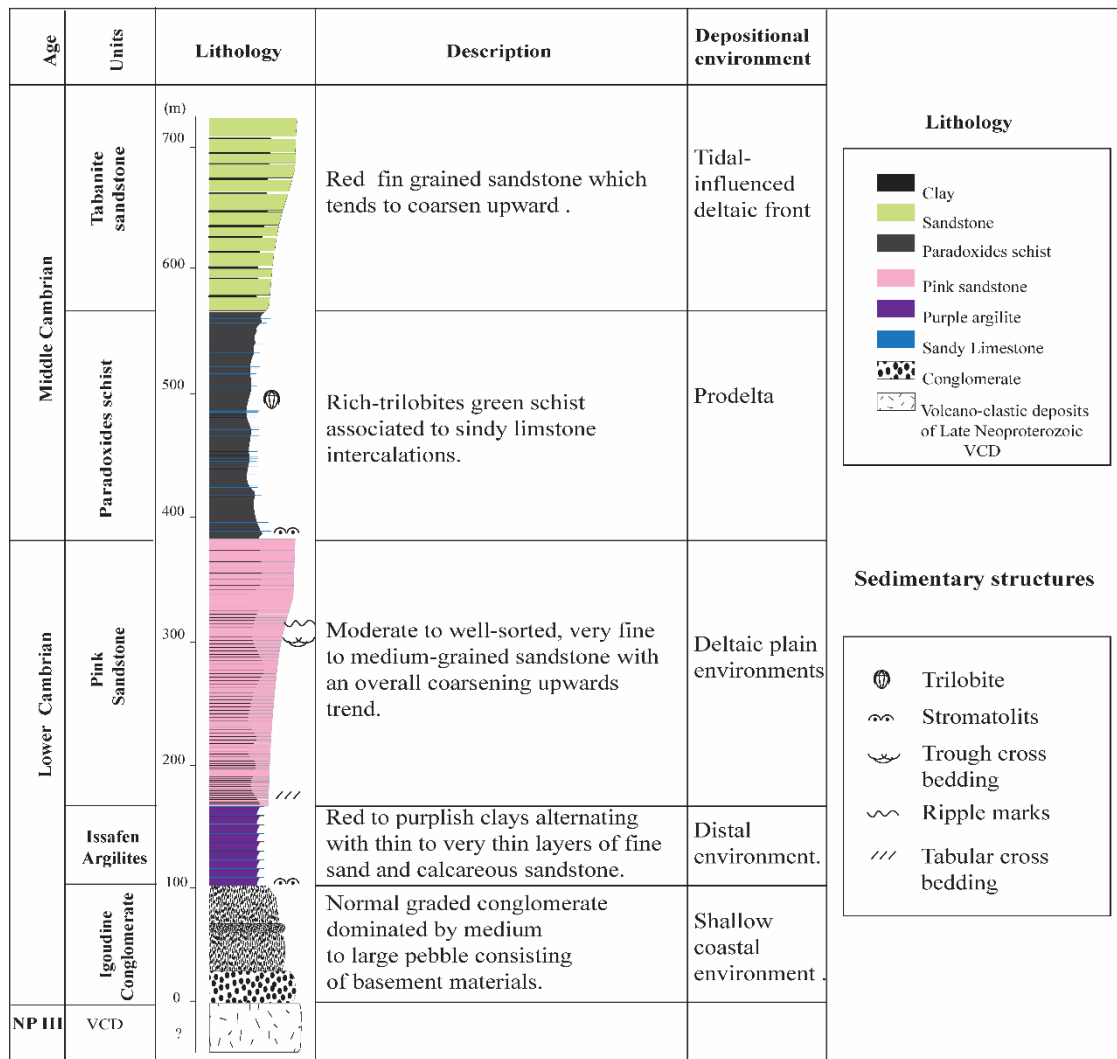


Figure 42 : Coupe montrant la lithologie et la description sédimentologique des différentes formations levées dans la région d'Alnif.

Dans la région de Bab n'Ali, les conglomérats de base surmontent les conglomérats du socle (fig. 43a) et se présentent en différente granulométrie et par fois en forme lenticulaire bisautée (onlaps) (fig. 43b), de la base au sommet de la formation on distingue :

Des conglomérats grossiers, dont les clastes sont polygéniques de tailles variables (de quelques millimètres à quelque centimètres) (fig.43c). La puissance de ce niveau est de 13.5 m.

Des conglomérats à clastes subanguleux de petite à moyenne taille (fig. 43d), d'une épaisseur de 50 m intercalé par des grès calcaires fins à moyens. Vers le sommet, les gres calcaires prennent un aspect lenticulaire.

Des microconglomérats (fig. 43e) d'une puissance de 4.5 m intercalés par des bancs de grès argileux.

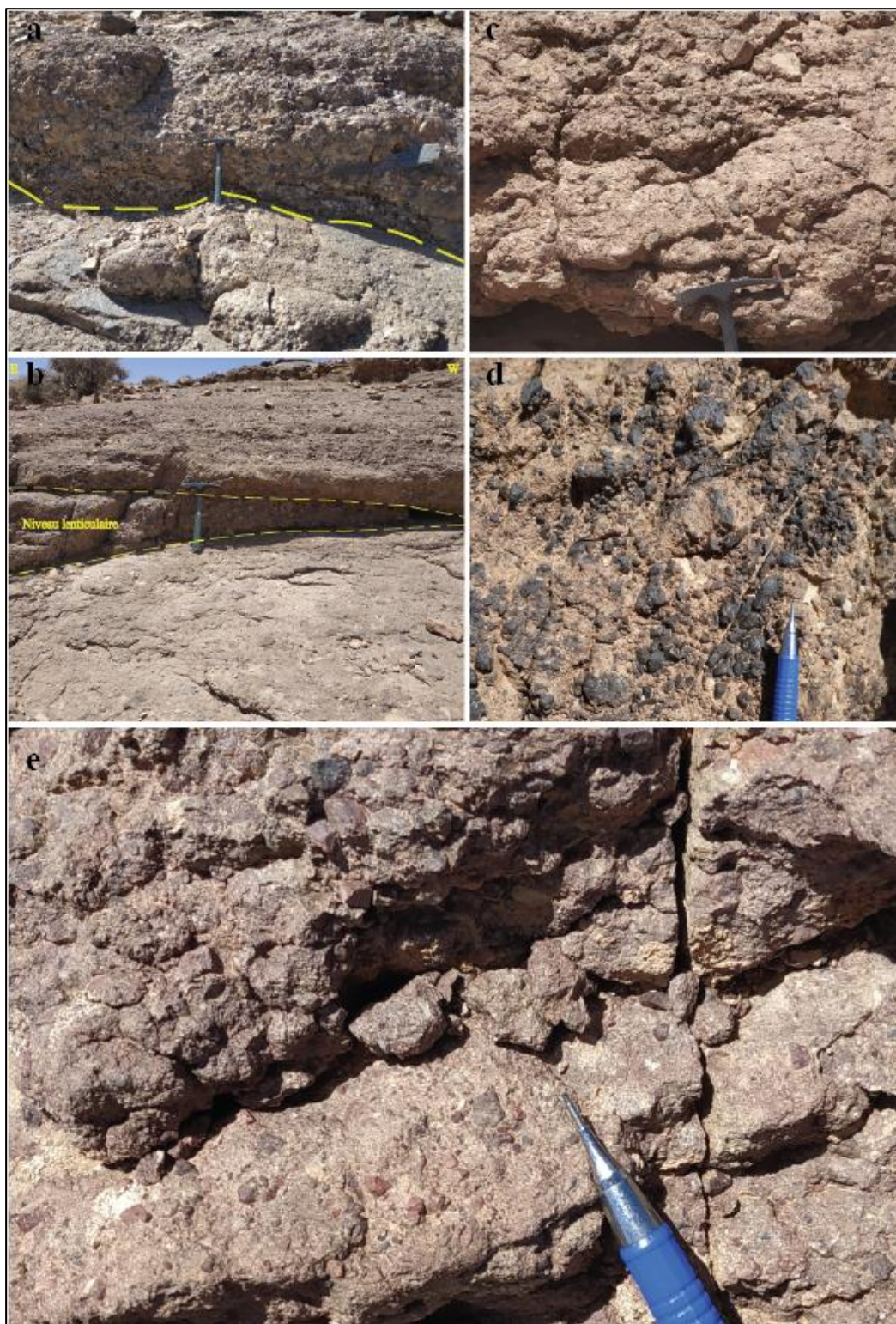


Figure 43: Les conglomérats de base dans la région de Nkob et Bab n'Ali : a : limite entre les conglomérats de base et les conglomérats du socle dans la région de Bab n'Ali; b : aspect lenticulaire des conglomérats dans la région de Bab n'Ali; c : conglomérats de tailles variables dans la région de Bab n'Ali; d : conglomérats de moyenne à petite taille dans la région de Nkob ; e : microconglomérats dans la région de Nkob.

De la base au sommet les conglomérats changent de matrice, au début le matériel est cimenté par une matrice carbonatée, vers le sommet la matrice devient argileuse de couleur violacée. Les éléments constituant la formation des conglomérats de base deviennent plus fins vers le sommet. A la base les conglomérats s'intercalent avec des grès calcaires, vers le sommet les intercalations deviennent plus argileuses.

Ces faciès ont été identifiés dans la région de Bab n'Ali (fig. 44), dans la région du Nkob (fig. 45) et dans la région d'Alnif (fig. 42), dont l'âge revient au Cambrien inférieur.

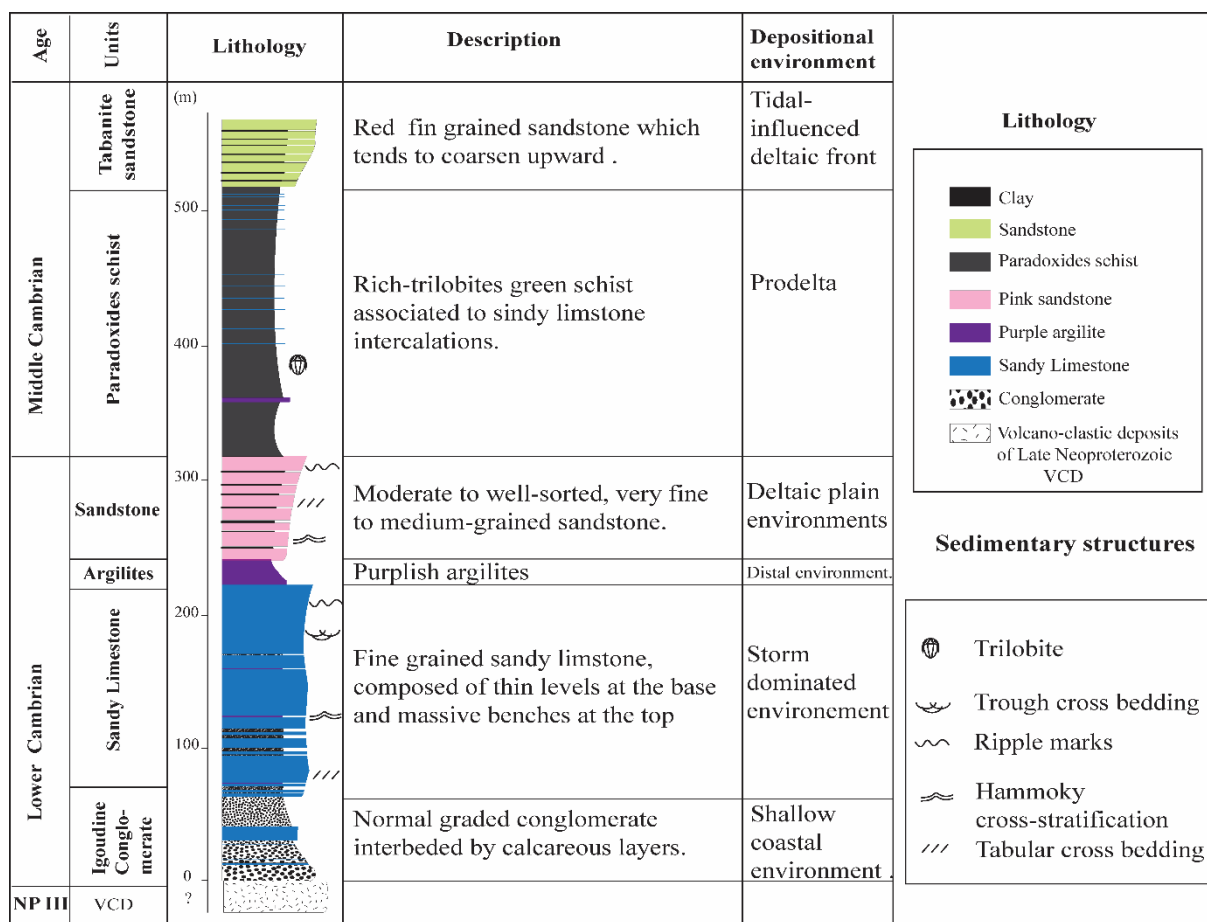


Figure 44: Coupe montrant la lithologie et la description sédimentologique des différentes formations levées dans la région de Bab n'Ali.

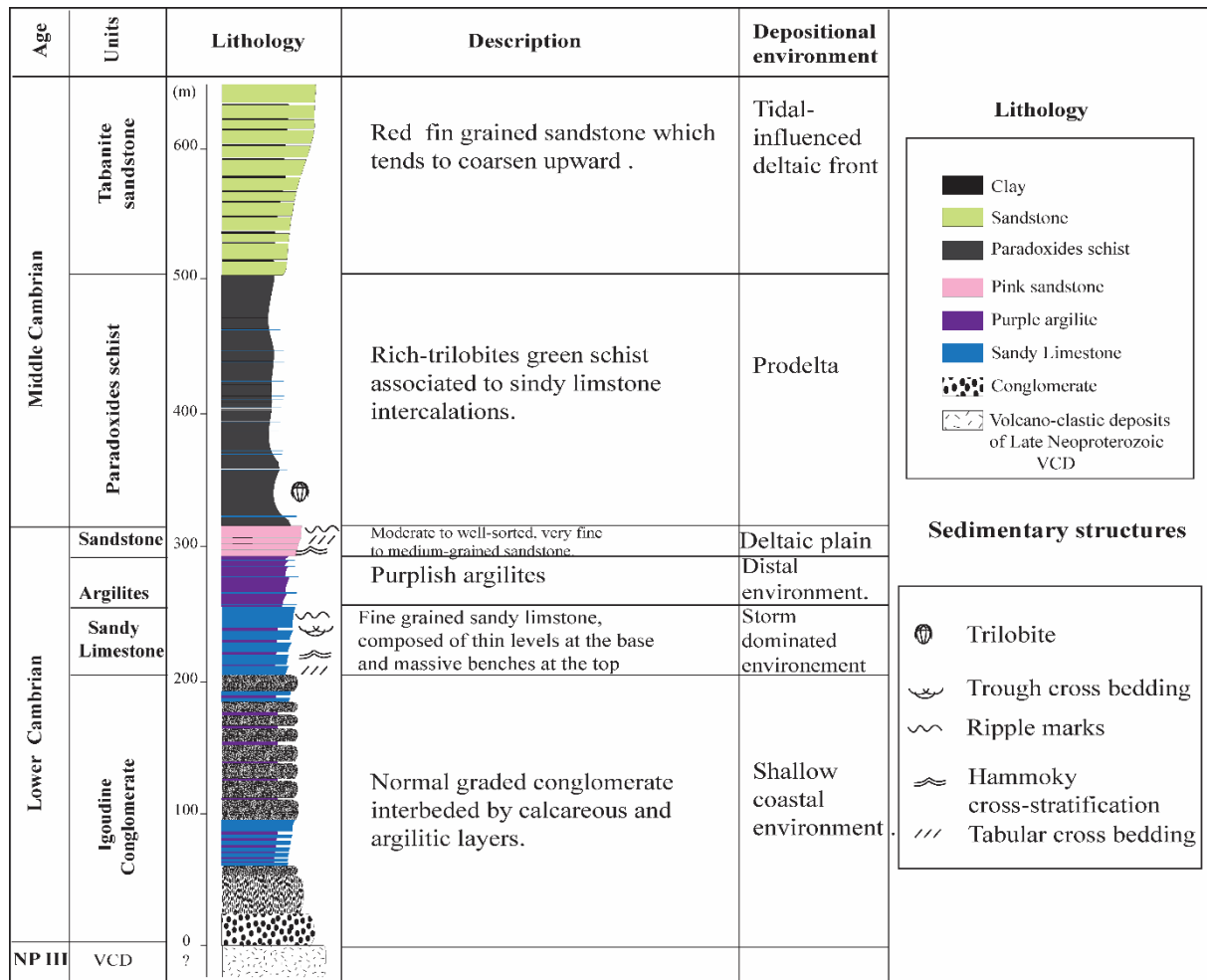


Figure 45: Coupe montrant la lithologie et la description sédimentologique des différentes formations levées dans la région de Nkob.

5.1.2. Milieu et processus de dépôts

Le début d'un cycle sédimentaire transgressif est marqué par des dépôts conglomératiques incluant des matériaux de socle. L'organisation des conglomérats en lentilles d'onlap, surmontés de lits de grès calcaires, sont les caractéristiques d'un environnement côtier relativement peu profond qui connaît une élévation progressive du niveau marin relatif.

Ces faciès d'âge cambrien inférieur ont été rencontrés au niveaux des coupes d'Alnif, de Bab n'Ali et de Nkob.

5.2. Faciès de la zone intertidale

5.2.1. Description lithologique des grès calcaires

L'installation de la série grésocalcaire dans la région de Nkob d'âge cambrien inférieur, débute par la mise en place de bancs minces qui augmente progressivement d'épaisseur. Les niveaux basaux montrent l'association avec une brèche conglomératique. Le passage vers les niveau

somitaux est caractérisé par la présence de plusieurs structures sédimentaires successives. Les premières structures qui prennent place dans les dépôts calcaires sont des stratifications obliques, suivi par des stratifications horizontales ensuite la stratification devient entrecroisée et fini par des rides du courant (fig. 46). Ces structures sont similaires dans la région de Nkob et Bab n'Ali, sauf que pour cette dernière on y trouve des structures en creux dans les niveaux basals.

La série commence par des bancs fins qui se transforment en bancs massifs vers le milieu et finie par de petit bancs intercallé par des argilites violacées. L'épaisseur de cette formation est de 110 m dans le Nkob et de 120 m dans le Bab n'Ali.

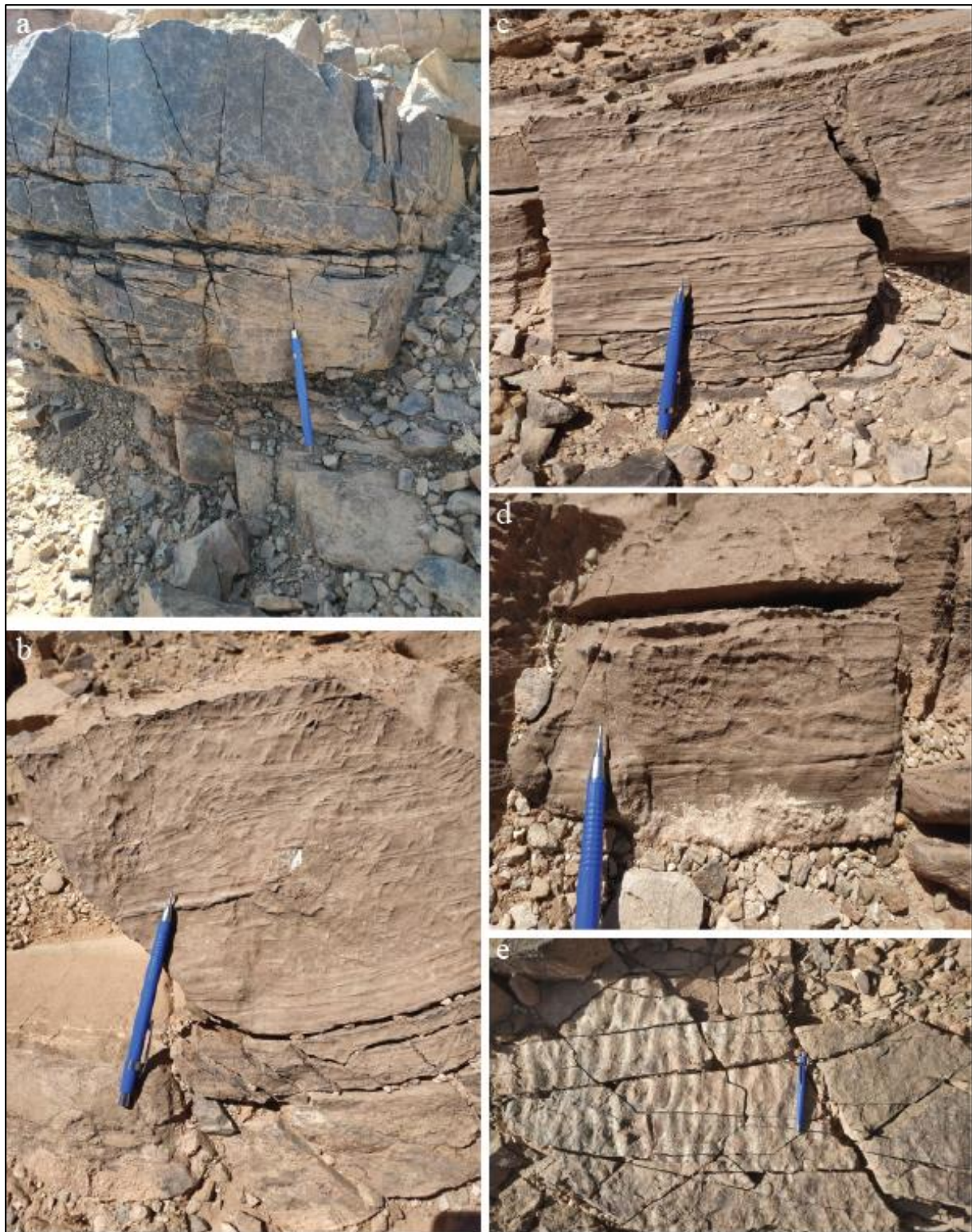


Figure 46: Les structure sédimentaires de la série gréso-calcaire dans la région de Bab n'Ali : a : stratification oblique ; b : structure en creux ; c : stratification horizontale ; d : stratification en auges ; e : rides de courants

5.2.2. Processus et milieu de dépôts

La formation commence par des calcaires stratifiés avec des stratifications tabulaires indiquent un dépôt sous une petite tranche d'eau à écoulement unidirectionnel (Leckie et Krystinik, 1989).

Les stratifications en auge sont produites principalement sur les zone de replat de marée sableux par les inversions périodiques du courant de marée, et sont fortement corrélées avec la direction du courant (Dasgupta, 2002).

Alors que les rides de courant sont générées sous une petite tranche d'eau (Harms, 1979), et sont perpendiculaires à la direction du courant qui les a générées (Allen, 1966).

5.3. Faciès de la zone infratidale

5.3.1. Description lithologique des argilites

Dans le secteur d'Alnif, les argilites sont plus fréquentes par rapport au reste du secteur étudié. Elles sont d'une épaisseur de 65m, et englobent des intercalations fines de grès calcaire qui deviennent plus abondantes vers le sommet de la formation.

Dans la région de Nkob, les argilites violacées sont moins fréquentes comparativement avec la région nord-est de Saghro. Ces argilites se caractérisent par une couleur violacée, des lits (fig. 47a) et des lentilles de calcaires gréseux (fig. 47b) et des microconglomérats vers le sommet de la formation. La puissance des argilites dans le Nkob et Bab n'Ali est similaire et elle est entre 25 et 50m.

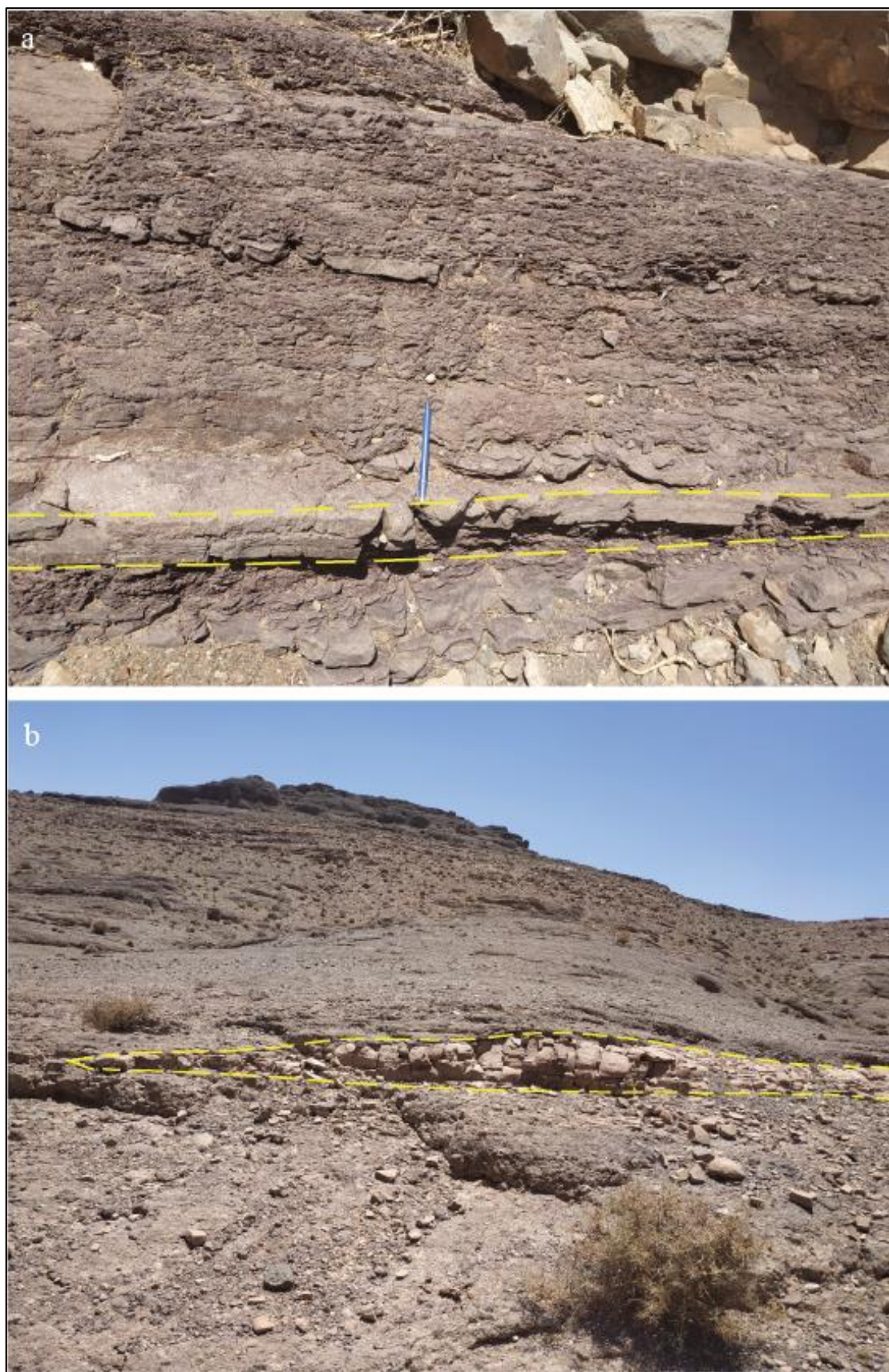


Figure 47: Photo prise dans la région de Nkob mantrant (a) : Lit de calcaire gréseux dans les argilites violacées ; (b) : Lentille bisautée de calcaire gréseux inclus dans la partie sommitale des argilites violacées.

5.3.2. Processus et milieu de dépôts

Les argilites sont des sédiments très fins dont on pense qu'ils se sont formés dans un environnement distal à faible énergie de la zone infratidale.

La présence des lentilles et lits du calcaire gréseux dans la partie sommitale, indique le changement du milieu de dépôts d'un milieu calme à un milieu peu agité.

5.4. Faciès du front deltaïque dominé par les vagues et les tempêtes

5.4.1. Description lithologique (grès roses)

La zone d'Alnif expose une large succession de grès roses disposés en bancs massifs similaires à ceux trouvés dans la région du Jbel Bouhaddou. La série des grès roses est de 200m d'épaisseur, et contient plusieurs structures sédimentaires.

Le découpage des séries sédimentaires du Cambrien du Destombes et al. (1985) ainsi que la carte géologique (1/50.000) de la région d'Ikniwn et de Tiwit, affirment l'absence des grès roses dans la région de Nkob et Bab n'Ali, alors que dans notre étude, nous avons pu trouver ces grès dans notre zone de travail. Ces grès ne sont pas si puissants comme ceux trouvés vers le Nord-Est.

Les grès de la région Nkob - Bab n'Ali disposent de plusieurs structures et figures sédimentaires (fig. 48) : des stratifications tabulaires, des stratifications entrecroisées, des structures en creux (swaley cross-stratification) et des rides de courant.

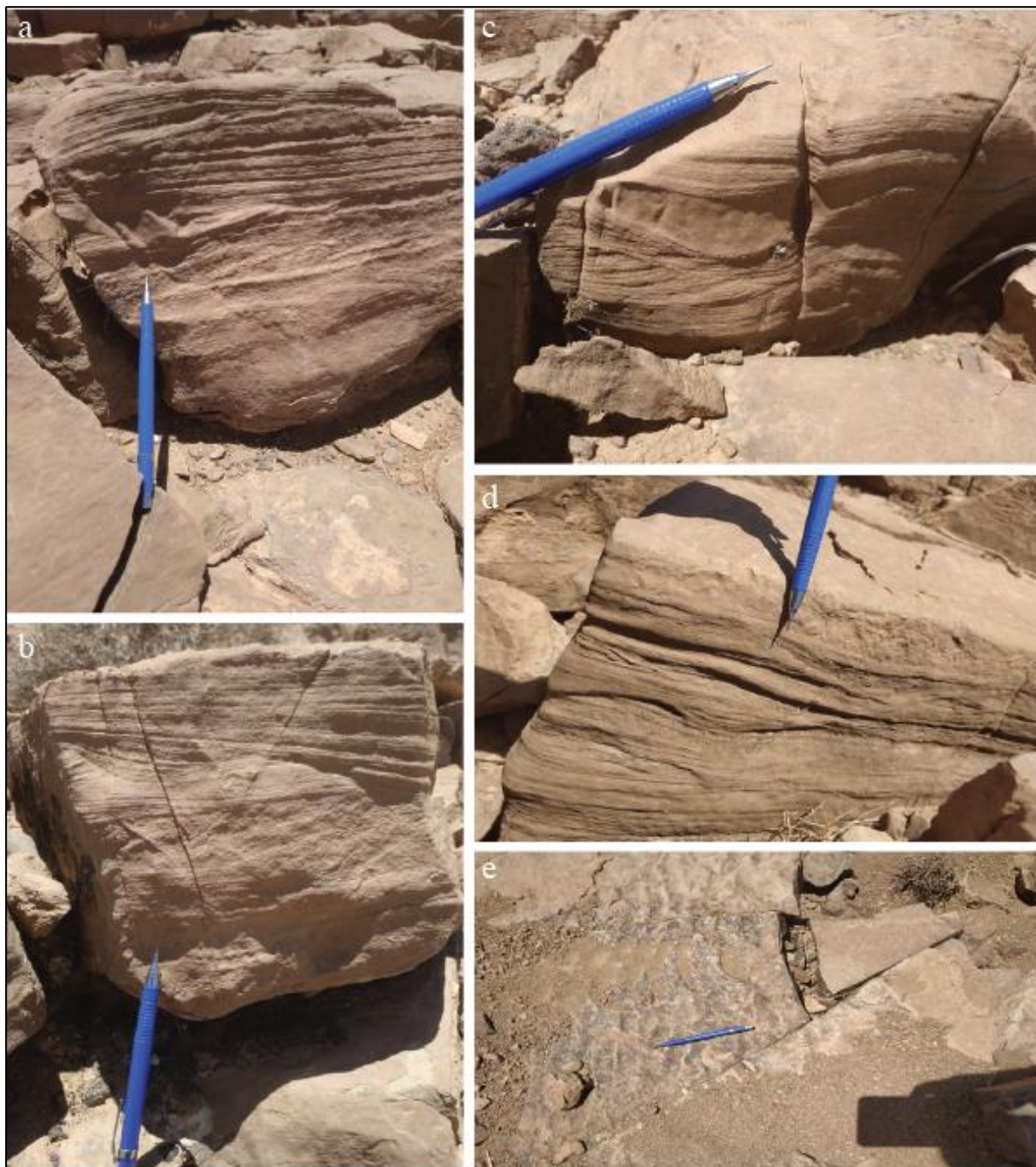


Figure 48: Les structures sédimentaires des grès roses: a : stratification tabulaire dans la région de Nkob, b : stratification tabulaire dans la région de Bab n'Ali, c : structure en creux (swaley cross-stratification) dans la région de Nkob, d : structures en HCS, e : ride de courant dans la région de Nkob.

5.4.2. Processus et milieu de dépôts

La superposition de plusieurs structures sédimentaires indique le changement des régimes hydrodynamiques lors de la sédimentation.

Les stratifications tabulaires indiquent un dépôt de plage sous une petite tranche d'eau dominée par les vagues alors que les structures en creux sont considérées comme un indicateur des

dépôts de bord de plage (avant-plage) soumis à l'action des tempêtes (Dumas and Arnott, 2013), tandis que les rides de courant sont générées sous une petite tranche d'eau. La succession de ces trois structures sédimentaires témoigne la variation de la profondeur d'eau du milieu de dépôts, d'un dépôt généré sous une faible trache d'eau à un dépôts d'une eau peu profonde, dans un environnement dominé par les vagues et les tempêtes.

Conclusion

La zone d'étude comprend deux successions dissemblables du Cambrien inférieur et moyen, déposées dans deux cycles sédimentaires marins. Le premier correspond au cycle sédimentaire du Cambrien inférieur (Choubert, 1946), les dépôts qui en résultent ne sont exposés que dans la partie nord orientale et la partie sud de la zone d'étude. La sédimentation débute par des dépôts conglomératiques suivis d'argilites, et recouverts par une succession dense de grès régressifs façonnés par les vagues ou les marées. Le second correspond au cycle sédimentaire du Cambrien moyen, présent dans toute la zone d'étude, et dans tous les domaines marocains (Choubert, 1946). Il est caractérisé par le dépôt de pélites riches en Paradoxides suivies par la formation de grès à Tabanite, dont le régime hydraudynamique est dominé par les courants tidaux.

L'analyse sédimentaire des différents dépôts, indique la diversité des milieux de sédimentation. Les différentes structures sédimentaires ont permis de classer les systemes de facies en :

Le faciès du littoral constitué par les conglomérats sous forme de lentilles qui indiquent l'avancé et le retrait de la mer ;

Le faciès d'offshore marin composé par les schistes qui reflètent une dynamique calme, leur richesse en Paradoxides (exclusivement marins) témoigne le dépôt dans environnement de prodelta ;

Le faciès deltaïque tidal caractérisé par des grès roses qui traduisent un milieu de sédimentation marin de faible profondeur sous une influence de marées, dans un contexte deltaïque ;

Le faciès subtidal d'eau peu profonde formé essentiellement par des argilites fines rouges à violacées d'environnement calme et à faible énergie ;

Le faciès progradant du front deltaïque formé par les grandes lentilles biseautées des grès rouges.

Le faciès de zone infratidale indiqué par les argilites à lentilles de grès-calcaire d'environnement distal à faible énergie, qui se transforme en un milieu peu agité indiqué par les lentilles de grès calcaire.

Le faciès de zone intertidale représenté par la série grésocalcaire caractéristique du flanc sud de Saghro.

Chapitre 3 : Stratigraphie séquentielle haute résolution : corrélation des séquences génétiques et géométrie du bassin cambrien

Introduction

Dans ce chapitre, une analyse de stratigraphie séquentielle haute résolution a été réalisée sur les dépôts du Cambrien inférieur et moyen de Jbel Saghro, Anti-Atlas oriental. L'analyse des données de terrain et l'application des concepts de stratigraphie séquentielle ont permis de classer les processus sédimentaires et l'environnement de dépôt, et de définir la géométrie détaillée du bassin du Cambrien inférieur à moyen.

La sédimentation cambrienne du nord-est de Saghro indique un environnement deltaïque, qui est composé de deux séquences de dépôt. Ces séquences sont constituées d'un cortège transgressif avec des sédiments rétrogradants, et d'un cortège de haut niveau marin avec des sédiments progradants. En réponse au changement du niveau de la mer, ces cortèges ont été formés par plusieurs unités génétiques, et limités par diverses surfaces stratigraphiques.

Les modèles d'empilement des unités génétiques, combinés à l'étude de la tectonique synsédimentaire, ont permis de suivre l'évolution spatio-temporelle de l'enregistrement sédimentaire et sa géométrie tridimensionnelle.

I. Découpage stratigraphique des coupes du Saghro

Dans cette étude, les séries cambriennes sont divisées en deux séquences de dépôt. Les séquences de dépôt sont divisées en cortèges sédimentaires, selon la nomenclature de Vail et al. (1977) qui sont à leur tour composés de séquences de haute fréquence (Cross, 1988).

Les séquences génétiques sont des unités de haute fréquence définies comme des successions de strates génétiquement liées, résultant de la même dynamique d'installation, et délimitées par des surfaces stratigraphiques (Galloway, 1989). Chaque unité génétique est définie par un modèle d'empilement spécifique (Catuneanu, 2009), et enregistre les variations du niveau de la mer correspondant à un cycle eustatique de haute fréquence. Ce sont les unités fondamentales qui constituent les formations cambriennes. Les séquences génétiques sont indiquées par un changement abrupt de faciès, qui coïncide avec la transition entre la migration vers la Terre et la migration vers la mer. Les séquences de haute fréquence désignent des variations mineures du niveau de la mer, même si elles appartiennent aux mêmes cortège sédimentaire.

Les successions sédimentaires identifiées dans ce travail sont limitées par des surfaces transgressives (TS) et des surfaces d'inondation maximale (MFS). La MFS est la limite entre les sédiments rétrogrades déposés pendant la phase transgressive, et les sédiments progradants déposés pendant la phase régressive (Posamentier et al., 1988 ; Van Wagoner et al., 1988 ; Galloway, 1989 ; Embry, 2001). C'est une surface isochrone (Homewood et al., 1992) qui indique le point d'inversion entre une tendance rétrograde et une tendance progradante (Colombia, 2002 ; Cramez, 1990). Tandis que la surface transgressive (TS) correspond à l'approfondissement du système, suite à l'élévation du niveau marin relatif (Colombia, 2002).

Sur la base de la charte chronostratigraphique internationale de 2014, une approximation des périodes cycliques peut être définie. Les intervalles de temps estimés pour le Cambrien inférieur et moyen sont respectivement de 29,5 M d'années et 10,5 M d'années. Ainsi, les séquences de dépôt peuvent être attribuées au cycle de 3ème ordre (3-5 Ma et 50 Ma), et les séquences génétiques au cycle de 4^{ème} et 5^{ème} ordre (0,1 et 0,5 Ma) (Einsele, 1992). Les unités génétiques semblent être induites par les variations climatiques créées par les cycles orbitaux de Milankovitch.

1. Identification des séquences de dépôts, des cortèges sédimentaires et des séquences génétiques du massif du Saghro

1.1. Subdivision séquentielle du Cambrien inférieur

1.1.1. Séquence de dépôts du Cambrien inférieur

La première séquence de dépôt (DS1) d'âge cambrien inférieur, est d'une épaisseur entre 300 m (flanc nord oriental) (fig. 49) et 400 m (flanc sud oriental) (fig. 51), elle est composée de sédiments silicoclastiques deltaïques, constitués de deux cortèges sédimentaires. Premièrement, le cortège transgressif (TST) représenté par le conglomérat d'Igoudine et les argilites d'Issafen dans le flanc nord et par les conglomérats de base et les argilites violacées du flanc sud, qui indiquent l'approfondissement progressif de l'environnement de dépôt. Ensuite, le cortège du haut niveau marin (HST) représenté par les grès roses qui marquent une tendance régressive. Ces deux cortèges sont séparés par une surface d'inondation maximale (MFS) caractérisée par l'inversion d'une tendance rétrograde à une tendance prograde. La séquence de dépôt DS1 est bien développée dans la partie orientale et sud occidentale de la zone d'étude et est absente vers le Nord –Ouest (fig. 52 ;53 ;54 ;55).

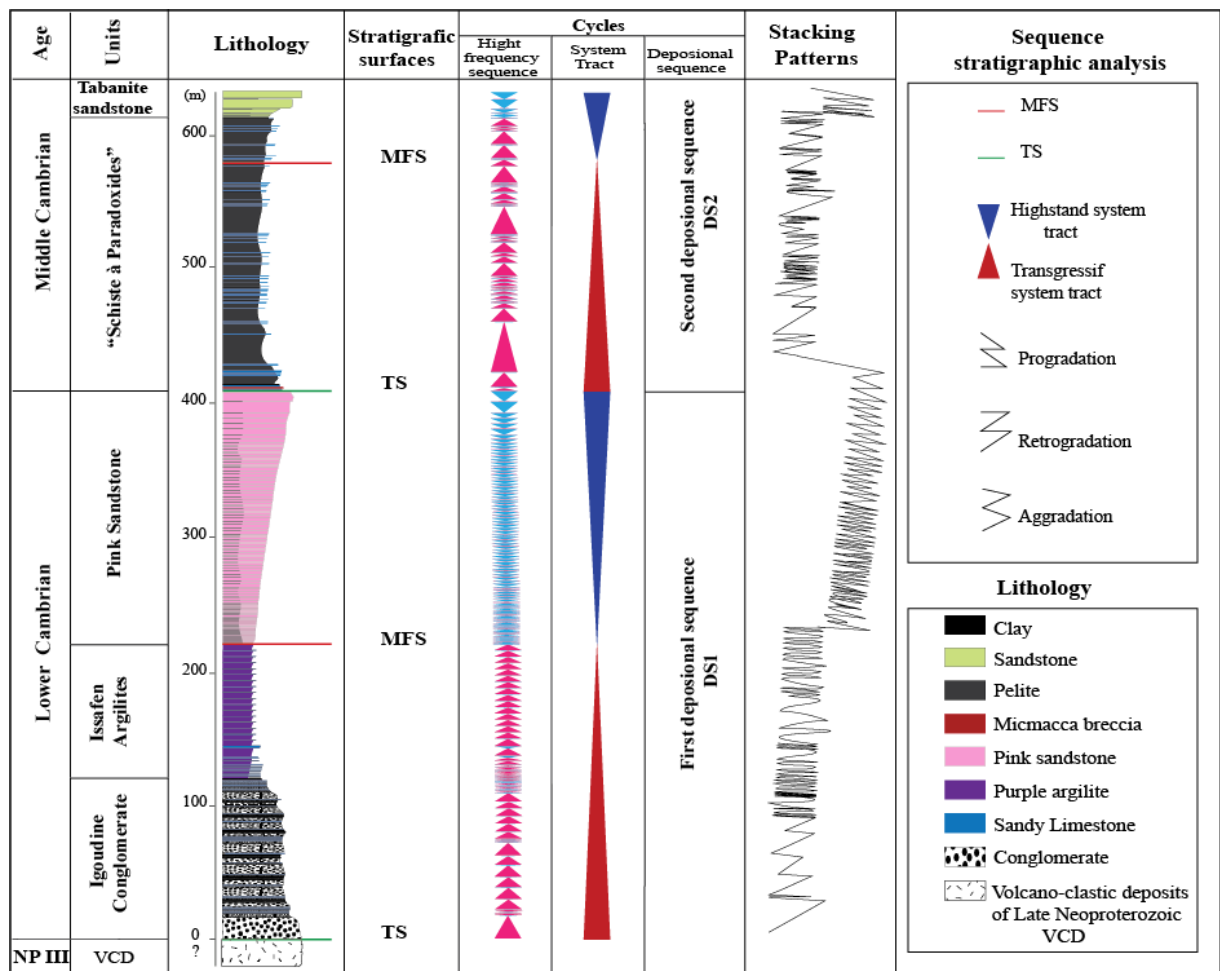


Figure 49: : Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de Jbel Bouhaddou.

1.1.2. Séquences génétiques du cortège transgressif du Cambrien inférieur

Les séquences génétiques de 4^{ème} et 5^{ème} ordre de ce système transgressif, comptent jusqu'à 53 séquences dans la coupe de Jbel Bouhaddou (fig. 49). Elles sont composées d'une alternance de conglomérat et de grès calcaire (fig. 50-GS1). L'épaisseur des strates diminue de 2m à quelques centimètres vers le haut. Au milieu de la formation, les séquences génétiques sont enrichies par des argilites qui signifient l'approfondissement du milieu (fig. 50-GS2).

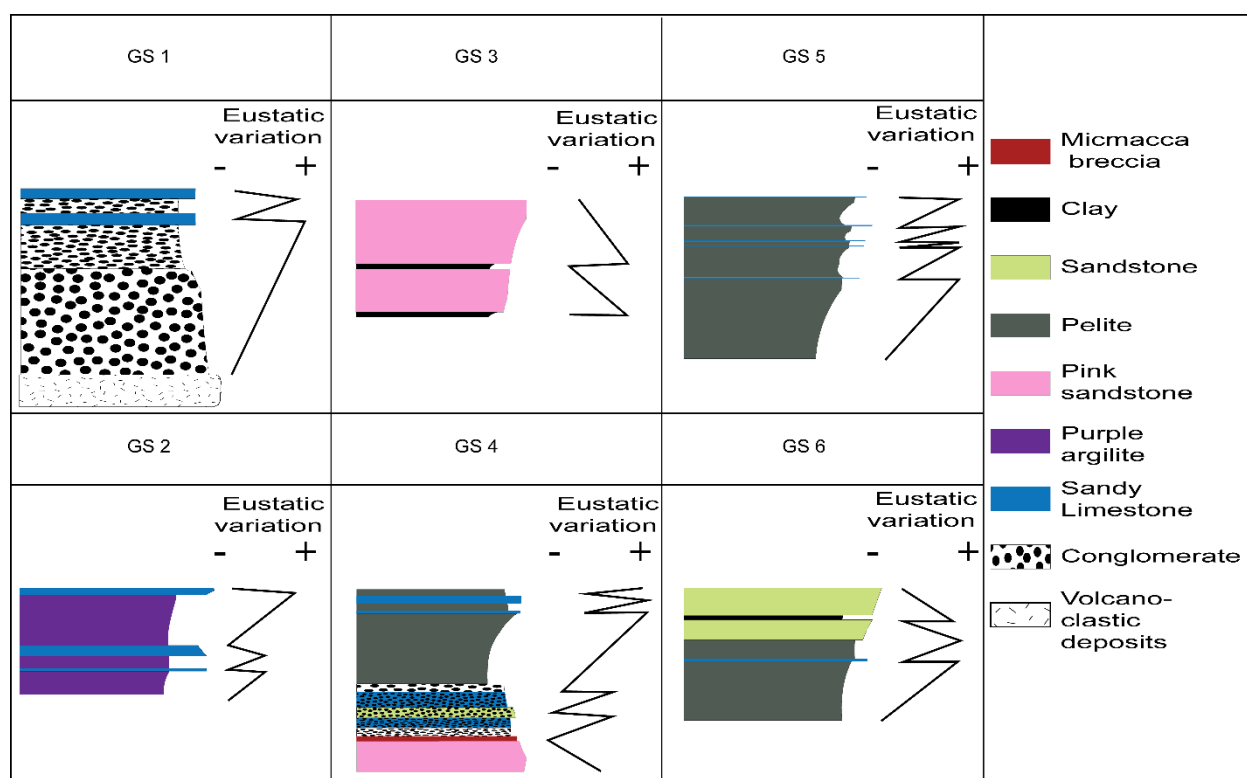


Figure 50: Echantillons de séquences génétiques avec leurs variations eustatiques de différents niveaux.

Les séquences de haute fréquence GS1 (fig. 50) sont composées d'une alternance de conglomérat et de grès calcaire, elles sont typiques des dépôts de plage. Les séquences GS2 (fig. 50) sont composées d'argilites se formant dans un environnement plus profond interrompu par des courants légers qui ont permis le dépôt d'intercalations calcaires sableuses. La transition du GS1 au GS2 correspond à une élévation du niveau de la mer.

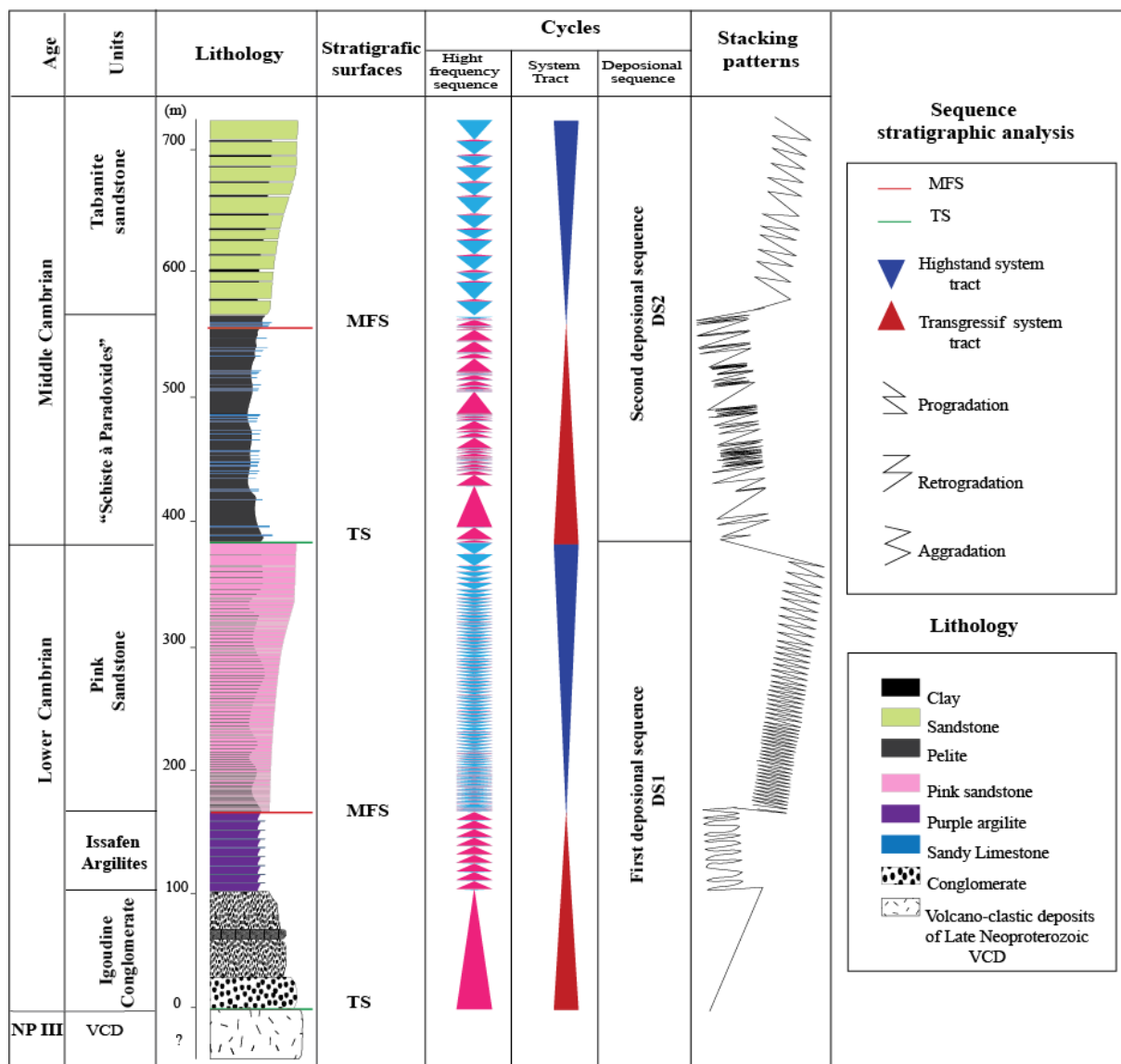


Figure 51: Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe d'Alnif.

1.1.3. Séquences génétiques du cortège du haut niveau marin du Cambrien inférieur

Le cortège de haut niveau marin du Cambrien inférieur est constitué de 87 séquences de haute fréquence (Coupe de Jbel Bouhaddou) (fig. 50-GS3), qui expriment à leur tour plusieurs processus et environnements de dépôt. Nous proposons que ces séquences à haute fréquence sont d'abord liées aux courants des chenaux de marée dans un environnement de plaine deltaïque tidale, suggéré par la présence de petits chenaux et de galets mous. Le reste des séquences génétiques est lié à une progradation côtière dominée par les marées, expliquée par la présence de stratifications en auge. Ces séquences génétiques montrent parfois des tendances à l'émergence en enregistrant des rides de courant, générées sous une très faible tranche d'eau. Il s'agit de séquences progradantes produites par la baisse du niveau de la mer.

1.2. Subdivision séquentielle du Cambrien moyen

1.2.1. Séquence sédimentaire du Cambrien moyen

La séquence de dépôt du Cambrien moyen DS2 est composée de deux cortèges sédimentaires (fig. 49 ; ; 51 ; 52 ; 53 ; 54 ; 55 ; 56 ; 57 et fig. 58). Le cortège transgressif se compose du conglomérat basal et des pélites riches en paradoxides, qui reflètent des conditions de dépôt rétrogradantes. Et le cortège de haut niveau marin consistant en des couches massives de grès de Tabanite déposées en forme de lentilles progradantes en "downlap".

Cette séquence sédimentaire DS2 a une épaisseur comprise entre 80 et 220 m dans notre zone d'étude, et elle recouvre la séquence sédimentaire DS1 le long d'une surface transgressive.

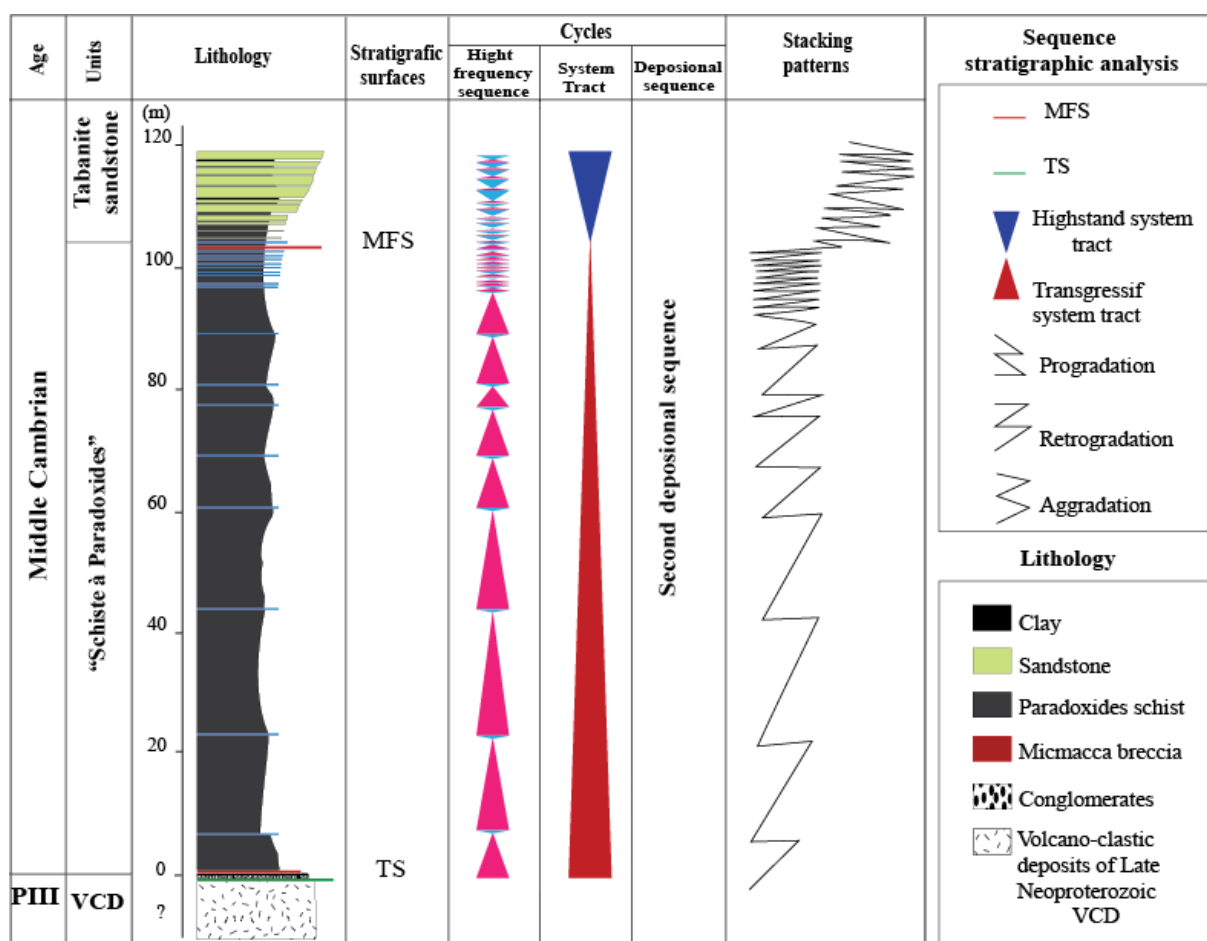


Figure 52: Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de Boumalne.

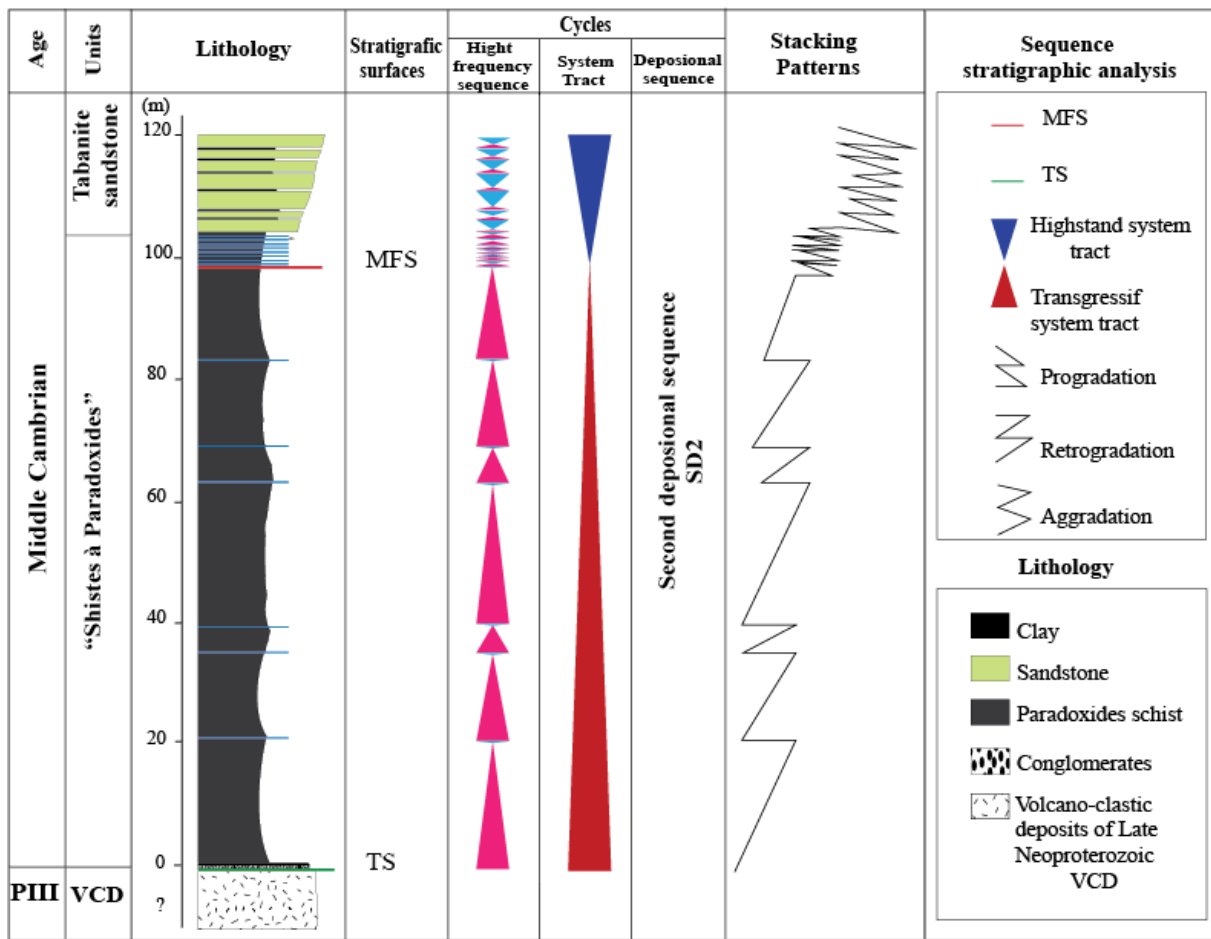


Figure 53: Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de Douar Imiter.

1.2.2. Séquences haute fréquence du cortège transgressif du Cambrien moyen

D'un point de vue séquentiel, la Brèche à Micmacca correspond à un cortège transgressif, déposé en milieu de plate-forme très peu profonde, souvent dans des conditions de très faibles taux de sédimentation (Ouanaimi et Petit, 1992 ; Ouanaimi, 2004 ; Alvaro et al, 2006). Le passage à la formation sus-jacente du Jbel Wawrmast est généralement progressif par des niveaux de siltites vertes. Mais, par endroits, les deux formations sont clairement séparées par de minces couches ferrugineuses et/ou oxydées, correspondant à une surface d'inondation maximale (Ouanaimi et Petit, 1992 ; Ouanaimi, 2004).

Dans ce cortège transgressif, 60 séquences génétiques de 4^{ème} et 5^{ème} ordre peuvent être identifiées dans la région d'étude. Chaque séquence génétique est formée par une couche de conglomérat lenticulaire, surmontée d'un lit calcaire stratifié (fig. 50-GS4). Il s'agit de séquences d'approfondissement de haute fréquence qui sont déposées en « onlap » et qui marquent une élévation du niveau de la mer.

L'approfondissement se poursuit avec les séquences subtidales de haute fréquence (fig. 50-GS5), qui sont composées de strates péliques couronnées par une fine couche de calcaire sableux, présentées en différentes épaisseurs (30cm à 22m).

Les pulsations continentales rencontrées au sommet de la Formation "Schiste à Paradoxides" renvoient à un changement eustatique (élévation du niveau de la mer suivie d'une baisse du niveau de la mer), annonçant le début du dépôt d'un cortège de haut niveau marin dans un contexte de prodelta.

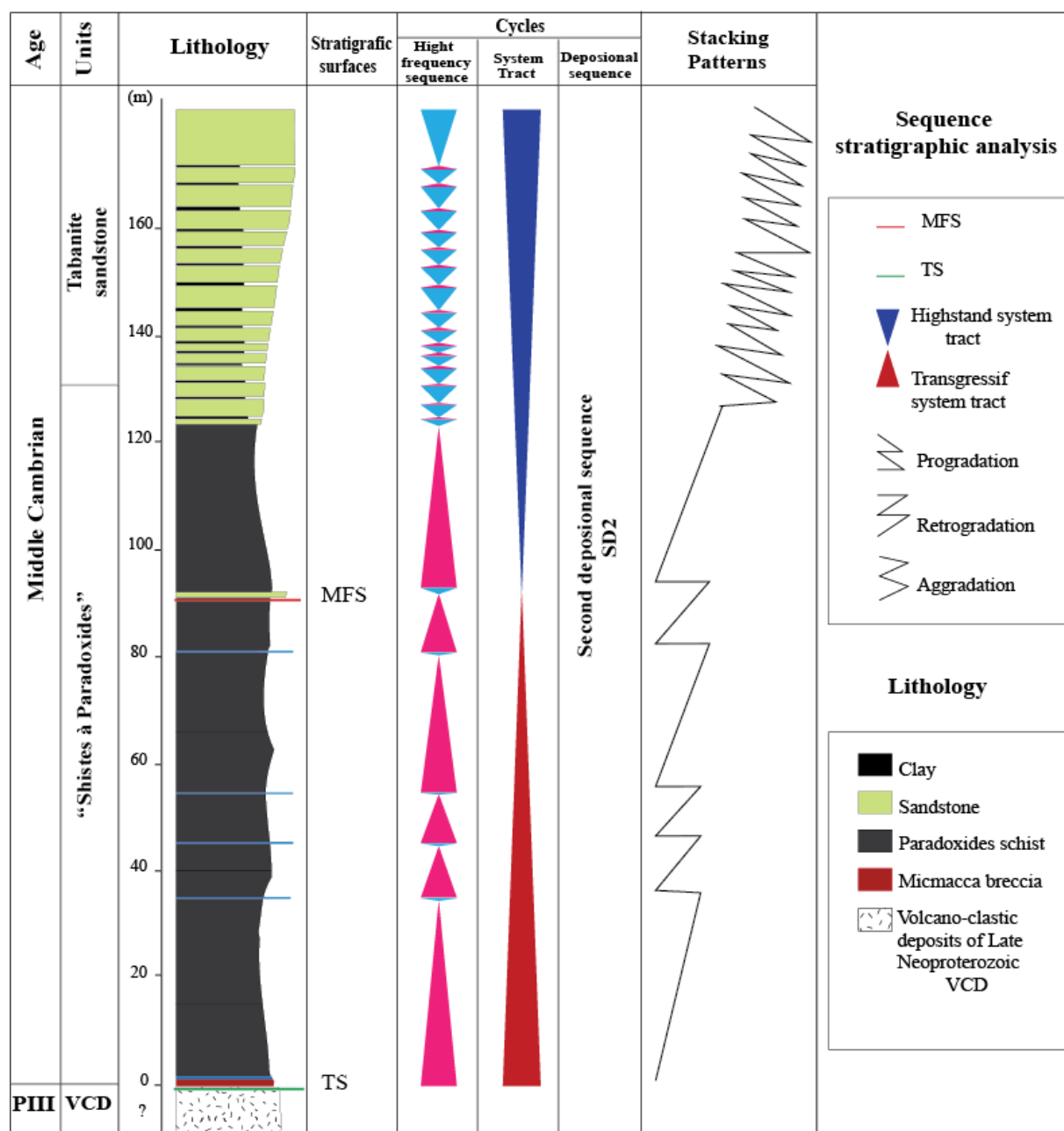


Figure 54 : Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de Timadrouine.

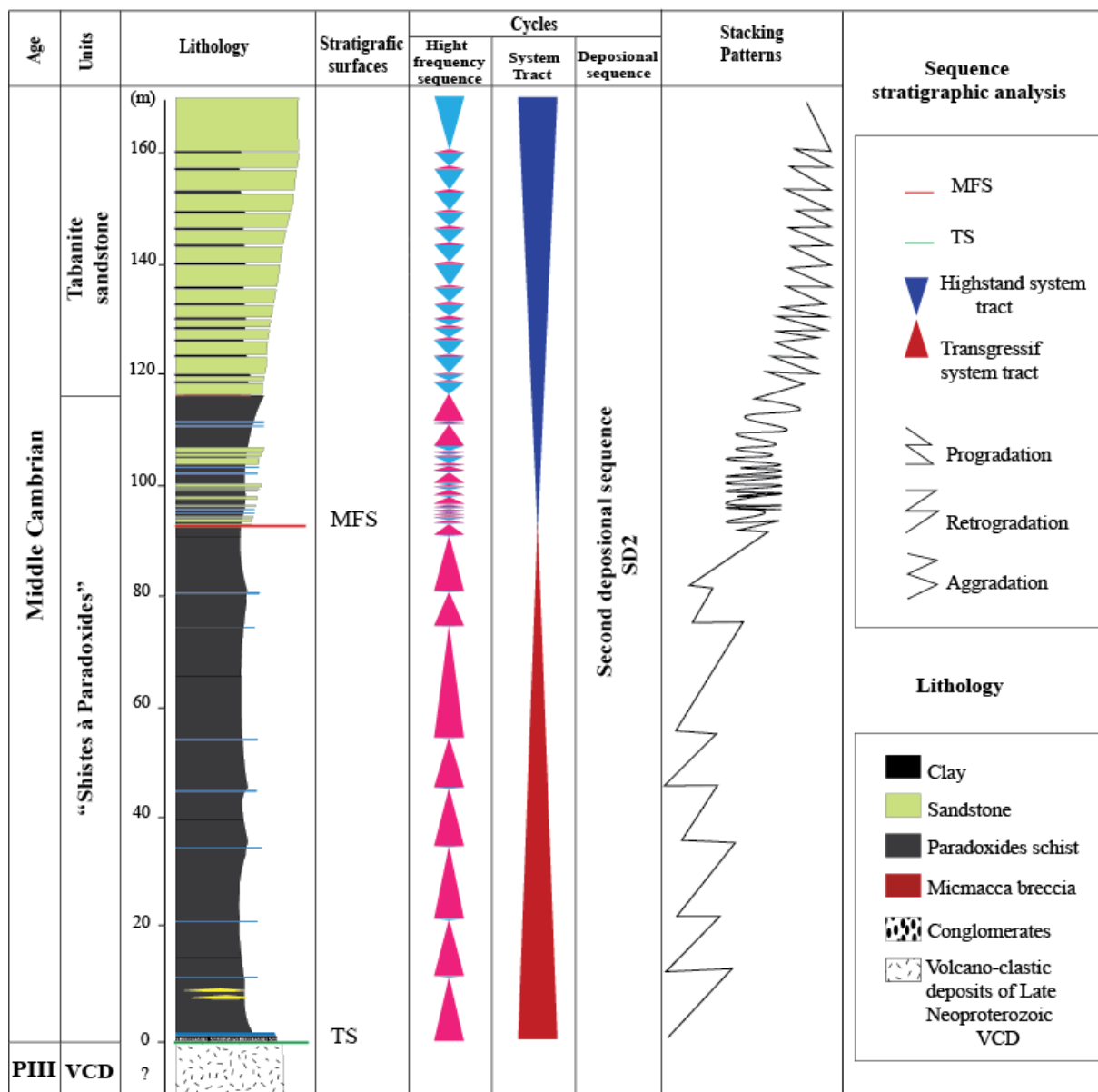


Figure 55 : Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de la mine d'Imiter.

1.2.3. Séquences génétiques du cortège du haut niveau marin du Cambrien moyen

Le grès à Tabanite recouvre la formation "Schiste à Paradoxides". Elle se présente sous forme de grandes lentilles superposées formées en contexte de front deltaïque. Cette unité est interprétée comme une continuation du cortège de haut niveau de l'unité sous-jacente. Elle enregistre un modèle d'empilement progradant et une tendance vers le pôle marin.

Le grès de Tabanite consiste en une succession de plusieurs séquences génétiques dans la zone d'étude, chaque séquence génétique comprend une fine couche d'argile couronnée par une

couche de grès (fig. 50-GS6). Il s'agit de séquences génétiques de type 'shallowing-up' générées dans des conditions de baisse du niveau de la mer.

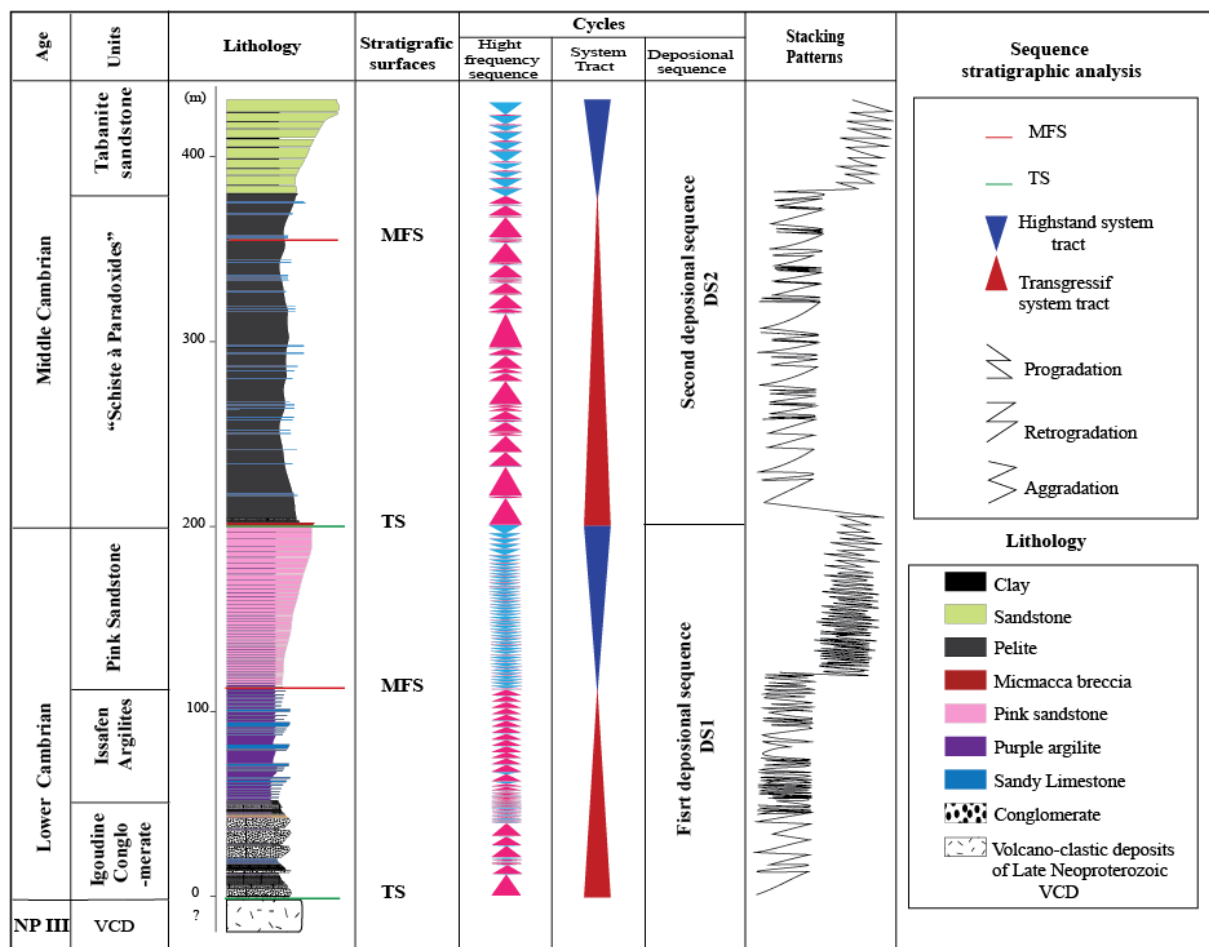


Figure 56 : Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de Taghazout.

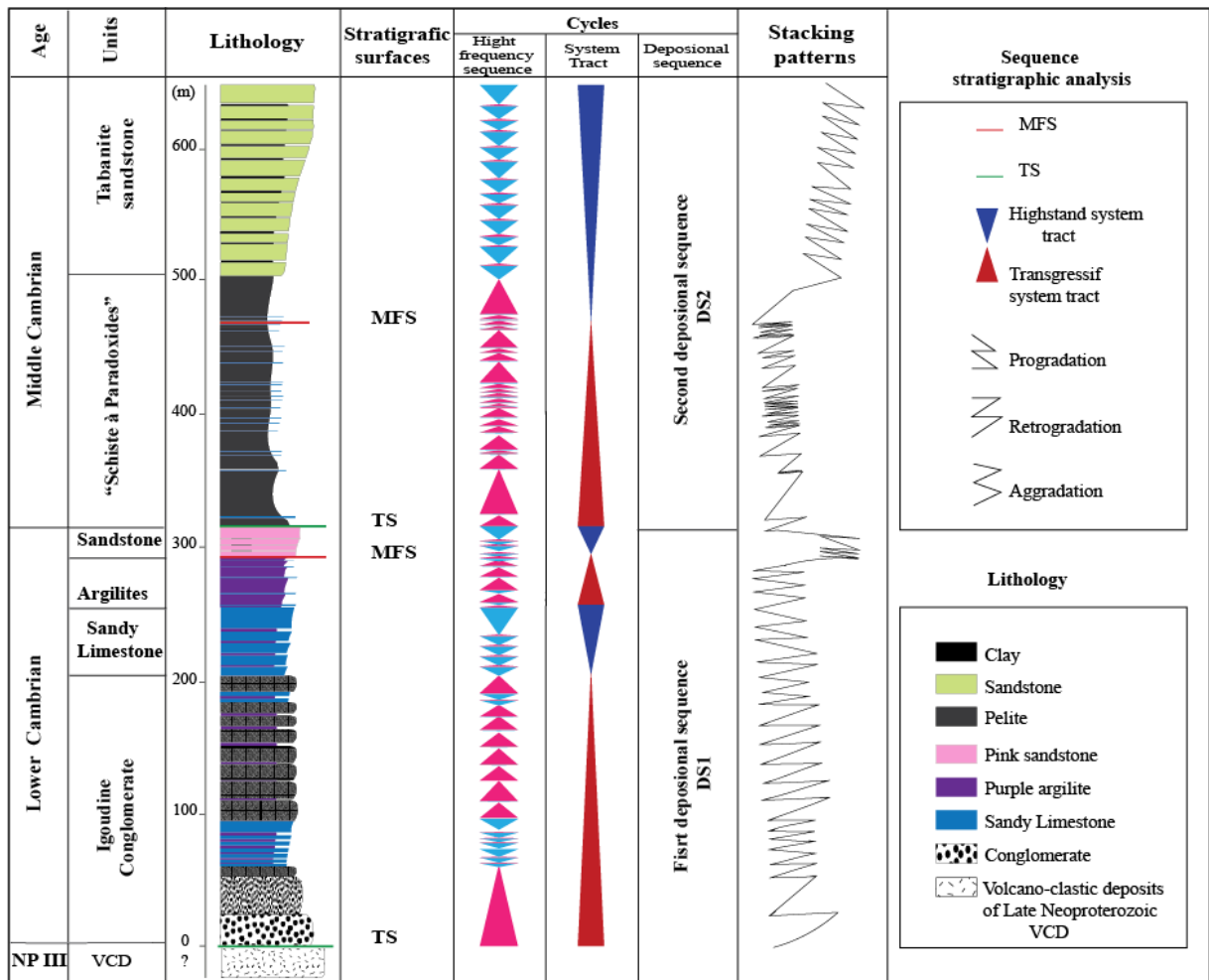


Figure 57: Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de Nkob.

2. Identification des modes d'empilement

L'identification et la caractérisation des discontinuités sédimentaires et le découpage des séries sédimentaires en des séquences de haute fréquence (5^{ème} et 4^{ème} ordre de Vail et al. (1987 ; 1991)), ont permis de déchiffrer l'organisation et le mode d'empilement des dépôts Cambrien dans tous le secteur étudié (fig. 49 ; 51 ; 52 ; 53 ; 54 ; 56 ; 57 ; 58).

- *Motif retrogradant :*

Les successions rétrogradantes montrent une translation vers le domaine continental. Ces successions sont caractérisées par un amincissement progressif et l'occurrence de plus en plus fréquente de faciès distaux ; le cas des schistes a Paradoxides du Cambrien moyen et les argilites et les conglomérats du Cambrien inférieur.

- *Motif progradant :*

Les successions progradantes montrent une translation vers le bassin. Ces successions sont caractérisées par un épaissement progressif et l'augmentation des faciès proximaux ; le cas des grès rose et les grès de Tabanite.

- *Motif aggradant*

Les successions aggradantes sont en empilement vertical, en position relative déplacée soit vers le continent, soit vers le bassin. Les faciès les plus distaux et les faciès les plus proximaux se déposent dans des conditions similaires.

Le cas des alternances gréso-calcaires du Cambrien moyen où les pulsations continentales s'alternent avec les dépôts schisteux.

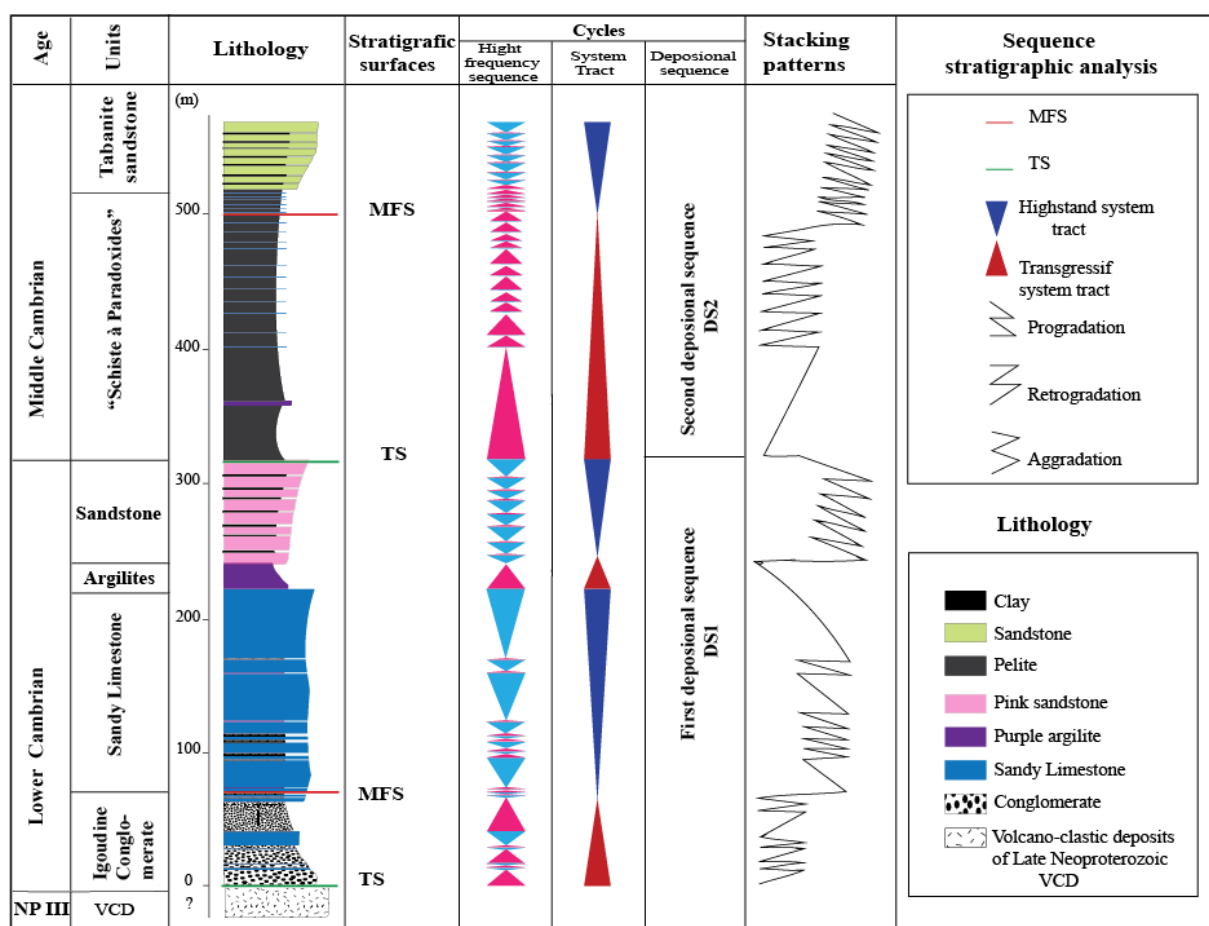


Figure 58: Identification des séquences de haute fréquence, des cortèges sédimentaires, des séquences de dépôt et du mode d'empilement dans de la coupe de Bab n'Ali.

- *Variations du niveau marin*

L'empilement des séquences génétiques décrit ci-dessus traduit la migration des zones de dépôt vers le continent (Landward Stepping) dans un premier temps, suivi d'une migration vers la

mer. Ces migrations sont rattachées à des cycles de variation du niveau marin relatif à moyen terme.

Les périodes de rétrogradation (décalage des séquences vers le continent) correspondent à une période d'augmentation du niveau marin relatif à moyen terme. De la base des formations au sommet, on observe alors une élévation du niveau marin relatif à moyen terme (dépôt conglomératiques suivi par les argilites violacées) suivi d'une période de stabilité (intercalation des argilites avec les grès calcaires), puis une période de diminution du niveau marin (dépôts des grès roses) dans les séquences de haute fréquence du Cambrien inférieur. Au début du Cambrien moyen, une période d'augmentation du niveau marin a pris place (dépôts des conglomérats de base du Cambrien moyen et les schistes à paradoxides) suivi d'une période de stabilité (intercalation des schistes avec les pulsation continentales) et pour finir une nouvelle période de diminution du niveau marin relatif à moyen terme se déclenche (dépôts des grès de Tabanites).

Ces variations à moyen terme se superposent aux variations du niveau marin relatif à court terme et s'inscrivent dans une période de rétrogradation générale liée à une montée du niveau marin relatif à long terme dans un premier temps lié à la transgression du Cambrien inférieur puis lié à la transgression du Cambrien moyen.

Tandis que les périodes d'aggradation correspondent à une période de stabilité du niveau marin relatif à moyen et court terme.

3. Corrélation haute résolution et géométrie détaillée du bassin

Après avoir défini les surfaces de discontinuités et les tracés des séquences de dépôts et des cortèges sédimentaires, nous avons établi une corrélation stratigraphique entre les neuf secteurs étudiés. L'approche de corrélation consiste à construire et à analyser des successions de faciès sous forme de logs, à définir les unités génétiques et leur mode d'empilement vertical, puis à utiliser des surfaces stratigraphiques pour corréler les unités génétiques.

La corrélation détaillée entre les différentes unités stratigraphiques, est exécutée après l'identification des surfaces stratigraphiques (MFS et TS). Cela nous a permis de déterminer l'extension et l'énumération des unités génétiques (Embry, 2009), afin de comparer les variations eustatiques de 4ème et 5ème ordre le long de notre zone d'étude pendant les périodes du Cambrien inférieur et moyen (fig. 59).

Notre corrélation a été basée en premier lieu sur l'identification des niveaux repères isochrones au moins à l'échelle du bassin :

Le toit de du Cambrien moyen (niveau sommital à ride de courants) a été pris comme référence pour caler les coupes les unes par rapport aux autres. Les traits rouges correspondent aux surfaces d'inondation maximales. Les observations faites à partir de l'étude du transect portent essentiellement sur la continuité, les limites, l'épaisseur, les évolutions verticale et latérale des séquences ainsi que sur les discontinuités corrélables à l'échelle du bassin.

Les deux MFS dans la zone se manifestent en des couches ferrugineuses très fines de couleur rouge. Alors que les deux surfaces transgressives correspondent à l'approfondissement du milieu de dépôt, suite à l'élévation du niveau marin relatif. Elle est indiquée dans la région étudiée par le niveau conglomératique qui recouvre le grès régressif.

Suivant ces corrélations, on peut déduire que le nombre d'unités génétiques varie d'une zone à l'autre, le maximum de séquences génétiques est enregistré dans la coupe d'Alnif tandis que le minimum de séquences génétiques est enregistré dans la coupe Boumalne (nous expliquons l'origine de ces variations ultérieurement). Cependant, la tendance marine (progradation/rétrogradation) reste la même tout au long du Cambrien moyen sur tout le Saghro, ce qui atteste l'influence eustatique sur l'enregistrement sédimentaires.

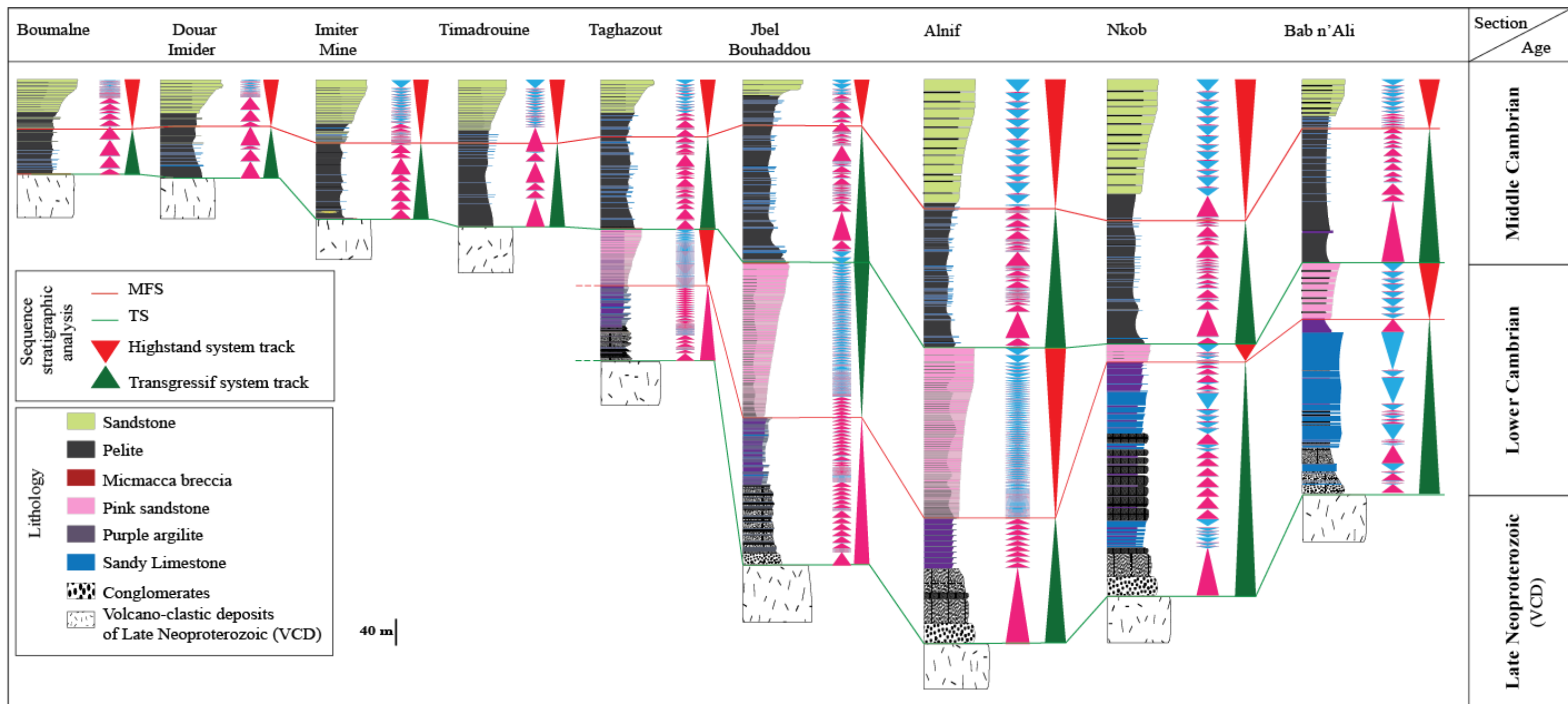


Figure 59 : Correlation à haute fréquence les unités génétiques au sein de la série du Cambrien inférieur et moyen au niveau du Jbel Saghro

Conclusion

La sédimentation cambrienne du Saghro indique un environnement deltaïque. Elle est composée de deux séquences de dépôt. Ces séquences sont constituées d'un cortège transgressif avec des sédiments rétrogradants et d'un cortège de haut niveau avec des sédiments progradants. En réponse aux changements du niveau de la mer, ces cortèges sont formés par plusieurs unités génétiques, et limités par diverses surfaces stratigraphiques.

Les dépôts de la zone d'étude présentent d'importantes variations d'épaisseur. La partie nord occidentale montre un hiatus du Cambrien inférieur, et une réduction importante de l'épaisseur des dépôts du Cambrien moyen. Cependant, la tendance marine (progradation/rétrogradation) reste similaire le long de la zone d'étude.

Dans la partie III (Chapitre 3, chapitre 4 et chapitre 5), nous étudions les causes de ces variations d'épaisseur.

Les résultats de ce chapitre ont été publiés, nous incluons entièrement dans ce paragraphe l'article (Idrissi et al., 2022), publié dans le « Iraqi Geological Journal », volume 55.

Mots clés : Cambrien, données aéromagnétiques, rifting, graben, horst, Jbel Saghro, Anti-Atlas oriental.



- 1 Mapping of genetic sequences of the Cambrian series in the Jbel Saghro massif, Eastern
- 2 Anti-Atlas, Morocco: implications for eustatic and tectonic controls.

Assia Idrissi^{1*}, Mohamed Saadi¹, Yassir Astat², Ali Bouayachi³, Kawtar Benyas⁴

¹	Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Mohammed V University, Rabat, Morocco
²	Department of Petroleum, National Office of Hydrocarbons and Mines, Rabat, Morocco
³	Department of Geology, Ben M'sik Faculty of sciences, Hassan II University, Casablanca, Morocco
⁴	Department of Water and natural resources analysis, Mohammedia school of engineers, Mohammed V University, Rabat, Morocco
*	Correspondence: idrissi.assia5@gmail.com

	Abstract
Received: 18 October 2021	In this paper, a sedimentological and sequence stratigraphy analysis was performed on Lower and Middle Cambrian deposits of Jbel Saghro, Eastern Anti-Atlas. The field data analysis and the application of sequence stratigraphy concepts were used to classify sedimentary processes and depositional environment, and to define the Lower to Middle Cambrian basin's detailed geometry. The Cambrian sedimentation of northeastern Saghro indicates a deltaic environment, which is composed of two depositional sequences. These sequences are made of a transgressive system-tract with retrograding sediments, and highstand system-tract with prograding sediments. In response to sea-level change, these system-tracts were formed by several genetic units, and limited by various stratigraphic surfaces. The genetic units stacking-patterns combined with the study of synsedimentary tectonics enabled to follow the sedimentary record's spatio-temporal evolution, and its three-dimensional geometry. The study area deposits display significant dissimilarities in thickness. The western part shows a Lower Cambrian hiatus, and an important reduction of the thickness in the Middle Cambrian deposits. However, the marine trend (progradation/retrogradation) remains similar along the study area. This suggests the same eustatic origin of all genetic sequences, and variations in their preservation rate. This configuration is the result of a differential subsidence that affected Anti-Atlas during the Cambrian.
Accepted:	
Published:	
	Keywords: Sequence stratigraphy; sedimentary process; delta; tectonics; Jbel Saghro; Eastern Anti-Atlas.

3

4

DOI:

1

Abstract

In this paper, a sedimentological and sequence stratigraphy analysis was performed on Lower and Middle Cambrian deposits of Jbel Saghro, Eastern Anti-Atlas. The field data analysis and the application of sequence stratigraphy concepts were used to classify sedimentary processes and depositional environment, and to define the Lower to Middle Cambrian basin's detailed geometry. The Cambrian sedimentation of northeastern Saghro indicates a deltaic environment, which is composed of two depositional sequences. These sequences are made of a transgressive system tract with retrograding sediments, and a highstand system tract with prograding sediments. In response to sea-level change, these system tracts were formed by several genetic units and limited by various stratigraphic surfaces. The genetic unit stacking patterns combined with the study of synsedimentary tectonics enabled to follow the sedimentary record's Spatio-temporal evolution and its three-dimensional geometry. The study area deposits display significant dissimilarities in thickness. The western part shows a Lower Cambrian hiatus and an important reduction of the thickness in the Middle Cambrian deposits. However, the marine trend (progradation/retrogradation) remains similar in the study area. This suggests the same eustatic origin of all genetic sequences and variations in their preservation rate. This configuration is the result of differential subsidence that affected the Anti-Atlas during the Cambrian.

Keywords: sequence stratigraphy; sedimentary process; delta; tectonics; Jbel Saghro; Eastern Anti-Atlas.

1. Introduction

The study area is located in the northern flank of the Jbel Saghro, Eastern Anti-Atlas (fig. 1). It includes two dissimilar Lower and Middle Cambrian successions, deposited in two marine sedimentary cycles. The first corresponds to the Lower Cambrian sedimentary cycle (Choubert, 1946); the resulting deposits are exposed only in the eastern part of the study area. It begins with conglomerate deposits followed by argillites, and overlaid by a dense succession of regressive sandstone. The second corresponds to the Middle Cambrian sedimentary cycle, present throughout the entire study area, and throughout all Moroccan domains (Choubert, 1946). It is characterized by the deposition of Paradoxides-rich pelites followed by Tabanite Sandstone Formation.

The Eastern Anti-Atlas has been the objective of several studies and previous works, regarding its richness in mineral resources, and the complexity of its tectonic style. Unlike the rest of the

Anti-Atlas domain, which has been rigorously studied, the Cambrian cover of the Eastern Anti-Atlas has never been the subject of a detailed sequence stratigraphic investigation.

The purpose of this work is to present the evolution of the Jbel Saghro Cambrian series, and to establish a standard framework of the sedimentological and structural parameters that controlled the basin filling. Therefore, we first deduce the depositional environment using the sedimentological characteristics. Subsequently, we present the classification of the Lower and Middle Cambrian sedimentary series in terms of sequence stratigraphy into depositional sequences, system tracts and genetic units. Then we establish a fine correlation between the different sections, and identify the lateral variations and geometry of the Cambrian deposits in northeastern Saghro.

2. Geographic and geological setting

The Eastern Anti-Atlas is located in the northern rim of the West African Craton. Over its geological history, it has been influenced by various tectonic events.

During the Upper Neoproterozoic, the Jbel Saghro underwent an extensive phase that probably has led to an ocean basin opening (Mokhtari, 1993) Based on combinations of sedimentological analyses and synsedimentary tectonics, a NW to WNW-ESE trending extension was proposed by Fekkak et al., (2001) and Fekkak and Pouclet, (2003).

Throughout the Lower Paleozoic, the dislocation of the Paleogandowana and the opening of the Paleo-Tethys ocean led to a crustal extension in the Gandwanian terrains (Stampfli and Borel, 2002). Due to this event, Lower Cambrian rift was triggered in Moroccan lands, and structured the Anti-Atlas into horsts and grabens. In the Eastern Anti-Atlas, the extension was oriented NW-SE and generated by normal NE-SW trending faults (Baidder, 2007; Hejja et al., 2019; Idrissi et al., 2020)

Several research by numerous authors claim that the Anti-Atlas remained stable after Hercynian times (Choubert, 1952; Michard, 1976). New research, however, has proven a post-Hercynian tectonic instability throughout the Anti-Atlas area (Baidder, 2007 ; Charrue, 2006, Soulaïmani et al., 2014; Gouiza et al., 2017).

The Eastern Anti-Atlas includes two massifs, the Jbel Saghro massif and the Ougnat massif consisting mostly of outcropping Upper Proterozoic terrains surrounded by a large Paleozoic cover (Leblanc, 1980; Saquaque et al., 1992; Soulaïmani et al., 2018) (fig. 1).

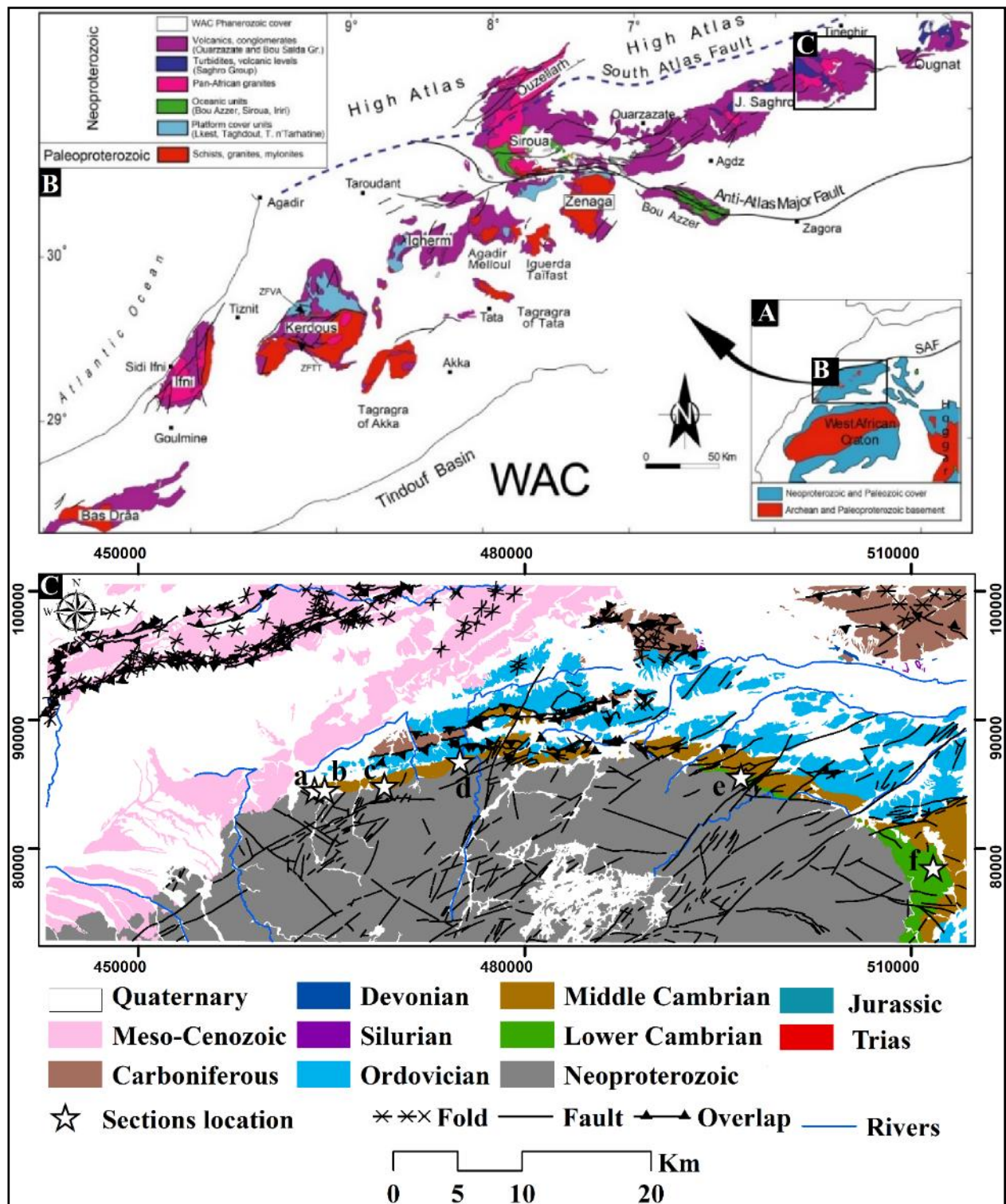


Fig.1. Geographical and geological position of the study area, A: location of the Anti-Atlas belt of Morocco in relation to the West African Craton (WAC), B: map of the Anti-Atlas belt showing generalized geological features. Inset: location of the Jbel Saghro in relation to the Anti-Atlas belt (Gasquet et al., 2008). C: Geological map of the study area, showing the location of lithostratigraphic sections at the north-eastern flank of the Jbel Saghro, derived from geological maps of Boumalne, Imiter and Taghazout (scale 1/50.000), a: Boumalne, b: Douar Imider, c: Imiter, d: Timadrouine, e: Taghazout, f: Jbel Bouhaddou.

In the Anti-Atlas, the Cambrian lithostratigraphic succession includes several lithostratigraphic formations dated by an abundant trilobites and archeocyatids fauna (Choubert, 1946):

Lower Cambrian

Unlike the rest of the Anti-Atlas domain, the Adoudounian series in the Eastern Anti-Atlas are absent (Buggisch and Flügel, 1988; Algouti et al., 2001). The Lower Cambrian sediments are deposited directly above the Late Neoproterozoic outcrops. It begins with a thick conglomerate, followed by the "Lie-de- Vin" Formation, which is overlaid by a massive pink sandstone.

Middle Cambrian

The Middle Cambrian sediments within the Anti-Atlas domain are composed of three formations. The first deposits are Micmacca breccia layer consisting of a fossiliferous alternating clastic and bioclastic layers. Then, "Schiste à Paradoxides" Formation including Paradoxides-rich pelites (Destombes et al., 1985). This formation is 1300 m thick in the southernwest of the Anti-Atlas, while in the eastern part, it reveals a coarser, thick facies. Finally, Tabanite Formation, which is the summit of the Middle Cambrian; it is composed of massive sandstone overlapping the Paradoxides- rich pelites.

Upper Cambrian

It is generally accepted that the entire Anti-Atlas has been emerged during the Upper Cambrian. However, it has been identified and dated locally (Ennih and Liegeois, 2001; Destombes and Feist, 1980). The Late Cambrian trilobites have been found in the upper layers of Tabanite Sandstone of Fougues region (Central Anti-Atlas). These layers contain lumachilic to macrofaunal beds, including the Perigondowanian Ollentela Africana trilobites, revealing the existence of the Late Cambrian for the first time in Africa.

3. Materials and Methods

In this work, six lithostratigraphic sections covering the Lower to Middle Cambrian stratigraphic interval, have been logged following an E-W transect, along the northeastern flank of Jbel Saghro. The transect is 70km long between the buttonholes of Boumalne and Taghazout. The sections have been logged taking note of the sedimentary features, and all possible observations needed to comprehend the depositional process and environment, and to identify stratigraphic surfaces that will be used for sequence stratigraphy analysis.

Sequence stratigraphic analysis was carried out according to the method proposed by Homewood et al., (1992). The approach involves: a) detailed sedimentological descriptions of the outcropping lithostratigraphic successions from various parts of the study area. b) Facies analysis based on the physical properties of the sedimentation. c) Genetic sequence stratigraphic interpretation, and correlation of the sequences in different areas. The correlations allowed: to trace the general evolution of sedimentary formations, to define the geometry and to specify the stratigraphic units' extension of the studied basin.

In order to reconstruct the geodynamic history of the basin, and to understand the mechanisms behind the sedimentary architecture of the Cambrian deposits, a tectonics examination of the study area was necessary. This allowed us to extract the relative influence of three factors: tectonics, eustatic change and sediment supply, on the sediment record.

4. Results

Lower and Middle Cambrian deposits are siliciclastic sediments divided into five formations. Lower Cambrian formations are: Igoudine Conglomerate Formation (Landing et al., 2006), Issafen Argilites Formation and the Terminal Pink Sandstone Formation. Whereas “Schiste à Paradoxides” Formation and Tabanite Sandstone Formation, are both Middle Cambrian deposits (Destombes et al., 1985).

4.1. Igoudine Conglomerate Formation

Igoudine Conglomerate Formation exists only in the eastern part of the study area. It overlies the Neoproterozoic basement according to a gully base (fig. 2a). It is composed of discordant conglomerate lens (fig. 2b), alternating with decimetric to metric tabular cross-stratified layers of sandy-limestone (20 cm to 60 cm thick) (fig. 2c). The conglomerate is dominated by moderately well-sorted, medium and large pebble consisting predominantly of andesitic and calcareous clasts, cement-filled by a carbonate matrix. The conglomerate is dark-colored and normal graded, and crowned by calcareous layers (60 cm thick), enclosing thin levels of purplish clay.

The thickness of the Igoudine Conglomerate Formation laterally decreases from the East to the West. The section of Jbel Bouhaddou registers 120 m thick conglomerate, unlike the further West, where it is only 50 m thick.



Fig.2. Base conglomerate sedimentary features (a): Transgressive unconformity between Neoproterozoic basement (yellow shading) and Lower Cambrian conglomerate, (b): Lens shape of Lower Cambrian conglomerate. (S-L: sandstone/limestone; C-D: Conglomerate deposit; N-B: Neoproterozoic basement), (c): Cross-stratification in sandy limestone (S-L).

4.2. Issafen Argillites Formation

In the literature, Issafen Formation corresponds to schistocalcareous deposits, topped by “Lie de Vin” Argillites which refers to the typical purple color of the shales in the unit (Choubert,

1946). The Issafen Formation consists of grey, yellowish, reddish, and purple slaty shales and siltstones (Geyer and Landing, 1995). In our study area, this formation consists of trilobite-rich red to purplish clays (*Neltneria* and *Boudonella*) (Piqué et al., 2006) alternating with thin to very thin layers of fine sand and calcareous sandstone. The thickness of the Issafen Argillites Formation is 100 m in the section of Jbel Bouhaddou, and 40 m in the section of Taghazout.

4.3. Terminal Pink Sandstone Formation

Terminal Pink Sandstone Formation corresponds to massive pinkish sandstone, composed of moderate to well-sorted, very fine to medium-grained sandstone with an overall coarsening upwards trend, distributed as decimetric banks at the base, and upwards as metric banks. The sandstone sedimentary structures comprise exclusive features of tide-influenced and floodplain environments, including discontinued clay lenses, medium to large soft pebbles, tabular and trough cross stratifications, current ripples and desiccation polygons at the top (fig. 3).

The thickness of the Pink Sandstone is 200 m in the Jbel Bouhaddou section and 70 m in the Taghazout section.

The top of the Pink Sandstone marks the end of the Lower Cambrian (Charrue, 2006).

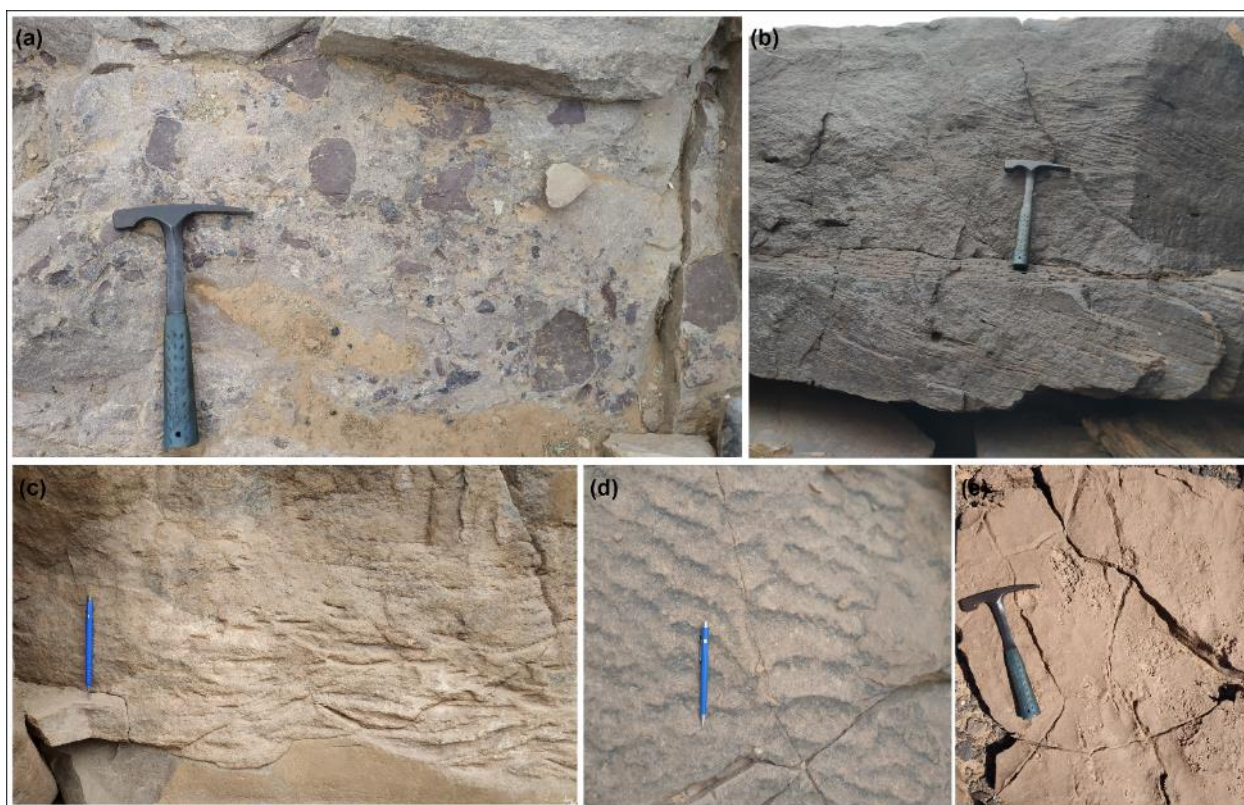


Fig.3. Sedimentary structure in Terminal Sandstone, (a): Soft pebbles, (b): tabular stratification, (c): Trough stratification, (d): Current ripple, (e): Desiccation polygons.

4.4. Micmacca breccia and transgressive conglomerate of the Middle Cambrian

The spatio-temporal distribution of Micmacca breccia and the conglomerate at the basis of the Middle Cambrian succession, is heterogeneous in the six studied sections.

The Micmacca breccia is a mixture of limestone layers, siltstones and fine grained sandstone and numerous fossil fragments (trilobites and brachiopod shells) (Geyer and Palmer, 1995; Geyer and Malinky, 1997). According to Geyer and Landing (1995), It is composed of bedded and nodular limestone that alternate with shale or sandstone intervals.

In the Jbel Bouhaddou zone, the section begins with a greyish to greenish conglomeratic outcrops, interspersed by fine sandstone and limestone beds. The conglomeratic clasts are subangular to rounded, centimetric to decimetric in size, polygenic and not joined. The conglomerate is observed locally as decametric lens-shaped levels surmounted by limestone beds. These levels manifest themselves as an "onlap" (fig. 4a).

The "onlaps" are then surmounted by a thin layer of Micmacca breccia, followed by 1 to 2m thick conglomerate, which contain pebbles of 10 to 15cm in diameter. The pebbles are rounded, often elongated, scattered at the base of the Paradoxides-rich shales (fig. 4c).

In the rest of the sectors, the Middle Cambrian conglomerate is absent, while the Micmacca Breccia layers overly the Neoproterozoic deposits. The Micmacca breccia's thickness, form, and consistency differ from one sector to another. The layers are thicker and continued eastward, and formed by discontinued thin lenses that pinch-out laterally further West.



Fig.4. The structures of the conglomeratic levels, (a): onlap shape of the (F1: conglomeratic limestone; F2: conglomeratic sandstone; F3 conglomeratic limestone), (b): zoom showing the size of the conglomeratic elements, (c): dispersed conglomerate at the base of the shales.

4.5. “Schiste à Paradoxides” Formation

“Schiste à Paradoxides” Formation corresponds to the Acadian Paradoxides-rich pelites (Destombes et al., 1985). The facies is typically developed on a regional scale, and it is

composed essentially of pelites strata enclosing sandy limestone intercalations, which become more frequent at the top of the formation.

Previous work has dated this formation by the presence of trilobites of Middle Cambrian age (*Micmacca*, *Acadoparadoxides*, *Conocoryphe*, *Marocanus*, *Ellipsocephalus*, and *Baillliela*) (Destombes et al., 1985; Geyer and Palmer, 1995; Geyer and Malinky, 1997).

The pelites in the six sectors vary in terms of thickness, but they retain similarity in terms of color and facies. “*Schiste à Paradoxides*” Formation reaches its maximum thickness in the Jbel Bouhaddou region, and gradually decreases westwards to Boumalne region, where it records its minimum rate.

In Jbel Bouhaddou section (fig. 7), a well-developed 190 m thick, dark green to greyish and *Paradoxides*-rich pelites unit is preserved. The formation overlain the conglomerate and *Micmacca* breccia unit. The basal portion of the pelites encloses an irregularly based sandy limestone bars with common tabular and hummocky cross stratification (HCS) (fig. 5a, b).

Taghazout section (fig. 7), presents remarkable thickness decrease. The pelites are 140 m thick, including fine centimetric to decimetric beds of sandy limestone. These levels become more frequent upwards in “*Schiste à Paradoxides*” Formation,

In Timdraouine section (fig. 7), the pelites are 120 m thick, deposited directly above the Neoproterozoic basement. Unlike the previous sections, the pelites are rarely intercalated by thin layers of sandy limestone. the *Micmacca* breccia is also absent in this area.

In Imiter Mine section (fig. 7) pelites are 110 m thick, and lie according to an angular unconformity on the Late Neoproterozoic volcano-clastic deposits. This formation is limited at the base by a medium to thin lenses of *Micmacca* breccia. Thin stromatolitic calcareous bars (Fig. 5c) and sand lenses (fig. 5d) are also found at very first meters of the pelites unit.

In Douar Imider section (fig. 7), pelites are 100 m thick overlaying the Neoproterozoic basement, sometimes following discontinuous lenses of the *Micmacca* breccia. The pelites are laminated at the base and altered towards the top, where they are alternating with lens-shaped sandy limestones.

In Boumalne section (fig. 7), pelites are reduced and less developed with thickness of 100 m, as in Douar Imider sector. The pelites overlay the *Micmacca* breccia, which in turn lies discordantly as discontinuous lenses on the Neoproterozoic terrains.

The Boumalne region is the western limit of the Saghro northern flank Cambrian basin. The border of the basin is characterized by the absence of pelites, where Tabanite Sandstone Formation lies directly above the Neoproterozoic deposits (fig. 5e).



Fig.5. (a): tabular cross stratification in sandy limestone, (b): HCS structure in the limestone, (c): stromatolitic calcareous bars, (d): sand lens in pélites, (e): hummocky cross stratification in the sandy limestone layer, (f):

photograph showing the absence of the *Paradoxides*-rich pelites in the Boumalne sector, where the Tabanite sandstone rests above the Neoproterozoic basement following the Micmacca breccia level.

4.6. Tabanite Sandstone Formation

Tabanite Sandstone Formation corresponds to arenaceous sediments with tigillites dated by *Conocoryphs* and *Lingules* (Destombes et al., 1985). The formation is composed of well-sorted, fine-grained red sandstone which tends to coarsen upward showing then a clear reverse grading. At the base, the sandstone is divided into thin bars, while it appears as massive metric benches at the top enclosing thin clay layers.

The six sections show thickness variations, they are 20 m, 30 m, 50 m, 70 m, 52 m and 50 m thick, respectively in the section of Jbel Bouhaddou, Taghazout, Timadrouine, Imiter, Douar Imider and Boumalne (fig. 7).

Tabanite Sandstone appears as large downlap prograding lenses (fig. 6a). The sedimentary structures encountered are thin to medium flaser-bedding laminae (fig. 6b), and very thin to thin lenticular-bedding structures. Towards the top of the unit, desiccation polygons (fig. 6c) and thin unidirectional current ripples become more dominant. Fossils in the sandstone have not been observed, however, trace fossils and bioturbation are common In Boumalne and Douar Imider sections, where the upper benches are shell fragment-rich (fig. 6d).

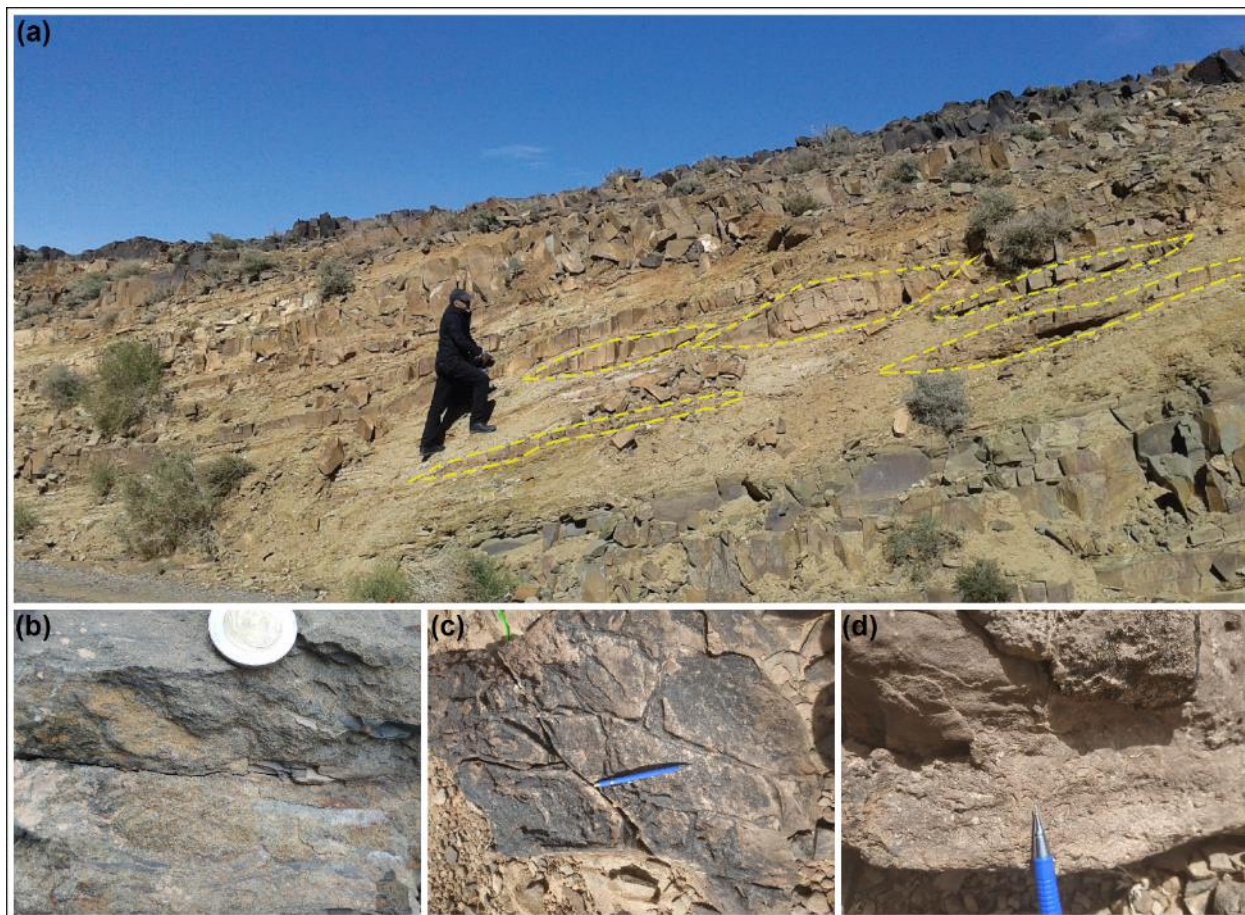


Fig.6. Sedimentary structures in Tabanite Sandstone, (a): downlap sandstone lens, (b): flaser bedding, (c): Mud cracks, (d): shell-rich sandstone.

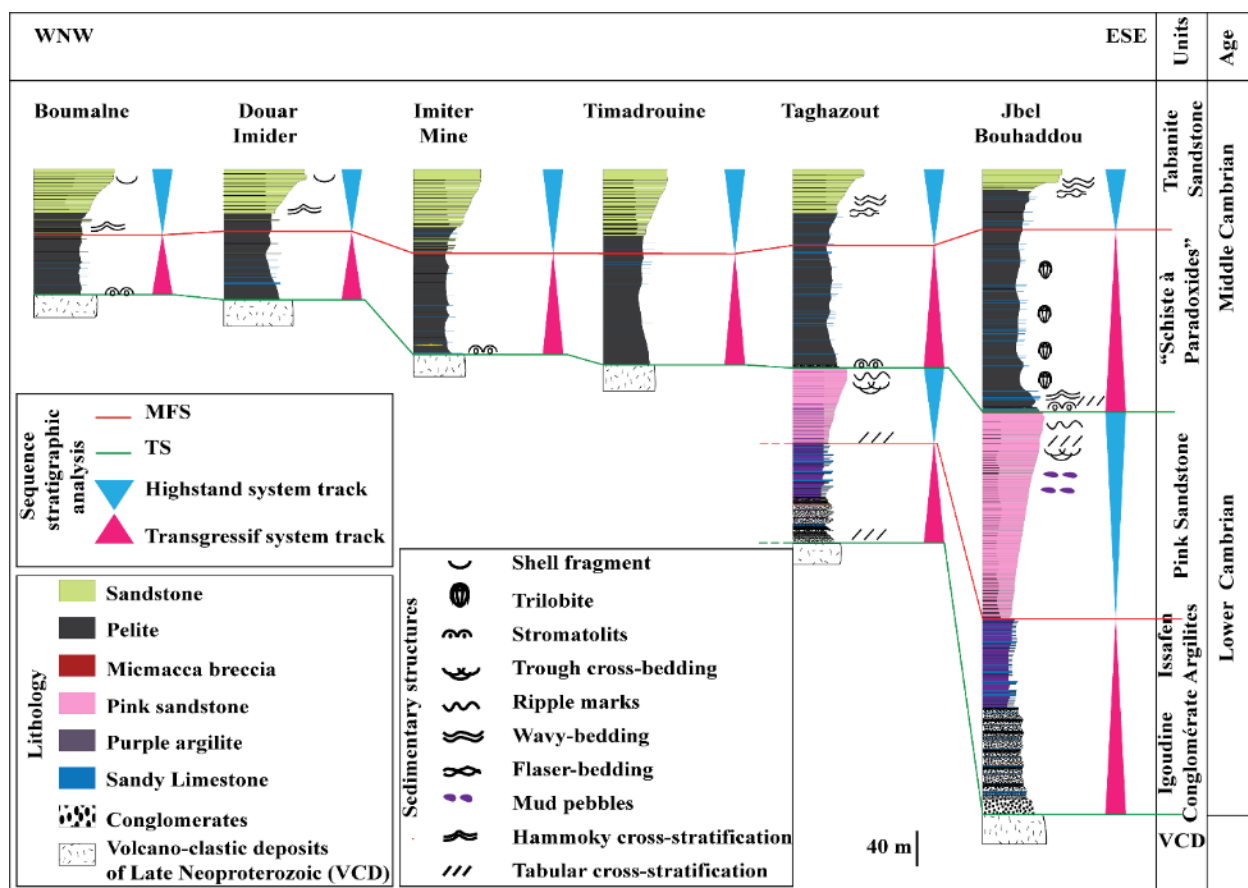


Fig.7. Correlation of lithostratigraphic sections showing sedimentary and stratigraphic features of the study area.

5. Discussion

5.1. Depositional process and environment

The various formations studied present several facies, which have been classified according to classic sedimentary criteria (grain size, sedimentary figures and structures, thickness and lateral extension of the banks). The identification of hydrodynamic (sedimentary figures and structures), biological (fossils) and lithological (grain size and mineralogy) indicators, allowed to assign the depositional processes and environment of each facies.

5.1.1. Igoudine Conglomerate Formation

The conglomerate deposits containing basement elements mark the beginning of a transgressive sedimentary cycle. The arrangement of the conglomerate in discordant lenses, surmounted by beds of calcareous sandstone, and the presence of cross-stratifications, are features of very shallow coastal environment where the sea level rise and fall.

5.1.2. Issafen Argillites Formation

Argillites deposits correspond to very fine grained sediments interpreted as forming in a calm low-energy distal environment, interrupted by currents that allowed the deposition of fine sandstone.

5.1.3. Terminal Pink Sandstone Formation

The sandstone levels are reverse graded. The thickness of these levels ranges from thin layers of few centimeters, to more than one meter beds.

The characteristic sedimentary structure indicates many depositional environments. The pebbles (fig. 3a) are common structures in channel bottom deposits in several tide-dominated or tide-influenced environments, usually estuarine or deltaic plain environments (Darlymple, 2007). Soft pebbles are used as markers of deposition in intertidal environments (Sepkoski, 1982). Their formation is explained by the action of wave currents, which would have ripped off fragments of argillites deposited earlier, and restored them in the Pink Sandstone Formation. The trough cross stratifications (fig. 3c) are produced mainly on beaches by periodic tidal current inversions, and are strongly correlated with the current direction (Dasgupta, 2002). Tabular stratifications (fig. 3b) indicate deposition under a small slice of unidirectional flow water (Leckie and Krystinik, 1989). Current ripples (fig. 3d) are generated under a small slice of water (Harms, 1979), and are perpendicular to the direction of the current that generated them (Allen, 1966). Desiccation polygons (fig. 3e) indicate brief episodes of emergence, and are common in intertidal and supratidal environments and floodplains.

5.1.4. Micmacca breccia and Middle Cambrian conglomerate

The conglomeratic levels at the base of the Middle Cambrian succession, appears in retrograding "onlap" lenses. They indicate a movement of sedimentary bodies landward during a Middle Cambrian marine transgression (fig. 4a). The pinched-out lenses and their lateral continuity to the southeast, reveals the direction of the transgression (fig. 4a). The conglomeratic levels that overlay these "onlaps", testify the succession of eustatic pulsations during this period. A long transport, under a high-energy hydrodynamic regime, has been indicated by the irregularly based conglomerate dispersed at the base of the "Schiste à Paradoxides" Formation (fig. 4c).

5.1.5. "Schiste à Paradoxides" Formation

Overlaying the conglomerate, the formation begins with HCS stratified limestone, considered as indicator of inner shelf deposits submitted to storms action (Leckie and Krystinik, 1989). The HCS features are also associated to nearshore shallow water facies of marine origin (Swift and Figue, 1983; Harms, 1974).

Above the HCS stratified limestone, stromatolitic limestone are observed. Several ecological factors combined allow the formation and preservation of stromatolites. This includes sufficient light and oxygen, suitable temperature and chemical conditions, calm and periodic sedimentation which also contributes to the preservation of stromatolitic colonies (Pratt, 1982). Stromatolites are distributed in shallow tropical and subtidal conditions environments (Bathurst, 1967; Neumann et al., 1970).

The depositional environment gradually deepens; due to the predominance of pelites which reflects a calm dynamic, and to the presence of the Paradoxides fauna which is exclusively marine (Geyer and Malinky, 1997), the depositional conditions probably correspond to a front-delta sub-environment.

The upper part of this unit enclose sandy-limestone alternations. This can be explained by the transition from a deep environment to a shallower one, governed by continental pulsations. The sandy-limestone alternations show HCS sedimentary structures (fig. 5f), which indicates a fairly significant sedimentary input in an environment that is once again submitted to storms action.

5.1.6. Tabanite Sandstone Formation

Tabanite Sandstone Formation can be interpreted as forming under tidal-influenced conditions demonstrated by the presence of flaser and lenticular laminations. Flaser and lenticular beddings are characterized by alternating sand lenses and clay beds. They are considered as structures of tidal and deltaic environments (Martin, 2000). Flaser-bedding is related to the alternation of the actions of currents or waves with periods of calm, and is best located in subtidal and intertidal environments. In both environments, the genesis of lenticular and flaser-bedding is related to the tidal rhythm that characterizes deltaic fronts (Reineck and Wunderlich, 1968). The formation of these beddings requires the alternation of current action or wave action to deposit the sand, and calm periods to privilege the decantation of clays. For this reason, a subtidal and intertidal environments are suggested for this facies (Hantzschel, 1936; Reineck, 1963).

The sedimentary structures and the lenticular form of the layers, and their "downlap" arrangement suggest that Tabanite sandstone are generated in a prograding tidal-influenced deltaic front.

5.2. Genetic sequences and eustatic change

In this study, the Cambrian series are divided into two depositional sequences, defined by Mitchum et al. (1971) as a stratigraphic unit consisting of a relatively concordant succession of genetically related layers, limited by discontinuities or their concordant lateral continuity.

The depositional sequences are divided into sedimentary system tracts, according to the nomenclature of Vail et al. (1977) which are in turn are composed of high-frequency sequences (Cross, 1988).

These genetic sequences are high-frequency units defined as successions of genetically related strata, resulting from the same installation dynamics, and bounded by stratigraphic surfaces (Galloway, 1989). Each genetic unit is defined by a specific stacking-pattern (Catuneanu, 2009), and records sea-level variations corresponding to a high frequency eustatic cycle. They are the fundamental units that constitute the Cambrian formations. Genetic sequences are indicated by an abrupt change in facies, which coincides with the transition between migration landward and migration seaward. The high-frequency sequences designate minor sea-level variations; even though they belong to the same system tracts.

The sedimentary successions identified in this work are limited by transgressive surfaces (TS) and maximum flooding surfaces (MFS). The MFS is the boundary between retrograding sediments deposited during the transgressive phase, and prograding sediments deposited during the regressive phase (Posamentier et al. 1988; Van Wagoner et al. 1988; Galloway, 1989; Embry, 2001). It's an isochronous surface (Homewood et al., 1992) which indicates the point of inversion between a retrograding trend and a prograding trend (Colombia, 2002; Cramez, 1990). This surface in the study area is characterized by a red ferruginous thin layer. Whereas, the transgressive surface (TS) corresponds to the re-embedding or deepening of the system, following the rise of relative sea-level (Colombia, 2002). It is indicated in the studied section by the conglomeratic level that overlain the regressive sandstone.

Based on the 2014 International Chronostratigraphic Chart, an approximation of the cyclic periods can be defined. The estimated time intervals for the Lower and Middle Cambrian are respectively 29.5 M year and 10.5 M year. Thus, the depositional sequences can be attributed

to the 3rd order (3-5 and 50 Ma), and the genetic sequences to 4th and 5th order (0.1 and 0.5 Ma) (Einsele, 1992). The genetic units seem to be induced by the climatic variations created by Milankovitch's orbital cycles.

5.2.1. The Lower Cambrian depositional sequence

The first depositional sequence (DS1) is 300 m thick, composed of deltaic silicoclastic sediments, made of two sedimentary system tract. First, the transgressive system tract (TST) represented by Igoudine Conglomerate and Issafen Argillites, which indicate the deepening of the depositional environment. Second, the highstand system tract (HST) represented by the Pink Sandstone that signifies a tendency to emerge. These two system tracts are separated by a maximum flooding surface (MFS). The DS1 depositional sequence is well developed in the eastern part of the Study area and is absent westward.

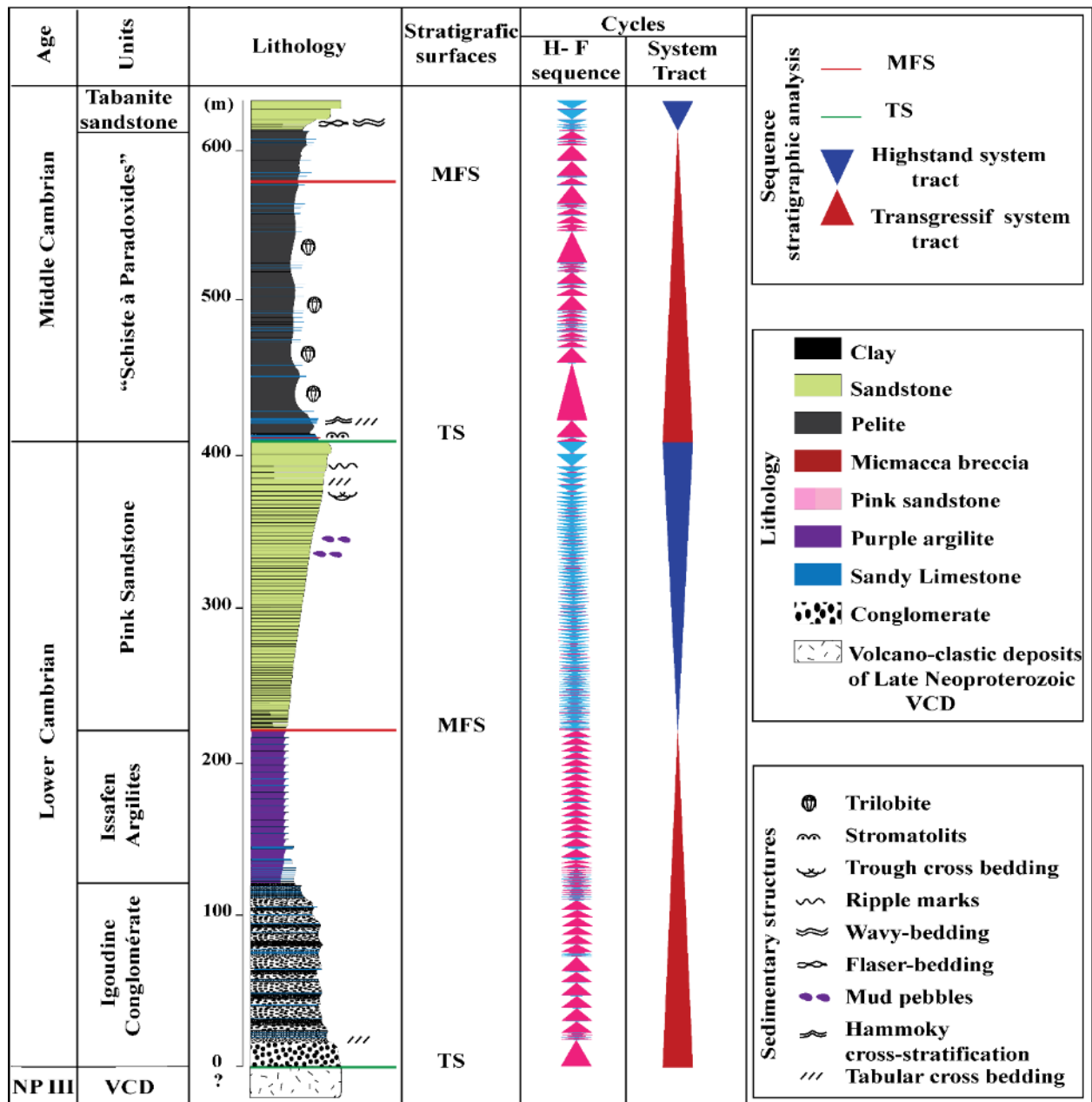


Fig.8. Typical section of Jbel Bouhaddou section showing the sedimentary and lithological description and stratigraphic classification in terms of high-frequency sequences, sedimentary system tracts and depositional sequences.

5.2.2. Genetic sequences of the Lower Cambrian transgressive system tract

The 4th and 5th order genetic sequences within this transgressive system tract (fig. 8), are up to 53 sequences in Jbel Bouhaddou section. They are composed of alternating conglomerate and calcareous sandstone (fig. 9-GS1). The thickness of the strata decreases from 2m to few centimeters upwards. In the middle of the formation, the genetic sequences are enriched by argillites that signify the deepening of the environment (fig. 9-GS2).

The high frequency sequences GS1(fig. 9) are composed of alternating conglomerate and calcareous sandstone, they are typical beach deposit. The GS2 (fig. 9) sequences are composed of argillites forming in a deeper environment interrupted by light currents which permitted the deposition of sandy limestone intercalations. The transition from GS1 to GS2 corresponds to a sea-level raise.

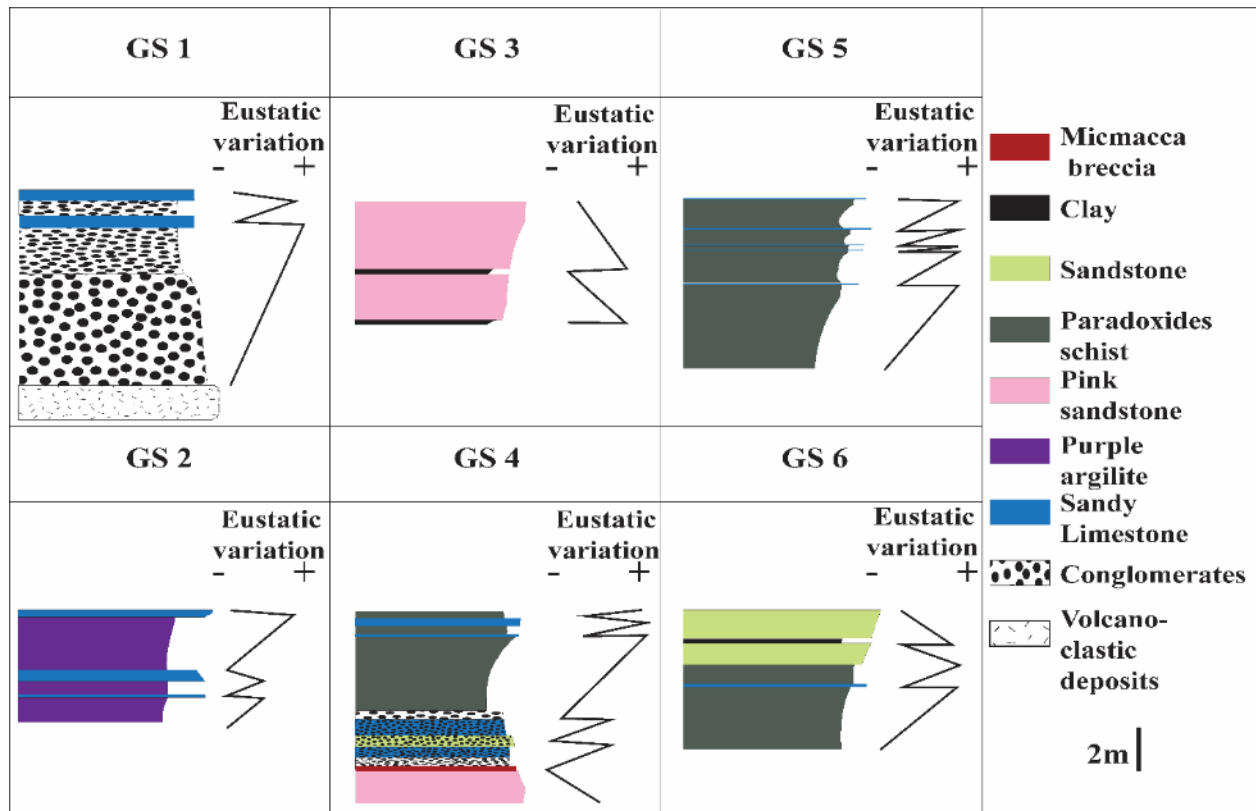


Fig.9. Samples of genetic sequences with their eustatic variations from different levels of Jbel Bouhaddou section.

5.2.3. Genetic sequences of the Lower Cambrian highstand system tract

The Lower Cambrian highstand system tract is made up of 87 coarsening up genetic sequences (fig. 9-GS3), which in turn express several processes and depositional environments. We propose that these high frequency sequences, are first, linked to tidal channel currents in a tidal deltaic plain environment, suggested by the presence of small channels and soft pebbles (fig. 3a). The rest of the genetic sequences are linked to a coastal progradation, explained by the presence of trough cross stratifications (fig. 3b). These genetic sequences sometimes show emergence trends by recording current ripples (fig. 3d), generated under a very weak slice of water. They are prograding sequences produced by sea-level fall.

5.2.4. The depositional sequence of the Middle Cambrian

The Middle Cambrian depositional sequence DS2 is composed of two sedimentary systems tracts as well. The transgressive system tract consists of the basal conglomerate and Paradoxides-rich pelites, which reflect retrograding depositional conditions. And the highstand system tract consisting of massive layers of Tabanite Sandstone deposited in prograding "downlaps".

This depositional sequence is between 80 m and 190 m thick in our study area, and it overlays the DS1 depositional sequence along a transgressive surface.

5.2.5. Genetic sequences of the Transgressive system tract of Middle Cambrian

Within this transgressive system tract, 45 4th and 5th order genetic sequences can be identified in the Jbel Bouhaddou region. Each genetic sequence is formed by an onlapping lenticular conglomerate layer, surmounted by stratified limestone bed (fig. 9-GS4). These are Deepening up high-frequency sequence and are related to a sea-level rise.

The deepening continues with the subtidal high-frequency sequences (fig. 9-GS5), which are composed of pelitic strata crowned by a thin sandy limestone layer, presented in various thicknesses (30cm to 22m).

The continental pulsations encountered at the top of "Schiste à Paradoxides" Formation refer to an eustatic change (sea-level rise followed by a sea-level fall), announcing the beginning of the deposition of a highstand system tract in a prodelta context.

5.2.6. Genetic sequences of the Middle Cambrian highstand system tract

Tabanite Sandstone downlaps the "Schiste à Paradoxides" Formation. It's laying as large superimposed lenses formed in delta front context. This unit is interpreted as a continuation of the highstand system tract of the underlying unit. It records a prograding stacking-pattern and landward trend.

Tabanite Sandstone consists of a succession of 5 genetic sequences in the Jbel Bouhaddou section, every genetic sequence comprises a thin clay layer crowned by a sandstone layer (fig. 9- GS6). They are shallowing up genetic sequences generated under a sea-level fall conditions.

5.2.6. Genetic Sequence Correlation and Mapping

After defining the surfaces of discontinuities and sedimentary system tracts, we established a stratigraphic correlation between the six studied sectors. The correlation approach consists of constructing and analyzing successions of facies in the form of logs, defining the genetic units

and their vertical stacking pattern, and then using stratigraphic surfaces to correlate the genetic units.

The detailed correlation between the different stratigraphic units, is executed after the identification of isochronous surfaces (MFS and TS). This allowed us to determine the extension and enumeration of genetic units (Embry, 2009), in order to compare 4th and 5th order eustatic variations along our study area during the Lower and Middle Cambrian periods (fig. 7 and fig. 10).

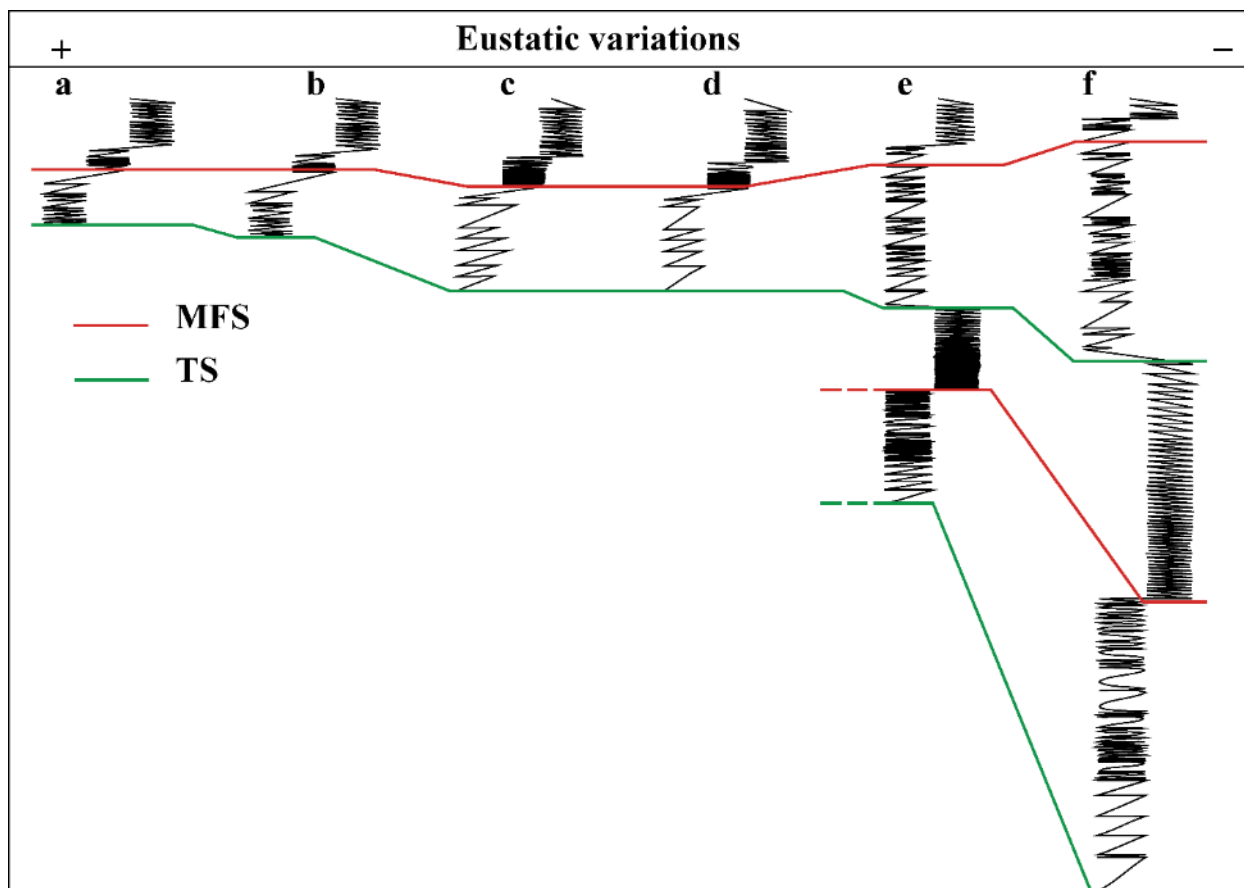


Fig.10. Stacking-Pattern of 4th and 5th order eustatic variations and their correlation within the Lower and Middle Cambrian series in the study areas, a: Boumalne, b: Douar Imider, c: Imiter Mine, d: Timadrouine, e: Taghazout, f: Jbel Bouhaddou.

Following this correlation (fig. 10), we can deduce that the number of genetic units varies from one zone to another (30 in the Boumalne section, 32 in Douar Imider section, 39 in the Imiter Mine section, 42 in the Timadrouine section, 108 in the Taghazout section and 142 in the Jbel Bouhaddou section). However, the marine trend (progradation/retrogradation) remains the same throughout the Middle Cambrian all over the Saghro northern flank.

5.3. Tectonic Context

The geological history of the Eastern Anti-Atlas during the Cambrian describes an extensive phase, that began in the Late Neoproterozoic and continued until the Cambrian. An intracontinental rift settles via the faults inherited from the Panafrican phase, the rift aborted in Middle Cambrian (Soulaïmani et al., 2003; Charrue, 2006; Baidder, 2007).

The influence of the relief created by the installation of the horsts and grabens system, affected the thickness and the distribution of the Cambrian sedimentary formations. This configuration is the result of the differential subsidence, that affected the Anti-Atlas during the Late Neoproterozoic-Cambrian period. In our latest work (Idrissi et al., 2020) we have highlighted the faults responsible for the structuring of the study region by geophysical methods (fig. 11). These faults are NE-SW trending (F1, F2, F3, F4, F5, F6) with a depth ranging between 500 m and 1000 m, and they are generally located in the contact between the Precambrian basement and the Paleozoic cover. The effect of these faults generated an NW-SE trending extension (Baidder, 2007).

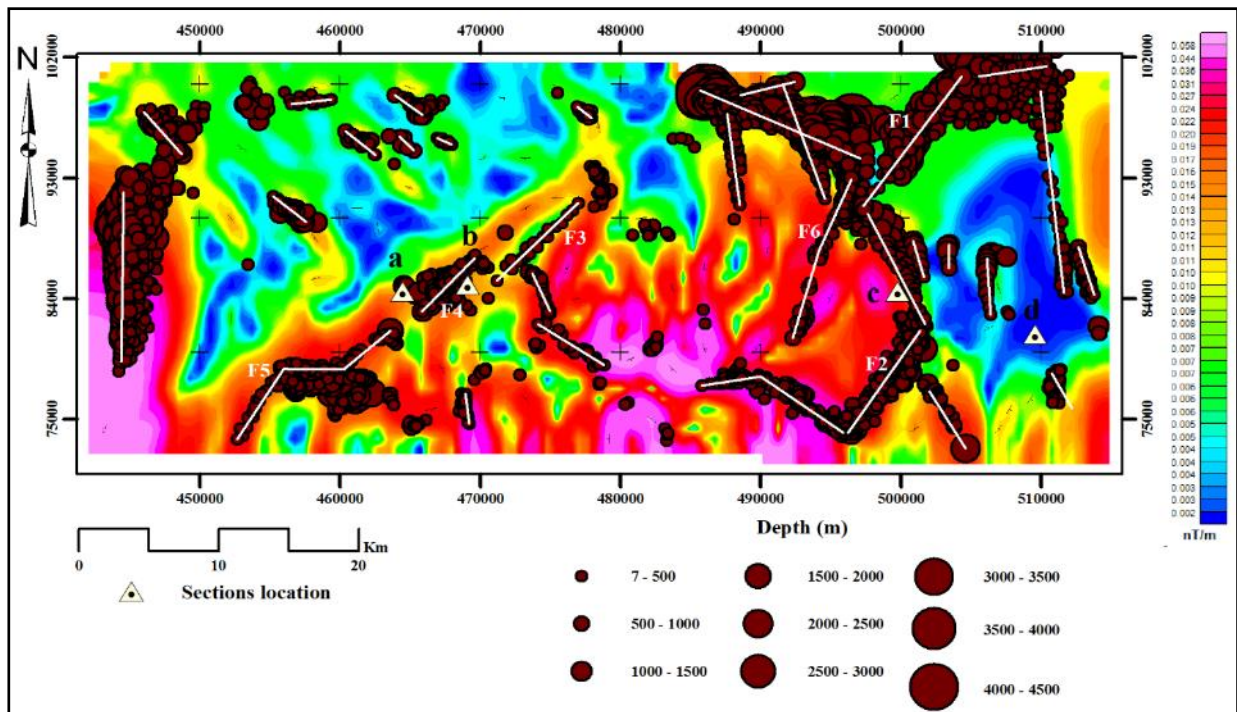


Fig.11. Projection of Euler's solutions on the Jbel Saghro northern flank's horizontal gradient map showing the location of the NE-SW trending faults in relation to the lithostratigraphic sections. a: Boumalne section location; b: Imiter Mine section location, c: Taghazout section location; d: Jbel Bouhaddou section location. After Idrissi et al., (2020).

We can therefore deduce that the variations in the number of genetic sequences from one lithostratigraphic section to another (fig. 10), are linked to the effect of these NE-SW trending faults, which generated differential subsidence. The rate of preservation of the genetic sequences is now 'tectonic'. Hence, we suggest a synthetic model of study area, representing the influence of these faults on the Cambrian sedimentation (fig. 12).

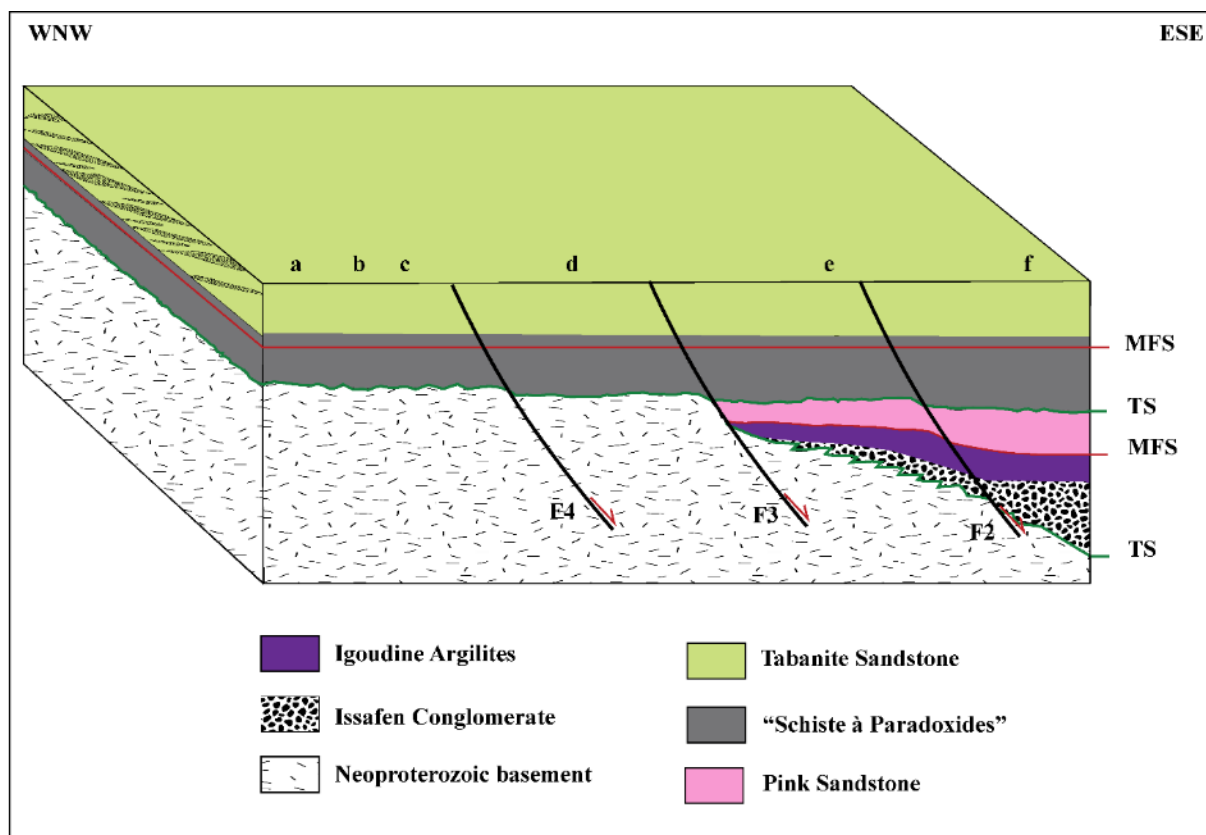


Fig.12. Synthetic model of the study area deposit showing the significant influence of the faults F2, F3 and F4 on the Cambrian deposits thickness variation along the WNW-ESE direction in the Jbel Saghro northern flank, a, b, c, d, e, and f are position of the sections respectively: Boumalne section, Douar Imider section, Imiter Mine section, Tamadrouine section, Taghazout section, and Jbel Bouhaddou section.

Conclusions

The Eastern Anti-Atlas recorded deltaic sediments during the Cambrian. This sedimentation is limited compared to the rest of the Anti-Atlas domain, where the formations are complete and more developed and indicate deeper depositional environments.

The analysis of the morpho-tectonic evolution of the basin, and the identification of the alternating transgressive and regressive phases, allowed understanding the sedimentary filling process of Jbel Saghro Cambrian basin. It is characterized by a lateral thickness decrease

westward, but retains the same eustatic variations all over the study area. The cross sections presented in this work, show the association of marine and continental deposits, with a coarsening upward trend. These sediments are classified into two depositional sequences, each sequence is composed of two sedimentary system tract: the transgressive system tract is characterized by deepening up genetic sequences and the highstand system tract is characterized by shallowing up genetic sequences.

The number of genetic sequences varies in the study area, suggesting the influence of local tectonics on the sedimentation. The subsided areas are characterized by higher sedimentary rate and therefore more genetic sequences.

The analysis of the succession of the different depositional sequences, sedimentary system tract and genetic units, allowed us to follow the evolutionary trend of sediments from landward to the seaward pole, in both depositional sequences.

The marine trend remains the same along the study area during the Lower and Middle Cambrian periods. It's an evidence of the same eustatic origin of all the genetic sequences, whereas the rate of preservation of these sequences is rather tectonic controlled.

Acknowledgments: The authors would like to thank the authorities of the Daraa Tafilalet for assuring a safe field trip for the team.

References

- Algouti, Ab., Algouti, A., Chbani, B., and Zaim, M., 2001. "Sedimentation et Volcanisme Syngédimentaire de La Série de Base de l'adoudounien Infra-Cambrien à Travers Deux Exemples de l'Anti-Atlas Du Maroc." *Journal of African Earth Sciences* 32 (4): 541–56. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00096-9](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00096-9).
- Allen, J.R.L., 1966. "ON BED FORMS AND PALAEOCURRENTS." *Sedimentology* 6 (3): 153–90. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1966.tb01576.x>.
- Baidder, L., 2007. Structuration de la bordure septentrionale du Craton Ouest Africain du Cambrien à l'actuel : Cas de l'Anti Atlas oriental du Maroc. These de doctorat, Université Hassan II Aïn Chock, Faculté des Sciences, Casablanca, Morocco, 210 pp
- Bathurst, R.G.C., 1967. Subtidal gelatinous mat, sand stabilizer and food. *Journal of Geology*, v. 75, p. 736-738

Buggisch, W., and Flügel, E., 1988. "The Precambrian/Cambrian Boundary in the Anti-Atlas (Morocco) Discussion and New Results." In *The Atlas System of Morocco*, edited by Volker H. Jacobshagen, 15:81–90. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/BFb0011587>.

Catuneanu, O., 2009. Reply to the comments of W. Helland-Hansen on 'Towards the standardization of sequence stratigraphy' by Catuneanu et al. [*Earth-Sciences Review* 92(2009)1–33]. *Earth-Sci. Rev.*, vol. 94, no. 1–4, pp. 98–100, May. doi: 10.1016/j.earscirev.2009.02.004

Charrue, C.R., 2006. *Géologie structurale de l'Anti-Atlas oriental, Maroc*. Thèse de doctorat, Institut de Géologie et d'Hydrogéologie Université de Neuchâtel Suisse

Choubert, G., 1946. Aperçu de la géologie marocaine. *Rev. Géogr. Marocaine*, 2-3, 59-77.

Choubert G. ; 1952. *Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas*. 19e congr. Géol. Int. 3e Série, Maroc, no. 6, p. 77-194.

Colombié, C., 2002. *Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France) : relations plate-forme - bassin et facteurs déterminants*. These de doctorat, la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg Suisse, p. 202

Cramez, C., 1990. Glossaire de stratigraphie séquentielle anglais-français. *Rev. Inst. Fr. Petrole*. 45–3

Cross, T.A., 1988. Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. In: C.K Wilgus, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A Ross & J.C Van Wagoner, (eds), *Sea level changes : an integrated approach*. Soc. Econ. Paleat.Mineral., Spec. Publ., 42, pp.39-45

Dale, A. Leckie., 1988. Wave-Formed, Coarse-Grained Ripples and their Relationship to Hummocky Cross-Stratification. *SEPM J. Sediment. Res.*, vol. Vol. 58. doi: 10.1306/212F8E04-2B24-11D7-8648000102C1865D

Dale, A. Leckie., Krystinik, L.F., 1989. "Is There Evidence for Geostrophic Currents Preserved in the Sedimentary Record of Inner to Middle-Shelf Deposits?" *SEPM Journal of Sedimentary Research* Vol. 59. <https://doi.org/10.1306/212F9093-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81, 135–174. doi:10.1016/j.earscirev.2006.10.002

Dasgupta, P., 2002. “Determination of Paleocurrent Direction from Oblique Sections of Trough Cross-Stratification--A Precise Approach.” *Journal of Sedimentary Research* 72 (1): 217–19. <https://doi.org/10.1306/050401720217>.

Destombes, J., Hollard, D., and Willefert, S., 1985. Lower Palaeozoic rocks of Morocco. In: Holland C.H. (ed), *Lower Palaeozoic rocks of north-western and West-Central Africa*. John Wiley and Sons Ltd, Chichester, UK, pp. 91-336

Destombes, J., and Feist, R., 1987. Découverte du Cambrien supérieur en Afrique (Anti-Atlas central, Maroc). *C.R. Acad. Sc.*, 304, 719-724.

Einsele, G., 1992. *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*. Berlin : Springer

Embry, A.F., 2001. The six surfaces of sequence stratigraphy. AAPG Hedberg Conference on sequence stratigraphic and allostratigraphic principles and concepts. Dallas. Abstract volume, p. 26–27. [http:// www.searchanddiscovery.net/ documents/ a b s t r a c t s / 2 0](http://www.searchanddiscovery.net/documents/a b s t r a c t s / 2 0)

Embry, A.F., 2009. *Practical Sequence Stratigraphy*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Online at www.cspg.org, 79 p

Ennih, N., and Liegeois, J.P., 2001. “The Moroccan Anti-Atlas: The West African Craton Passive Margin with Limited Pan-African Activity. Implications for the Northern Limit of the Craton.” *Precambrian Research*, 14.

Fekkak A., Pouclet A., Ouguir H., Ouazzani L. D. ; 2001. *Géochimie et signification géotectonique des volcanites du Cryogénien inférieur du Saghro (Anti-Atlas oriental, Maroc)*, *Geodin. Acta*, p. 13.

Fekkak, A., Pouclet, A., Benharref, M., 2003. The Middle Neoproterozoic Sidi Flah Group (Anti-Atlas, Morocco): synrift deposition in a Pan-African continent/ocean transition zone. *J. Afr. Earth Sci.* 37, 73–87. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00049-6](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00049-6)

- Galloway, W., 1989. *Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units*. AAPG Bull., vol. 73, doi: 10.1306/703C9AF5-1707-11D7-8645000102C1865D
- Gasquet, D., Ennih, N., Liegeois, J.P., Soulaïmani, A., Michard, A., 2008. The Pan-African belt. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon Lamotte, D. (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco*. Lecture Notes in Earth Sciences, vol. 116, Springer, pp. 33–64
- Geyer, G., and Palmer, A.R., 1995. "Neltneriidae and Holmiidae (Trilobita) from Morocco and the Problem of Early Cambrian Intercontinental Correlation." *Journal of Paleontology* 69 (3): 459–74. <https://doi.org/10.1017/S0022336000034867>.
- Geyer, G., and Landing, E., 1995. The Cambrian of the Moroccan Atlas regions. - *Beringeria* Special issue 2: 7-46, 14 text-figs.; Wllr.l.burg.
- Geyer, G., and Malinky, J.M., 1997. "Middle Cambrian Fossils from Tizi N'Tichka, the High Atlas, Morocco. Part 1. Introduction and Trilobites." *Journal of Paleontology* 71 (4): 620–37. <https://doi.org/10.1017/S0022336000040117>.
- Gouiza, M., Charton, R., Bertotti, G., Andriessen, P., Storms, J.E.A., 2017. Post-Variscan evolution of the Anti-Atlas belt of Morocco constrained from low-temperature geochronology. *Int. J. Earth Sci.* 106, 593–616. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1325-0>
- Hantzschel, W., 1936. Die Schichtungsformen rezenter t'lachmeer-Ablagerung im Jade-Gebiet. *Senckenbergiana Lethaea*. 18:316-356
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., and Walker, R.G., 1975. *Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary and Stratigraphic Sequences*. SEPM (Society for Sedimentary Geology)
- Harms, J.C., 1979. "Primary Sedimentary Structures." *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 7 (1): 227–48. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.07.050179.001303>.
- Hejja et al.; 2019: Fractures distribution and basement-cover interaction in a polytectonic domain: A case study from the Saghro Massif (Eastern Anti-Atlas, Morocco), *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 162, p. 103694. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2019.103694

Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R., and Cross, T., 1992. *Correlations haute resolution et stratigraphie genetique : une demarche integree*. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. El-Aquitaine, 357-381.

Idrissi, A., Saadi, M., Manar, A., Astaty, Y., Harrouchi, L., Nacer, J.E., 2020. Contribution of aeromagnetic cartography and lithostratigraphic studies to the identification of blind faults and the Cambrian deposits geometry in Jbel Saghro (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, doi 10.4430/bgta0335

Landing, E., Geyer, G., and Wolfram, H., 2006. "Distinguishing Eustatic and Epeirogenic Controls on Lower-Middle Cambrian Boundary Successions in West Gondwana (Morocco and Iberia)." *Sedimentology* 53 (4): 899–918. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00780.x>.

Leblanc, M., and Lancelot, J.R., 1980. "Interprétation géodynamique du domaine pan-africain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques." *Canadian Journal of Earth Sciences* 17 (1): 142–55. <https://doi.org/10.1139/e80-012>.

Leckie, Dale A., and Krystinik, Lee F., 1989. Is There Evidence For Geostrophic Currents Preserved In The Sedimentary Record Of Inner To Middle-Shelf Deposits? 1,2. *Journal Of Sedimentary Petrology*, Vol. 59, No. 5, September, 1989, P. 862--870.

Martin, A.J., 2000. Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: a modern and an ancient exampl. *Sediment. Geol.*, vol. 136, no. 1–2, pp. 1–5. doi: 10.1016/S0037-0738(00)00085-3

Michard A.; 1976: *Eléments de géologie marocaine*. Notes et Mém. Serv. Carte géol. Maroc, 252, 408 p.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., and Thompson, S., 1971. *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis*. AAPG Memoir 26, p. 10

Mokhtari A. ; 1993. *Nouvelles données et interprétations du massif basique de Tagmout (dj. Saghro, Anti-Atlas, Maroc) : relations avec les granitoïdes associés*. These de doctorat Nancy France.

Neumann, A.C., Gebelein, C.D., and Scoffin, T.P., 1970. The composition, structure, and erodability of subtidal mats, Abaco, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, p. 275-297

- Pratt, B.R., 1982. "Stromatolite Decline—A Reconsideration." *Geology* 10 (10): 512. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<512:SDR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<512:SDR>2.0.CO;2).
- Piqué, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Bouabdelli, M., Laville, E., Amrhar, M., and Chalouan, A., 2006. *Geologie du Maroc*. Ed. Géode, Marrakech, Morocco, 280 pp
- Posamentier, H.W., and Vail, P.R., 1988. Eustatic control on clastic deposition, Sequence and systems tracts models. *S.E.P.M. Publ.*, Tulsa, n°42, pp.125-154
- Reineck, H.E., and Friedrich, W., 1968. "CLASSIFICATION AND ORIGIN OF FLASER AND LENTICULAR BEDDING." *Sedimentology* 11 (1–2): 99–104. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1968.tb00843.x>.
- Saquaque, A., Mohammed, B., Hassan, A., Zakia, M., Ingrid, R., and Jeffrey, A.K., 1992. "Evidence for a Panafrican Volcanic Arc and Wrench Fault Tectonics in the Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco." *Geologische Rundschau* 81 (1): 1–13. <https://doi.org/10.1007/BF01764536>.
- Sepkoski, J.J., 1982. Flat-Pebble Conglomerates, Storm Deposits, and the Cambrian Bottom Fauna. in *Cyclic and Event Stratification*, G. Einsele and A. Seilacher, Eds. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, pp. 371–385
- Soulaïmani, A., Bouabdelli, M., and Piqué, A., 2003. The Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian continental extension in the Anti-Atlas (Morocco). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, vol. 174, no. 1, pp. 83–92, Jan.. doi: 10.2113/174.1.83
- Soulaïmani, A., Michard, A., Ouanaimi, H., Baidder, L., Raddi, Y., Saddiqi, O., Rjimati, E.C., 2014. Late Ediacaran–Cambrian structures and their reactivation during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 98, 94–112. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.04.025>
- Soulaïmani, A., Hassan, O., Omar, S., Baidder, L., and Michard, A., 2018. "The Anti-Atlas Pan-African Belt (Morocco): Overview and Pending Questions." *Comptes Rendus Geoscience* 350 (6): 279–88. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2018.07.002>.
- Stampfli G.M., Borel G.D.; 2002: A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sci. Let.* 196 pp 17–33.

Swift, D.J.P., Figue, A.G., 1983. "Hummocky Cross-Stratification and Megaripples: A Geological Double Standard?" *SEPM Journal of Sedimentary Research* Vol. 53. <https://doi.org/10.1306/212F8369-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

Vail, P.R., Mitchum, R.M., and Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 3, Relative changes of sea level from coastal onlap. *AAPG Memoir* 26, p. 63-81,

Van wagoner, J.C0, Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Sarg, J.F., Loutit, T.S., and Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequences stratigraphy and key definitions. In : C.K Wilgus, B.S. Hendall, H.W Posamentier, C.A Ross and J.P Van Wangoner, (eds), *Sea level changes : an integrated approach*. Soc. Econ. Paleat.Mineral., Spac. Publ., 42,pp.39-45

***Partie III : apport de l'analyse et
l'interprétation du champ potentiel de la Terre
et de l'imagerie satellitaire : l'influence du
contrôle tectonique sur l'enregistrement
sédimentaire***

Chapitre 1 : Aperçu théorique sur les méthodes de l'analyse gravimétrique et magnétique.

Introduction

La géophysique a pour objectif d'étudier les propriétés physiques de la Terre et de déduire les phénomènes physiques associés à sa constitution, tel que le champ géomagnétique, le flux de chaleur, la propagation des ondes sismiques, la force de pesanteur, etc.

Les méthodes de cette discipline reposent sur l'étude et la cartographie des anomalies dues à des contrastes spécifiques selon le paramètre mis en jeu. Par exemple, le contraste de densité pour la gravimétrie et le contraste de la susceptibilité magnétique pour le l'aéromagnétisme.

Les méthodes utilisées dans ce travail sont la gravimétrie et l'aéromagnétisme, qui consistent à étudier respectivement la variation de la densité des roches et la variation de la susceptibilité magnétique.

La gravimétrie est l'une des disciplines fondamentales de la géophysique, elle consiste à mesurer, étudier et analyser les variations du champ de pesanteur de la Terre. L'application de la méthode gravimétrique permet d'étudier les structures internes, de déterminer la présence des hétérogénéités de masse en subsurface, et donc de caractériser le comportement mécanique de la lithosphère.

Tandis que l'aéromagnétisme est une méthode qui consiste à chercher et situer les endroits à contraste d'aimantation, qui se présente en anomalie magnétique en produisant un champ magnétique anormal généré par des roches aimantées au niveau de la croûte Terrestre. C'est une méthode à vaste utilisation dans l'exploration minière et pétrolière, ainsi que pour l'investigation géologique en subsurface. Elle consiste à mesurer le champ magnétique Terrestre au-dessus du sol par des moyens aériens afin de mettre en évidence les structures géologiques en subsurface, ainsi que localiser l'emplacement des endroits à potentiel minier ou pétrolier dans une région donnée.

L'objectif principal de l'utilisation de ces méthodes, est d'explorer les formations géologiques du sous-sol pour améliorer les connaissances structurales et l'évolution géodynamique du Jbel Saghro.

L'investigation géophysique est employée pour découvrir les structures profondes dans la région d'études, ensuite, lier ces structures avec les événements géodynamique qu'a connu

l'Anti-Atlas oriental durant son histoire géologique, ainsi que pour mettre en évidence l'évolution tectono-sédimentaire du massif du Saghro durant le Cambrien.

I. Aperçu théorique sur le champ gravitationnel de la Terre

1. Théorie de la gravitation

1.1. Lois de Newton

1.1.1. 1^{ère} loi de Newton

La force de gravitation est exprimée par la loi de l'Attraction Universelle de Newton (1687) disant : deux particules de masse m_1 et m_2 séparées par une distance r sont attirées l'une vers l'autre par une force $\vec{F}$. la force $\vec{F}$ entre les deux particules est directement proportionnelle au produit de leurs masses et inversement proportionnelle au carré de la distance séparant les centres de masse respectivement. Cela est résumé par la formule de la première loi de Newton.

$$\vec{F} = \frac{Gm_1m_2}{r_1^2} \vec{r} \quad (1)$$

Où $\vec{F}$ est la force appliquée sur la masse m_2 , $\vec{r}_1$ est le vecteur unitaire (fig. 61), r_1 est la distance entre les masses m_1 et m_2 , et G , la constante universelle de la gravité. $\vec{r}_1$ et G sont données par :

$$|\vec{r}_1| = \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2 + (z_2 - z_1)^2} \quad (2)$$

$$G = 6.67 \cdot 10^{-11} \text{ N m}^2 / \text{kg}^2 \quad (3)$$

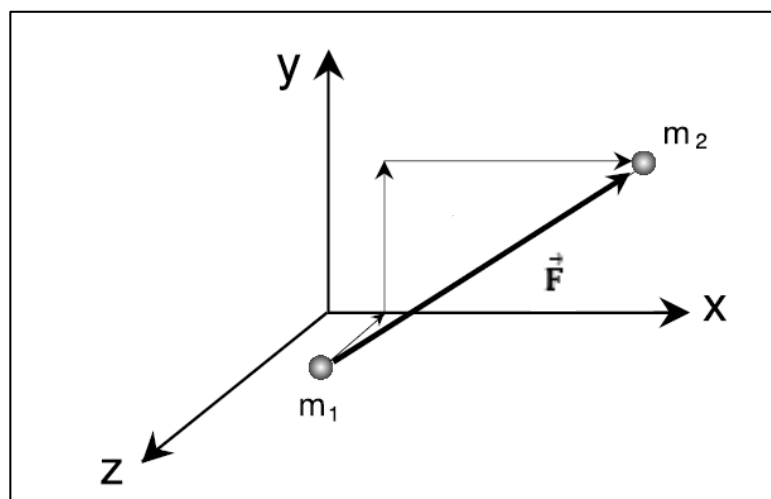


Figure 60: les composantes de la première loi de Newton.

1.1.2. La 2^{ème} loi de Newton

Il faut appliquer une force $\vec{F}$ à une masse m pour lui faire subir une accélération $\vec{a}$. Ceci se traduit par la relation :

$$\vec{F} = m\vec{a} \quad (4)$$

En utilisant les équations de la première loi, on trouve que l'accélération d'une masse m à la surface du sol s'exprime par :

$$\vec{a} = \frac{GM_T}{R_T^2} \vec{r} = \vec{g} \quad (5)$$

Où M_T est la masse de la Terre ($5.9736 \cdot 10^{24}$ kg) et R_T le rayon moyen de la Terre (6370 km). G est dite accélération de la gravité, et vaut en moyenne 9.797 m/s^2 .

1.2. Champ potentiel et gravitationnel

Soit une particule immobile de masse m en un point de l'espace. Toutes les particules qui s'y trouvent autour d'elle subissent une accélération. Chaque point de l'espace est alors caractérisé par un vecteur d'accélération. L'ensemble de ces vecteurs constitue le champ gravitationnel de la masse m . L'accélération de la pesanteur est un champ vectoriel qui dérive d'un potentiel scalaire. Considérons d'abord l'accélération gravitationnelle. Une particule libre de masse unitaire située à une grande distance d'une masse m va se déplacer librement vers m , c'est le résultat du travail du champ gravitationnel généré par cette masse (fig. 62). Le travail effectué lors du déplacement de la particule libre est égal au produit de la force gravitationnelle par le déplacement ; comme la masse est unitaire cela revient au produit de l'accélération par la distance parcourue, c'est-à-dire, depuis l'infini jusqu'à un point situé à une distance r du centre de m .

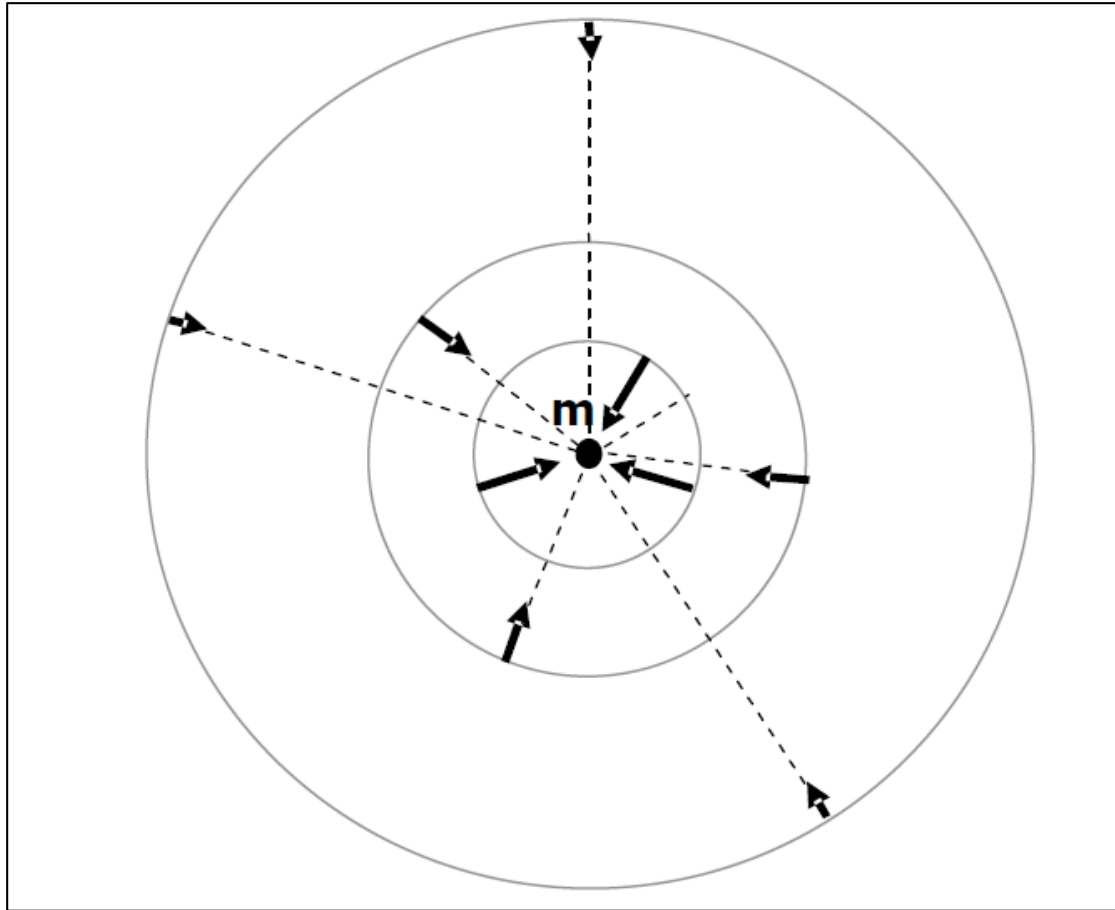


Figure 61: Représentation de l'accélération de la pesanteur.

1.2.1. Champ gravitationnel

Soit une particule immobile en un point A de l'espace. Toutes les particules se trouvant autour de la masse m du point A subissent une accélération. Chaque point de l'espace est alors caractérisé par un vecteur d'accélération qui pointe vers A et qui est proportionnel à l'inverse de la distance au carré. L'ensemble de ces vecteurs constitue le Champ Gravitationnel de la masse m (Giroux et Chouteau, 2008).

1.2.2. Potentiel gravitationnel

Le champ gravitationnel est un champ conservatif, c'est-à-dire que le travail fourni pour déplacer une masse dans ce champ est indépendant du chemin parcouru. Il n'est en fonction que des points de départ et d'arrivée. Donc, si on revient au point de départ, le bilan énergétique est nul.

La force qui engendre un champ conservatif peut être obtenue par le gradient de la fonction du potentiel scalaire U par :

$$\nabla U = g = \frac{F}{m_2} \quad (6)$$

On peut aussi définir le Potentiel Gravitationnel en un point du champ gravitationnel comme le travail requis pour déplacer une masse unitaire de l'infini jusqu'à ce point.

S'il y a plusieurs masses, on somme la contribution de chacune des masses :

$$U = \sum_{i=1}^N U = G \sum_{i=1}^N \frac{m_i}{R_i} \quad (7)$$

Avec, G : la constante universelle de la gravité, m_i : la somme des masses unitaires, R_i : La somme des rayons.

1.3. Densité des roches

La densité est un paramètre physique qui varie en fonction de la nature des matériaux géologiques. Elle correspond au rapport entre la masse volumique d'un corps et la masse volumique de l'eau.

Une même roche aura une densité variable en fonction de divers paramètres tels que sa porosité, son contenu en eau, sa température et la pression à laquelle elle se trouve. Des sédiments enfouis profondément, donc compactés, auront une densité plus élevée que ceux qui seront restés proche de la surface. (Schön, 2015).

D'après Schön (2015) chaque type de roche présente une gamme de valeurs de densité. Pour les roches ignées, la densité augmente du pôle felsique au pôle mafique (basique) (fig. 62). En comparaison avec la plupart des roches sédimentaires, cette gamme est relativement petite et résulte principalement d'une variation de la composition particulière de la roche et une très faible influence du volume des pores ou des fractures.

La densité des roches métamorphiques (fig. 62) est fortement influencée par la composition et la densité du matériau rocheux initial, le degré de métamorphisme, et les conditions et processus thermodynamiques. Tandis que la densité des sédiments poreux (fig. 63) est contrôlée par la composition minérale (densité de la matrice), la porosité, et la composition du contenu des pores (saturation).

La densité moyenne pour la croûte continentale superficielle $2,67 \text{ g/cm}^3$ a été choisie comme valeur standard de référence dans les débuts de la prospection gravimétrique, et ce standard est toujours largement utilisé dans les calculs de cartes d'anomalies de Bouguer.

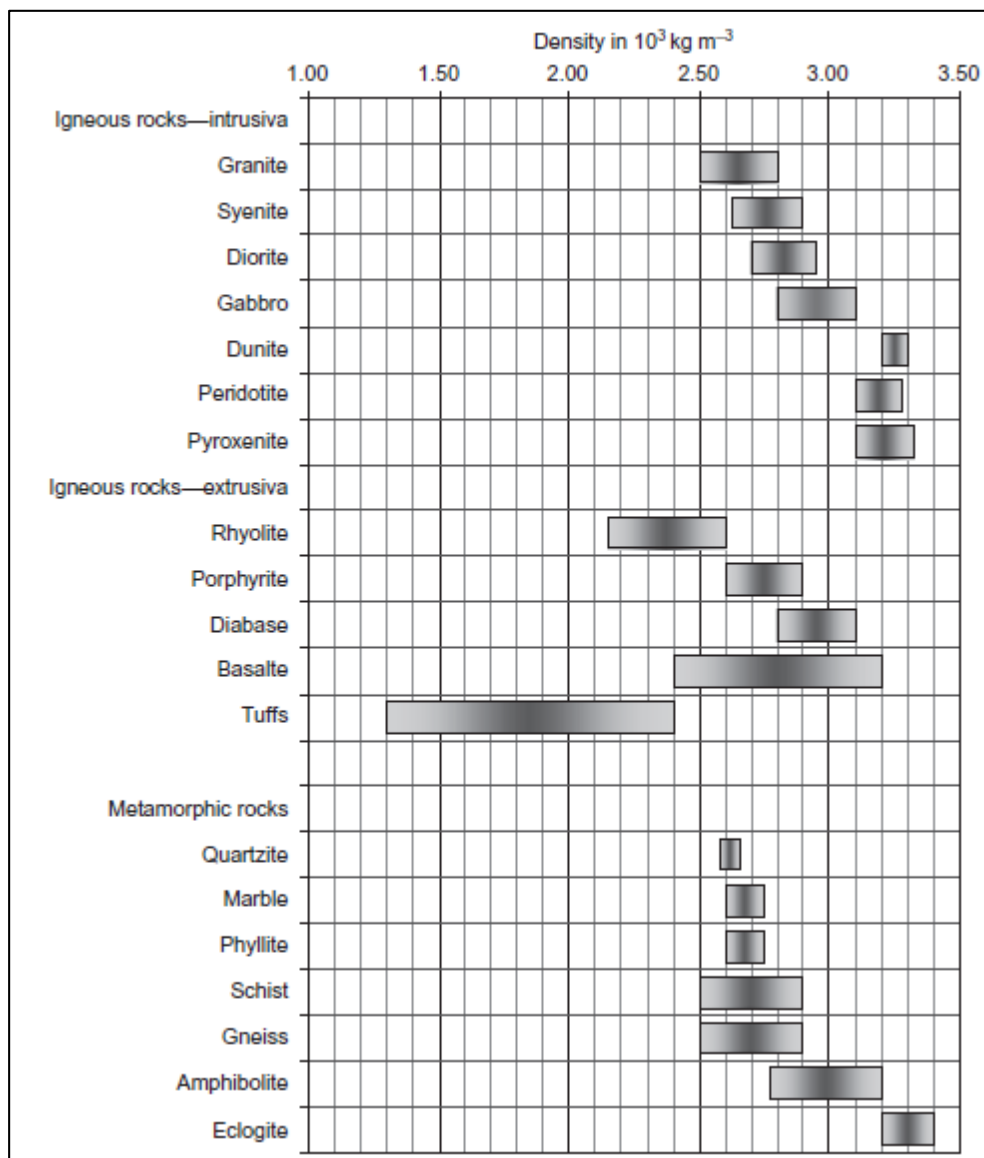


Figure 62 :Plage moyenne de densité pour les roches ignées et métamorphiques (Schön, J. H., 2015).

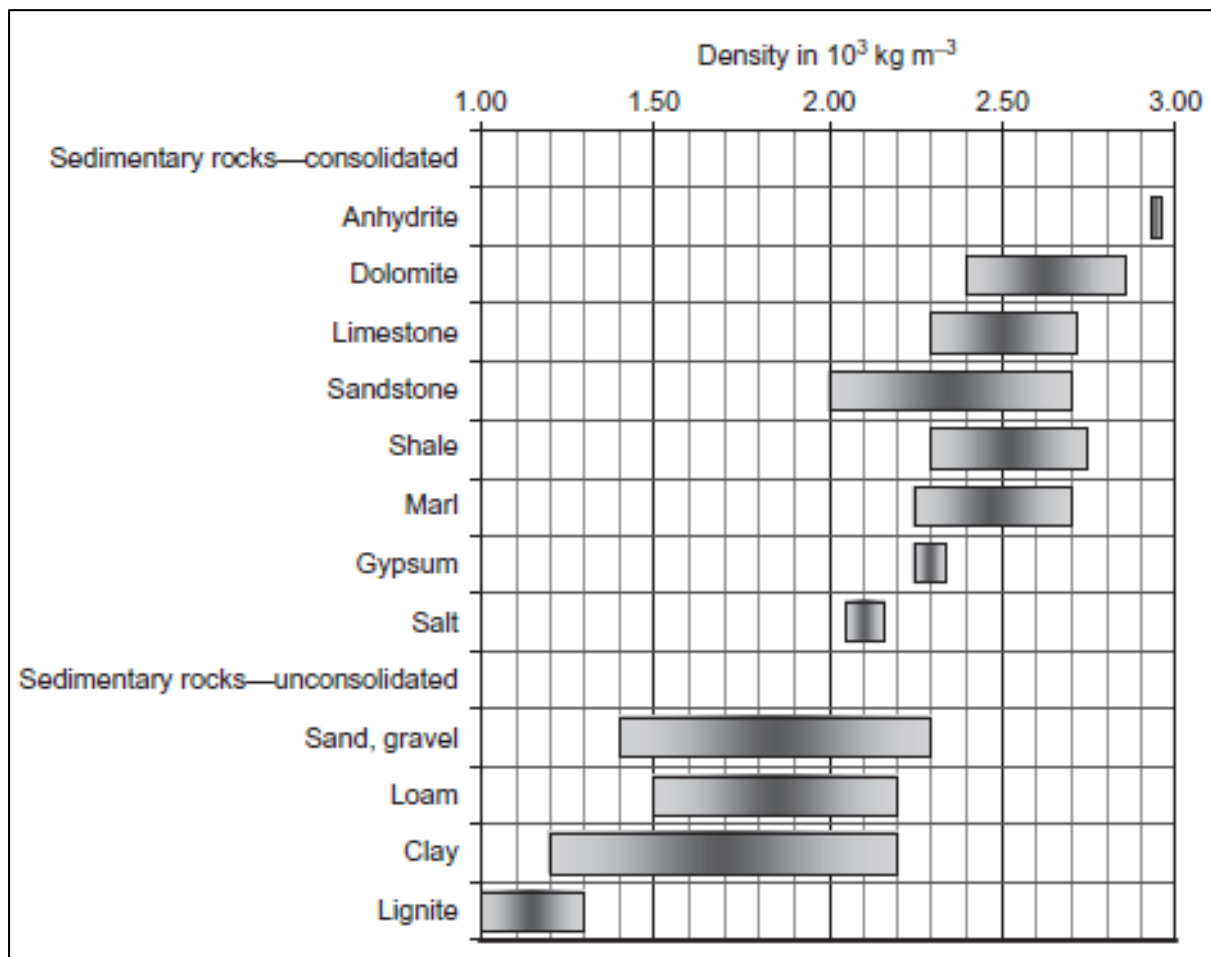


Figure 63 : Plage moyenne de densité pour les roches sédimentaires. (Schön, J. H., 2015)

2. Les données gravimétriques

La gravimétrie est une discipline fondamentale de la géophysique qui consiste à mesurer et à étudier les variations spatiales et temporelles du champ de pesanteur de la Terre. Elle permet de déterminer des anomalies de densités dans le sous-sol. Ainsi, permet d'avoir des informations très importantes concernant la répartition des masses en dessous du sol. C'est une méthode géophysique non destructive, applicable sur tous les domaines, marin ou Terrestre, et à toute échelle.

2.1. Les anomalies gravimétriques

Les anomalies gravitationnelles ne se produisent que lorsqu'il y a des contrastes de densité dans la Terre, donc les levés gravimétriques ne sont utiles que si la structure que nous étudions implique des corps de densité différente. Le contraste de densité entre les corps doit être suffisamment élevé pour donner une anomalie qui s'élève au-dessus du bruit de fond enregistré dans le levé.

Les anomalies gravimétriques sont la différence entre la gravité mesurée et la gravité observée en supposant que le relevé est effectué sur un sphéroïde homogène. La mesure observée est corrigée en fonction de la valeur de gravité mesurée à cette latitude et à cette hauteur, calculée à partir du sphéroïde de référence.

D'autres termes de correction, qui peuvent être appliqués, sont pour toute les masses au-dessus du géoïde où le manque de masse au-dessous du géoïde, la courbure de la Terre, le poids de l'atmosphère, l'équilibre isostatique, etc.

2.2. Les corrections

La méthode gravimétrique est appliquée aux études de sous-sol et sert à détecter les variations de densité des terrains. Pour extraire l'effet purement due aux variation de densité des sources géologique, les données gravimétriques doivent soumettre à des corrections. Notamment la correction à l'air libre, la correction de plateau, du relief, de latitude et les correction liées au instrument de mesures (Nowell, 1999).

Ces corrections sont nécessaires (Dubois et al., 2011), et permettent d'isoler l'effet des structures non géologiques de l'effet des sources d'origine géologique.

II. Aperçu théorique sur le champ magnétique terrestre

1. Définition du champ magnétique (d'après Simon Fleury, 2011)

Le champ magnétique est une grandeur vectorielle mesurée à la surface de la Terre, résultant de toute les sources magnétiques environnantes : noyau, croute, objets géologiques ou anthropiques, ionosphère, magnétosphère (fig. 64). C'est un champ de type dipolaire, il est vertical et dirigé vers le centre de la Terre au pôle nord géomagnétique, il est vertical est dirigé vers l'extérieur au pôle sud géomagnétique, et il est horizontal a l'équateur magnétique.

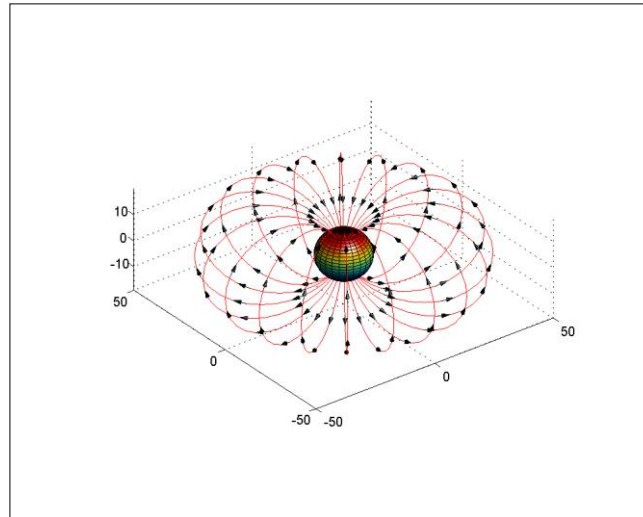


Figure 64: Représentation dans l'espace des lignes d'un champ magnétique dipolaire orientées du pôle Sud au pôle Nord géomagnétiques (Fleury, 2011)

2. Origine du champ magnétique

Le champ magnétique Terrestre provient principalement du noyau externe de la Terre, il représente plus de 80% du champ magnétique Terrestre (Campbell, 1997 ; Roy, 2008). Il est généré par les courants de convection provoqués par la circulation des fluides conducteurs dans le noyau, ce dernier est un dispositif permettant de transformer de l'énergie mécanique en énergie électrique, le noyau donc joue le rôle d'une dynamo planétaire pour maintenir le champ magnétique Terrestre principale selon la théorie actuelle de la **Dynamo** (fig. 65).

Pour avoir un champ magnétique il faut répondre à trois conditions :

- La présence d'un liquide conducteur : le noyau externe de la Terre est composé principalement du fer et du nickel et d'une proportion d'éléments plus légers en fusion ;
- Le maintien du mouvement du noyau : deux facteurs maintiennent le mouvement du noyau, La rotation de la Terre et les courants de convection causés par le mouvement des constituants du noyau externe, les éléments lourds se condensent sur le noyau interne et les éléments légers tendent à se déplacer vers le haut.
- La présence d'un champ magnétique « initial » : le champ magnétique solaire a servi de champ magnétique initial lors du démarrage du processus, la circulation du fer en fusion dans le champ magnétique solaire, génère un courant électrique, ce courant électrique crée à son tour un champ magnétique qui s'ajoute au champ initial (Le Mouél, 1969).

A ce champ d'origine interne, s'ajoute un champ d'origine externe qui représente 19% du champ magnétique Terrestre (Roy, 2008) issue des courants électriques de l'ionosphère et la magnétosphère, appelé un champ magnétique transitoire (Bouligand, 2006).

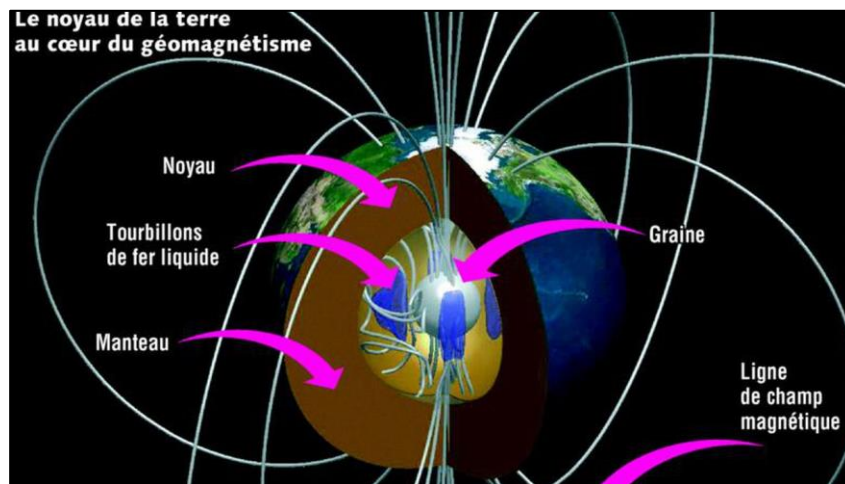


Figure 65: Le rôle du noyau de la Terre dans le géomagnétisme (Matthieu Quiret, 2007)

3. Les composantes du champ magnétique

Le champ magnétique est un vecteur défini par son module et sa direction, on distingue ses composantes en deux types (fig. 66) :

- *Les composantes cartésiennes :*

X : composante nord du champ magnétique ; Y : composante est du champ magnétique ; Z : Composante verticale du champ magnétique ; H : intensité horizontale du champ magnétique ; F : intensité totale du champ magnétique.

- *Les composantes polaires :*

D : déclinaison magnétique, définie comme étant l'angle entre le nord géographique et le nord magnétique ;

I : inclinaison magnétique, soit l'angle que fait le vecteur champ magnétique par rapport au plan horizontal.

On mesure **D** et **I** en degrés et les autres éléments en nanotesla (nT; $1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ Tesla}$).

Ces composantes sont définies par les équations suivantes :

$$D = \operatorname{tg}^{-1} \frac{X}{Y} ; \quad (8)$$

$$I = \operatorname{tg}^{-1} \frac{Z}{H} ; \quad (9)$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} ; \quad (10)$$

$$F = \sqrt{H^2 + Z^2} ; \quad (11)$$

$$X = H \cdot \cos D = F \cdot \cos I \cdot \cos D ; \quad (12)$$

$$Y = H \cdot \sin D = F \cdot \cos I \cdot \sin D ; \quad (13)$$

$$Z = F \cdot \sin I \quad (14)$$

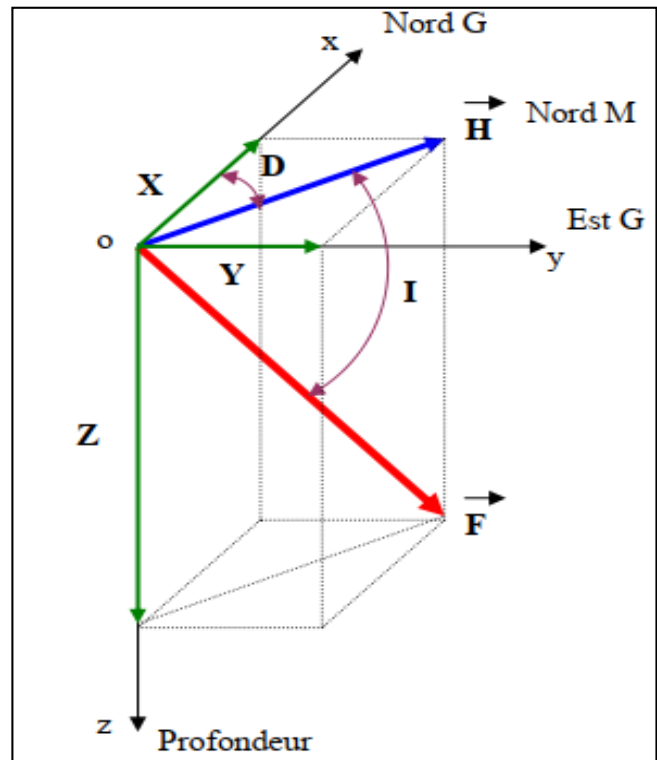


Figure 66 : Composantes du champ magnétique terrestre (Telford et al., 1998).

4. Variation du champ magnétique

Le champ magnétique de la Terre s'inverse en moyenne tous les 250 000 ans. Lorsque ce phénomène survient, le pôle Nord magnétique bascule au Sud et vice-versa (fig. 67) (Courtilot, 1988). Des inversions se sont déjà produites à plusieurs reprises dans le passé. Depuis 50 millions d'années, on calcule que le champ magnétique terrestre s'est inversé plus de 100 fois.

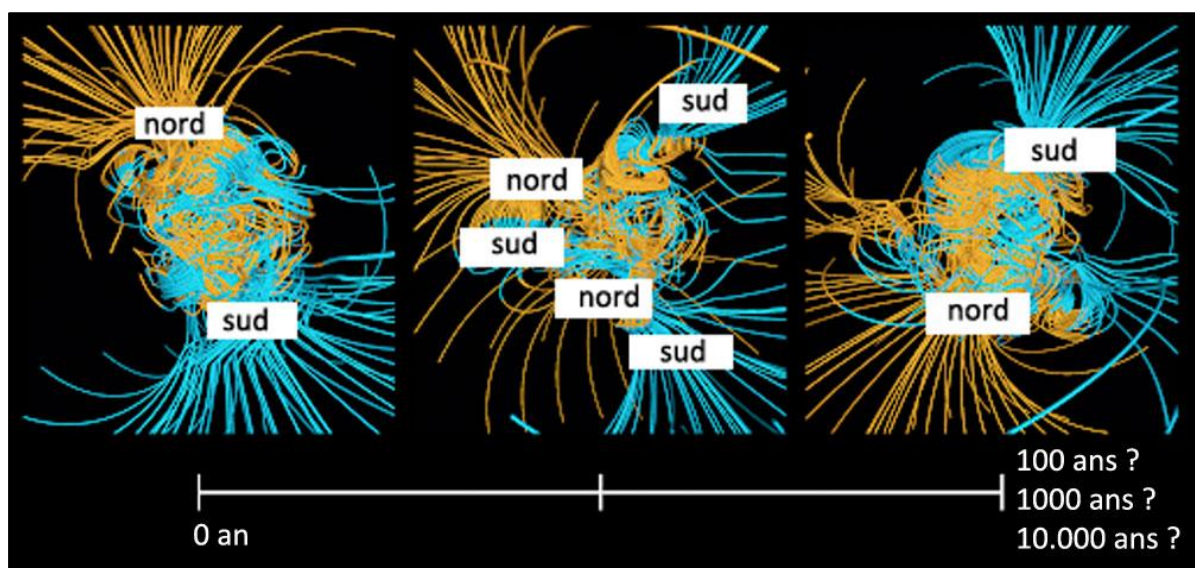
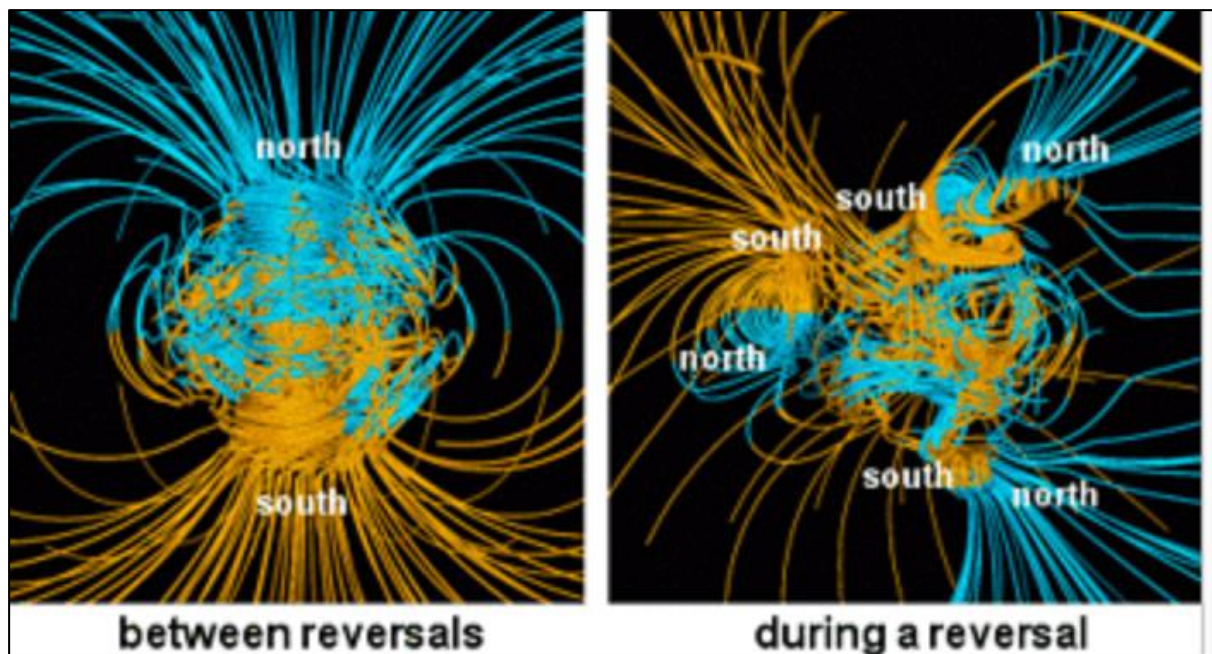


Figure 67 : Simulation sur ordinateur de la NASA , les tubes représentent des lignes de champs magnétique, les lignes bleues vont en direction du centre et les lignes jaunes lorsqu'elles s'en éloignent. L'axe de rotation de la Terre est centré et vertical. Les amas denses des lignes sont dans le noyau Terrestre.

5. L'aimantation des roches

L'aimantation J d'une roche est composée d'une aimantation induite J_i et une aimantation remanente J_r . Dans ce cas l'aimantation totale résulte de la somme des aimantations induite (J_i) et rémanente (J_r).

$$J = j_i + j_r \quad (15)$$

5.1. Aimantation induite

Aimantation induite est le resultat de la soumission d'une roche à l'action d'un champ extérieur H . la disparition de ce champ vaut la disparition de l'aimantation induite calculé à partir de l'équation :

$$J_i = H * \mu \quad (16)$$

Avec $H = 10^5$ nT et μ la susceptibilité magnétique sans dimension dans le SI.

5.2. Aimantation rémanente

Les anomalies magnétiques sont générées par le contraste d'aimantation des sources magnétiques. Par leurs propriétés magnétiques, les roches ferromagnétiques possèdent une aimantation significative qu'on appelle l'aimantation rémanente.

L'aimantation rémanente d'une roche est acquise sous l'effet d'un paléo-champ magnétique et dont la direction diffère de l'orientation du champ actuel.

La contribution des quantités induite ou rémanente est exprimée par le rapport de Königsberger (Lowrie, 1997) :

$$Q_n = J_r / J_i \quad (17)$$

Dans le cas de la prédominance de l'aimantation rémanente, $Q_n \gg 1$, ceci est caractéristique aux basaltes océaniques porteurs d'une forte aimantation thermorémanente. Dans le domaine d'investigation de la croûte continentale le cas général se présente avec $Q_n \ll 1$ (Bournas, 2001).

Conclusion

L'objectif de l'étude gravimétrique et aéromagnétique au niveau du Jbel Saghro est de suivre la profondeur des sources causatives et d'examiner la continuité des limites des formations géologiques. Pour atteindre ces objectifs, les données géophysiques ont été soumises à une soustraction de la composante régionale et ensuite interprétées à la lumière de plusieurs transformations mathématiques. Le prolongement vers le haut qui a permis de classer les caractéristiques causales en sources profondes et peu profondes. Source parameter imaging a permis de déterminer la profondeur et la distribution des soulèvements du socle. Le gradient horizontal a été utilisé pour détecter les discontinuités linéaires de subsurface qui correspondent à des linéaments géologiques, et la deconvolution d'Euler qui a permis d'identifier la profondeur de ces linéaments.

Chapitre 2 : Les techniques du traitement et du filtrage des données aéromagnétiques et gravimétriques

Introduction

Dans ce travail, plusieurs filtres ont été appliqués pour mettre en évidence les structures géologiques profondes ainsi que leur continuité en subsurface. En tenant compte de la nature dipolaire du champ magnétique, la carte résiduelle du champ magnétique a subi une réduction au pôle, pour localiser l'emplacement réel des corps causatifs des anomalies. Tandis que la carte de l'anomalie de Bouguer a nécessité une soustraction de la composante régionale par lissage polynomial afin d'obtenir une carte du champ gravimétrique résiduel. Le reste du traitement est valable pour les deux types de données.

Le calcul du gradient horizontal a pour objectif la détection des linéaments magnétiques et gravimétriques ainsi que leur pendage en subsurface. Alors que la déconvolution d'Euler sert à déterminer les profondeurs de ces linéaments.

Le prolongement vers le haut et le calcul du nombre d'onde local permettent de suivre respectivement les continuités verticale et latérale des corps causatifs. Le prolongement vers le haut est utilisé dans cette étude pour déterminer l'ampleur et la forme des sources anomaliques selon la valeur du prolongement mise en jeu, tandis que le calcul du nombre d'onde local permet d'identifier la répartition horizontale des remontés du socle.

La réalisation des transformations précédentes n'est possible que via le calcul des dérivées du champ potentiel, notamment les dérivées premières selon X, Y et Z qui permettent généralement de cerner davantage les limites géométriques du corps. Ces dérivées sont utilisées comme grille d'entrée pour le calcul de la transformation du gradient horizontal, la transformation d'Euler et la transformation du calcul du nombre d'onde local.

Les résultats de ces transformations sont des cartes faciles à interpréter qui permettent d'extraire d'importante information et d'élaborer des synthèses sur la géologie régionale du massif du Jbel Saghro.

I. Les techniques d'élaboration et prétraitement des données aéromagnétiques et gravimétriques

1. Elaboration et prétraitement des données aéromagnétiques

1.1. Elaboration des données

Les cartes aéromagnétiques utilisées dans ce travail, ont été obtenues auprès du Ministère marocain de l'Énergie, des Mines et de l'Environnement (échelle : 1 / 100.000). Ces cartes aéromagnétiques ont été acquises en 1977, à partir de deux levés magnétiques effectués à différentes altitudes (fig. 68). La partie nord-ouest de la zone d'étude est couverte par le premier levé à 4300 m d'altitude au-dessus du niveau moyen de la mer. Les lignes de vol et les lignes de traverses étaient respectivement orientées N135 ° et N45 °. L'espacement des lignes était compris entre 3 000 et 3 500 m pour les lignes de vol et entre 10 000 et 15 000 m pour les lignes de traverses. Le deuxième levé couvre le reste du flanc nord du Jbel Saghro. L'avion a volé le long des lignes orientées N135 ° et des lignes de traverses dirigées N45 ° à une altitude de 2600 m au-dessus du niveau moyen de la mer. L'espacement était de 3000 m pour les lignes de vol et de 10 000 à 15 000 m pour les lignes de travers. Le champ de référence géomagnétique international (IGRF) a été déduit des données. Les cartes du champ magnétique résiduel filtrées dans cette étude, ont été préalablement ajustées et fournies dans un format papier (paramètres : unité = gamma (γ) ($1\gamma = 1 \text{ nT}$) ; inclinaison = 43,49° ; déclinaison = - 6,44°).

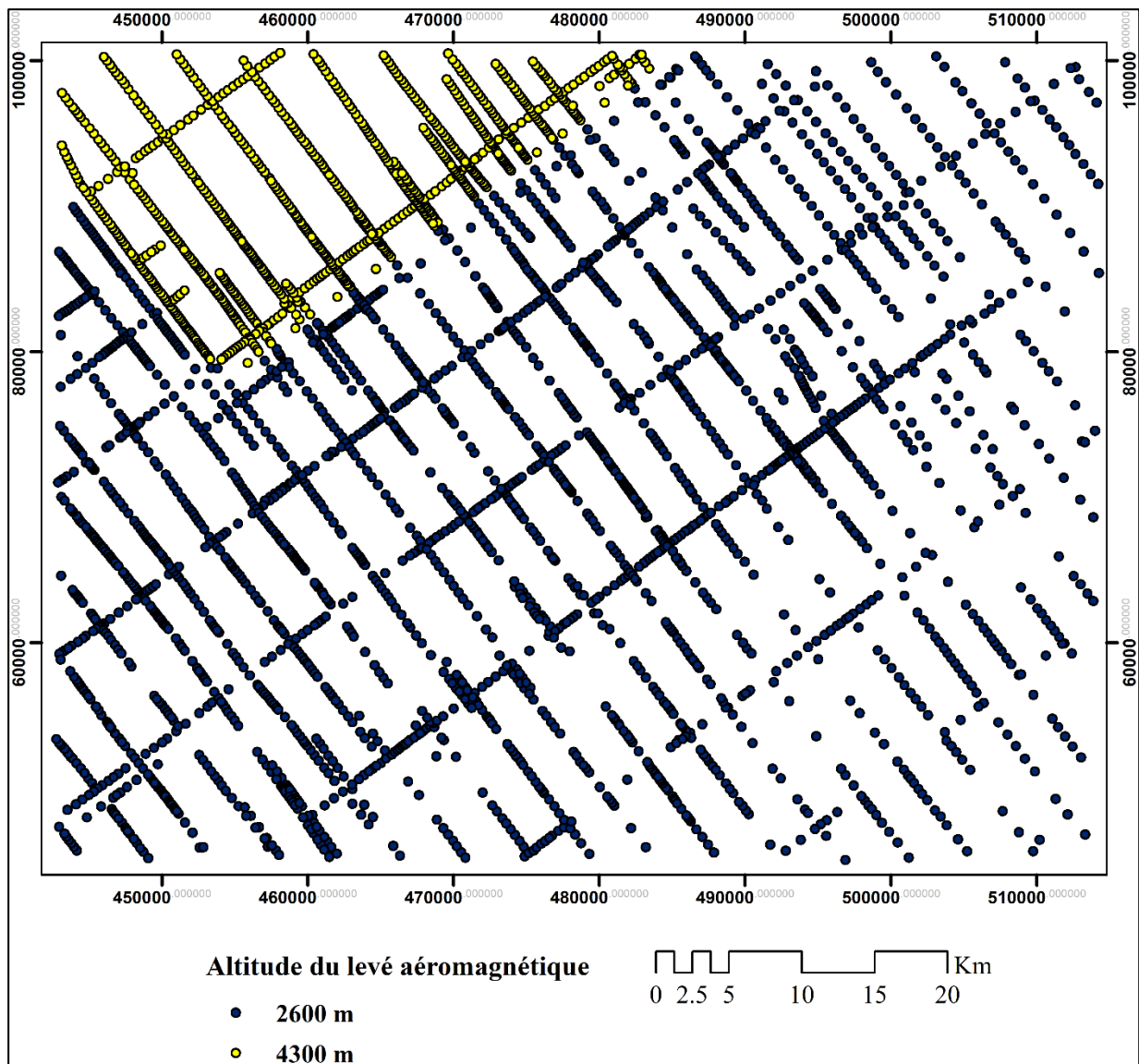


Figure 68: Les valeurs des altitudes des levés aéromagnétiques dans la zone d'étude.

Afin de normaliser, les deux levés aéromagnétiques sont combinés à 2600 m au-dessus du niveau moyen de la mer en utilisant le filtre du prolongement, puis interpolés en utilisant la méthode de la courbure minimale dans une grille de $750 \text{ m} \times 750 \text{ m}$.

1.2. Réduction au pôle

La configuration géométrique des anomalies magnétiques en deux lobes en dehors des pôles et de l'équateur (fig. 69), rend difficile l'analyse et l'interprétation des cartes magnétiques. Pour repositionner les anomalies magnétiques à l'aplomb des sources causatives, Baranov (1957) et Baranov et Naudy (1964) ont introduit la transformation de la réduction au pôle.

La réduction au pôle est une opération qui permet de localiser la source magnétique en un lieu donné en calculant une pseudo-anomalie de ce que pourrait être l'anomalie magnétique si la

source se trouvait au pôle et aimantée verticalement. Les conséquences de cette transformation sont la délimitation latérale de la source causative qui se présente en un seul lobe positif. La carte issue de cette transformation est appelée la carte réduite au pôle.

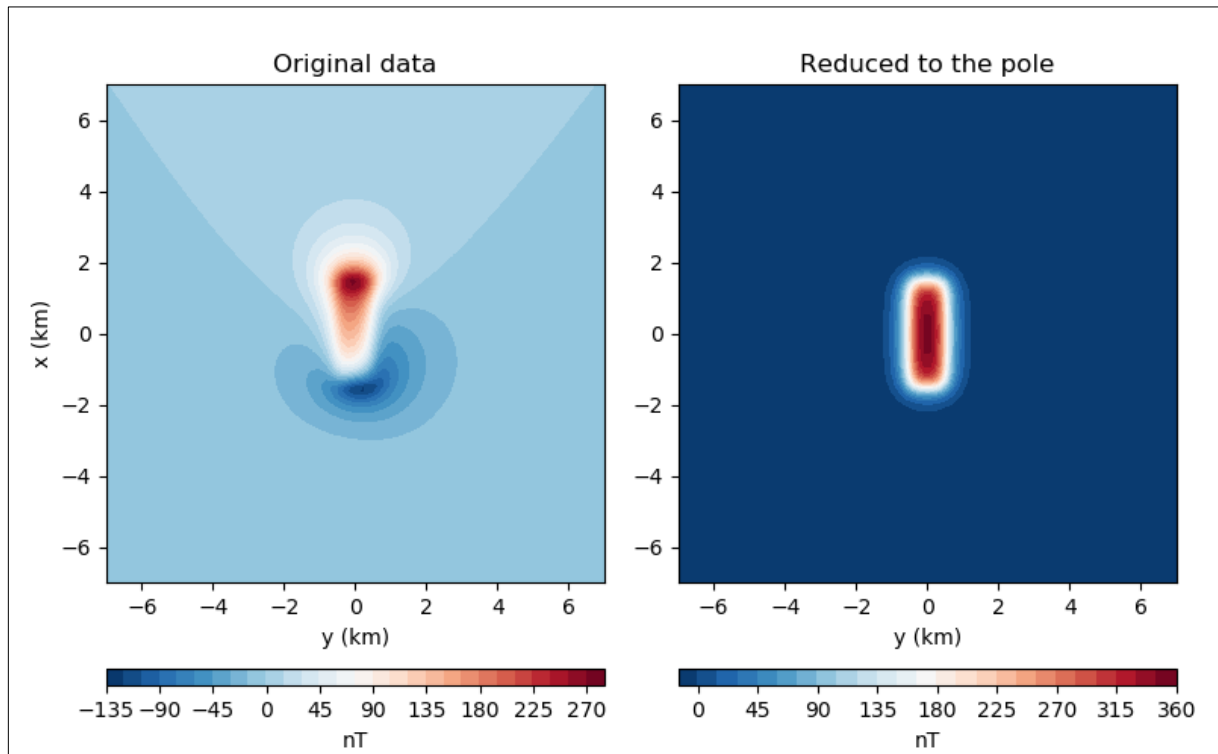


Figure 69: Représentation de l'anomalie avant et après application de la réduction au pôle

2. Elaboration et prétraitement des données gravimétriques

2.1. Elaboration des données

Les données gravimétriques utilisées dans ce travail sont gratuitement téléchargeables du site du bureau international de gravimétrie. Ces données sont soumises préalablement à des corrections (correction de derive, correction de latitude, correction de l'air libre, correction de terrain, et correction de Bouguer), afin d'obtenir les variations du champ gravitationnel dues à des causes géologiques et d'éliminer les cause extérieures (Dubois et al., 1997).

L'anomalie de Bouguer est la différence entre la pesanteur mesurée en un point donné et la valeur théorique tenant compte des corrections. L'anomalie de Bouguer a été obtenu par l'équation :

$$\Delta g_{BA} = g_{obs} - g_0 + f_{ac} + bc + tc \quad (18)$$

Avec Δg_{BA} est l'anomalie de Bouguer (mGal), g_{obs} est l'accélération gravitationnelle corrigée (mGal), g_0 est l'accélération normale à la station (mGal), fac est la correction de l'air libre (mGal), bc est la correction de bouguer (mGal), et tc est la correction de terrain (mGal).

2.2. Extraction de la composante résiduelle de l'anomalie de bouguer

La carte des anomalies de Bouguer est le résultat de la superposition des effets de structures géologiques régionales à forte extension, et de structures locales de faible extension. Il est donc nécessaire de séparer ces deux composantes qui sont la régionale et la résiduelle, par lissage polynomial par la méthode des moindres carrés (degré du polynôme = 1).

La carte de l'anomalie de Bouguer est composée des anomalies générées par la superposition des effets de deux types de sources causatives, de différentes dimensions et situées à des profondeurs variables. Les sources locales ou bien résiduelle et les sources régionales produites par des hétérogénéités très profondes de grande tailles, par conséquent, elles cachent l'effet des petites anomalies locales. Afin de distinguer et d'isoler les effets des anomalies résiduelles, une soustraction (fig. 70) de la composante régionale a été réalisée par procédé de lissage polynomial en utilisant Oasis montaj.

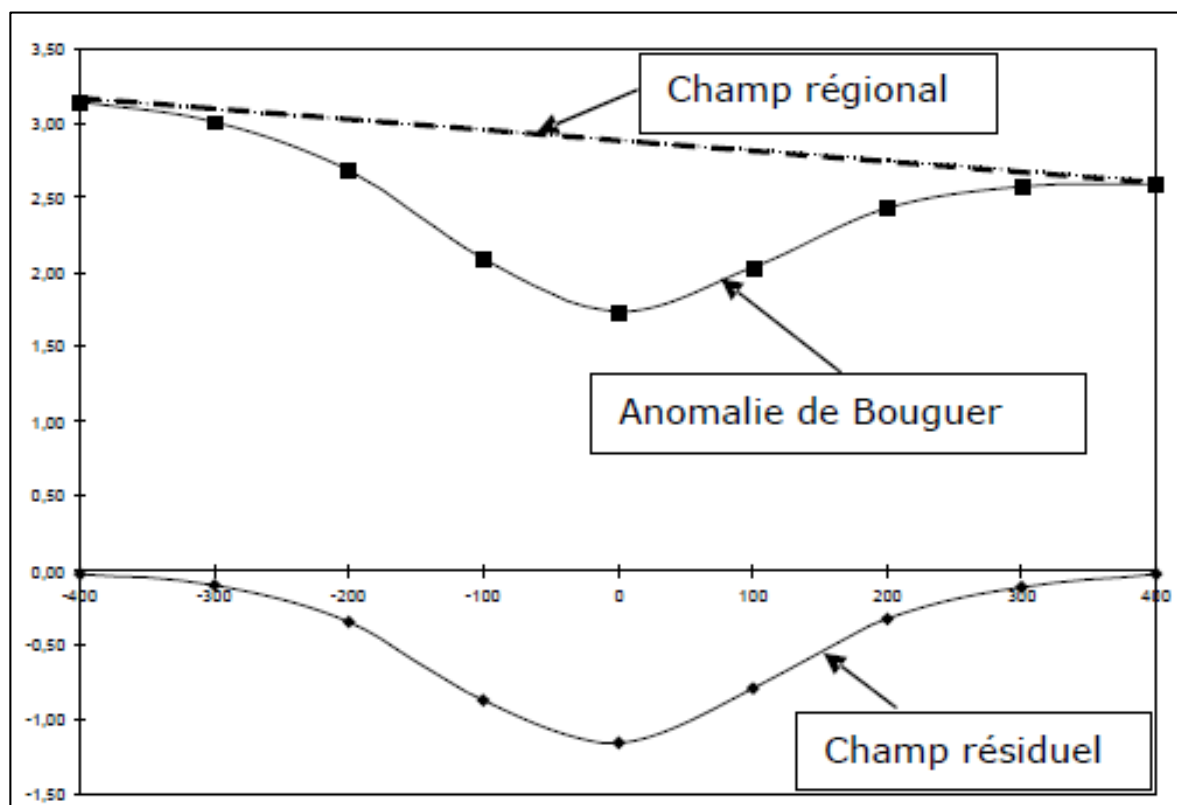


Figure 70: Représentation graphique de l'extraction de la composante régionale de l'anomalie de Bouguer : le champ régional est estimé par une droite de pente, la composante résiduelle est calculée par une simple différence entre l'anomalie de Bouguer et cette droite (Chouteau, 1999)

II. Les techniques du traitement mathématique des données du champ potentiel

1. Les dérivées

Les filtres de dérivations amplifient l'effet des sources superficielles (Boubekri, 2006), focalisent les anomalies et permettent de cerner davantage les limites géométriques du corps.

Les dérivées horizontales permettent de ressortir les linéaments perpendiculaires au sens de la dérivation :

a. La dérivée horizontale-X : ce filtre permet la mise en évidence des contacts de direction Nord-Sud

b. La dérivée horizontale-Y : ce filtre est utilisé pour mettre en évidence les contacts de direction Est-Ouest

c. La dérivée verticale-Z : ce filtre est utilisé pour amplifier les sources superficielles de courtes longueurs d'onde et afin d'individualiser les corps anomaliques.

2. Gradient horizontal

Le gradient horizontal est une technique puissante pour détecter les variations latérales de densité qui peuvent être liées à des accidents structuraux et à des contacts anormaux de toute orientation (Cordell, 1979 ; Blakely et Simpson, 1986 ; Amiri, 2011 ; Azaiez et al., 2011 ; Dufréchou et al., 2013 ; Gabtni et al., 2013 ; Nait Bba et al., 2019). La magnitude du gradient horizontal a été développée par Cordell et Grauch (1985), et elle est définie par l'équation suivante :

$$GH(x, y) = \sqrt{\left(\frac{dT}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dT}{dy}\right)^2} \quad (19)$$

Avec T est l'intensité du champ mesurée en (x, y), et $\frac{dT}{dx}$ et $\frac{dT}{dy}$ sont les dérivées premières horizontales le long de x et y respectivement.

L'opérateur de gradient horizontal est largement utilisé pour cartographier les limites structurales majeures, qui sont peu exposées ou complètement enterrées. Cette technique met en évidence des structures mal connues qui peuvent avoir une importance tectonique majeure (Sharpton, 1987).

3. Deconvolution d'Euler

La méthode dite d'Euler permet l'estimation de la profondeur des sources automatiquement, à partir des données de champs de potentiel et les gradients horizontaux et verticaux mesurés ou calculés à partir de ces données. Cette méthode est basée sur l'équation d'homogénéité d'Euler. En plus de la profondeur, la déconvolution d'Euler fournit une indication sur le type de source en la caractérisant par un indice structural. Dans le présent travail, nous avons effectué plus de 30 tests, en faisant varier différents paramètres pour l'indice structural, pour la taille de la fenêtre et pour la tolérance. Ceci, nous a permis de remarquer que les meilleurs résultats ou regroupement des solutions sont obtenus pour une taille de fenêtre égale à 6000 m (8 multipliée par la taille de la cellule de la grille égale à 750 m), un critère de sélection des solutions qui est la tolérance de 12 % et un indice structural égal à 0. Notons qu'un indice structural égal à 0 correspond à la localisation des failles et des contacts géologiques (Reid et al., 1990).

$$N(B-T) = \frac{(x-x_0) \partial T}{\partial x} + \frac{(y-y_0) \partial y}{\partial y} + \frac{(z-z_0) \partial z}{\partial z} \quad (20)$$

4. Le prolongement vers le haut

Le prolongement vers le haut est une technique mathématique utilisée pour atténuer les courtes longueurs d'onde dues à des sources de surface ou à divers bruits. Le prolongement vers le haut convertit le champ potentiel mesuré sur une surface en celui qui serait mesuré sur une autre surface plus éloignée de toutes les sources (Blakely, 1996). C'est une opération pratique pour lisser les cartes d'anomalies, et pour assembler en une seule carte des levés effectués à différentes altitudes (Blakely, 1996), afin de simplifier l'interprétation régionale (Mouge, 1991 ; Asfirane et Galdeano, 1995). Le prolongement vers le haut de la carte d'anomalies aide à mettre en évidence les sources causales enfouies de n'importe quelle dimension à n'importe quelle profondeur et à séparer les anomalies de la géologie profonde de la géologie de surface, en atténuant les composantes de l'anomalie de courte longueur d'onde et en augmentant celles de grande longueur d'onde (Jacobsen, 1987 ; Blakely, 1996). Le filtre du prolongement vers le haut permet, en outre, d'échantillonner les données gravimétriques en fonction de diverses surfaces horizontales. Dans le cas de cette étude, la carte gravimétrique résiduelle a été prolongée à plusieurs altitudes comprises entre 1000 et 9000 mètres, afin de suivre la distribution verticale des caractéristiques anomaes.

Selon Jacobsen (1987), l'opérateur du prolongement vers le haut est donné par des fonctions élémentaires dans les domaines de l'espace et du nombre d'onde, il est numériquement stable et peut être utilisé pour construire des filtres de séparation standard. Zeng (2007) a démontré que le prolongement vers le haut peut également être utilisé pour séparer une anomalie gravitationnelle régionale résultant de sources profondes de la gravité observée.

Selon Kebede et al. (2020), le prolongement vers le haut est une transformation de l'anomalie gravimétrique déterminée en un point, $Q(x; y; z_0=0)$, sur le niveau moyen de la mer, en un point $p(x; y; z_0 = -h)$, sur une surface plane plus élevée, prolongée vers le haut jusqu'à, $z = -h < 0$ (fig. 71).

L'attraction gravitationnelle par unité de masse d'une source causale, dm ; au niveau moyen de la mer, $Q(x; y; z_0=0)$; à la distance R du point de localisation de la source $Q(x; y; z)$; est donnée par :

$$dg = \frac{Gdm}{R^2} = \frac{Gdm}{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2} \quad (21)$$

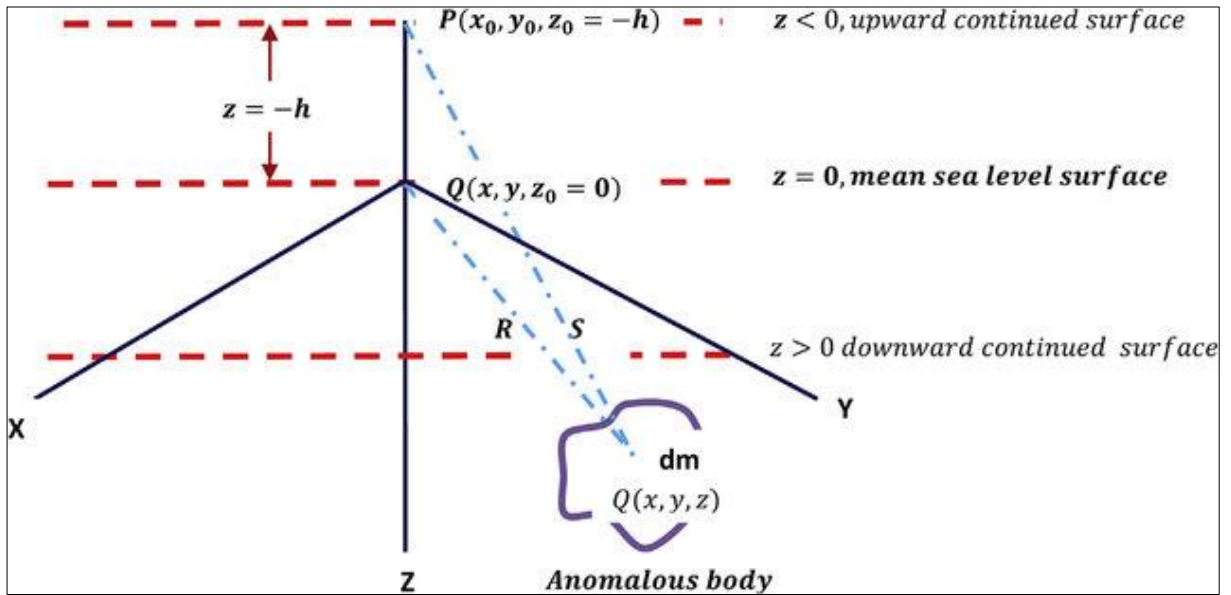


Figure 71: Représentation de la technique du prolongement vers le haut dans le système de coordonnées cartésiennes. (Kebede et al., 2020).

En termes de manipulation pratique, la carte des anomalies résiduelles a été utilisée comme entrée dans l'outil MAGMAP du logiciel Oasis Montaj (version 8.4). Etant donné que la carte résiduelle a été prolongée vers le haut selon différentes élévations, l'opération du prolongement vers le haut a été répétée plusieurs fois. Par conséquent, 6 cartes d'anomalies résiduelles prolongées vers le haut ont été générées, chacune représentant la variation des sources anomaliées à la hauteur du prolongement vers la hauteur qui lui correspond.

5. Source Parameter Imaging (SPI)

Source Parameter Imaging est une fonction rapide et efficace pour déterminer la profondeur des sources gravimétriques et magnétiques (Nabighan, 1972) en utilisant une extension du signal analytique complexe. La SPI a été développée par Thurston et al. (1997), et a été largement utilisée par Thurston et Smith (1997) et Salako (2014). La méthode utilise la relation entre le nombre d'onde local du champ observé (k) défini comme le taux de changement de la phase du signal analytique (Bracewell, 1965) et la profondeur de la source, qui peut être calculée pour n'importe quel point dans une grille de données via des gradients horizontaux et verticaux. Aux pics de la grille de nombres d'onde locaux, la profondeur de la source est égale à n/k , où n dépend de la géométrie supposée de la source. Les pics de la grille de nombres d'onde sont identifiés à l'aide d'un algorithme de suivi des pics et les estimations de profondeur valides sont isolées (Blakely et Simpson, 1986). Les avantages de la méthode SPI sont qu'elle ne nécessite pas de fenêtre de données mobile et que le temps de calcul est relativement court. De plus, pour le traitement des données magnétiques, la méthode SPI est indépendante de l'aimantation rémanente ou d'autres paramètres magnétiques comme l'inclinaison, la déclinaison, le pendage et la direction. Cependant, la méthode SPI nécessite les dérivées de premier et second ordre du champ d'anomalie pour obtenir les nombres d'onde de premier et second ordre, ce qui peut amplifier le bruit dans les données et être affecté par des interférences (Phillips, 2000). D'un autre côté, les erreurs dues à ce bruit peuvent être réduites en filtrant soigneusement les données avant de calculer les profondeurs. Le résultat de la SPI est une image (Smith et al., 1998) qui indique la profondeur et la forme estimées des caractéristiques anormales en utilisant une application automatique sur le logiciel SPI inclus dans le paquet Oasis Montaj (version 8.4).

L'imagerie des paramètres de source a l'avantage de fournir un ensemble plus complet de points de solution cohérents et elle est plus facile à utiliser. L'image résultante du Source Parameter Imaging peut être facilement interprétée selon Thurston et Smith (1997).

La transformation SPI est effectuée par plusieurs processus mathématiques automatiques à partir de plusieurs grilles. Les grilles d'entrée sont les grilles dx , dy et dz dérivées de la grille du champ résiduel, correspondant respectivement aux grilles des dérivées premières suivant X , Y et Z .

Chapitre 3 : apport de la cartographie gravimétrique à l'étude des structures profondes du flanc nord du Jbel Saghro.

Nous incluons entièrement dans ce paragraphe l'article (Idrissi et al., 2022), publié dans le « Bulletin of Geophysics and oceanography » volume 63, pp. 215–236.

Mots clés : données gravimétriques, Jbel Saghro, faille, anomalie, socle, Anti-Atlas oriental.

Résumé

L'objectif de l'étude gravimétrique au niveau du Saghro est de suivre la profondeur des sources causatives et d'examiner la continuité des limites des formations géologiques. Pour atteindre ces objectifs, les données de l'anomalie de Bouguer ont été soumises à une soustraction de la composante régionale et ensuite interprétées dans la lumière de trois transformations mathématiques. Le prolongement vers le haut a permis de classer les sources causatives en des sources profondes et d'autres peu profondes. La SPI a permis de déterminer la profondeur et la distribution des soulèvements du socle. Le gradient horizontal a été utilisé pour détecter les discontinuités linéaires en subsurface qui correspondent à des linéaments géologiques. Le gradient horizontal a permis de révéler plusieurs failles principalement orientées E-W, NE-SW et NW-SE, ces linéaments sont liés aux événements tectoniques correspondants au niveau de l'Anti-Atlas.

Les résultats de l'analyse gravimétrique ont été validés par des investigations de terrain et interprétés dans la lumière des études géologiques antérieures menées au niveau du Saghro. La distribution des soulèvements du socle est liée à la tectonique, qui a transformé le socle en zones hautes et des zones basses, et a ensuite influencé la distribution des sédiments postérieurs. Le flanc sud du Saghro enregistre une série sédimentaire épaisse et complète, alors que la série sédimentaire sur son flanc nord est réduite, ce qui indique une subsidence relativement plus élevée sur le flanc sud en raison de divers systèmes de failles.

Mots clés : données gravimétriques, Jbel Saghro, faille, anomalie, socle, Anti-Atlas oriental.

Introduction

L'Anti-Atlas oriental est situé dans la bordure nord du Craton Ouest-Africain qui expose de larges affleurements néoprotérozoïques (Leblanc et Lancelot 1980 ; Saquaque et al, 1992) entourés d'une couverture paléozoïque massive. L'Anti-Atlas a une évolution géodynamique complexe, avec de nombreux événements tectoniques enregistrés au cours de son histoire géologique (Charrue 2006 ; Baidder 2007 ; Gouiza et al. 2017).

Plusieurs études ont fourni des informations significatives sur l'évolution structurale et sédimentologique de l'Anti-Atlas. Malgré ces études (Leblanc et Lancelot 1980 ; Saquaque et al. 1992 ; Charrue 2006 ; Baidder 2007), l'Anti-Atlas oriental n'a pas été entièrement étudié et la plupart de ses caractéristiques géologiques restent inconnues. Afin de mettre en évidence la géologie de l'Anti-Atlas oriental, une analyse des données gravimétriques a été réalisée dans la région de Jbel Saghro. L'objectif de cette analyse est de délimiter les structures géologiques de subsurface contrôlant la distribution des successions sédimentaires et d'estimer leur localisation et leur profondeur.

Pour atteindre cet objectif, les données d'anomalies de Bouguer ont été traitées pour produire une carte d'anomalies résiduelles en utilisant le logiciel Oasis Montaj (Geosoft 2007). La carte des linéaments, produite à l'issue de l'analyse gravimétrique, a mis en évidence les structures géologiques et a permis de délimiter les hétérogénéités du socle du Jbel Saghro. Les résultats de l'analyse gravimétrique sont compatibles avec les données de terrain, ce qui prouve l'efficacité de la méthode actuelle.

Principaux résultats et discussion

L'objectif de l'investigation gravimétrique dans le Jbel Saghro est d'examiner la continuité des contacts géologiques et de suivre la profondeur des sources causatives. Pour identifier ces dernières, la carte de l'anomalie de Bouguer (fig. 72) a été soumise à une soustraction de la composante régionale, puis interprétée dans la lumière de trois méthodes géophysiques : le prolongement vers le haut, le nombre d'onde local (SPI), et le gradient horizontal.

L'application de la méthode du gradient horizontal, a permis de détecter plusieurs linéaments correspondant à des failles connues identifiées par les études structurales de terrain précédentes, consistant en trois familles principales de linéaments gravimétriques régionaux orientés E-W, NW-SE, et NE-SW. Ces systèmes de failles sont compatibles avec les résultats des études structurales classiques (Mokhtari, 1993 ; Charrue, 2006 ; Baidder, 2007 ; Soulaïmani et al. 2014).

La direction NW correspond à des failles héritées qui affectent principalement le socle néoproterozoïque et provoquent des variations de topographie. L'évolution géodynamique au cours du Néoproterozoïque terminal a été contrôlée par une tectonique extensive, qui a conduit à la formation des structures en horst et graben dans tout l'Anti-Atlas.

Les linéaments orientés NE-SW sont dominants dans la région de Jbel Saghro et sont bien documentés et interprétés comme étant liés au rifting cambrien. Ces structures sont des failles synsédimentaires et sont à l'origine des variations d'épaisseur des séquences sédimentaires. Sur le terrain, les failles provoquent le déplacement et la dislocation des strates, ce qui entraîne des différences de densité et donc des anomalies gravimétriques. Les mesures sur le terrain révèlent une direction de pendage nord-est qui est conforme avec l'enregistrement sédimentologique. Les séquences au nord-est des failles orientées NE-SW sont plus épaisses que celles au nord-ouest, de même que le socle affleure au nord-ouest, et il est enfoui sous la couverture sédimentaire vers le nord-est de ces failles.

Les failles orientées E-W sont interprétées comme les conséquences de l'extension de l'orogénèse post-hercynienne, et elles traversent les terrains néoprotérozoïques et paléozoïques. Leur effet est faible à modéré dans la zone d'étude par rapport aux failles orientées NE-SW et NW-SE, et elles sont rarement associées au quartz hydrothermal.

L'identification des profondeurs (en utilisant la méthode SPI) des anomalies causées par les soulèvements du socle a permis d'identifier la topographie du socle précambrien et d'expliquer la variation de l'épaisseur de la couverture sédimentaire. Ceci est confirmé par les enquêtes de terrain qui ont relevé l'épaisseur des séries sédimentaires autour du socle. Ces épaisseurs sont très réduites voire absentes et moins importantes au nord par rapport au sud de Saghro, où les séries cambriennes sont complètes et bien développées. Ceci indique une distribution différentielle des soulèvements du socle précambrien, et donc l'influence de la tectonique sur la structuration du socle et sur la sédimentation ultérieure.

Par conséquent, nous pouvons déduire que la géométrie de la subsurface de la zone d'étude est configurée par de nombreuses failles qui ont structuré le socle en zones basses et hautes.

Le domaine de l'Anti-Atlas a subi plusieurs événements géologiques au cours du Néoprotérozoïque précoce et moyen, où les terrains ont été déformés par l'orogénèse panafricaine. Alors que le Néoprotérozoïque supérieur correspond à la destruction et à l'érosion de la ceinture panafricaine, et au dépôt des sédiments synrift fournis par les reliefs panafricains érodés (Piqué et al., 1999 ; Piqué, 2003 ; Soulaïmani et al., 2003). Du Néoprotérozoïque supérieur au début du Paléozoïque, une extension structurelle s'est produite et a développé des bassins limités par des failles, suite à l'étirement de la croûte continentale (Piqué, 2003). L'extension crustale s'est manifestée par le développement de grabens où la transgression marine cambrienne a progressé, tandis que les horsts sont restés émergés.

Contribution of gravity anomalies interpretation to the geology of the Jbel Saghro (eastern Anti-Atlas, Morocco): implications for the impact of structural control on sedimentation distribution

A. IDRISSE¹, M. SAADI¹, Y. ASTATI², L. HARROUCHI³, J.-E. NACER⁴, A. BOUAYACHI⁵ AND K. BENYAS⁶

¹ Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Mohamed V University, Rabat, Morocco

² National Office of Hydrocarbons and Mines, Rabat, Morocco

³ Sahara Geology Laboratory, Kasdi Merbah University, Ouargla, Algeria

⁴ Nuclear Research Center of Draria, Algiers, Algeria

⁵ Department of Geology, Ben M'sik Faculty of Sciences, Hassan II University, Casablanca, Morocco

⁶ Laboratory of Water and Natural Resources Analysis, Mohammadia School of Engineers, Mohamed V University, Rabat, Morocco

(Received: 1 February 2021; accepted: 30 November 2021; published online: 22 March 2022)

Abstract

The objective of the gravity investigation in Saghro is to follow the depth of the causative sources and to examine the continuity of the geological formation boundaries. To achieve these objectives, the Bouguer anomaly data was subjected to a subtraction of the regional component and then interpreted in the light of three mathematical transformations. The upward-continuation enabled to classify the causative features to deep and shallow sources. The Source-Parameter-Imaging allowed to determine the depth and distribution of the basement uplifts. While the horizontal gradient was used to detect subsurface linear discontinuities which correspond to geological lineaments. The horizontal gradient permitted to reveal several faults mainly trending E-W, NE-SW and NW-SE, these lineaments are linked to the Anti-Atlas tectonics events.

The gravity analysis outcomes were validated by field investigations and interpreted in the light of the anterior geological studies carried out in Saghro. The distribution of the basement uplifts is related to tectonics, which transformed the basement into high and low areas, and subsequently influenced posterior sediments distribution. The Saghro southern flank registers a thick and complete sedimentary sequence, whereas the sequence on its northern flank is thin, indicating relatively higher subsidence on the southern flank due to various faulting systems.

Keywords: gravity data, Jbel Saghro, fault, anomaly, basement, Eastern Anti-Atlas.

1. Introduction

The Eastern Anti-Atlas is located in the northern rim of the West African Craton that exposes wide Neoproterozoic outcrops (Leblanc and Lancelot 1980; Saquaque et al, 1992) surrounded by a massive Paleozoic cover. The Anti-Atlas has a complex geodynamic evolution, with numerous tectonic events recorded during its geological history (Charrue 2006; Baidder 2007; Gouiza et al. 2017).

Several studies provided significant information on the Anti-Atlas structural and sedimentological evolution. Despite these studies (Leblanc and Lancelot 1980; Saquaque et al. 1992; Charrue 2006; Baidder 2007), the Eastern Anti-Atlas has not been fully studied and most of its geological features remain undiscovered. In order to shed light on the geology of the Eastern Anti-Atlas, a gravity data analysis was carried out in Jbel Saghro area. The objective of this analysis is to delineate subsurface geological structures controlling the distribution of sedimentary successions and to estimate their location and depth.

To achieve this aim, the Bouguer anomaly data were processed to produce a residual anomaly map using the Oasis Montaj Software (Geosoft 2007). The gravity lineament map, produced as an outcome of the gravity analysis, highlighted the geological structures and helped in delineating the heterogeneities of the Jbel Saghro basement. The results of gravity analysis are compatible with the field data, proving the efficiency of the current method.

2. Geological setting

The Eastern Anti Atlas is characterized by the complexity of its structural style and the diversity of its lithostratigraphy ranging from Neoproterozoic to Cretaceous (Piqué et al. 2006). Due to its position on the northern rim of the West African Craton (fig.1), the Eastern Anti-Atlas records a particular geological history and geodynamic evolution.

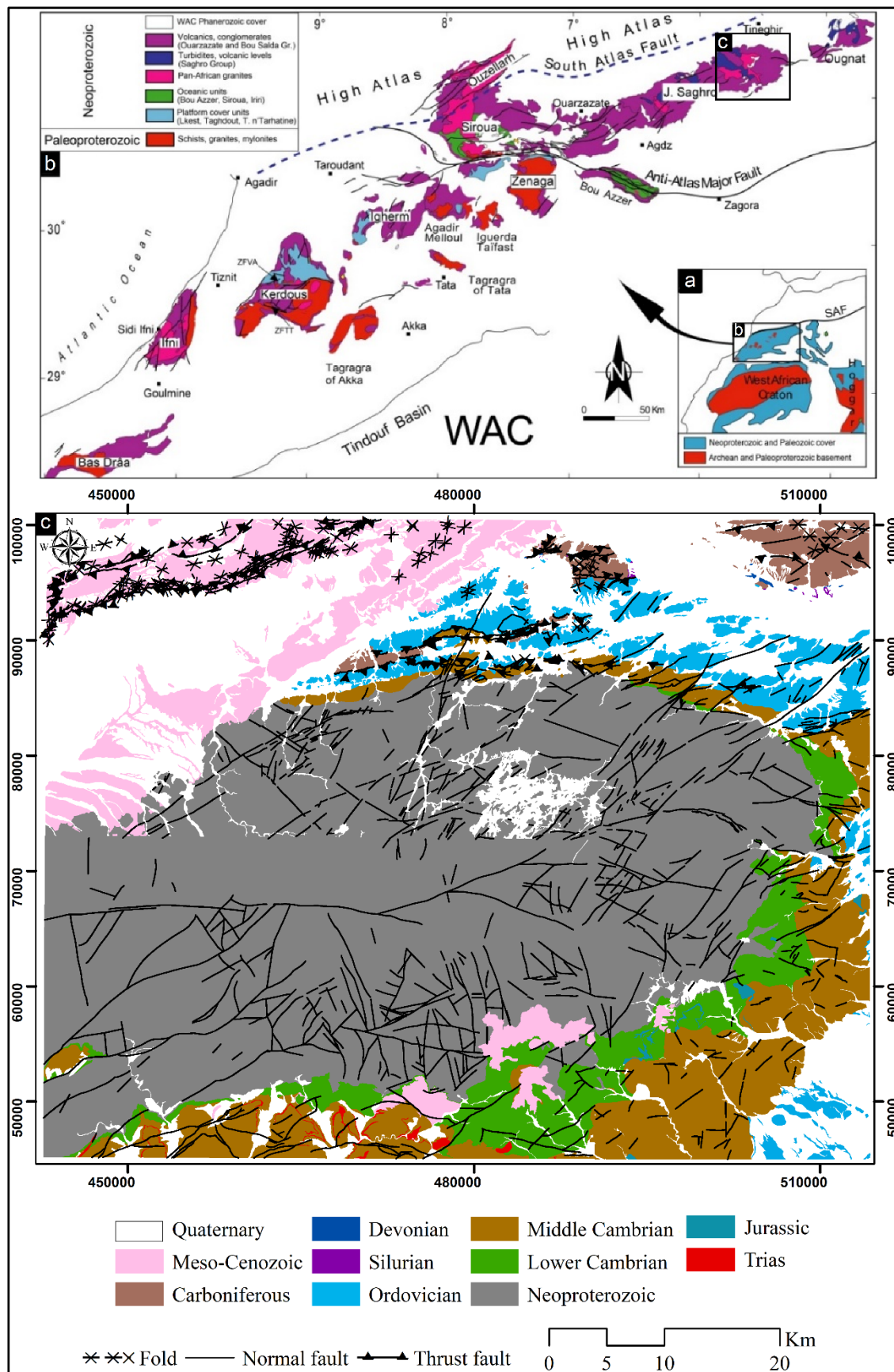


Figure 1: Geological map of the Anti-Atlas belt in the West African Craton (WAC) (Gasquet et al. 2008). a: position of the Anti-Atlas in the West African Craton, b: main geological features of the Anti-Atlas belt, c:

geological map (North of Morocco, Lambert projection) of the Jbel Saghro area derived from the geological maps of Imiter, Boumalne, Taghazout, Imi N'zrou, Tiwit and Ikniwen maps of the Moroccan Geological Survey, Ministry of Energy and Mining (scale 1:50.000)

2.1. Neoproterozoic tectonics

The Panafrican orogeny is heterogeneous all over the Anti-Atlas, and it has been produced by several faults of various orientations (Leblanc and Lancelot 1980; Leblanc 1973; Leblanc 1976; Leblanc 1977; Leblanc 1978; Ennih et al. 2001). This orogeny has led to the assemblage of the three cratons: West African Craton, Congo Craton and South African Craton. In the Eastern Anti-Atlas, the Panafrican deformation is concentrated in E-W trending dextral shear zones (Ighid et al. 1989).

During the Upper Neoproterozoic, the Jbel Saghro underwent an extensive phase that probably has led to an ocean basin opening (Mokhtari 1993). Based on combinations of sedimentological analyses and synsedimentary tectonics, a NW to WNW-ESE trending extension was proposed by Fekkak et al (2001; 2003).

A NE-SW trending tectonic inversion occurred throughout the terminal Proterozoic, leading to the emplacement of calc-alkaline intrusions in Jbel Saghro (Mokhtari 1993).

2.2. Paleozoic tectonics

The dislocation of the Paleogandowana and the opening of the Paleothetys ocean led to a crustal extension in the Gandwanian terrains (Stampfli and Borel 2002). Due to this event, Lower Cambrian rift was triggered in Moroccan lands, and structured the Anti-Atlas into horsts and grabens. In the Eastern Anti-Atlas, the extension was oriented NW-SE and generated by normal NE-SW trending faults (Baïdder 2007; Hejja et al. 2019; Idrissi et al. 2020).

The Hercynian orogeny in the Eastern Anti-Atlas was controlled by faults inherited from the extensive Neoproterozoic-Cambrian phase. A thick-skin tectonic inversion occurred in the absence of major decollement at the basement-cover contact (Charrue 2006; Burkhard 2006; Baïdder et al. 2016). The Hercynian orogeny was produced by a compressive regime of a NE-SW trending main stress (Baïdder 2007).

2.3. Meso-Cenozoic tectonics

Various studies by several authors assert that the Anti-Atlas has remained stable during the post-Hercynian period (Choubert 1952; Michard 1976). Yet, new works have confirmed a post-Hercynian tectonic instability in the entire Anti-Atlas domain (Charrue 2006; Baïdder 2007; Soulaïmani et al. 2014; Gouiza et al. 2017).

Contemporary with the Central Atlantic rifting and the Atlasic rifting, and due to its position on the high edge of the rift zone during Late Triassic to the Middle Jurassic period (Soulaïmani et al. 2014; Gouiza et al. 2017), the Anti-Atlas has been submitted to an elevation of 7.5km to 10.5 km (Gouiza et al. 2017).

The post-rift phase from Jurassic to Lower Cretaceous corresponds to a period of the lithosphere thermal relaxation (Gouiza et al. 2017), which led to E-W trending tectonics (Baïdder 2007) and a subsidence rate ranging between 1 and 3 km of the Anti-Atlas basement (Gouiza et al. 2017).

The dislocation of the Pangea during the terminal Cretaceous to Cenozoic period by the opening of the North and South Atlantic (Stampfli and Borel 2002), initiated the convergence and collision between Africa and

Iberia/Europe. The convergence generated a compressive regime that led to the present elevation (2-3.5 km) of the Anti-Atlas via the reactivation of Precambrian and Paleozoic faults.

2.4. The Cambrian sediments record

The sedimentary formations of Lower and Middle Cambrian deposits are divided into several formations. The Lower Cambrian formations belong to the Tata group consisting of detrital and carbonate sediments, which lies unconformably on the Neoproterozoic basement. The distribution of the Lower Cambrian formations varies in the Anti-Atlas, they are complete in the Western Anti-Atlas and gradually reduced towards the eastern regions.

In the Eastern Anti-Atlas, the Tata group classically comprises a basal conglomerate (Landing et al. 2006), followed by a shale and limestone intercalations referred as the Issafene Formation, and finally the Pink Sandstone Formation (Piqué et al. 2006). These formations occur mainly in the southeast of the Taghazout buttonhole, the south of the Imi n'Ouzrou buttonhole, the Alnif region and in the south of the Ougnat Massif. Lower Cambrian sediments are absent in the Boumalne and Imiter buttonhole which are located in the northern flank of Jbel Saghro (Choubert 1946; Destombes et al. 1985; Baidder 2007; Hejja et al. 2019).

The Middle Cambrian consists of the Internal Feijas formations (Choubert 1946). The sedimentary series begin with the discordant level of the Breccia at Micmacca, which marks the transgression of the Middle Cambrian on the Lower Cambrian deposits and on the Neoproterozoic basement. Above, the sedimentary successions continue with the Paradoxides rich Shales also called the J. Wawrmast Formation crowned by the Tabanite Sandstone Formation (Destombes et al. 1985).

3. Data and Method

The data used in this study has been provided by the International Gravimetric Bureau (IGB) as numeric format of Bouguer complete anomaly, published by Bosch on 1972. The Bouguer anomalies are derived from the official Earth Gravitational Model (EGM2008) released by the National Geospatial Intelligence Agency (NGA).

Table 1: Details of the gravimetric survey.

Survey details	Characteristics
Reference station	Elevation 455.6 m Latitude 31° 38.0' N Longitude 08° 01.0' W
Density used for data raw data reduction (g/cm ³)	2.67
Survey accuracy	+ - 0.3 mGal
Date of the survey	1965

The Bouguer anomaly map is the result of regional and local anomalies superimposing. It is therefore necessary to separate these two components by trend surface (Menke 1989), which is a mathematical filtering procedure obtained by fitting a polynomial function using the method of least squares (in this study we used a first order equation).

Because the current study is focused on local subsurface structures, the residual anomaly map was subjected to several mathematical transformations, including the calculation of the upward continuation (UC), the application of Source Parameter Imaging (SPI), and the calculation of the horizontal gradient (HG).

3.1. Upward continuation

The upward continuation is a mathematical technique used to attenuate short wavelengths due to surface sources or various noises. Upward continuation converts the potential field measured on one surface to the field that would be measured on another surface farther from all sources (Blakely 1996). It is a practical operation for smoothing anomaly maps, and for assembling maps from surveys carried out at different altitudes into a single map (Blakely 1996), in order to simplify regional interpretation (Mouge 1991; Asfirane and Galdeano 1995). The upward continuation of the anomaly map helps to emphasize buried causative sources of any dimension at any depth and separate the anomalies of the deeper geology from shallower geology, by attenuating the short wavelength anomaly components and enhancing the long wavelength ones (Jacobsen 1987; Blakely 1996). The upward continuation filter helps, furthermore, sampling the gravity data according to various horizontal surfaces, in this case of study the residual gravity map was upwarded to several elevations between 1000m and 9000m, in order to follow the vertical distribution of the anomalous features.

According to Jacobsen (1987) the upward continuation operator is given by elementary functions in both space and wavenumber domains, is numerically stable, and can be used to build standard separation filters. Zeng (2007) demonstrated that upward continuation can also be used to separate a regional gravity anomaly resulting from deep sources from the observed gravity.

According to Kebede et al. (2020), the upward continuation is a transformation of gravity anomaly determined at a point, Q ($x_0; y_0; z_0=0$); on the mean sea level to a point p ($x_0; y_0; z_0 = -h$), on some higher flat surface upward continued to, $z = -h < 0$ (fig 2).

The gravitational attraction per unit mass of a causative source, dm ; at mean sea level, Q ($x_0; y_0; z_0=0$); at distance R from the source location point Q ($x; y; z$); is given by:

$$dg = \frac{Gdm}{R^2} = \frac{Gdm}{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2}$$

(1)

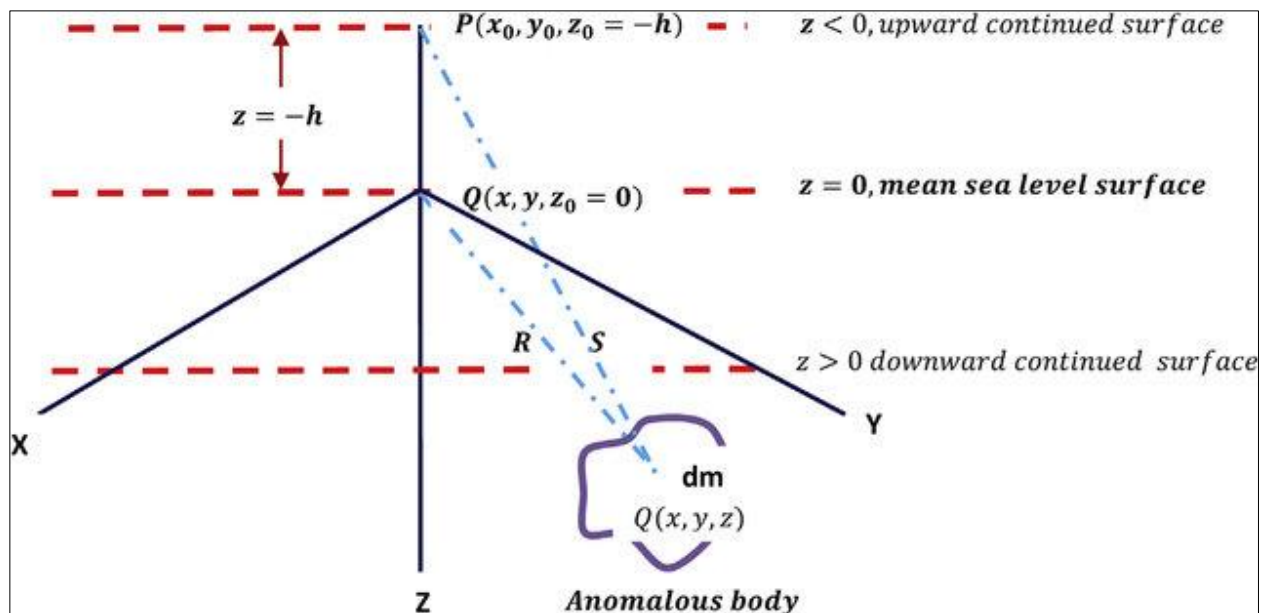


Figure.2: Pictorial representation of upward continuation technique in Cartesian coordinate system. (Kebede et al., 2020).

In terms of practical manipulation, the residual anomaly map was used as an input in the MAGMAP Tool of Oasis Montaj Software (version 8.4). Regarding that the residual map has been upwarded following various elevations, the upward continuation operation has been repeated several times. Accordingly, 9 upwarded residual anomaly maps have been generated in this section, each represents the variation of the anomalous features at the corresponding upward continuation height.

3.2. Source Parameter Imaging

Source Parameter Imaging is a fast and efficient function to determine the depth of gravity and magnetic sources (Nabighan 1972) using an extension of the complex analytical signal. The SPI was developed by Thurston et al. (1997), and has been used extensively by Thurston and Smith (1997) and Salako (2014). The method uses the relationship between the observed field local wavenumber (k) defined as the rate of change of the phase of the analytic signal (Bracewell, 1965) and the source depth, which can be calculated for any point within a grid of data via horizontal and vertical gradients. At peaks in the local wavenumber grid, the source depth is equal to $(n+1)/k$, where n depends on the assumed source geometry. Peaks in the wavenumber grid are identified using a peak tracking algorithm and valid depth estimates isolated (Blakely and Simpson, 1986). The advantages of the SPI method are that no moving data window is involved and the computation time is relatively short, also for magnetic data treatment, the SPI method is independent of remanent magnetization or other magnetic parameters like inclination, declination, dip and strike. However, the SPI method requires the first- and second-order derivatives of the anomaly field (to obtain the first- and second-order wave numbers), which can amplify noise in the data and be affected by interference (Phillips 2000). On the other hand, errors due to this noise can be reduced by careful filtering of the data before depths are calculated. The outcome of the SPI is an image (Smith et al. 1998) that indicates the estimated depth and shape of anomalous features using an automatic application on SPI Software included in the Oasis Montaj Package (version 8.4).

The Source Parameter Imaging has the advantage of providing a more complete set of coherent solution points and it is easier to use. The Source Parameter Imaging resulting image can be easily interpreted according to Thurston and Smith (1997).

The SPI transformation is carried out through several automatic mathematical processes from several grids. The application of SPI method needs the following:

SPI.GRD1 Grid of the horizontal derivative in the X-direction

GRD2 Grid of the horizontal derivative in the Y-direction

GRD3 Grid of the first vertical derivative

GRD4 Grid of tilt derivative

GRD5 Grid of local wavenumber k grid (horizontal gradient of tilt derivative).

The SPI technique assumes a step type source model. The following formula holds: $\text{Depth} = 1 / k_{\text{max}}$ Where k_{max} represents the peak value of k which located over the step source (Smith and Thorson 1998):

$$K = \sqrt{\left(\frac{dA}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dA}{dy}\right)^2} \quad (2)$$

Where A is Tilt derivative give as (Fairhead 2011):

$$A = \text{atan} \frac{\left(\frac{dg}{dz}\right)}{\sqrt{\left(\frac{dg}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dg}{dy}\right)^2}} \quad (3)$$

g is the total magnetic field anomaly grid.

3.3. Horizontal gradient

Horizontal gradient is a powerful technique that helps to detect lateral density variation that may be related to structural accidents and abnormal contacts of any orientation (Cordell 1979; Blakely and Simpson 1986; Amiri 2011; Azaiez et al. 2011; Dufréchou et al. 2013; Gabtni et al. 2013; Nait Bba et al. 2019). The horizontal gradient amplitude was developed by Cordell and Grauch (1985), and it is defined by the following equation:

$$GH(x, y) = \sqrt{\left(\frac{dG}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dG}{dy}\right)^2} \quad (4)$$

With G is the field strength measured at (x, y) , and dx and dy are the first horizontal derivative following respectively x and y .

The horizontal gradient operator is widely used in mapping major structural boundaries, which are poorly exposed or completely buried. This technique highlights poorly known structures which may have major tectonic significance (Sharpton 1987).

The resulted map was used in the structural analysis of the site which is discussed farther in the text.

3.4. Geological field surveys

The lack of previous geophysical surveys and deep wells in the study area made it difficult to interpret and validate the results obtained from the gravity data analysis. Therefore, the verification of the thicknesses of the sedimentary succession in the field was necessary. We carried out several field missions to establish 9 cross sections separated by few kms within Jbel Saghro, and analyzed the repartition of the basement uplifts.

4. Results and interpretation

4.1. Gravity data analysis

The first phase in quantitative analysis of a gravity data is the separation of the Bouguer anomaly into its regional and residual.

4.1.1. Bouguer Anomaly map

Based on gravity data, the Bouguer anomaly map of the Jbel Saghro Eastern Anti-Atlas was generated. The map has been plotted using the minimum curvature interpolation method (fig.3).

This map shows anomalies of various forms, organizations, orientations and intensities. The gravity field values are ranging from -166 mGal and -58 mGal, the anomalies are elongated in a predominantly E-W to ESE-WNW directions. The intensity of the Bouguer anomalies decreases from south to north, showing minimal values to the northeast of the map.

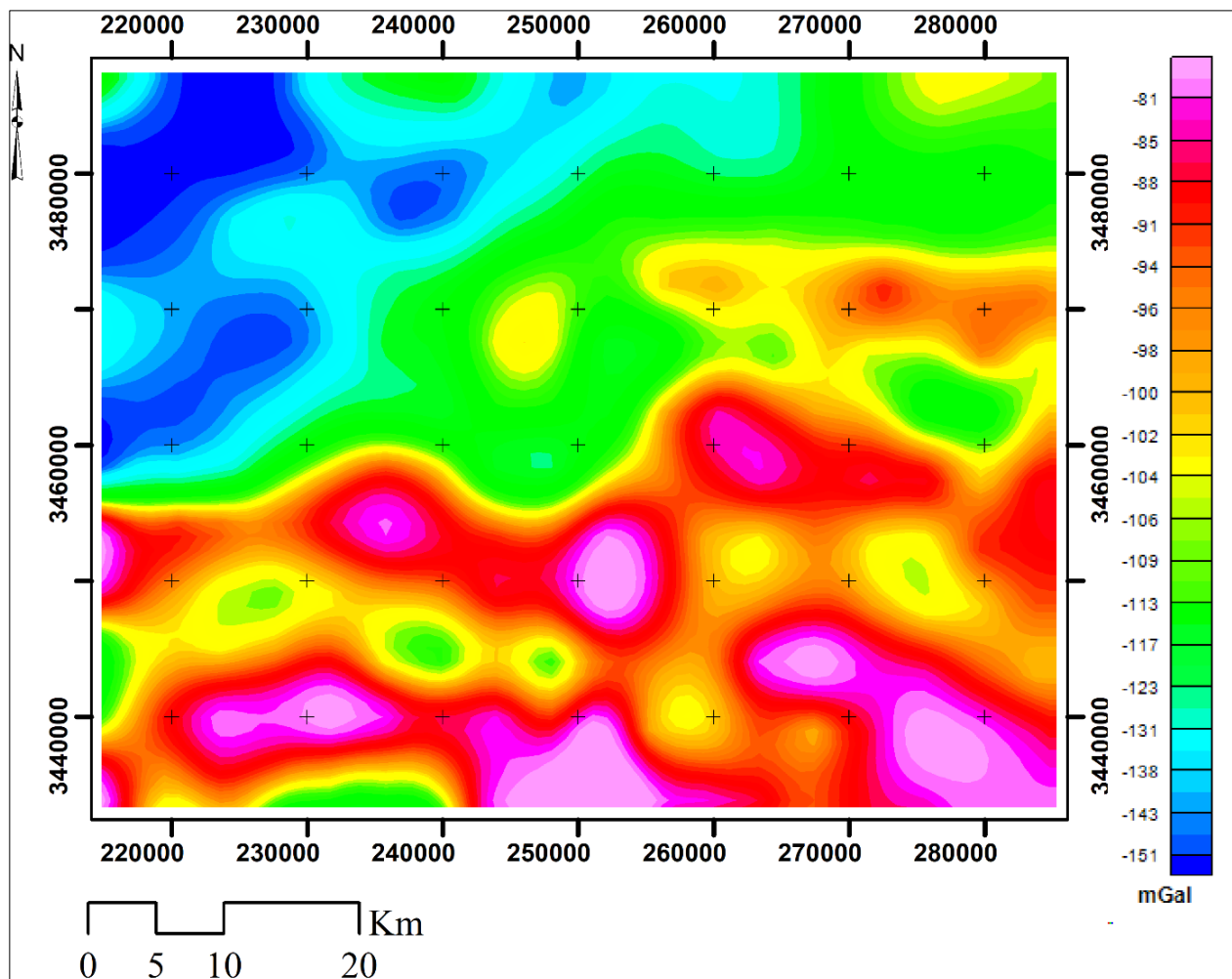


Figure 3: The Bouguer anomaly map of Jbel Saghro (UTM projection)

4.1.2. Residual anomaly map

The residual anomaly map (fig.4) obtained by subtracting the regional component from the Bouguer anomaly using trend surface (previously mentioned above), shows values ranging between -20.1 mGal and 23 mGal. Based on the geological knowledge of the region, a qualitative interpretation of the anomalies can be made. The origin of the positive and negative anomalies is associated respectively with the heterogeneity (metamorphic rocks, granitoides, and granite) (fig.5) of the outcropping basement and the location of the sedimentary basins. This mainly means that more the basement rocks are exposed, more the density contrast is evident, however, when the basement is hidden by sedimentation, the contrast is unnoticeable.

The residual map shows the distribution of positive anomalies (red color) in the northeast and southwestern regions of the Jbel Saghro trending generally E-W to ESE-WNW. The location of the anomalies coincides with the location of crystalline Neoproterozoic basement rocks.

While the negative anomalies (blue color) are located in the northwestern and southeastern parts of Jbel Saghro, oriented NE-SW and NW-SE respectively. The negative anomalies are located underneath the low-density rocks of the Meso-Cenozoic cover.

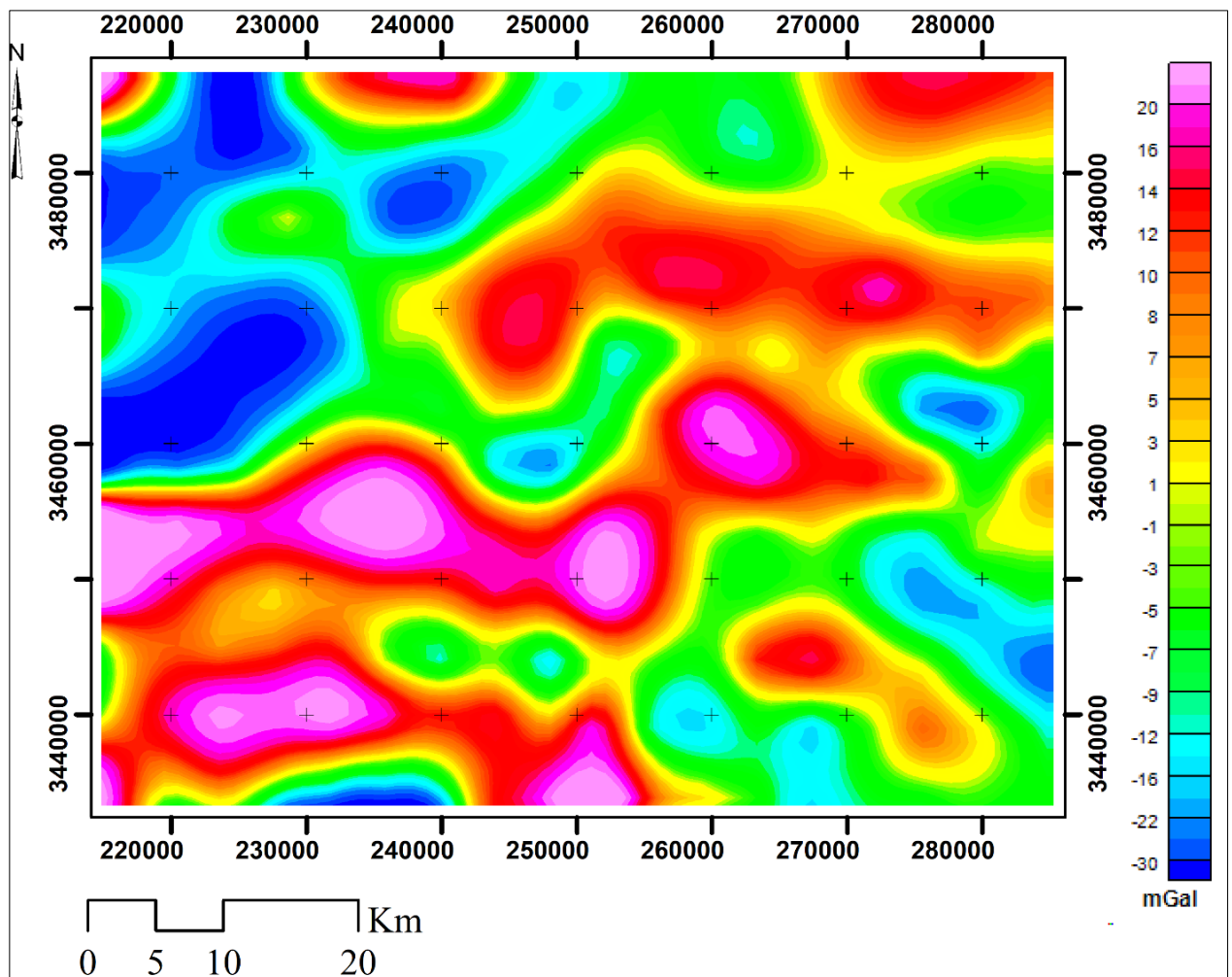


Figure 4: The residual anomaly map of Jbel Saghro

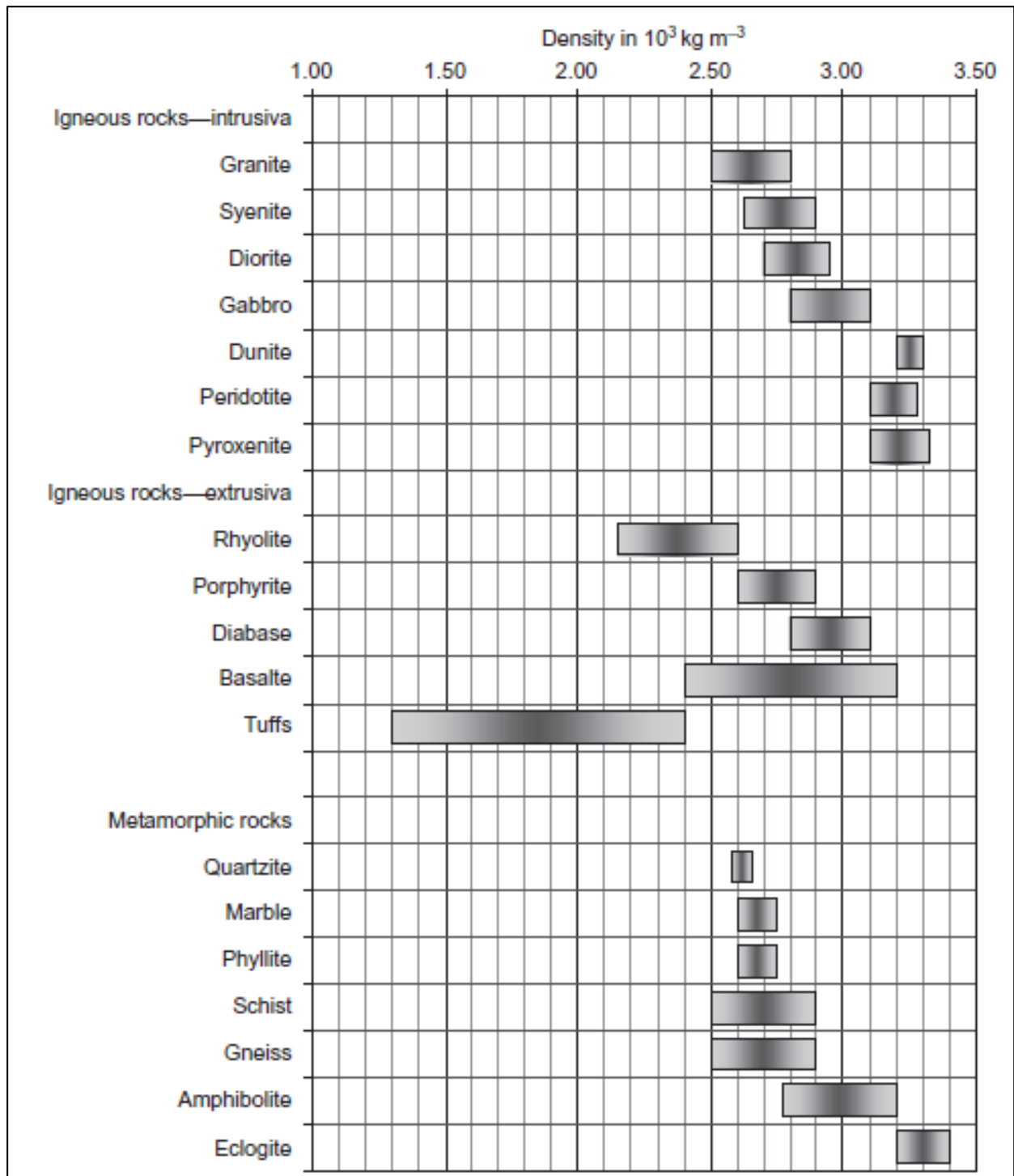


Figure.5: Density values of some igneous and metamorphic rocks after Schön, J. H. (2015)

4.1.3. Upward continuation

In this work, the upward continuation was used to emphasize the depth of the anomalous sources, the residual gravity map was upwarded to a height of 1000m, 3000m, 5000m, 7000m and 9000m (fig.6).

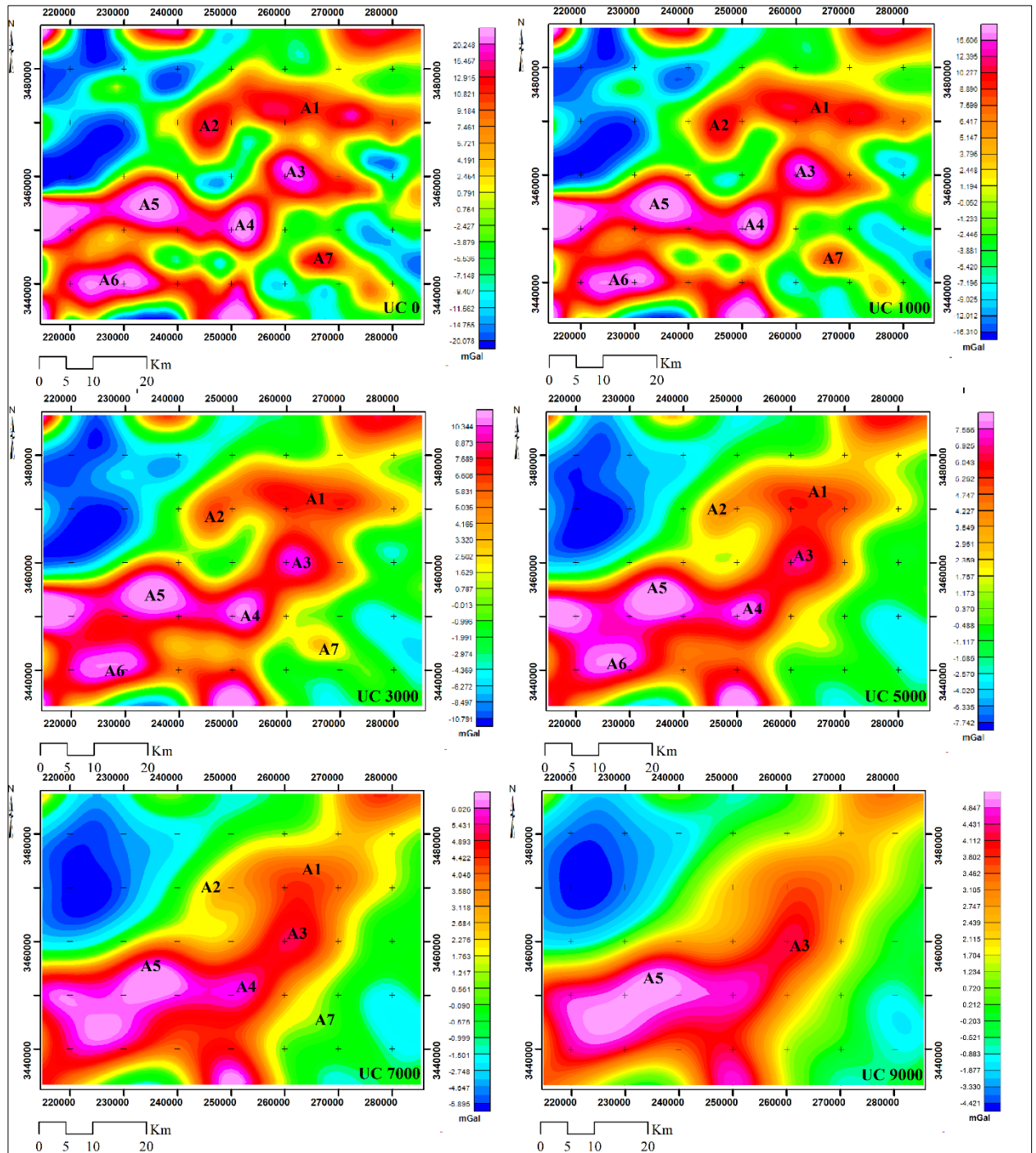


Figure 6: The residual anomaly map of the Jbel Saghro upwarded at different altitudes (UC is the value of upward continuation altitude in meters)

The upward continuation maps highlight long wavelength anomalies. The shape and extension of the anomalies are presented in function of upward continuation altitude. The analysis of the upward continuation maps reveals that the amplitude of the anomalies decreases or disappears as the height of the upward continuation increases. By increasing the altitude from 1000 m to 9000 m, the behavior of the anomalous features varies according to three ways. Some positive anomalies interfere with each other and merge under one single anomaly as in the case of (A6, A5 and A4), other's intensities have been decreased (A3 and A1), while some anomalies gradually

decreases until they disappear (A7 and A2). The upward continuation of the residual anomaly map allowed distinguishing the anomalies attributed to surface sources (depth between 1000m and 3000 m) from those of deeper origin (depth > 9000 m), and designated the anomalies that have the same origin (depth between 5000m and 7000m).

The origin of the causative sources is the basement rocks, the differential distribution of the basement uplifts generated a modification of the sources depth, low areas of the basement are deep, while the high areas are exposed, this explains the depth variation of the anomalous sources

4.1.4. Source Parameter Imaging

The map produced by SPI transformation (fig. 7) reveals variable depths ranging between 637m and 3495 m. In comparison with the geological map and the field studies, the shallower depths coincide with the basement outcrops (blue color), and the deeper depths coincide with the profounder sources hidden by the Paleozoic and Meso-Cenozoic sedimentation sites (red color).

The Jbel Saghro basement is characterized by the heterogeneity of its rocks, including Middle Neoproterozoic granitoids and dense metamorphic rocks, overlaid by Upper Neoproterozoic andesites and conglomerate deposits (Leblanc 1976; Aït Malek et al. 1998; Piqué 2003). The distribution of Upper Neoproterozoic deposits locally conceals earlier terrains, which explains the increase in depth of anomalous sources even at the basement level. Field verification reveals the existence of enormous Upper Neoproterozoic conglomerates benches (fig. 7), which covers the high density rocks deposited earlier, this explains the great depth of the causative sources in the basement areas.

The SPI map delineates sedimentary depressions as well, such as the Tisdafine basin (composed of calcareous rocks) located in the extreme northeast, the Cambrian basin situated in the southeast, and Meso-Cenozoic deposits positioned in the north and northeast (fig.7).

The distribution of Precambrian basement uplifted blocks influences the repartition of post-Neoproterozoic sedimentation along the Jbel Saghro. A verification of the thickness of the sedimentary series in the field was necessary to validate the outcomes of gravity data analysis.

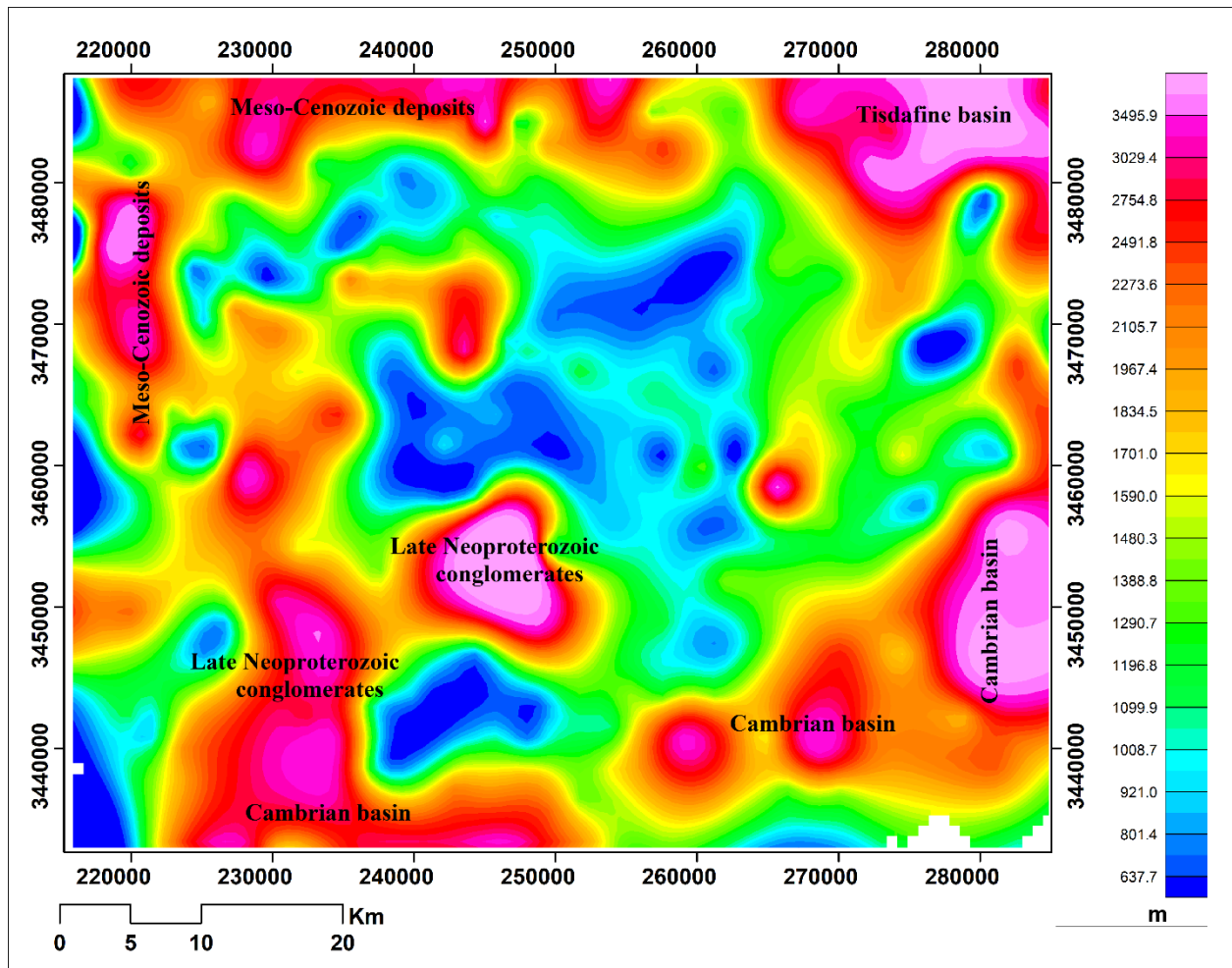


Figure 7: The SPI map showing the depths distribution of causative sources.

The Digital Elevation Model (DEM) of the study area (fig.8) represents the elevation data of the Jbel Saghro terrains. The DEM presents the reliefs of the study area and designates their altitude.

According to fig (8), the topography is high where the basement is located and low where the sedimentary basins are situated, this indicate the differential distribution of the basement uplifts which has been confirmed using the geophysical methods of this study.

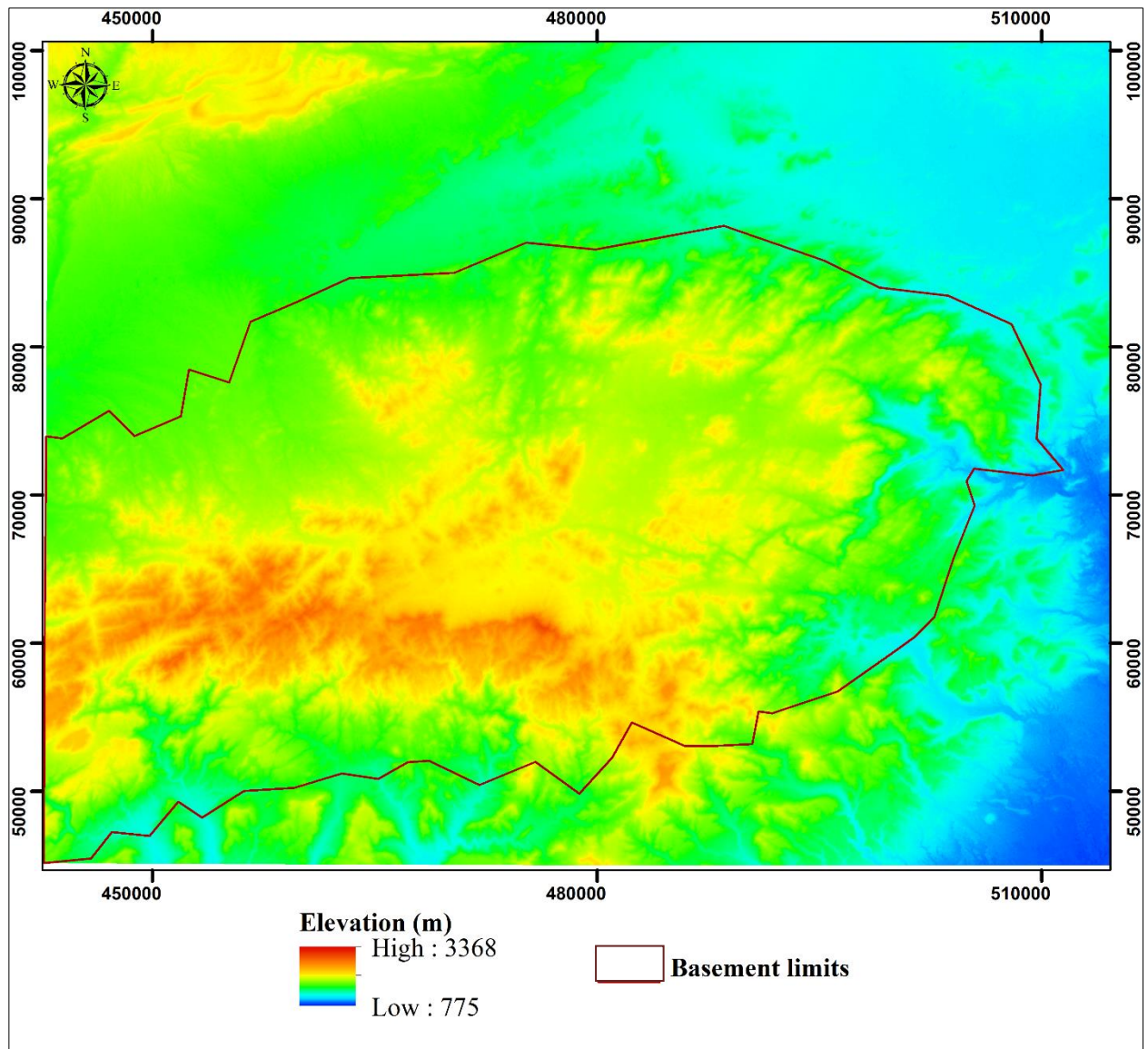


Figure 8: Digital Elevation model of Saghro area

4.2. Detection of subsurface discontinuities: Horizontal Gradient

The horizontal gradient is used to locate approximate boundaries corresponding to geological contacts or faults from gravity data. Linear contacts correspond to faults while circular contacts are the boundaries of intrusive bodies (Vanié et al. 2005). The statistical analysis of the horizontal gradient map shows three major faulting trends, listed in order of dominance: E-W, NE-SW and NW-SE.

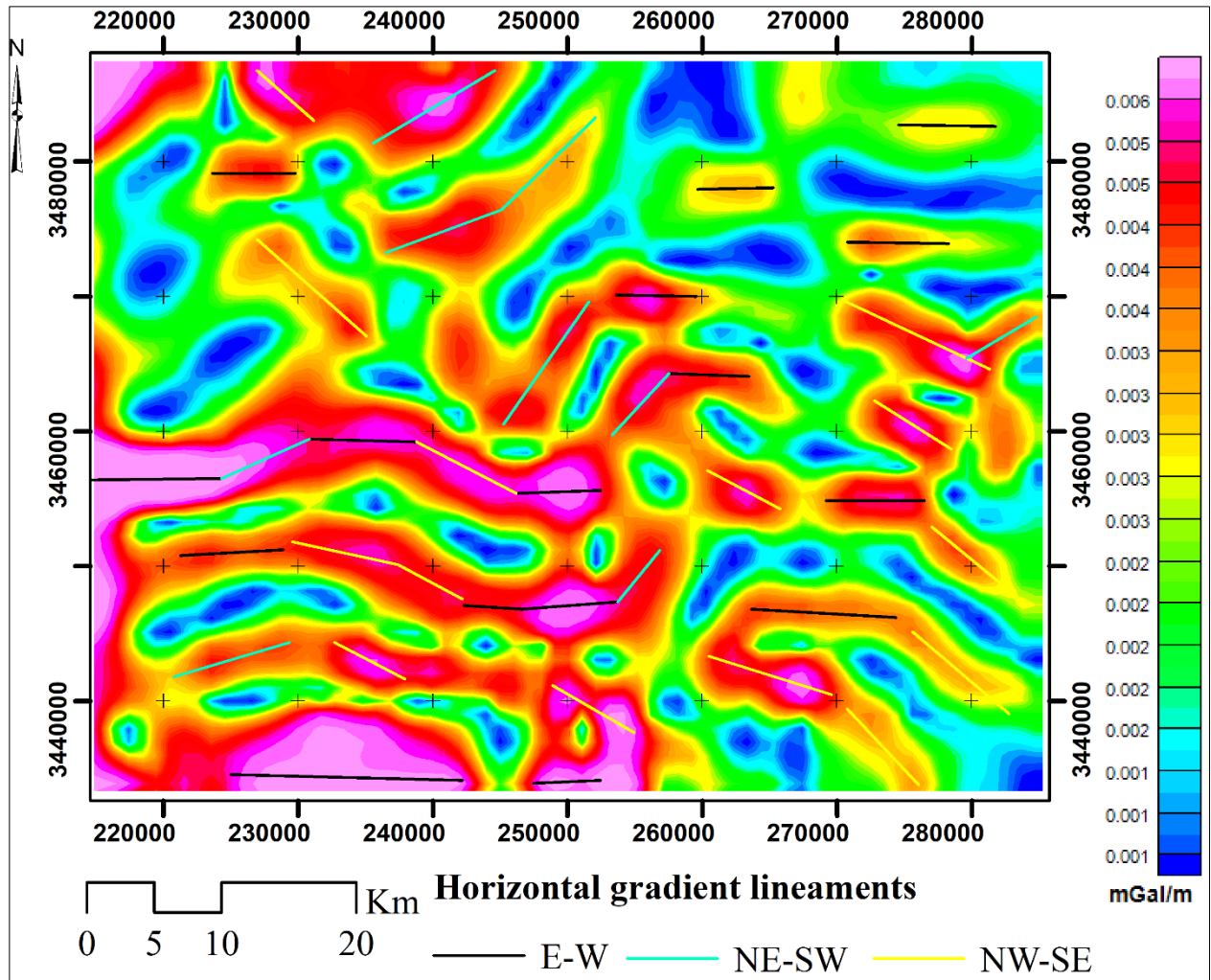


Figure 9: Horizontal gradient map of the Jbel Saghro

The E-W family is frequently located in the southwest and central part of the map, it is characterized by extended lineaments, which limit the high-density bodies in the region. The E-W family crosses most of the Jbel Saghro terrains, and corresponds to E-trending faults of the post-Hercynian phase (Baidder 2007) resulted from the post-rift phase of the Central Atlantic (Gouiza et al. 2017).

The NE-SW lineaments are located in the northwest, the middle and in the southeast of the map. The lineaments are less extensive and delineate the anomalous sources as well. These lineaments are located at the basement-cover contact, and can be interpreted based on previous work, as inherited faults from the extensive Cambrian phase (Baidder 2007; Hejja et al. 2019; Idrissi et al. 2020).

The NW-SE faults are dispersed throughout the study area. According to several authors (Mokhtari 1993; Soulaïmani et al. 2014; Hejja et al. 2019; Idrissi et al. 2020) this family corresponds to normal faults responsible for the extension of the Upper Neoproterozoic in the Saghro Massif, based on combinations of sedimentological analyses and syndimentary tectonics (Mokhtari 1993; Fekkak et al. 2001; Fekkak et al. 2003).

4.3. Field validation

In order to verify the results of the gravity data analysis, we carried out several field missions. The study area displays hiatus, dissimilar sedimentation thickness, and outcropping basement uplifts. To highlight these variations, we logged 9 distanced lithostratigraphic sections around the Jbel Saghro basement. The sedimentary survey helped identifying the basement topography variation in the field and showed the dominance of tectonic control on the sedimentation rate.

The sections logged show thickness dissimilarities along the Jbel Saghro (fig.10), the northern flank deposits are thinner than those of the southern flank, indicating a differential distribution of basement uplifts, and thus the influence of tectonics on the basement and its posterior sedimentary cover.

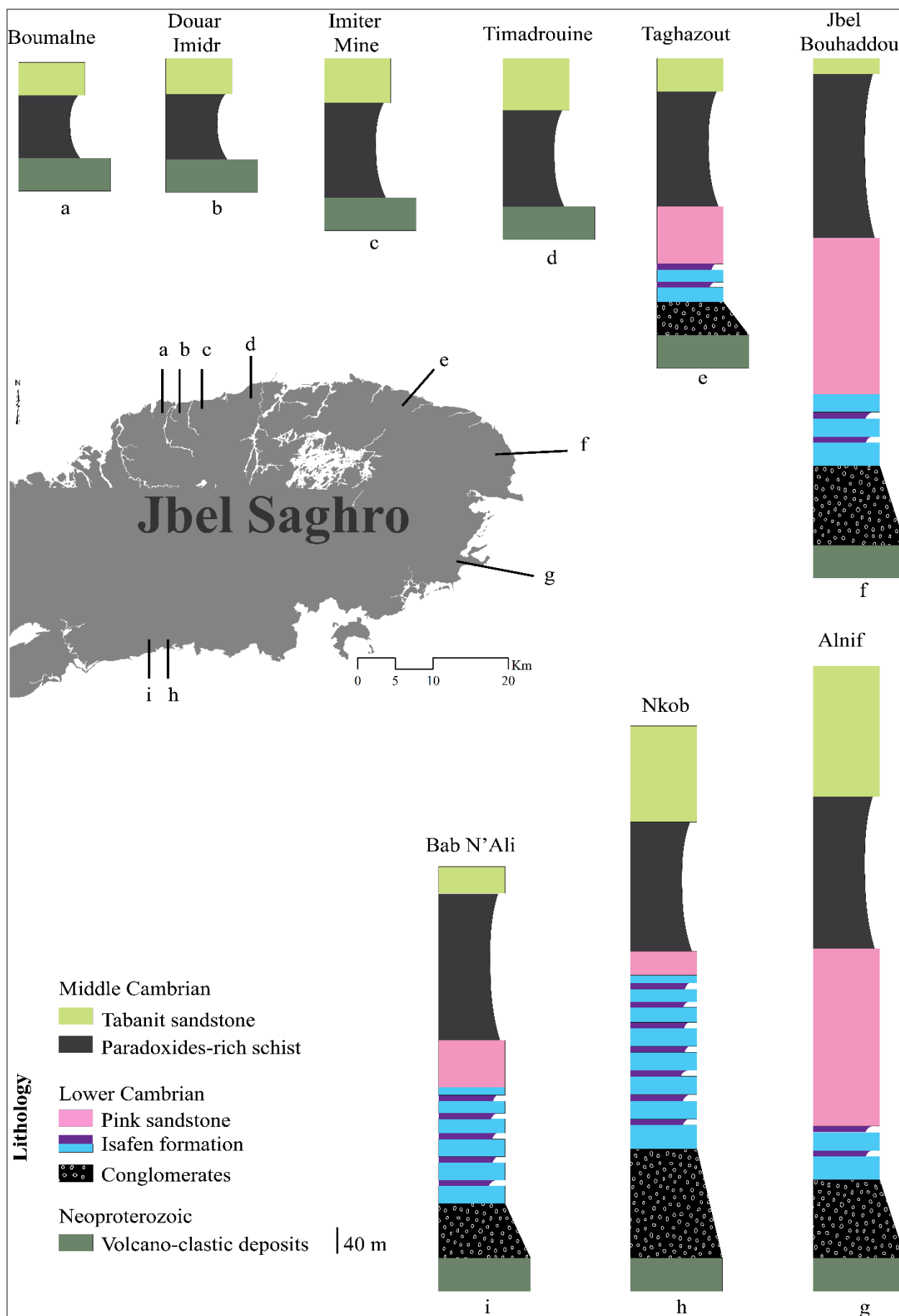


Figure 10: Lithostratigraphic sections showing the variation in thickness of Cambrian sediments around Jbel Saghro (the elevations of the sections according to the geological map of Jbel Saghro are: a: 1500 m; b:1500 m, c:1500m; d: 1500m; e: 1493m; f : 1480m; g : 1490m; h: 1700m; i:1700m)

Based on our structural mapping and the existing geological maps of Jbel Saghro (scale 1:50.000), the fractures are mainly oriented: NE-SW, E-W and NW-SE (fig.11). The comparison between the rose diagram of structural fractures and the horizontal gradient lineaments trending shows a significant orientation similarity.

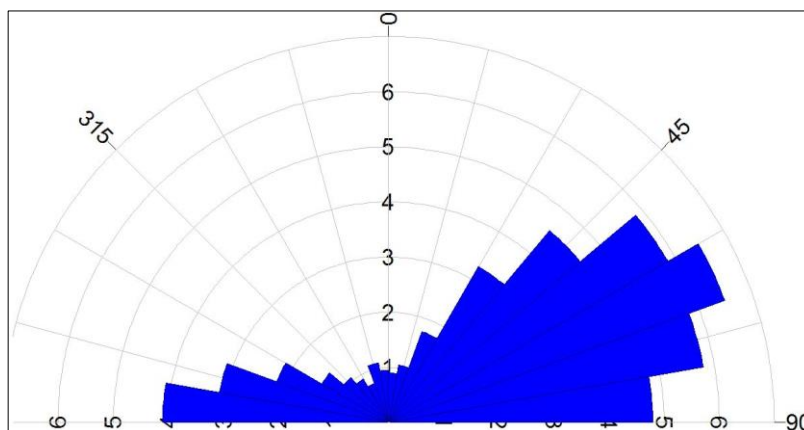


Figure.11: Rose diagram of structural data of Jbel Saghro

5. Discussion

Gravity data analysis is an efficient method to highlight deep faults, their limits and ramifications (Everaerts and Mansy, 2001) as well as the topography of the basement below the sedimentary cover. The analysis of gravity data of the study area allowed to highlight various geological structures of Jbel Saghro, which are partially or totally hidden by the sedimentary cover.

The application of the horizontal gradient method, allowed the detection of several lineaments corresponding to known faults identified by the previous structural field studies, consisting of three main families of regional gravity lineaments trending E-W, NW-SE, and NE-SW. These faulting systems are in good agreement with the results of classical structural studies (Mokhtari, 1993 ; Charrue, 2006; Baidder, 2007; Soulaïmani et al. 2014).

According to the gravity anomaly combinations and their reflecting structural properties and field investigations, we identified the trend, the type and the length of the mapped faults. These faults correspond to an extensive structural style which is the most common in the study area, represented mainly by normal faults caused by the extensional tectonic stress field.

The NW trend corresponds to inherited faults affecting mainly the Neoproterozoic basement and caused its topography variation. The geodynamic evolution during the late Neoproterozoic era was controlled by an extensive main stress, that led to the formation of graben and horst structures throughout the entire Anti-Atlas.

NE-SW trending lineament are dominant in Jbel Saghro area and are well documented and interpreted as related to the Cambrian rifting. These structures are syndimentary faults and they caused the sedimentary sequence thickness variation. On the field, the faults cause the displacement and dislocation of strata, which cause also density differences and thus gravity anomalies. Field measurement reveals a northeast dip direction which is

conformable with the sedimentological record. The sequences in the northeast of the NE-SW trending faults are thicker than those to the northwest, as well as the basement is outcropping in the northwest, and it is buried under the sedimentary cover towards the northeast of these faults.

E-W trending faults are interpreted as the consequences of post Hercynian orogeny extension, and they crosscut the Neoproterozoic and the Paleozoic terrains. Their effect is low to moderate in the study area compared to the NE-SW and the NW-SE trending faults, and they are rarely associated with hydrothermal quartz.

The superposition of gravity derived lineament with fault-systems mapped by previous geological studies (fig. 12) allowed us to confirm the existence of some faults that were already mapped by surface structural studies, as well as mapping and specifying new major blind faults that have been not recognized before. However, in many parts of the Jbel Saghro area, some geological fault-systems do not appear in our geophysical filtering due to the low density contrast between the adjacent blocks.

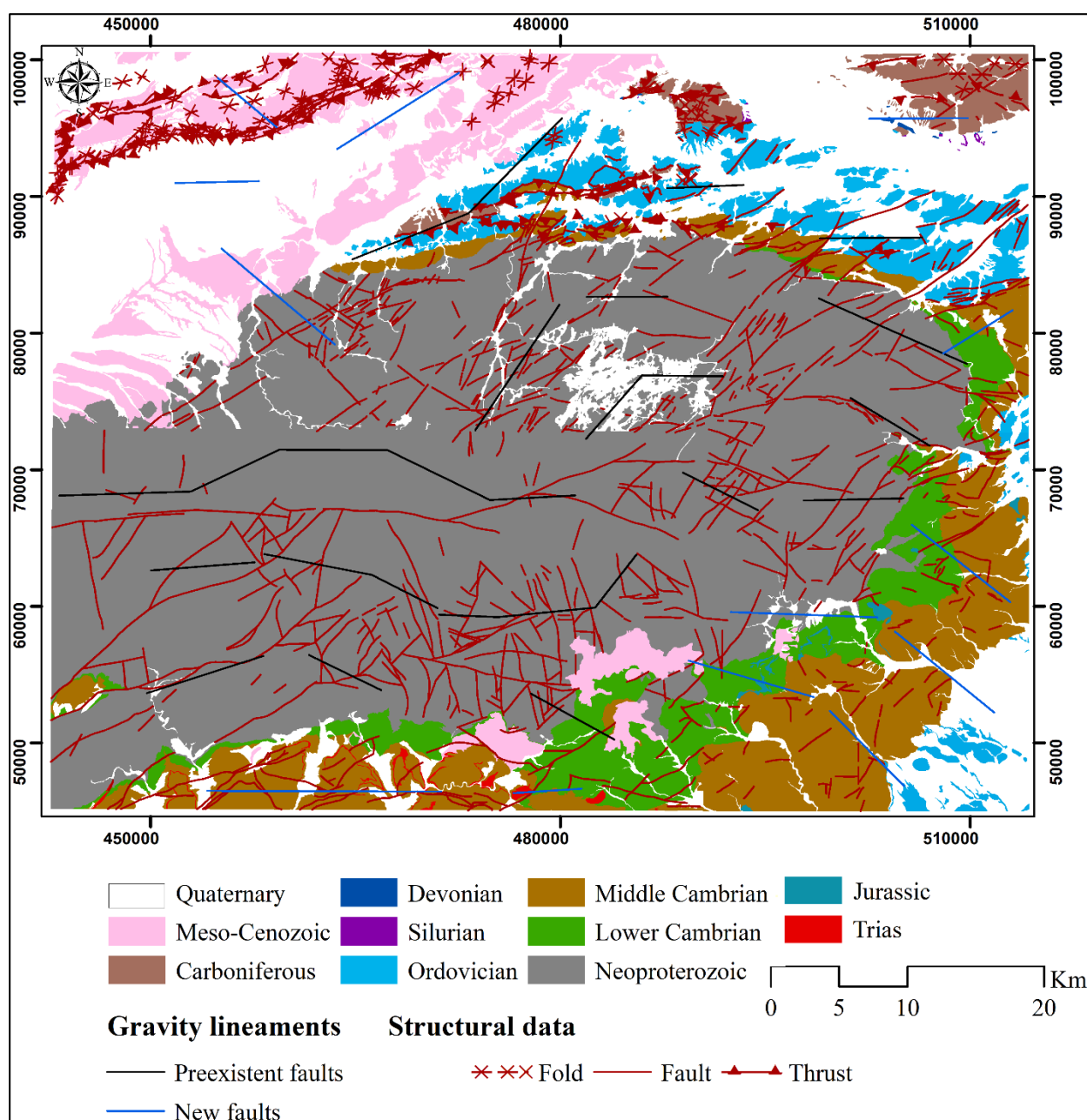


Figure 12: Geological map of Jbel Saghro (scale 1:50.000) showing main structural features of the study area and the projection of the gravity lineaments

The identification of the anomalies depths caused by the basement uplifts allowed to identify the Precambrian basement topography, and to explain the variation in thickness of the sedimentary cover. This is validated by field investigations which have surveyed the thickness of the sedimentary series around the basement. These thicknesses are very reduced even absent and less important in the north compared to the south of Saghro, where Cambrian series are complete and well developed. This indicates a differential distribution of Precambrian basement uplifts, and thus the influence of tectonics on the structuring of the basement and on the subsequent sedimentation.

Therefore, we can deduce that the subsurface geometry of the study area is configured by many faults that organized the basement into low and high areas. The mapped gravity structures correspond to the main tectonic trends that controlled the study area evolution during the Neoproterozoic-early Paleozoic period.

the Anti-atlas domain underwent through several geological events throughout the early and middle Neoproterozoic, where the terrains were deformed by the Panafrican orogeny. While the late Neoproterozoic corresponds to the destruction and erosion of the Panafrican belt, and the deposition of the synrift sediments provided from the eroded Panafrican reliefs (Piqué et al. 1999; Piqué 2003; Soulaïmani et al. 2003). From the Latest Neoproterozoic to the beginning of the Paleozoic, a structural extension occurred and developed fault-limited basins, as a result of the stretching of the continental crust (Piqué 2003). The crustal extension was shown by the development of grabens where the Cambrian marine transgression progressed, while Horsts remained emerged.

Conclusion

This work presents the analysis of gravity data of the Jbel Saghro area. The map of the Bouguer anomaly includes regional and residual anomalies, hence the importance of the separation by polynomial method. The residual anomaly map was used as a base map for the geophysical treatments.

The results of the horizontal gradient treatment indicate the presence of three faulting systems, the E-W trend which corresponds to the E-W striking faults of the extensive post-Hercynian phase, the NE-SW trend from the Cambrian extension, and the NW-SE trend inherited from the extensive Upper Neoproterozoic events. These two last trending faults are responsible for the structuration of the Precambrian basement into high and low areas, which controlled the sedimentation rate of the Paleozoic cover.

The application of the upward continuation on the residual Bouguer anomaly map allowed to identify the depth of the anomalous sources and to follow their vertical distribution in order to separate the shallow anomalies from the deeper ones. The results of the SPI transformation highlighted the spatial distribution of the anomalies, thus indicating the spatial organization of the basement uplifts that consequently influenced the posterior sedimentation. The results of the gravity data interpretation are compatible with the field investigations, the lateral and spatial distribution of the anomalies corresponds to the basement rocks location identified on the field. The sections logged and the observations noted made it possible to interpret and validate the outcomes of the geophysical treatment, demonstrating then the effectiveness of this method.

References

- Aït Malek H., Gasquet D., Bertrand J.M., Leterrier J. ; 1998 : Géochronologie U–Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïque d'Igherm, du Kerdous et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). *C. R.Acad. Sci., Paris*, 327, 819–826,
- Amiri A., Chaqui A., Hamdi I., Inoubli M.H., Ben Ayed N., Tlig S.; 2001: Role of preexisting faults in the geodynamic evolution of northern Tunisia, insights from gravity data from the Medjerda Valley. *Tectonophysics*, 506, 1-10
- Azaiez H., Gabtni H., Bouyahya I., Tanfous D., Haji S., Bedir M.; 2011: Lineaments extraction from gravity data by automatic lineament tracing method in Sidi Bouzid Basin (central Tunisia): structural framework inference and hydrogeological implication. *Int. J. Geosci.*, 2, 373-383
- Asfirane. F., and Galdeano, A.; 1995: The aeromagnetic map of northern Algeria: Processing and interpretation. *Earth and Planetary Science Letters* 136(1) :61-78 . doi: 10.1016/0012-821X(95)00043-4
- Baidder L. ; 2007 : *Structuration de la bordure septentrionale du Craton Ouest Africain du Cambrien à l'actuel : Cas de l'Anti Atlas oriental du Maroc. These de doctorat, Université Hassan II Ain Chock, Faculté des Sciences, Casablanca, Morocco*, 210 pp
- Baidder, L., et al. 2016: Fold interference pattern in thick-skinned tectonics; a case study from the external Variscan belt of Eastern Anti-Atlas, Morocco. *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 119, pp. 204–225, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2016.04.003
- Blakely R. J., Simpson R. W.; 1986: Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies," *Geophysics*, vol. 51, no. 7, pp. 1494–1498. doi: 10.1190/1.1442197.
- Blakely R.J.; 1996: *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge university press.
- Bracewell RN.; 1965 : *The Fourier transform and its applications*: McGraw Hill Inc.
- Burkhard M., Caritg S., Helg U., Robert-Charrue C., Soulaïmani, A. 2006: Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. *C.R. Geosci.*, 338, 11-24 . doi: 10.1016/j.crte.2005.11.012.
- Charrue, CR. ; 2006 : *Géologie structurale de l'Anti-Atlas oriental, Maroc. Thèse de doctorat, Institut de Géologie et d'Hydrogéologie Université de Neuchâtel Suisse*.
- Choubert G. ; 1952 : *Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas*. 19e congr. Géol. Int. 3e Série, Maroc, no. 6, p. 77-194
- Cordell L.; 1979: Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe Country and the Espanola Basin, New Mexico. In: Ingersoll R.V. (ed), 30th Field Conference, New Mexico Geological Society, Guidebook to Santa Fe Country, Socorro, New Mexico, NM, USA, pp. 59-64
- Cordell L., Grauch V.J.S.; 1985: Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the san Juan Basin, New Mexico. In: Hinze W.J. (ed), *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*, Soc. Expl. Geophys., Tulsa, OK, USA, Chapter 16, pp. 181-197. doi: 10.1190/1.0931830346.ch16.
- Destombes J, Hollard D, and Willefert S., 1985: Lower Palaeozoic rocks of Morocco. In: Holland C.H. (ed), *Lower Palaeozoic rocks of north-western and West-Central Africa*. John Wiley and Sons Ltd, Chichester, UK, pp. 91-336

- Dufréchéou G., Harris L.B., and Corriveau L.; 2013: Tectonic reactivation of transverse basement structures in the Grenville orogeny of SW Quebec, Canada: insights from gravity and aeromagnetic data. *Precambrian Res.*, 241, 61-84
- Ennih N., Laduron D., Greiling R.O., Errami, E., de Wall H., and Boutaleb M. ; 2001: Superposition de la tectonique éburnéenne et panafricaine dans les granitoïdes de la bordure nord du craton ouest africain, boutonnière de Zenaga, Anti-Atlas central, Maroc, *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 32, no. 4, pp. 677–693, doi: 10.1016/S0899-5362(02)00048-9.
- Everaerts, M., Mansy, J.L. ; 2001: Le filtrage des anomalies gravimétriques; une cle pour la compréhension des structures tectoniques du Boulonnais et de l'Artois (France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 172(3):267-274 .doi: 10.2113/172.3.267
- Fairhead, J. D. 2011: Gravity and magnetics in today's oil and minerals industry, Getech, Univ. of Leeds, Presentation.
- Fekkak A., Pouclet A., Ouguir H., Ouazzani L. D. ; 2001: Géochimie et signification géotectonique des volcanites du Cryogénien inférieur du Saghro (Anti-Atlas oriental, Maroc), *Geodin. Acta*, p. 13.
- Fekkak A., Pouclet A., and Benharref M.; 2003: The Middle Neoproterozoic Sidi Flah Group (Anti-Atlas, Morocco): synrift deposition in a Pan-African continent/ocean transition zone, *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 37, no. 1–2, pp. 73–87. doi: 10.1016/S0899-5362(03)00049-6
- Gabtni H., Jallouli C., Mickus K. L., & Turki M. M.; 2013: Geodynamics of the Southern Tethyan Margin in Tunisia and Maghrebian domain: new constraints from integrated geophysical study. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(1), 271-286.
- Gasquet D., Ennih N., Liegeois J.P., Soulaïmani A., Michard A.; 2008: The Pan-African belt. In: Michard, A., Saddiqi, O. Chalouan, A. Frizon Lamotte, D. (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Lecture Notes in Earth Sciences*, vol. 116, Springer, pp. 33–64.
- Geosoft inc. (2007). Oasis Montaj
.htBs://www.geosoft.com/media/uploads/resources/brochures/OM_b_2008_10_ web. pdf.
- Gouiza M., Charton R., Bertotti G., Andriessen P., Storms J. E. A.; 2017: Post-Variscan evolution of the Anti-Atlas belt of Morocco constrained from low-temperature geochronology. *Int. J. Earth Sci.*, vol. 106, no. 2, pp. 593–616. doi: 10.1007/s00531-016-1325-0.
- Hejja et al.; 2019: Fractures distribution and basement-cover interaction in a polytectonic domain: A case study from the Saghro Massif (Eastern Anti-Atlas, Morocco), *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 162, p. 103694. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2019.103694
- Idrissi A., Saadi M., Manar A., Astaty Y., Harrouchi L., Nacer J.E.; 2020: Contribution of aeromagnetic cartography and lithostratigraphic studies to the identification of blind faults and the Cambrian deposits geometry in Jbel Saghro (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*. doi 10.4430/bgta0335
- Ighid L., Saquaque A., Reuber I.; 1989: Plutons syn-cinématiques et la déformation panafricaine majeure dans le Saghro occidental (boutonnière d'Imiter, Anti-Atlas, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, 615-620
- Jacobsen B.H.; 1987: Case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics* 52, 1138–1148.
- Kebede H., Alemu A., Fisseha S.; 2020 : Upward continuation and polynomial trend analysis as a gravity data decomposition, case study at Ziway-Shala basin, central Main Ethiopian rift. *Heliyon* 6 (2020) e03292. doi.org/10.1016/j.heliyon.2020.e03292.
- Landing E., Geyer G., Heldmaier W.; 2006: Distinguishing eustatic and epeirogenic controls on Lower-Middle Cambrian boundary successions in West Gondwana (Morocco and Iberia). *Sedimentology*, vol. 53, no. 4, pp. 899–918. doi: 10.1111/j.1365-3091.2006.00780.x.
- Leblanc M. ; 1973 : La tectonique du Précambrien II dans la région de Bou-Azzer (Anti-Atlas central). *Notes Serv. géol. Maroc*, 33, n°29, 59-91.
- Leblanc M.; 1976: A Proterozoic oceanic crust at Bou Azzer. *Nature*, 206, 34-35.

- Leblanc M.; 1977 : Synchronisme des faciès volcaniques («Précambrien III») et sédimentaires (Adoudounien) dans l'Infracambrien d'Alous (Anti-Atlas, Maroc). C.R. Acad. Sci., Paris, 284:878–882.
- Leblanc M. ; Billaud P.; 1978: A volcano-sedimentary copper deposit on a continental margin of upper Proterozoic age : Bleida (Anti-Atlas, Morocco). *Economic Geology*, 73 (6) 1101-1111.
- Leblanc M., Lancelot J. R. ; 1980: Interprétation géodynamique du domaine pan-africain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques, *Can. J. Earth Sci.*, vol. 17, no. 1, pp. 142–155. doi: 10.1139/e80-012
- Menke W.; 1989: *Geophysical Data Analysis. Discrete Inverse Theory*, 45.
- Michard A.; 1976: *Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Carte géol. Maroc*, 252, 408 p.
- Mokhtari A. ; 1993 : Nouvelles données et interprétations du massif basique de Tagmout (dj. Saghro, Anti-Atlas, Maroc) : relations avec les granitoïdes associés. *These de doctorat Nancy France*.
- Mouge P., and Galdeano A.; 1991: Magnetic mapping of the western Alps: compilation and geological implications. *Tectonophysics Volume 190, Issues 2–4*, 155-172. doi.org/10.1016/0040-1951(91)90428-U.
- Nabighan M.N.; 1972: The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross – section; its properties and use or automatic interpretation. *Geophysics*.37, 507 – 517.
- Nait Bba A., Boujamaoui M., Amiri A., Hejja Y., Rezouki I., Baïdier L., Inoubli M.H., Manar A., Jabbour H.; 2019: Structural modeling of the hidden parts of a Paleozoic Belt: insights from gravity and aeromagnetic data (Tadla Basin and Phosphates Plateau, Morocco). *J. Afr. Earth Sci.*, 151, 506-522.
- Phillips J.D. ; 2000 : locating magnetic contacts : a comparison of the horizontal gradient, analytic signal, and local wavenumber methods. p.402-405 of the 70th Annual International Meeting Expanded Abstracts.
- Piqué A., Bouabdelli M., Soulaïmani A., Youbi N., Iliani M. ; 1999 : Les conglomerates du P III (NéoProtérozoïque supérieur) de l'Anti-Atlas (Sud du Maroc) : molasses panafricaines, ou marqueurs d'un rifting fini-Protérozoïque ? C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes, 328, pp. 409-414.
- Piqué A.; 2003: Evidence for an important extensional event during the Latest Proterozoic and Earliest Paleozoic in Morocco. *Comptes Rendus Geosci.*, vol. 335, no. 12, pp. 865–868. doi: 10.1016/j.crte.2003.08.005.
- Piqué A., Soulaïmani A., Hoepffner C., Bouabdelli M., Laville E., Amrhar M., Chalouan, A. ; 2006 : *Geologie du Maroc*. Ed. Géode, Marrakech, Morocco, 280 pp.
- Salako KA.; 2014: Depth to Basement determination using Source Parameter Imaging (SPI) of Aeromagnetic Data: An application to upper Benue Trough and Borno Basin, Northeast, Nigeria. *Academic Research International (AR Int.)* 5(3): 74-80.
- Saquaque A., Benharref M., Abia H., Mrini Z., Reuber I., and Karson J. A.; 1992 : Evidence for a Panafrikan volcanic arc and wrench fault tectonics in the Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco, *Geol. Rundsch.*, vol. 81, no. 1, pp. 1–13. doi: 10.1007/BF01764536.
- Schön, JH.; 2015: *Density. Physical Properties of Rocks - Fundamentals and Principles of Petrophysics*, 109–118. doi:10.1016/b978-0-08-100404-3.00004-4
- Sharpton V. L., Grieve R. A. F., Thomas M. D., & Halpenny, J. F.; 1987: Horizontal gravity gradient: An aid to the definition of crustal structure in North America. *Geophysical Research Letters*, 14(8), 808–811. doi:10.1029/gl014i008p00808
- Smith R.S., Thurston B., Dai T., and MacLeod I. N.; 1998: iSPI TM — the improved source parameter imaging method. *Geophys. Prospect.*, vol. 46, no. 2, pp. 141–151. doi: 10.1046/j.1365-2478.1998.00084.x.
- Soulaïmani A. , Bouabdelli M. , Piqué A. ; 2003 : L'extension continentale au Néo-Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur dans l'Anti-Atlas (Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.* t. 174, n°1, pp. 83-92.
- Soulaïmani A., et al.; 2014: Late Ediacaran–Cambrian structures and their reactivation during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 98, pp. 94–112. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2014.04.025

- Stampfli G.M., Borel G.D.; 2002: A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sci. Let.* 196 pp 17–33.
- Thurston J.B., Smith R.S.; 1997: Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI (TM) method. *Geophysics* 62:807–813.
- Vanié L.T.A., Khattach D., Houari M.R. ; 2005: Apport des filtrages des anomalies gravimétriques à l'étude des structures profondes du Maroc oriental, *Bull. Inst Sci., Rabat, section Science de la Terre*, 27, 29-40.
- Zeng H., Xu D., and Tan H.; 2007: A model study for estimating optimum upward-continuation height for gravity separation with application to a Bouguer gravity anomaly over a mineral deposit, Jilin province, northeast China. *Geophysics*, vol. 72, NO. 4, July-August 2007; P. 145–150, 9 FIGS., 1 TABLE. DOI:10.1190/1.2719497. DOI:10.1190/1.2719497

Chapitre 4 : apport de la cartographie aéromagnétique à l'étude des structures profondes du flanc nord du Jbel Saghro.

Nous incluons entièrement dans ce paragraphe l'article (Idrissi et al., 2021), publié dans le « Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata », volume 62, pp. 101–118.

Mots clés : Cambrien, données aéromagnétiques, rifting, graben, horst, Jbel Saghro, Anti-Atlas oriental.

Résumé

La zone d'étude appartient à la chaîne de montagnes du Jbel Saghro située dans l'Anti-Atlas oriental marocain. Les terrains de la région sont constitués d'une couverture paléozoïque, qui recouvre le socle néoprotérozoïque. La série cambrienne présente un amincissement latéral d'est en ouest ; cet amincissement est lié aux événements de rifting qui sont produits au cours de la période du Néoprotérozoïque-Cambrien inférieur. Le rifting a transformé l'Anti-Atlas en horsts et grabens. Les grabens ont enregistré une sédimentation importante pendant le Cambrien inférieur et moyen, tandis que dans les horsts, la sédimentation est réduite. Quatre coupes lithologiques ont été examinées : Boumalne, Imiter, Taghazout Ouest et Taghazout, réparties respectivement d'Ouest en Est. Le Cambrien inférieur est absent dans la région de Boumalne et d'Imiter, alors que les séries du Cambrien moyen montrent un épaissement d'Ouest en Est. Le rifting a été généralisé dans le domaine de l'Anti-Atlas, et produit par des failles orientées NE-SW. Le but de ce travail est d'identifier l'approfondissement de ces failles, en s'appuyant sur des examens de terrain et des interprétations aéromagnétiques. Plusieurs traitements ont été appliqués à la carte du champ magnétique résiduel de Jbel-Saghro : réduction aux pôles, gradient horizontal et déconvolution d'Euler. De nombreuses failles ont été révélées, dont un système orienté NE-SW interprété comme des failles du rifting cambrien, et un système orienté NW-SE décrit comme des failles de l'extension du Néoprotérozoïque terminal. Ces systèmes de failles sont considérés comme responsables des variations d'épaisseur de la série cambrienne le long du flanc nord du Jbel Saghro.

Mots clés : Cambrien, données aéromagnétiques, rifting, graben, horst, Jbel Saghro, Anti-Atlas oriental.

Introduction

Le Jbel Saghro a fait l'objet de nombreuses recherches concernant son évolution géodynamique complexe. Après l'orogénèse panafricaine, une distension post-orogénique a été déclenchée (Leblanc et Lancelot, 1980), et a continué jusqu'au Cambrien inférieur. Une extension orientée

NW - SE a eu lieu, conduisant à une architecture de horsts et de grabens dans tout l'Anti-Atlas (Soulaïmani et al., 2003 ; Burkhard et al., 2006 ; Gouiza et al., 2017). Cette architecture a influencé le comportement et la mise en place de la sédimentation cambrienne : l'absence de la série cambrienne inférieure le long du flanc nord du Jbel Saghro, et la diminution de l'épaisseur des dépôts cambriens moyens dans sa partie nord-ouest.

Les travaux précédents dans la région du Saghro sont concentrés sur des observations de terrain pour décrire le rifting du Néoprotérozoïque supérieur-Cambrien (Raddi et al., 2007 ; Pouclet et al., 2018 ; Hejja et al., 2020). Baidder (2007) a décrit l'influence du rifting sur la sédimentation cambrienne, en supposant l'existence d'un fossé dans la région orientale du Jbel Saghro. Pour une meilleure compréhension des paramètres structuraux de l'événement de rifting, cette étude présente la contribution des enquêtes de terrain et de la cartographie aéromagnétique. Les profondeurs de toutes les failles déduites par les méthodes géophysiques indiquent qu'elles sont toutes des failles aveugles, ce qui prouve l'efficacité de l'examen aéromagnétique dans cette étude.

L'objectif de cet article est d'expliquer le hiatus du Cambrien inférieur dans la partie occidentale du Jbel Saghro, et d'identifier les raisons des variations d'épaisseur des sédiments le long du flanc nord du Jbel Saghro. Les résultats de l'enquête de terrain sont représentés dans les coupes transversales, illustrant les propriétés sédimentologiques du Cambrien inférieur et moyen. Les résultats du traitement des données aéromagnétiques sont décrits par les cartes des failles magnétiques. L'intégration des résultats a permis d'identifier les failles supposées responsables, et de décrire la relation entre le rifting et le comportement de sédimentation dans le flanc nord du Jbel Saghro.

Principaux résultats et discussion

L'analyse des résultats aéromagnétiques, dans la lumière des recherches précédentes (Soulaïmani et al., 2003 ; Baidder, 2007 ; Hejja et al., 2020) et les observations de terrain réalisées dans cette étude, ont permis de tirer plusieurs conclusions.

Les failles géophysiques orientées NE-SW sont supposées responsables du soulèvement des régions d'Imiter et de Boumalne, et de la subsidence de la région de Taghazout. Les failles orientées NW-SE sont considérées comme héritées de l'extension post-orogénique du Néoprotérozoïque supérieur.

Du Néoprotérozoïque supérieur au Cambrien inférieur, une extension intracontinentale majeure a affecté le domaine de l'Anti-Atlas et a créé des zones affaissées et soulevées. Les zones relativement déprimées ont été envahies au cours du Cambrien inférieur par la transgression géorgienne (Choubert, 1946 ; Soulaïmani et al., 2003), tandis que les zones élevées sont restées émergées.

Dans l'Anti-Atlas oriental, le marqueur classique de cette extension est généralement l'épaississement de la série du Cambrien inférieur dans la région de Taghazout, et d'autres zones à l'est du Jbel Saghro. Les régions d'Imiter et de Boumalne constituent la partie surélevée en se basant sur le hiatus sédimentaire du Cambrien inférieur.

Ce hiatus est d'origine tectonique, compte tenu de la situation géologique du Jbel Saghro par rapport au domaine de l'Anti-Atlas. Pour expliquer ce phénomène, nous suggérons l'existence d'un système de horst et de graben formé par la réactivation de failles héritées du Précambrien. Dans ce sens, les régions d'Imiter et de Boumalne constituent un horst tandis que le graben existe plus à l'est vers la boutonnière de Taghazout.

Les logs lithostratigraphiques acquis par Baidder (2007), à l'est du Jbel Saghro et à l'est du massif d'Ougnat, montrent une épaisseur de sédimentation décroissante d'est en ouest, alors qu'au Jbel Saghro l'amincissement est d'ouest en est. Par conséquent, nous suggérons la possibilité d'avoir une structure de graben entre les deux massifs.

Article

Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata

Vol. 62, n. 1, pp. 101-118; March 2021

DOI 10.4430/bgta0335

Contribution of aeromagnetic cartography and lithostratigraphic studies to the identification of blind faults and the Cambrian deposits geometry in Jbel Saghro (eastern Anti-Atlas, Morocco)

A. Idrissi¹, M. SAADI¹, A. MAnAr², Y. AstAti³, L. HArrouchi⁴ and J.E. nAcEr⁵

¹ Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Mohamed V University, Rabat, Morocco

² Ministry of Energy, Mines and Environment, Rabat, Morocco³ National Office of Hydrocarbons and Mines, Rabat, Morocco

⁴ Sahara Geology Laboratory, Kasdi Merbah University, Ouargla, Algeria ⁵ Nuclear Research Center of Draria, Algiers, Algeria

(Received: 12 March 2020; accepted: 9 June 2020)

Abstract

The study area corresponds to the Jbel Saghro mountain range located in the Moroccan Eastern Anti-Atlas. The area landscape shows a Palaeozoic cover, overlying a Neoproterozoic basement. The Cambrian series present lateral thinning from east to west; this thinning is related to the rifting events occurring during the late Neoproterozoic-Cambrian period. The rifting transformed the Anti-Atlas into horsts and grabens. The grabens recorded important sedimentation through the Lower and Middle Cambrian, while at the horsts, it remained reduced. Four lithological sections were examined: Boumalne, Imiter, Taghazout West, and Taghazout, distributed respectively from west to east. The Lower Cambrian is absent in the Boumalne and Imiter, while the Middle Cambrian series show a thickening from west to east. The rifting was generalised in the Anti-Atlas domain, and produced by NE-SW trending faults. The aim of this work is to identify the deepening of these faults, relying on field and geomagnetic examinations. Several treatments were applied to the Jbel-Saghro residual magnetic field map: reduction-to-pole, horizontal gradient, and Euler's deconvolution. Numerous faults were revealed, including a NE-SW trending system interpreted as Cambrian rifting faults, and a NW-SE trending system described as late Neoproterozoic extension faults. These fault systems are considered responsible for the thickness variations of the Cambrian series along the northern flank of Jbel Saghro.

Key words: Cambrian, aeromagnetic data, rifting, graben, horst, Jbel Saghro, eastern Anti-Atlas.

Introduction

The Jbel Saghro has been the subject of many researches investigating its complicated geodynamic evolution. After the Pan-African orogeny, a post-orogenic distension was triggered (Leblanc and Lancelot, 1980), and continued until the Lower Cambrian period. A NW - SE trending extension took place, leading to an architecture of horsts and grabens throughout the entire AntiAtlas (Soulaïmani et al., 2003; Burkhard et al., 2006; Gouiza et al.,

2017). This architecture influenced the behaviour and the establishment of Cambrian sedimentation: the absence of the Lower Cambrian series along the northern flank of the Jbel Saghro, and the decrease of the thickness of Middle Cambrian deposits in its north-western part.

Previous works in the Saghro area focused on field observations to describe the Late Neoproterozoic-Cambrian rifting (Raddi et al., 2007; Pouclet et al., 2018; Hejja et al., 2020). Baidder (2007) described the influence of the rifting on the Cambrian sedimentation, assuming the existence of a ditch at the eastern region of the Jbel Saghro. For a better understanding of the structural parameters of the rifting event, this study presents the contribution of field investigations and aeromagnetic cartography. The depths of all faults deduced by geophysical methods indicate that they are all blind faults, which proves the efficacy of the aeromagnetic examination in this study.

The aim of this paper is to explain the hiatus of the Lower Cambrian in the western part of the Jbel Saghro, and to identify the reasons for the sediment thickness variations along the Jbel Saghro northern flank. The results of the field investigation are represented in the cross-sections, illustrating the sedimentological properties of the Lower and Middle Cambrian. The aeromagnetic data treatment results are described by the maps of magnetic faults. The integration of the results led to identifying the supposed responsible faults, and described the connection between the rifting and the sedimentation behaviour in the northern flank of Jbel Saghro.

2. Geographical and geological setting

The Jbel Saghro is located in the north-eastern part of the Moroccan Anti-Atlas Belt (Fig. 1); considering its position on the northern boundary of the West African Craton (Destombes et al., 1985), its tectonic history ranges from Pan-African to Alpine event (Gouiza et al., 2017).

2.1. Structural setting

The geodynamic history of the Moroccan Anti-Atlas domain during the Late Neoproterozoic - Lower Cambrian period, evidences an extensive system. This system resulted from the sinistral rotation of the West African Craton (Burkhard et al., 2006; Baidder, 2007), through the Major Accident of the Anti-Atlas and the South Atlasic Accident (Baidder, 2007). An

intra-continental rifting environment was created that structured the Anti-Atlas in high and low zones (Soulaïmani et al., 2003; Burkhard et al., 2006). The rifting event is also testified by the peralkaline felsic magmatism generated at that time (Bea et al., 2016).

In the western Anti-Atlas, the extension is oriented NW-SE (Benssaou and Hamoumi, 2003) and the directions of the resulting faults vary between N-S to NNE-SSW (N20°) dipping essentially toward the west, and NE-SW (N40° - N50°) dipping to the NNW (Algouti et al., 2001).

In the central Anti-Atlas, the extension is oriented NW-SE, controlled by various normal faults: E-W faults, N70° normal faults, and N110° sinistral transtensive faults (Soulaïmani et al., 2003). In the eastern Anti-Atlas, the faults are normal with a N70° trending and others are NWSE with sinistral components (Baidder, 2007). The extension had a NW-SE orientation as in the central Anti-Atlas.

The structuration of the Anti-Atlas in horsts and grabens (Soulaïmani et al., 2003) led to lateral variations of the Cambrian series in term of faciès and thickness.

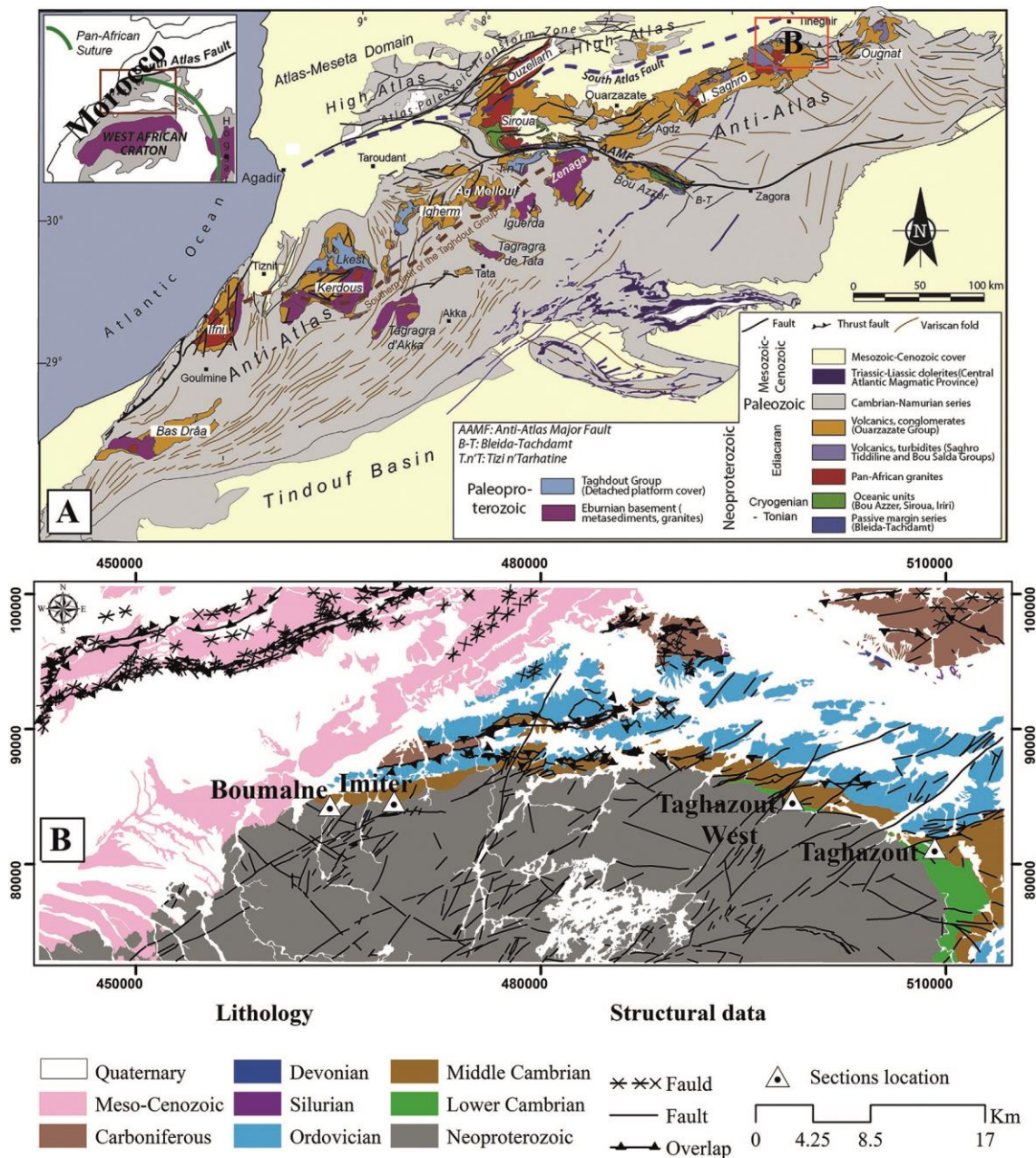


Fig. 1 - Geographical and geological position of the study area: A) map of the Anti-Atlas Belt of Morocco showing generalised geological features. Inset: location of the Jbel Sagho in relation to the Anti-Atlas Belt (Gasquet et al., 2008, modified by Soullaimani et al., 2018); B) digitised geological map derived from geological maps of Boumalne, Imiter, and Taghazout (scale 1:50,000), showing the geological features of the study area (lithology and structural elements) and the location of the lithostratigraphic sections at the north-eastern flank of the Jbel Sagho.

The low areas recorded significant sedimentation during the Lower Cambrian transgression, while the high areas remained emerged. As the Middle Cambrian transgression took place (Choubert, 1946), the sea more or less invaded the entire Moroccan relief, triggering the deposition of paroxides schists and the Tabanite sandstones.

2.2. Lithostratigraphic setting

The stratigraphy of the Anti-Atlas Cambrian sedimentation is dated by the trilobite fauna, and distributed on various lithostratigraphic groups (Piqué et al., 2007). The Lower Cambrian is composed of transgressive limestones and clays, followed by regressive sandstones. The thickness of this formation decreases from the Anti-Atlas western regions to the eastern ones. The Middle Cambrian comprises the paradoxides schists group made up of pelitic faciès, and followed by the regressive Tabanite sandstones (Choubert, 1946).

During the Late Cambrian, the Anti-Atlas domain was emerged (Destombes and Feist, 1987; Ennih and Liégeois, 2001). However, the Late Cambrian was identified locally at the top of the Tabanite sandstones in the Fout Zguid region (central Anti-Atlas), by Périgondowanien Ollentela Africana trilobites, revealing then, for the first time in Africa, the existence of the Late Cambrian (Destombes and Feist, 1987).

The Cambrian sediments are followed by the Ordovician formations, that lie above the Tabanite group; this formation contains several sequences of argillites alternating with sandstones (Choubert, 1946; Marante, 2008).

Unlike the rest of the Anti-Atlas Belt, the eastern Anti-Atlas generally registers a hiatus of Lower Cambrian (Fig. 2) (Gasquet et al., 2005), except for some eastern and southern areas of the Jbel Saghro, where the Lower Cambrian deposits are poorly recorded.

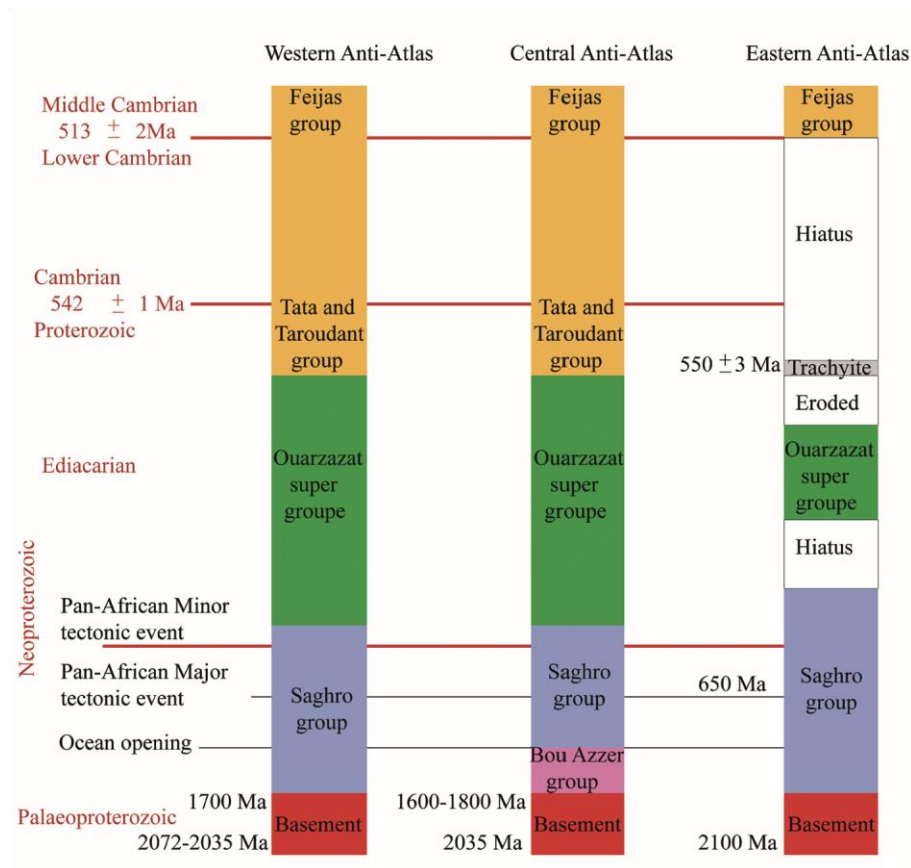


Fig. 2 - Anti-Atlas lithostratigraphy (Gasquet et al., 2005).

3. Data sets and methodology

3.1. Field data

The study area displays an interesting dissimilarity of Cambrian deposits and a variation of their thickness. One possible reason behind this disparity is the geodynamic history of the AntiAtlas domain throughout the Late Neoproterozoic - Cambrian period. Therefore, we carried out several field missions to establish lithostratigraphic sections, and to analyse the different faulting systems in the region. The anterior sedimentation limited our investigation, hence, we led the study using the aeromagnetic mapping, to expose any buried geological structures and especially faults.

3.2. Aeromagnetic data

The aeromagnetic maps used in this work were obtained from the Moroccan Ministry of Energy, Mines and Environment (scale: 1:100,000). The aeromagnetic maps were acquired in 1977, from two magnetic surveys flown at different elevations. The north-western part of

the study area is covered by the first survey at 4300 m height above mean sea level. The flight lines and the tie lines were respectively oriented N135° and N45°. The lines spacing was between 3000 and 3500 m for flight lines and between 10,000 to 15,000 m for tie lines. The second survey covers the rest of the northern flank of Jbel Saghro. The plane flew along N135° oriented lines and N45° directed tie lines at an elevation of 2600 m above mean sea level. The spacing was 3000 m for the flight lines and ranging from 10000 to 15000 m for the tie lines (Fig. 3). The International Geomagnetic Reference Field (IGRF) for the time of acquisition was removed from the data. The residual magnetic field maps filtered in this study, were previously adjusted and provided in a paper format (parameters: unit = gamma (γ) ($1\gamma = 1 \text{ nT}$); tilt = 43.49°; declination = - 6.44°).

In order to standardise, both aeromagnetic surveys are combined to 2600 m above mean sea level using the continuation filter, then interpolated using the minimum curvature method within a grid of 750×750 m².

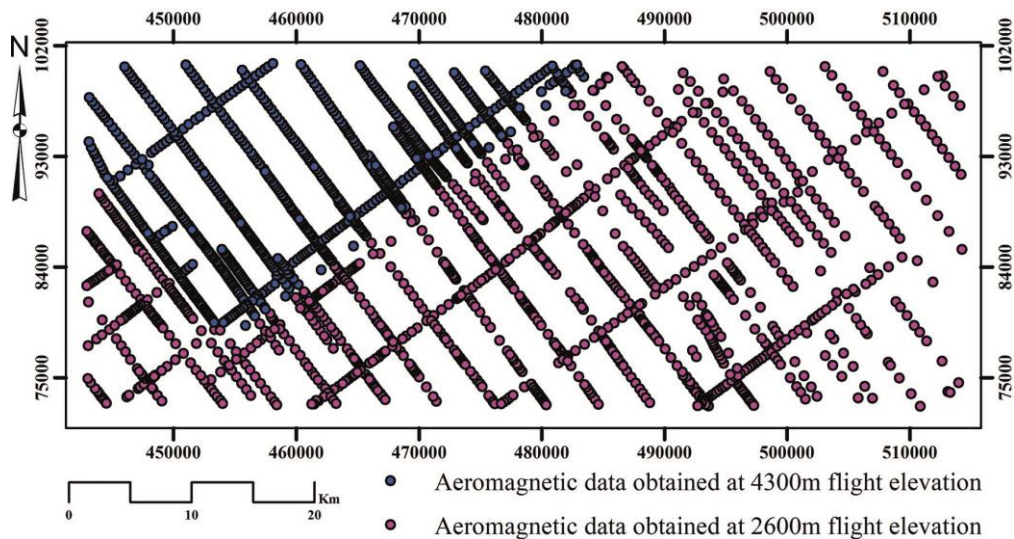


Fig. 3 - Representation of the flight lines and tie lines of the aeromagnetic surveys.

3.3. Methodology

The data was extracted from the maps, following the workflow described in the Fig. 4. The values of the residual magnetic field contours were digitised at the intersection point with the flight lines and tie lines by Arcgis software and transferred onto a regular mesh grid of the Oasis montaj software (Geosoft Inc., 2007).

The database obtained from these procedures, allowed us to produce the residual magnetic field map, using the mapping tools of Oasis montaj software (Geosoft Inc., 2007). The residual map was, then, treated by several mathematical techniques by the same software (Fig. 4).

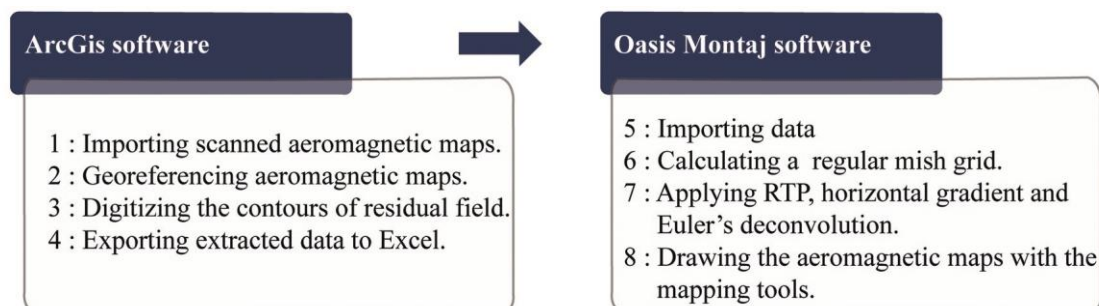


Fig. 4 - Workflow of extraction and treatment of aeromagnetic data.

The first step in the filtering process is to reduce the residual magnetic field map to the pole, in order to locate and delineate the sources of magnetic anomalies (tilt = 43.49°; declination = - 6.44°), this operation enables producing the reduced to a pole (RTP) map. The RTP map will be used as the base map for applying conventional mathematical techniques of source edge detection used in aeromagnetism. These techniques are the horizontal gradient and the Euler deconvolution, as described below.

The horizontal gradient is used in structural mapping, it is a strong method in source edge detection (Cordell, 1979; Amiri et al., 2011; Azaiez et al., 2011; Dufréchoy et al., 2013; Gabtni et al., 2013; Nait Bba et al., 2019). In this work, the horizontal gradient has been applied to the RTP grid of the study area, to detect and locate linear structures, identified by sudden variations of the magnetic field (Blakely and Simpson, 1986). The revealed structures can be interpreted as geological contacts or subsurface faults.

The horizontal gradient equation (Cordell and Grauch, 1985) is written as:

$$GH(x,y) = \sqrt{\left(\frac{dT}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dT}{dy}\right)^2} \quad (1)$$

where T is the total field reduced to the pole, dx and dy are the first horizontal derivatives following respectively x and y .

Moreover, the Euler's deconvolution allows locating and delineating the causative magnetic bodies, dykes, geological contacts, cylinders, and spheres according to the involved structural index [SI: Reid et al. (1990), see Table 1]. With a SI equal to zero, we were able to highlight the depth of magnetic faults, and, thus, to compile the magnetic lineaments map of the study area. Thompson (1982) demonstrated that Euler's homogeneity equation can be written (Table 2) as:

$$N(B - T) = \frac{(x - x_0)\partial T}{\partial x} + \frac{(y - y_0)\partial T}{\partial y} + \frac{(z - z_0)\partial T}{\partial z} . \quad (2)$$

Table 1 - N values by source geometry (Reid et al., 1990).

Geometric source	N (magnetism)
Sphere	3
Vertical cylinder	2
Cylindre horizontal Horizontal cylinder	2
Dyke / Sill	1
Contact	0

Table 2 - Terms of the Euler deconvolution equation.

Equation terms	Significance
x_0, y_0, z_0	Position of the magnetic sources
x, y, z	Observation point position

<i>T</i>	<i>Total field detected at (x, y, z)</i>
<i>B</i>	<i>Regional value of the total field</i>
<i>N</i>	<i>Degree of homogeneity often referred to as the structural index (SI) which characterizes the type of source</i>

4. Results and interpretation

4.1. Lithostratigraphic study

The lithostratigraphic sections in this study were acquired during the sedimentary survey in the regions of Boumalne, Imiter, and Taghazout, located on the north-eastern flank of Jbel Saghro (Fig. 1B).

The thickness of the Lower Cambrian deposits decreases in the Taghazout area from the east to the west with a total disappearance in the Boumalne and Imiter areas. Instead, the deposits of the Middle Cambrian show similarity in terms of faciès and a difference of thickness.

4.1.1. Lower Cambrian

At the eastern region of the Jbel Saghro, the Lower Cambrian is subdivided into three units.

In the Taghazout section (Fig. 5d), the basal unit corresponds to a 120 m alternating polygenic and polymetric conglomeratic sediment. The conglomerates have a Gully base and are constituted of andesitic fragments, cemented together by a carbonaceous matrix. This set is overlaid by an association of calcarenite and centimetric purplish clay levels. The basal unit presents graded sediment, the grain size decreased from coarse to fine toward the top. The unit is topped by a centimetric purplish clay levels.

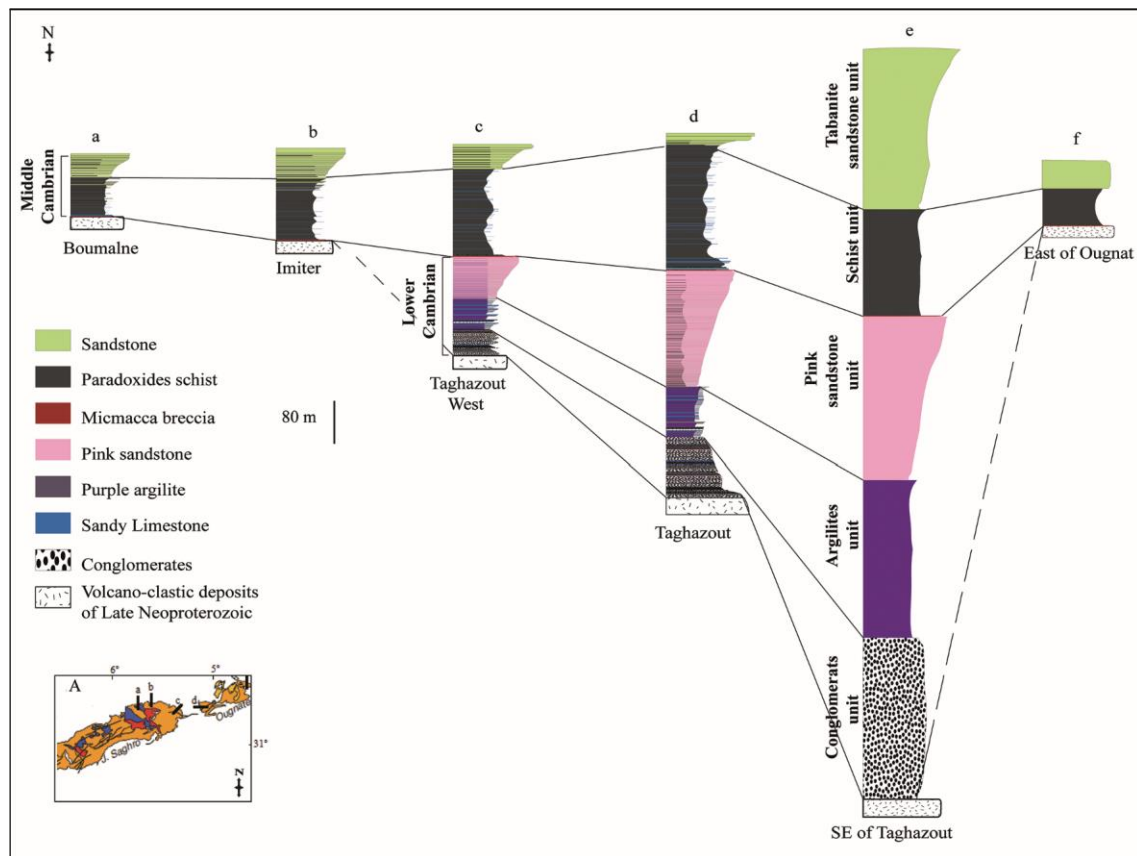


Fig. 5 - Lateral correlation between lithostratigraphic sections of the Lower and Middle Cambrian series, showing the variation of thickness and faciès between the Boumalne, Imiter, Taghazout West, and Taghazout sections, in addition to the two sections made respectively east of Taghazout and east of Ougnat by Baidder (2007). In the inset, the position of the lithostratigraphic sections in relation to Jbel Saghro and Ougnat Massif.

The middle unit comprises 100-m-thick, red to purplish clay deposits, with alternating centimetric levels of sand and sandstone. The upper unit is 200 m thick and corresponds to decimetric pink sandstone bars that pass to metric benches towards the top. These benches show centimetric conglomeratic levels, clay lenses, oblique stratification, and current ripples.

The Taghazout West section (Fig. 5c) is similar to the previous section in terms of the identified faciès. The section illustrates the basal unit by a 50-m alternating polygenic and polymetric conglomeratic deposit (centimetric to decametric), also constituted of andesitic fragments. This set is normal graded, and overlaid by an alternation of thin calcarenite and purplish clay levels. The middle unit comprises 14-m-thick purplish clay deposits, alternating with centimetric levels of sand and sandstone.

The upper unit is 70 m thick and constituted of decametric to metric pink sandstone benches. The former show thin conglomeratic levels, widespread clay lenses, oblique stratification and current ripples at the top.

At the base of the Imiter and Boumalne sections (Figs. 5a and 5b), the Lower Cambrian deposits are absent; the Middle Cambrian deposits lie directly on the upper Neoproterozoic volcano-clastic series.

4.1.1. Middle Cambrian

The Taghazout lithostratigraphic log (Fig. 5d) illustrates the Middle Cambrian with two sedimentary units. The basal unit comprises green-schist known as “*schistes à paradoxides*”, transgressing on the Lower Cambrian pink sandstones, following a reference level of Micmacca Breccia. This latter is cemented by a sandy-calcareous matrix, topped by a 20-cm conglomerate with fragments of sandstone and limestone. The schist formation is trilobites-rich, with 190 m of thickness, and along which centimetric limestones lenses alternate, and become more frequent towards the top.

The second unit is 20-m-thick yellowish fine sandstone bars, with oblique stratification, alternating with centimetric to decimetric clay levels. The sandstone bars thickness increases from the base to the top.

The Taghazout West log (Fig. 5c) comprises at the base a 140 m of green-schist intercalating with fine limestone beds towards the top of the unit. This set is followed by the Tabanite formation, represented by a 30-m-thick bar of sandstones bars.

Further to the west, the Palaeozoic cover deposits in the Imiter section (Fig. 5b) begins with the Middle Cambrian formations, which unconformably overlie the Neoproterozoic basement, following a transgressive unconformity, consisting of conglomeratic deposits, Micmacca Breccia, and stromatolitic limestone. The thickness of the green-schist series in this region is 90 m, topped by a 25 m of alternating sandy-limestones levels. As in the Taghazout region, the second unit of Middle Cambrian deposits is represented by 50 m of sandstone. The sandstone bars are thicker from the base to the top of the unit, and they can reach a thickness of 20 m.

The Boumalne zone shows a significant reduction in thickness, compared to the Imiter region (Fig. 6). The deposits of the Middle Cambrian lie on the Neoproterozoic basement through the level of Micmacca Breccia. Similar to the two previous sections, the Boumalne section presents two sedimentary units of Middle Cambrian, the unit of the schists, and the unit of the Tabanite sandstones. The schists are 70 m thick, with centimetric sandy levels along the section, while Tabanite sandstones are present in massive bars of 40 m with local clay lenses along the unit.

4.2. Aeromagnetic data analysis

4.2.1. Residual magnetic field map

Based on airborne data, the residual magnetic field map of the Jbel Saghro, Moroccan AntiAtlas, has been sketched (Fig. 6).

The residual magnetic field map is plotted using the Minimum Curvature interpolation method; the Oasis montaj software (Geosoft Inc., 2007) was programmed to highlight the low intensities in blue and the high-intensities in red. The anomalies were detected in different types of form, organization, orientation, and intensities. In fact, this map shows anomalies with variable dimensions and amplitudes, the northern and middle part of the study area are dominated by high anomalous magnetic intensity values, respectively elongated E-W and WNW-ESE. The magnetic gradient decreases from the north to the south, whereas the southern part is characterised by low magnetic intensity values, showing low anomalies oriented E-W, NW-SE and NNE-SSW.

4.2.2. Reduced to pole map

The geometric configuration of magnetic anomalies in two lobes, makes it difficult to analyse and interpret magnetic maps. In order to minimise polarity effects and find the corresponding

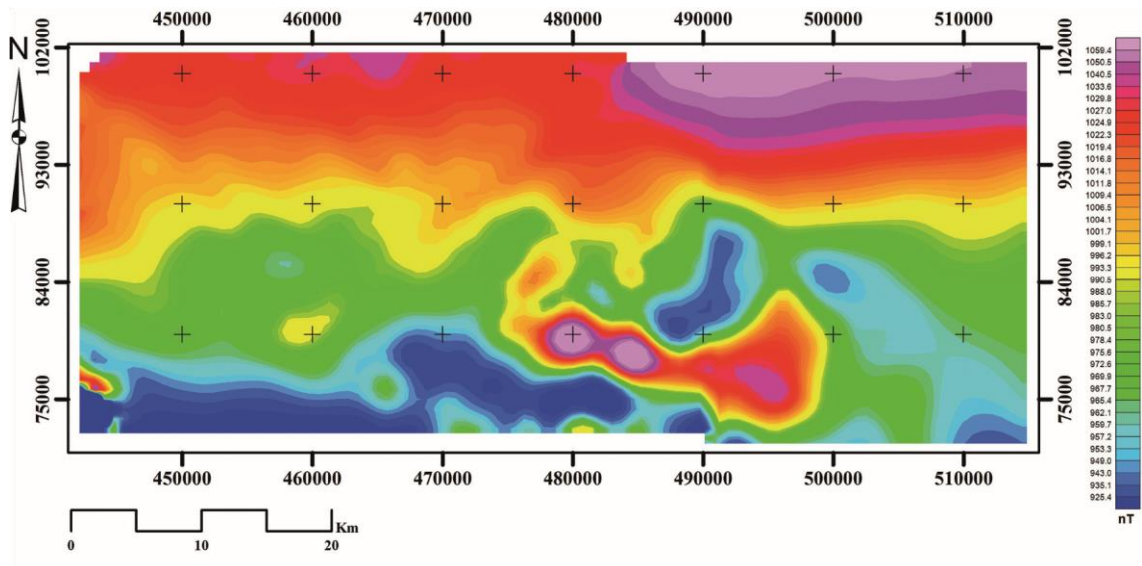


Fig. 6 - Residual magnetic field map of the Jbel Saghro northern flank.

causative sources of magnetic anomalies, Baranov (1957) and Baranov and Naudy (1964) introduced the transformation of reduction to the pole.

The analysis of the magnetic field map reduced to the pole (Fig. 7) reveals a better definition of the magnetic anomalies. The high-intensity anomalies range between 1043 and 1080 nT and are oriented N-S (A1, A2, and A3). Low-intensity anomalies, which are concentrated in the southern part of the map (A4, A5, and A6), trend E-W and N-S.

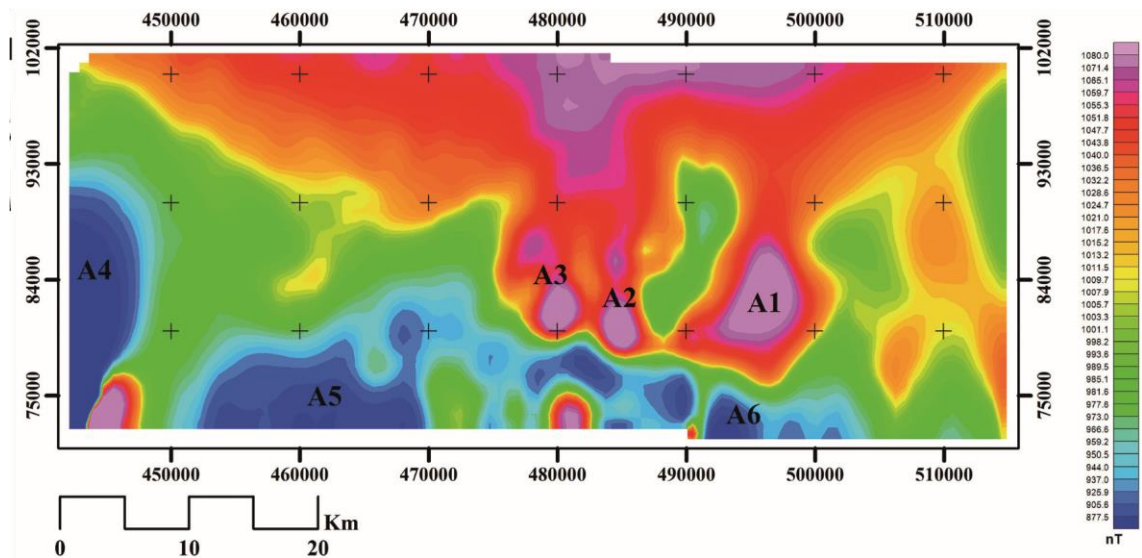


Fig. 7 - Residual magnetic field map reduced to pole of the Jbel Saghro northern flank.

The analysis of the geological Boumalne, Imiter, and Taghazout maps at the scale 1:50,000 shows that the anomalies are located in the highly magnetic basement (Fig. 8), constituted of rhyolites and ignimbrites, tuffs, obsidian and andesitic veins (Buggisch and Flügel, 1988), metamorphic and sedimentary rocks (Burkhard et al., 2006).

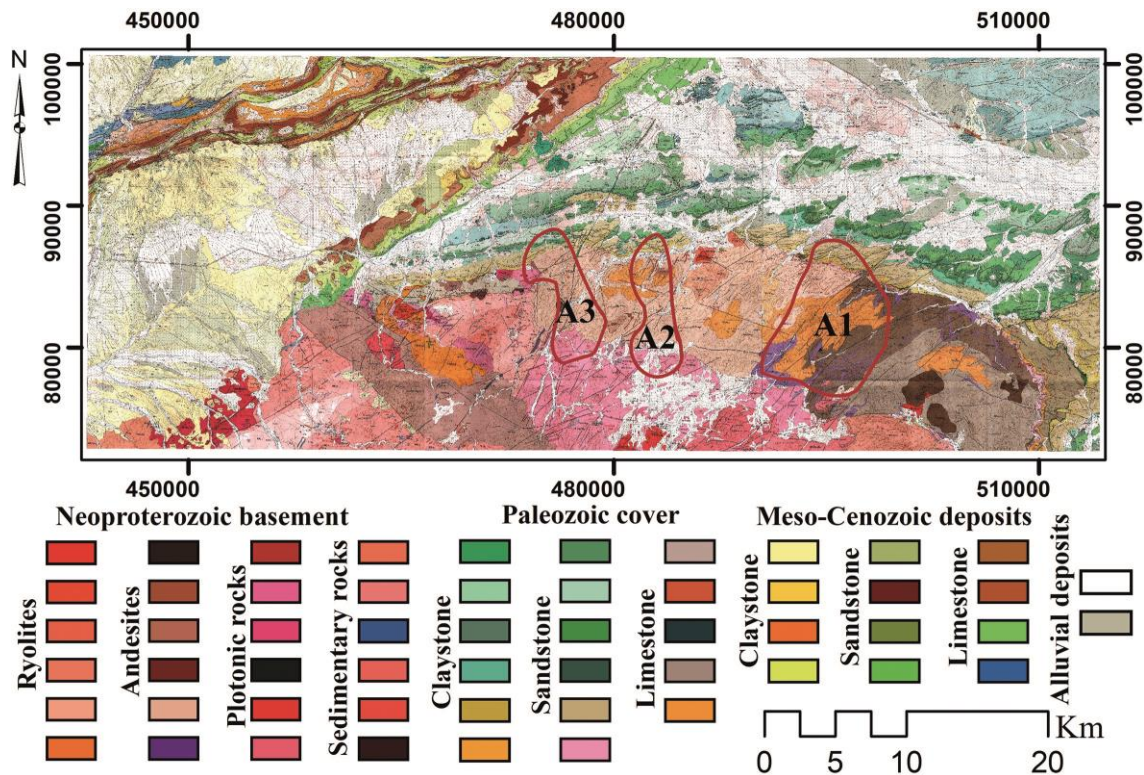


Fig. 8 - Geological map of the northern flank of Jbel Saghro (scale 1:50,000), showing the distribution of the volcanoclastic Neoproterozoic basement, the Palaeozoic cover and the Meso-Cenozoic deposits, and the location of the anomalies A1, A2, and A3 in the Neoproterozoic basement.

4.2.3. Horizontal gradient map

The horizontal gradient is a useful parameter for the localisation of contacts and the magnetic sources limits on the horizontal plane (Bournas, 2001; Harrouchi, 2017). It is also useful in major subsurface discontinuities detection. The horizontal gradient map is produced via the Source Edge Detection (SED) filter, the SED filter is also used to determine the magnetic faults directions (Fig. 10).

On the map of the horizontal gradient (Fig. 9), the anomalies are presented in quasi-linear forms; the intense anomalies are concentrated in a highly magnetic Neoproterozoic basement, while the low anomalies are located on a moderate to low magnetisation

Palaeozoic to MesoCenozoic cover. The horizontal gradient map of the study area reveals a set of lineaments of different directions; the directions are given below in order of dominance:

- the NW-SE are located in the north-western and the eastern part of the map. The previous works linked these directions with the corresponding tectonic events in the eastern Anti-Atlas. Mokhtari (1993) matched the NW-SE family to the extension of the Upper

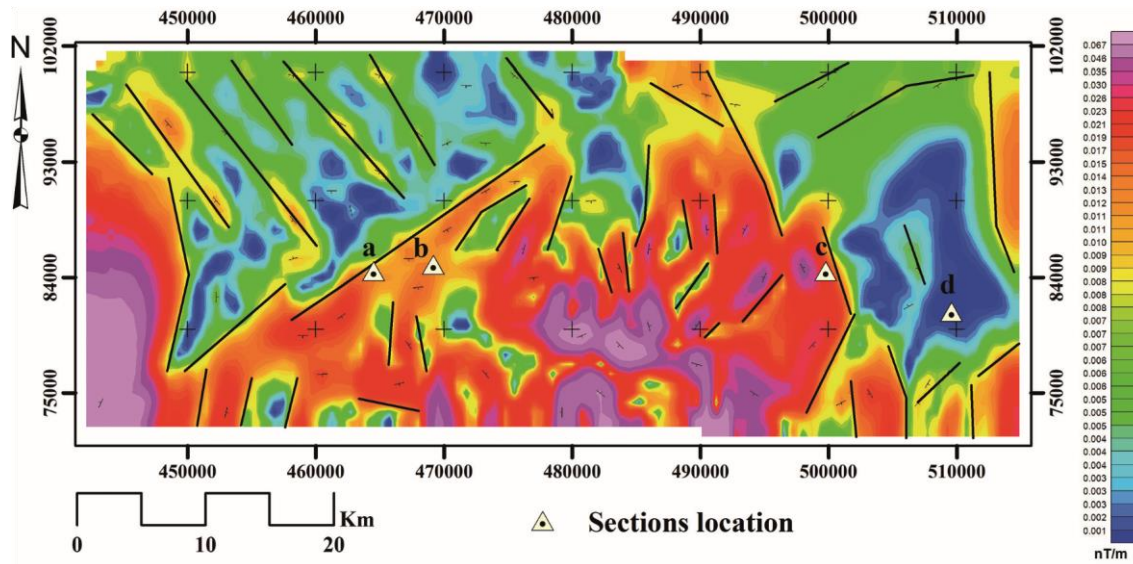


Fig. 9 - The horizontal gradient map of residual magnetic field of the Jbel Saghro northern flank: a) Boumalne section location; b) Imiter section location; c) Taghazout West section location; d) Taghazout section location.

Neoproterozoic in the Jbel Saghro. They are described as normal faults (Soulaïmani et al., 2014; Hejja et al., 2020), they crosscut the basement and rarely penetrate the Palaeozoic cover (Hejja et al., 2020);

- the NE-SW are located in the middle of the map. Baïdder (2007) describes the NE-SW family fault as responsible for the NW-SE extension, causing the Lower Cambrian rifting in the eastern Anti-Atlas.

4.2.4. The Euler deconvolution map

The Euler deconvolution has been applied to the RTP grid in order to detect and estimate the depth of magnetic faults. With a structural index SI equal to 0, typically used to indicate large scale faults (Harrouchi et al., 2016), it was possible to highlight several subsurface faults.

The magnetic sources detected in the study area are frequently arranged in linear shapes. Such arrangement provides important information on the geometry and limits of the geological structures, responsible for the observed anomalies.

The map of Euler solutions (Fig. 10) shows the position of the sources and the corresponding depth. The obtained results show a compatibility with the highlighted results of horizontal gradient, the main magnetic fault systems revealed are the NE-SW and the NW-SE trending faults.

The NE-SW trending faults are mainly represented by the F1, F2, F3, F4, F5, and F6 faults, indicated on the Euler deconvolution map. These faults are mostly located at the contact between the lower Palaeozoic cover and the Neoproterozoic basement. They are characterised by a depth ranging between 500 and 1000 m, and increase toward the Palaeozoic cover (Fig. 10). They crosscut the basement outcrops and delineate the Cambrian series.

The NW-SE trending faults given by Euler's solutions are frequently detected in the northwestern part of the map with a deeper effect that can reach 1500 m.

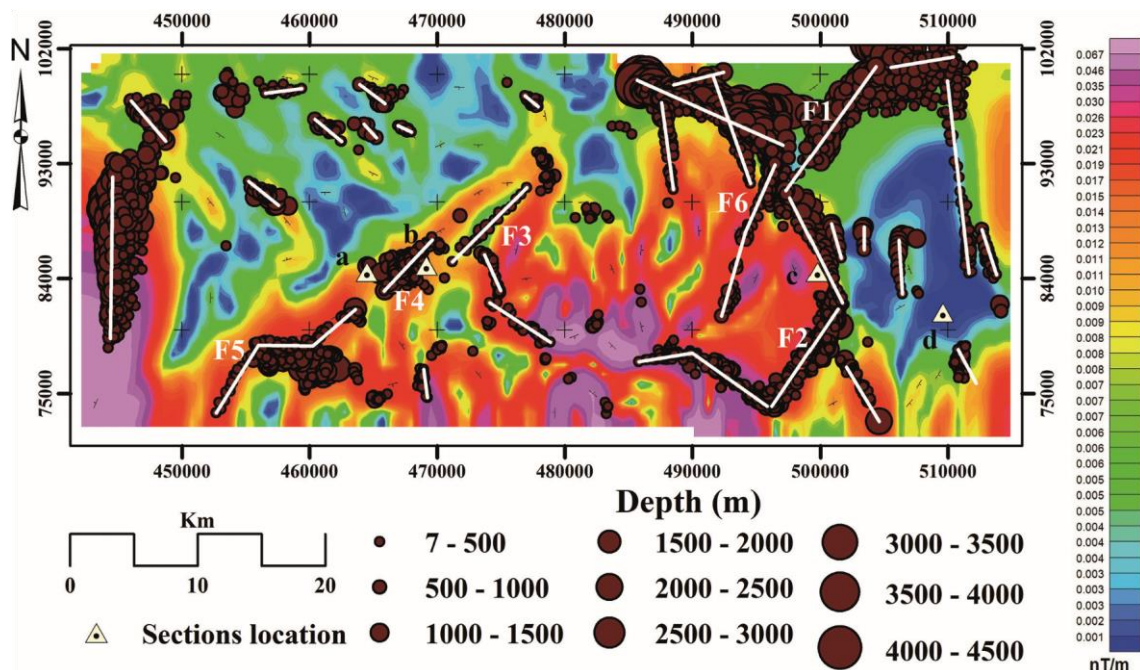


Fig. 10 - Projection of Euler's solutions on the Jbel Saghro northern flank's horizontal gradient map, showing the location of the faults in relation to the lithostratigraphic sections: a) Boumalne section location; b) Imiter section location; c) Taghazout West section location; d) Taghazout section location.

The superposition of aeromagnetic lineaments with the fault-systems, mapped by previous geological surveys (Fig. 11), allowed us to confirm the existence of a few faults that were previously mapped in the Boumalne, Imiter, and Taghazout geological maps (scale 1:50,000). Our results also enabled mapping new major subsurface faults that have not been recognised before and specify their trends and depths. Considering the depth estimated by Euler's solutions that ranges between 7 and 4500 m, this shows that these faults are buried and explains why they were not discovered at the surface level.

5. Discussion

The analysis of aeromagnetic results, in the light of the previous researches (Soulaïmani et al., 2003; Baidder, 2007; Hejja et al., 2020) and the field observations carried out in this study, allowed drawing several conclusions.

The geophysical NE-SW trending faults are assumed to be responsible for the uplift of the Imiter and Boumalne regions, and the subsidence of the Taghazout region. The NW-SE trending faults are considered to be inherited from the late Neoproterozoic post-orogenic extension.

From the Late Neoproterozoic to the Lower Cambrian, a major intra-continental extension affected the Anti-Atlas domain and created subsided and uplifted areas (Fig. 12). The relatively depressed areas were invaded during the Lower Cambrian by Georgian transgression (Choubert, 1946; Soulaïmani et al., 2003), while the high areas remained emerged.

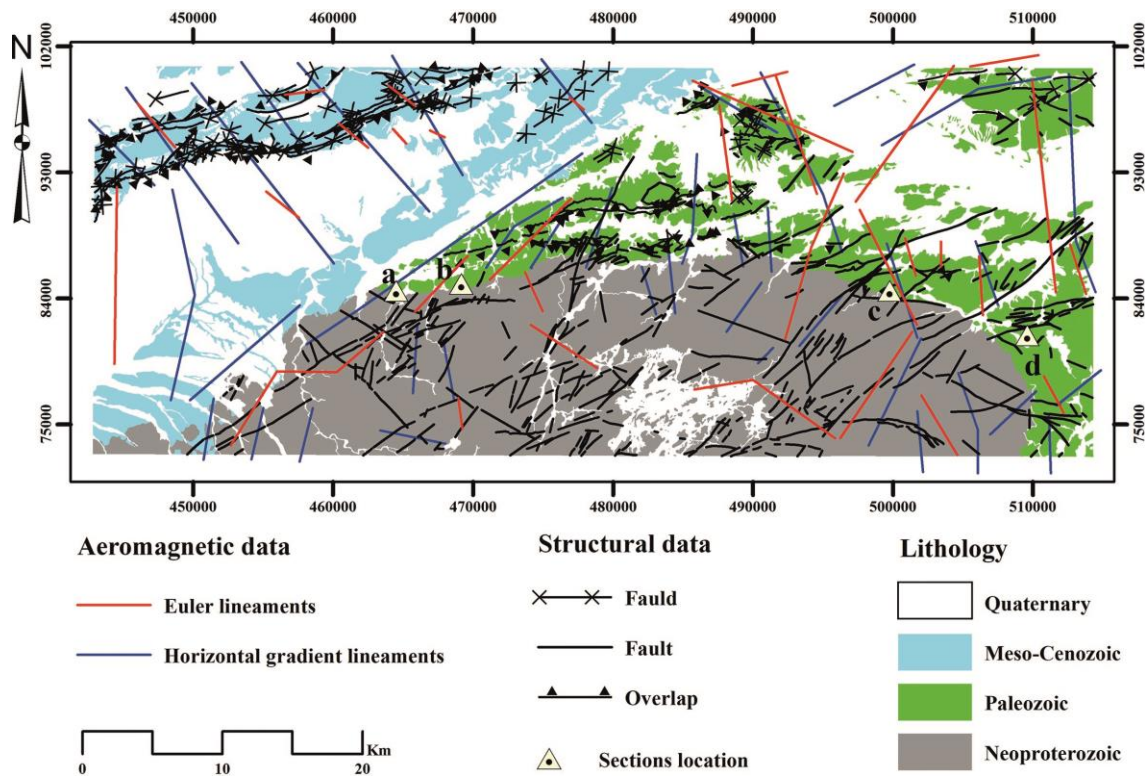


Fig. 11 - Aeromagnetic lineaments of the northern flank of Jbel Saghro superposed with fault-systems derived from geological maps of Boumalne, Imiter, and Taghazout: a) Imiter section; b) Boumalne section; c) Taghazout West section; d) Taghazout section.

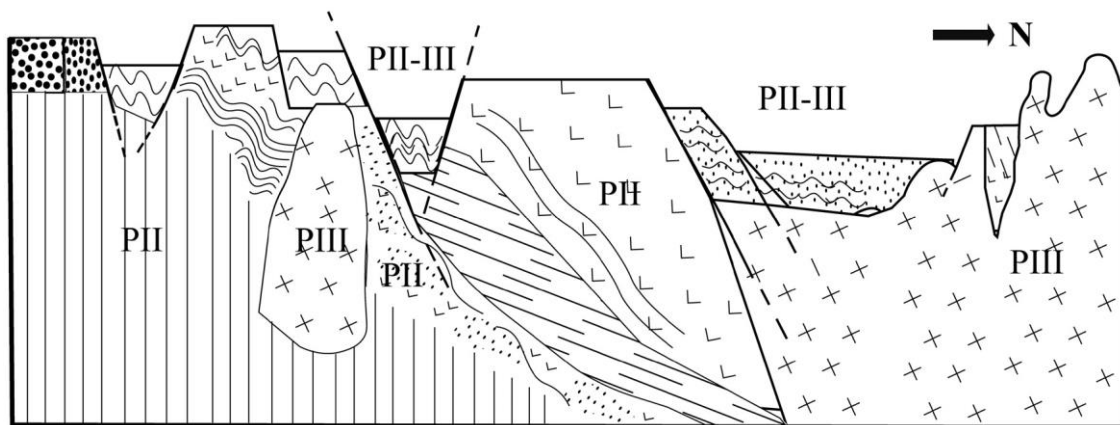


Fig. 12 - Schematic section of the Anti-Atlas Neoproterozoic basement during the Late Neoproterozoic. Legend: PII = Middle Neoproterozoic, PIII = Late Neoproterozoic (Leblanc and Lancelot, 1980).

In the eastern Anti-Atlas, the classic marker of this extension is generally the thickening of the Lower Cambrian series in the Taghazout region, and some other areas to the east of the Jbel Saghro (Fig. 5). The Imiter and Boumalne regions constitute the raised part regarding the sedimentary hiatus of the Lower Cambrian.

This hiatus has a tectonic origin, considering the Jbel Saghro geological situation with respect to the Anti-Atlas domain. To explain this phenomenon, we suggest the existence of a horst and graben system formed by the reactivation of Precambrian inherited faults. In this sense, the regions of Imiter and Boumalne are a horst while the graben exists further to the east towards the regions of Taghazout.

The Middle Cambrian formations in the Boumalne and Imiter regions are also limited and less developed compared to the Taghazout regions formations. Therefore, the schists of Taghazout West and Taghazout, resulting from the Acadian transgression (Choubert, 1946), are thicker than those of the Imiter and Boumalne sections (Fig. 5).

The lithostratigraphic logs acquired by Baidder (2007) (Fig. 5), to the east of the Jbel Saghro and to the east of the Ougnat Massif, show a thickness decreasing from east to west, while at the Jbel Saghro the thinning is from west to east. Hence, we suggest the possibility of having a graben structure between the two massifs.

Conclusion

The analysis of the lithostratigraphic section indicates that the Lower Cambrian deposits are absent at the western region of the Jbel Saghro, while the Middle Cambrian sediments expose a thinning trend from east towards the west. This phenomenon was produced by a tectonic origin, namely the Late Neoproterozoic - Cambrian rifting that transformed the AntiAtlas domain into low and high areas. During the Lower Cambrian transgression, the low areas in the eastern part of the study region received an important sedimentation, whereas the high areas to the west remained emerged. After the Middle Cambrian transgression, the whole AntiAtlas was submerged. The structural architecture of the substratum influenced the distribution of the Middle Cambrian sedimentation, once again, grabens recorded more sediments supply than horsts.

The faults, assumed to be responsible for this sedimentological architecture, are buried by latter sedimentation, so it was necessary to use aeromagnetic cartography to expose

subsurface structures. The aeromagnetic data were reduced to the pole in order to be used for the horizontal gradient and Euler's deconvolution treatment. The reduction-to-pole, allowed correlating anomalies to their causative sources. The horizontal gradient highlighted several magnetic faults trending NE-SW and NW-SE, that we believe responsible for the structuring of the Jbel Saghro into horsts and grabens during the Late Neoproterozoic - Cambrian period. This explains the lateral variations of faciès, and the thinning from east to west of the Lower and Middle Cambrian sedimentary series. It was possible to identify the depth of the blind faults, using the Euler deconvolution, which varies between 500 and 1500 m, the depth being low in the basement area while increasing in the cover areas.

Acknowledgements. The authors thank the reviewers for agreeing to comment on this manuscript. Our thanks also go to all those who contributed to the realisation of this work.

REFERENCES

- Algouti Ab., Algouti Ah., Chbani B. and Zaim M.; 2001: Sedimentation et volcanisme synsédimentaire de la série de base de l'adoudounien infra-Cambrien à travers deux exemples de l'Anti-Atlas du Maroc. *J. Afr. Earth Sci.*, **32**, 541-556, doi: 10.1016/S0899-5362(02)00096-9.
- Amiri A., Chaqui A., Hamdi I., Inoubli M.H., Ben Ayed N. and Tlig S.; 2011: Role of preexisting faults in the geodynamic evolution of northern Tunisia, insights from gravity data from the Medjerda Valley. *Tectonophys.*, **506**, 1-10.
- Azaiez H., Gabtni H., Bouyahya I., Tanfous D., Haji S. and Bedir M.; 2011: Lineaments extraction from gravity data by automatic lineament tracing method in Sidi Bouzid Basin (central Tunisia): structural framework inference and hydrogeological implication. *Int. J. Geosci.*, **2**, 373-383.
- Baidder L.; 2007: Structuration de la bordure septentrionale du Craton Ouest Africain du Cambrien à l'actuel: cas de l'Anti-Atlas oriental du Maroc. Thèse d'Etat, Université Hassan II Ain Chock, Faculté des Sciences, Casablanca, Morocco, 210 pp.
- Baranov V.; 1957: A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudogravimetric anomalies. *Geophys.*, **22**, 359-383.
- Baranov V. and Naudy H.; 1964: Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophys.*, **29**, 67-79.
- Bea F., Montero P., Haissen F., Molina J.F., Michard A., Lazaro C., Mouttaqi A., Errami A. and Sadki O.; 2016: First evidence for Cambrian rift-related magmatism in the West African Craton margin: the Derraman Peralkaline Felsic Complex. *Gondwana Res.*, **36**, 423-438, doi: 10.1016/j.gr.2015.07.017.
- Benssaou M. and Hamoumi N.; 2003: Le graben de l'Anti-Atlas occidental (Maroc): contrôle tectonique de la paléogéographie et des séquences au Cambrien inférieur. *C.R. Geosci.*, **335**, 297-305, doi: 10.1016/S16310713(03)00033-6.

- Blakely R.J. and Simpson R.W.; 1986: Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophys.*, **51**, 1494-1498, doi: 10.1190/1.1442197.
- Bournas N.; 2001: *Interpretation des donnees aerogeophysiques acquises au-dessus du Hoggar oriental. Thèse Doctorat d'état, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Amenagement du Territoire, Alger, Algeria, 250 pp.*
- Buggisch W. and Flügel E.; 1988: The Precambrian/Cambrian boundary in the Anti-Atlas (Morocco) discussion and new results. In: Jacobshagen V.H. (ed), *The Atlas System of Morocco*, Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, Germany, pp. 81-90, doi: 10.1007/BFb0011587.
- Burkhard M., Caritg S., Helg U., Robert-Charrue C. and Soulaïmani A.; 2006: Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. *C.R. Geosci.*, **338**, 11-24, doi: 10.1016/j.crte.2005.11.012.
- Choubert G.; 1946: Aperçu de la géologie marocaine. *Rev. Géogr. Marocaine*, **2-3**, 59-77.
- Cordell L.; 1979: Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe Country and the Espanola Basin, New Mexico. In: Ingersoll R.V. (ed), *30th Field Conference, New Mexico Geological Society, Guidebook to Santa Fe Country*, Socorro, NM, USA, pp. 59-64.
- Cordell L. and Grauch V.J.S.; 1985: Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the san Juan Basin, New Mexico. In: Hinze W.J. (ed), *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*, Soc. Expl. Geophys., Tulsa, OK, USA, Chapter 16, pp. 181-197, doi: 10.1190/1.0931830346.ch16.
- Destombes J. and Feist R.; 1987: Découverte du Cambrien supérieur en Afrique (Anti-Atlas central, Maroc). *C.R. Acad. Sc.*, **304**, 719-724.
- Destombes J., Hollard D. and Willefert S.; 1985: Lower Palaeozoic rocks of Morocco. In: Holland C.H. (ed), *Lower Palaeozoic rocks of north-western and west-Central Africa*, John Wiley and Sons Ltd, Chichester, UK, pp. 91-336.
- Dufréchou G., Harris L.B. and Corriveau L.; 2013: Tectonic reactivation of transverse basement structures in the Grenville orogeny of SW Quebec, Canada: insights from gravity and aeromagnetic data. *Precambrian Res.*, **241**, 61-84.
- Ennih N. and Liégeois J.-P.; 2001: The Moroccan Anti-Atlas: the West African Craton passive margin with limited PanAfrican activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Res.*, **112**, 289-302.
- Gabtni H., Jallouli C., Mickus K. and Turki M.M.; 2013: Geodynamics of the southern Tethyan Margin in Tunisia and Maghrebian domain: new constraints from integrated geophysical study. *Arabian J. Geosci.*, **6**, 271-286.
- Gasquet D., Levresse G., Cheilletz A., Azizi-Samir M.R. and Mouttaqi A.; 2005: Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian - Cambrian transition. *Precambrian Res.*, **140**, 157-182, doi: 10.1016/j.precamres.2005.06.009.

- Gasquet D., Ennih N., Liégeois J.-P., Soulaïmani A. and Michard A.; 2008: The Pan-African Belt. In: Michard A., Saddiqi O., Chalouan A. and Frizon Lamotte D. (eds), *Continental Evolution: the geology of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer, Berlin, Germany, pp. 33-64.
- Geosoft Inc., 2007: Oasis montaj. <www.geosoft.com/media/uploads/resources/brochures/OM_b_2008_10_web.pdf>.
- Gouiza M., Charton R., Bertotti G., Andriessen P. and Storms J.E.A.; 2017: Post-Variscan evolution of the Anti-Atlas Belt of Morocco constrained from low-temperature geochronology. *Int. J. Earth Sci.*, **106**, 593-616, doi: 10.1007/s00531-016-1325-0.
- Harrouchi L.; 2017: *Développement de méthodes analytiques et numériques de traitements et d'interprétations de données de champ de potentiel. Application à l'étude de l'In Ouzzal et des zones adjacentes. Thèse d'état, Faculté des sciences de la Terre, de la géographie et de l'aménagement du territoire, Université des sciences et de la technologie Houari Boumedienne, Alger, Algerie, 70 pp.*
- Harrouchi L., Hamoudi M., Bendaoud A. and Beguiret L.; 2016: Application of 3D Euler deconvolution and improved tilt angle to the aeromagnetic data of In Ouzzal terrane, western Hoggar, Algeria. *Arabian J. Geosci.*, **9**, 508, doi: 10.1007/s12517-016-2536-1.
- Hejja Y., Baidder L., Ibouh H., Bba A.N., Soulaïmani A., Gaouzi A. and Maacha L.; 2020: Fractures distribution and basement-cover interaction in a polytectonic domain: a case study from the Saghro Massif (eastern Anti-Atlas, Morocco). *J. Afr. Earth Sci.*, **162**, 103694, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2019.103694.
- Leblanc M. and Lancelot J.R.; 1980: Interprétation géodynamique du domaine pan-africain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Can. J. Earth Sci.*, **17**, 142-155, doi: 10.1139/e80-012.
- Marante A.; 2008: *Architecture et dynamique des systemes sédimentaires silico-clastiques sur la «plate-forme geante» nord-gondwanienne l'ordovicien moyen de l'Anti-Atlas Marocain, universite Michel de montaigne. Thèse de doctorat en Science et Technologie, Science de la Terre, Université Bordeaux Montaigne, Bordeaux, France, 201 pp.*
- Mokhtari A.; 1993: *Nouvelles données et interprétations du massif basique de Tagmout (Jbel. Saghro, Anti-Atlas, Maroc): relations avec les granitoïdes associés. Thèse de doctorat en Terre, Océan, Espace, Université Henri Poincaré Nancy 1, Faculté des Sciences et Techniques, Nancy, France, 251 pp.*
- Nait Bba A., Boujamaoui M., Amiri A., Hejja Y., Rezouki I., Baidder L., Inoubli M.H., Manar A. and Jabbour H.; 2019: Structural modeling of the hidden parts of a Paleozoic Belt: insights from gravity and aeromagnetic data (Tadla Basin and Phosphates Plateau, Morocco). *J. Afr. Earth Sci.*, **151**, 506-522.
- Piqué A., Soulaïmani A., Hoepffner C., Bouabdelli M., Laville E., Amrhar M. and Chalouan A.; 2007: *Géologie du Maroc. Ed. Géode, Marrakech, Morocco, 280 pp.*
- Poucllet A., El Hadi H., Alvaro J.-J., Barintzeff J.-M., Benharref M. and Fekkak A.; 2018: Review in the Cambrian volcanic activity in Morocco: geochemical fingerprints and geotectonic implications of the rifting of West Gondwana. *Int. J. Earth Sci.*, **107**, 2101-2123, doi: 10.1007/s00531-018-1590-1.

Raddi Y., Baidder L., Michard A. and Tahiri M.; 2007: Variscan deformation at the northern border of the West African Craton, eastern Anti-Atlas, Morocco: compression of a mosaic of tilted blocks. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **178**, 343-352.

Reid A.B., Allsop J.M., Granser H., Millett A.J. and Somerton I.W.; 1990: Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophys.*, **55**, 80-91, doi: 10.1190/1.1442774.

Soulaimani A., Bouabdelli M. and Piqué A.; 2003: The Upper Neoproterozoic - Lower Cambrian continental extension in the Anti-Atlas (Morocco). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **174**, 83-92, doi: 10.2113/174.1.83.

Soulaimani A., Michard A., Ouanaïmi H., Baidder L., Raddi Y., Saddiqi O. and Rjimati E.C.; 2014: Late Ediacaran-Cambrian structures and their reactivation during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.*, **98**, 94-112.

Soulaimani A., Ouanaïmi H., Saddiqi O., Baidder L. and Michard A.; 2018: The Anti-Atlas Pan-African Belt (Morocco): overview and pending questions. *C.R. Geosci.*, **350**, 279-288, doi: 10.1016/j.crte.2018.07.002.

Thompson D.T.; 1982: EUDPH: a new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophys.*, **47**, 31-37.

Corresponding author: Assia Idrissi

Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Mohamed V University

Ibn Battouta Street, Rabat, Morocco

Phone: +212 615-630-385; e-mail:

Chapitre 5 : Apport de l'imagerie satellitaire et l'investigation structurale à l'étude géologique du Massif du Jbel Saghro.

Introduction

La relation entre la tectonique et la sédimentation est une relation causative selon la théorie des cycles orogéniques. Cette théorie suggère que la croûte Terrestre subit une série de déformations progressives au cours d'un cycle orogénique. Les forces tectoniques produisent des zones hautes dont les produits d'érosion sont la source des sédiments, comme elles produisent des zones basses où les sédiments sont piégés.

L'étude des structures d'ordre tectonique permet de déchiffrer l'histoire géodynamique des bassins sédimentaires et donc mesurer les processus dynamiques qui contrôlent la déformation d'une lithosphère.

Afin de mettre en évidence le contrôle tectonique dans le massif du Jbel Saghro, trois méthodes ont été mises en application dans ce travail. La première est la télédétection spatiale qui sert à cartographier des structures terrestres de forme linéaire à une échelle régionale. La deuxième méthode est le levé des structures tectoniques sur le terrain. Tandis que la troisième concerne l'étude de subsurface en utilisant le champ potentiel Terrestre. Les résultats de ces méthodes nous ont permis de dresser une carte structurale selon trois perspectives : spatiale, Terrestre et souterraine.

I. L'étude structurale régionale du Jbel Saghro

1. Apport de la télédétection spatiale

La télédétection est l'ensemble des techniques qui permettent, par l'acquisition d'images, d'obtenir de l'information sur la surface de la Terre, sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et analyser l'information qu'il représente, pour ensuite mettre en application cette information.

L'imagerie satellitaire est utilisée pour aider à la situation et la cartographie des structures géologiques (Parsons et Yearley, 1986 ; Ozer, 1989). Dans ce travail, on utilise l'imagerie satellitaire pour la détection des linéaments géologiques, qui sont des éléments rectilignes

visibles à la surface de la Terre et qui représentent des phénomènes géologiques ou géomorphologiques (Clark et Wilson, 1994).

Plusieurs facteurs influencent la qualité des images satellitaires, telque le climat, les effets atmosphériques et la source d'éclairement au moment de l'acquisition des données, ainsi que les bandes spectrales utilisées, la date de collecte et l'échelle (Tanguay et Seuthé, 1983), c'est la raison pour laquelle les images satellitaires subissent des prétraitements.

1.1. Traitements des images satellitaires

Les images satellitaires utilisées dans ce travail sont les images Landsat 8 Oli, soumises préalablement à des corrections géométriques, atmosphérique et radiométriques. Ces images sont disponibles gratuitement sur la plateforme Copernicus Open Access Hub, de l'agence européenne spatiale ESA.

Ces corrections correspondent à l'élimination du bruit atmosphérique (Moore and Waltz, 1983 ; Van der Werff et van der Meer, 2016). L'objet des corrections est d'extraire une information indépendante des effets de l'atmosphère, variables dans le temps et dans l'espace, qui interviennent au trajet du rayonnement solaire, du soleil vers la surface Terrestre et de la surface vers le capteur.

Analyse en composante principale (ACP) est appliquée ensuite aux images corrigées pour compresser les données redondantes des images multibandes, et n'utiliser que les bandes qui donnent le maximum d'information spectrale sur les discontinuités géologiques et le contraste entre les différents affleurements ce qui facilite la détermination des linéaments.

Dans ce travail, on est intéressé aux linéaments d'origine géologique qui correspond généralement au crête, contact lithologique, fracture et/ou plissement (Nicolini, 1980 ; Scanvic, 1983).

L'application du filtre directionnel 7x7 dans quatre directions N-S, E-W, NW-SE and NE-SW a permis i) l'extraction des linéaments dans les quatre directions, ii) l'élimination automatique de tous linéaments d'origine anthropogénique (routes, pistes...).

1.2. Résultats de la télédétection spatiale

Les linéaments sont définis comme des caractéristiques linéaires cartographiables de la surface Terrestre qui diffèrent clairement des caractéristiques adjacentes et reflètent apparemment des phénomènes souterrains (O'Leary et al., 1976). Les caractéristiques linéaires et curvilignes de la surface Terrestre ont été appelées "linéaments" par Hobbs (1904), qui a reconnu l'existence de

caractéristiques géomorphologiques linéaires et les a interprétées comme des expressions de surface représentant les zones de faiblesse ou de déplacement structural de la croûte Terrestre (Abdullah et al., 2013). Dans la dernière moitié du vingtième siècle, la littérature a aidé fondamentalement à comprendre la morphologie et la genèse des linéaments, les géoscientifiques ont reconnu que les linéaments sont des indications de surface des failles, des fractures, des marges continentales et des crêtes sous-marines (Bakliwal et al., 1987 ; Ali, 2001).

Dans cette partie, notre étude s'est focalisée sur la description des différentes familles de failles dans le Jbel Saghro afin d'identifier l'évolution de la fracturation de la zone d'étude. Seuls les linéaments supposés tectoniques dont les orientations sont en accord avec les observations de terrains, ont été retenus et interprétés (fig. 72).

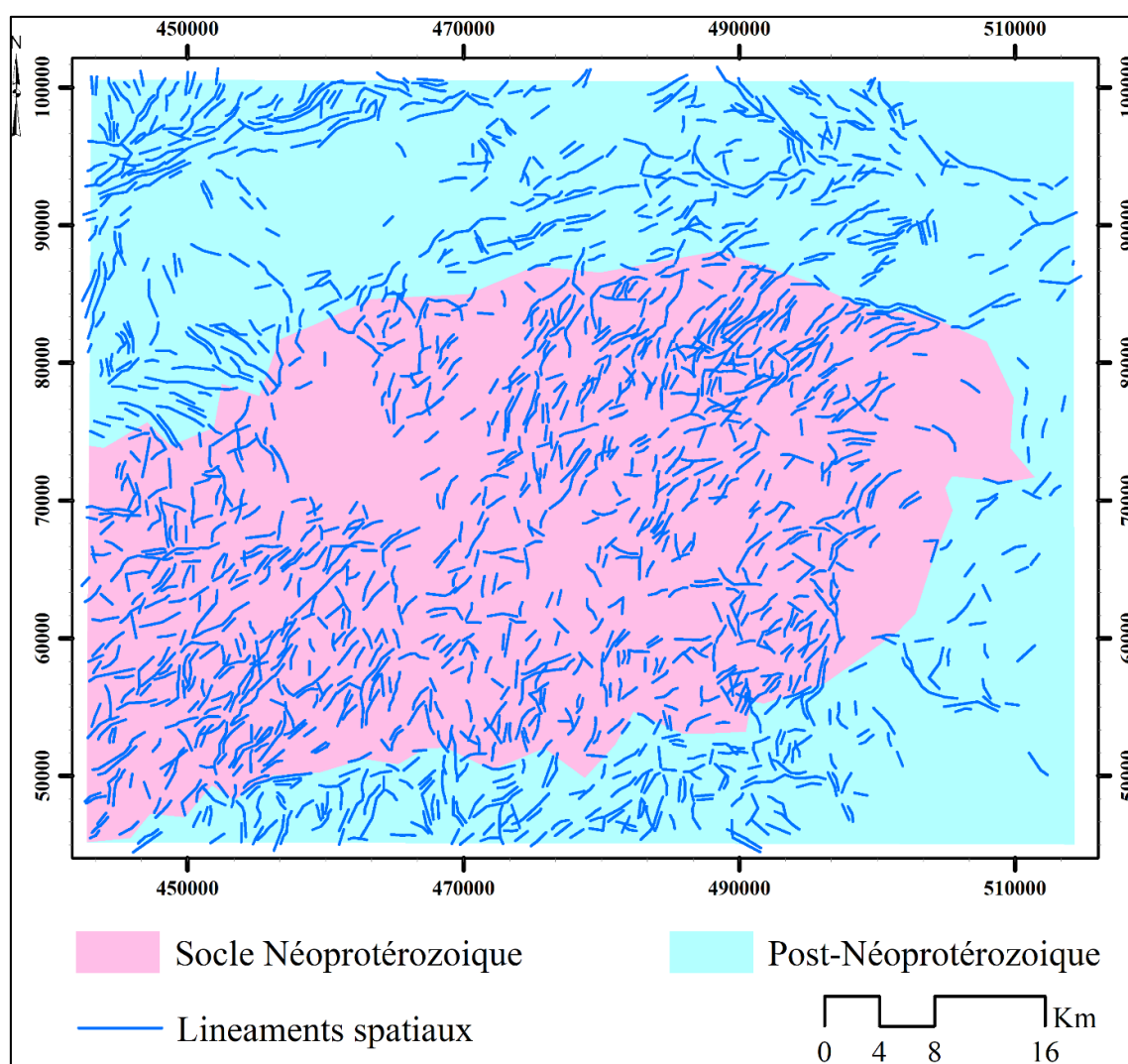


Figure 72: Carte des linéaments spatiaux extraits des images satellitaires dans la région de Jbel Saghro.

2. Apport de l'investigation structurale

L'Anti-Atlas se caractérise par la superposition de plusieurs phases tectoniques, qui sont cités brièvement ci-dessous.

- ***La tectonique panafricaine***

L'orogénèse panafricaine est hétérogène dans tout l'Anti-Atlas, et elle a été produite par plusieurs failles d'orientations diverses (Leblanc et Lancelot 1980 ; Leblanc, 1973 ; Leblanc, 1976 ; Leblanc, 1977 ; Leblanc, 1978 ; Ennih et al., 2001). Cette orogénèse a conduit à l'assemblage des trois cratons : Le craton Ouest Africain, le Craton du Congo et le Craton Sud-Africain. Dans l'Anti-Atlas oriental, la déformation panafricaine est concentrée dans des zones de cisaillement dextres orientées E-W (Ighid et al., 1989).

Au cours du Néoprotérozoïque supérieur, le Jbel Saghro a subi une phase extensive qui a probablement conduit à l'ouverture d'un bassin océanique (Mokhtari, 1993). Sur la base d'une combinaison d'analyses sédimentologiques et de tectonique synsédimentaire, une extension orientée NW à WNW-ESE a été proposée par Fekkak et al. (2001, 2003).

Une inversion tectonique orientée NE-SW s'est produite tout au long du Protérozoïque terminal, conduisant à la mise en place d'intrusions calco-alcalines dans le Jbel Saghro (Mokhtari, 1993).

- ***La tectonique paléozoïque***

La dislocation du Paléogandowana et l'ouverture de l'océan Paléothétys ont conduit à une extension crustale dans les terrains gandowaniens (Stampfli et Borel, 2002). Suite à cet événement, un rift du Cambrien inférieur a été déclenché dans les Terres marocaines, et a structuré l'Anti-Atlas en horsts et grabens. Dans l'Anti-Atlas oriental, l'extension était orientée NW-SE et générée par des failles normales orientées NE-SW (Baidder, 2007 ; Hejja et al., 2019 ; Idrissi et al., 2020).

L'orogénèse hercynienne dans l'Anti-Atlas oriental a été contrôlée par des failles héritées de la phase extensive néoprotérozoïque-cambrienne. Une inversion tectonique s'est produite en l'absence de décollement majeur au contact socle-couverture (Charrue, 2006 ; Burkhard, 2006 ; Baidder et al., 2016). L'orogénèse hercynienne a été produite par un régime compressif d'une contrainte principale orientée NE-SW (Baidder, 2007).

- ***La tectonique méso-cénozoïque***

Diverses études menées par plusieurs auteurs affirment que l'Anti-Atlas est resté stable pendant la période post-hercynienne (Choubert, 1952 ; Michard, 1976). Pourtant, de nouveaux travaux ont confirmé une instabilité tectonique post-hercynienne dans tout le domaine de l'Anti-Atlas (Charrue, 2006 ; Baidder, 2007 ; Soulaïmani et al., 2014 ; Gouiza et al., 2017).

Contemporain du rifting atlantique central et du rifting atlasique, et en raison de sa position sur le bord supérieur de la zone de rift pendant le Trias supérieur au Jurassique moyen (Soulaïmani et al., 2014 ; Gouiza et al., 2017), l'Anti-Atlas a été soumis à une élévation de 7.5km à 10.5 km (Gouiza et al., 2017).

La phase post-rift du Jurassique au Crétacé inférieur correspond à une période de relaxation thermique de la lithosphère (Gouiza et al., 2017), qui a conduit à une tectonique orientée E-W (Baidder, 2007) et à un taux de subsidence variant entre 1 et 3 km du socle de l'Anti-Atlas (Gouiza et al., 2017).

La dislocation de la Pangée durant le Crétacé terminal au Cénozoïque par l'ouverture de l'Atlantique Nord et Sud (Stampfli et Borel, 2002), a initié la convergence et la collision entre l'Afrique et l'Ibérie/Europe. La convergence a généré un régime de compression qui a conduit à l'élévation actuelle (2-3,5 km) de l'Anti-Atlas via la réactivation de failles précambriennes et paléozoïques.

Les empreintes de ces évènements tectoniques sont enregistrées en forme de failles, de plis et de chevauchements cartographiés (fig. 73).

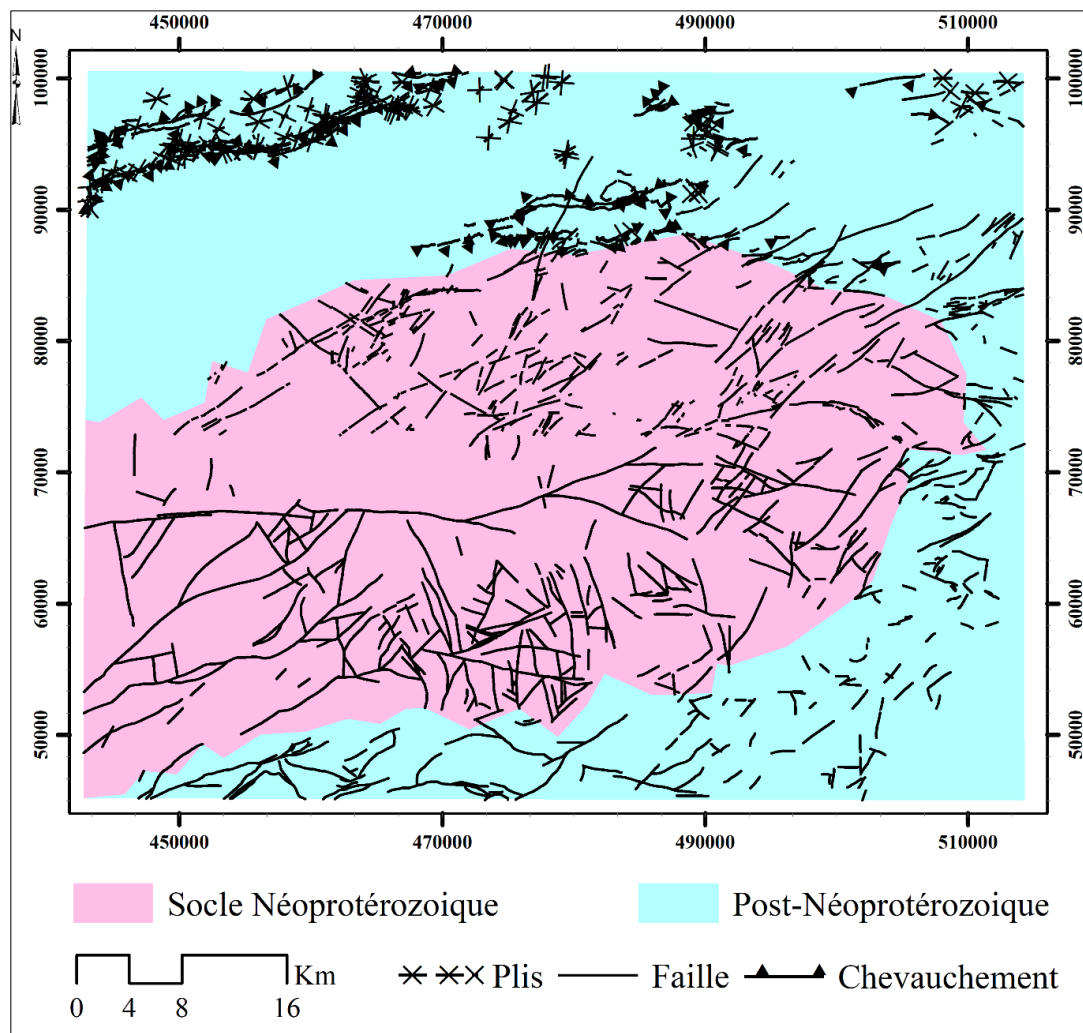


Figure 73: Carte structurale de la région de Jbel Saghro dérivée des cartes géologiques d'Imiter, Boumalne, Taghazout, Imi N'zrou, Tiwit et Ikniwen du Service Géologique Marocain, Ministère de l'Energie et des Mines (échelle 1:50.000).

3. Apport de l'investigation géophysique

Comme mentionné dans le chapitre 2 partie III, l'investigation géophysique nous a permis de mettre en évidence plusieurs structures tectoniques en subsurface. Les résultats de la méthode géophysique sont validés et interprétés à l'ombre des travaux anciens et des observations de terrain, ce qui a permis de dresser une carte structurale de subsurface (fig. 74).

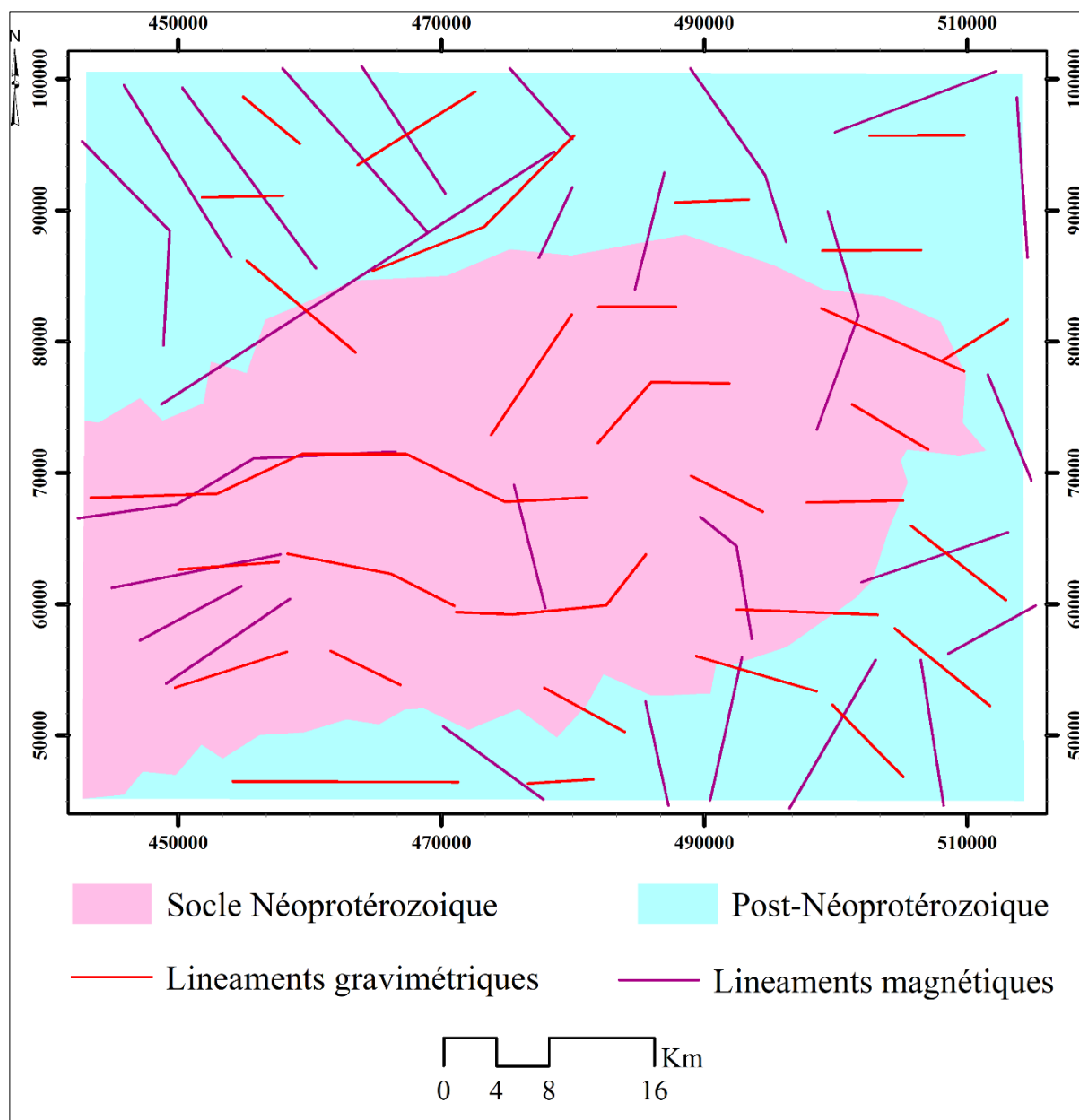


Figure 74 : Carte des linéaments géophysiques détectés dans la zone d'étude en utilisant la méthode du gradient horizontal.

4. Interprétation et élaboration de la carte structurale du Saghro

En analysant la superposition des trois cartes présentées dans la section des résultats dans la partie précédente, et leurs rosaces correspondantes (fig. 76), on distingue que ces rosaces montrent la même direction principale des linéaments géologiques. Ces linéaments sont présentés ci-dessous selon leur ordre de dominance (fig. 75).

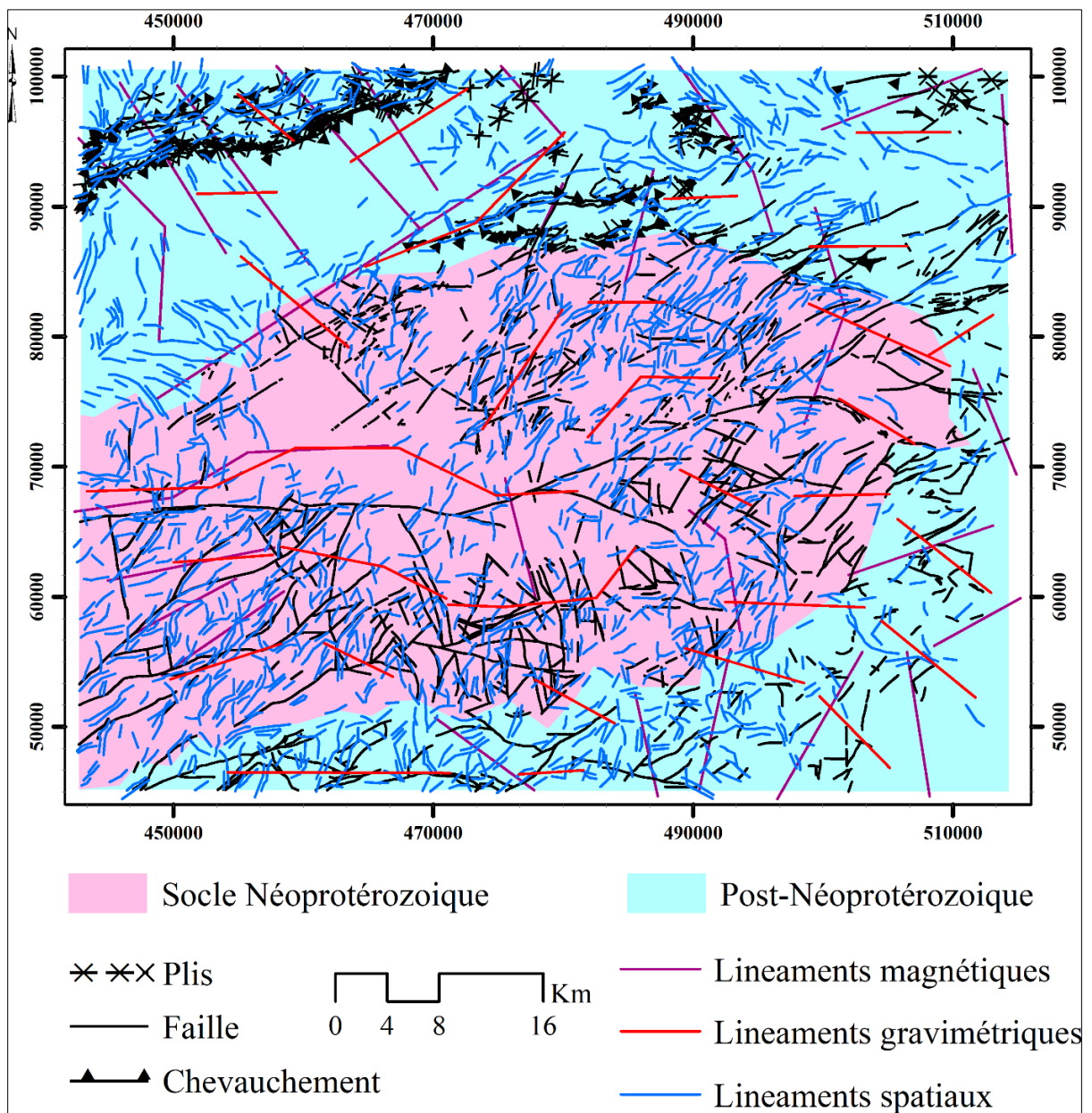


Figure 75 : Carte structurale montrant la superposition des linéaments géophysiques et linéaments spatiaux avec les données structurales du saghro.

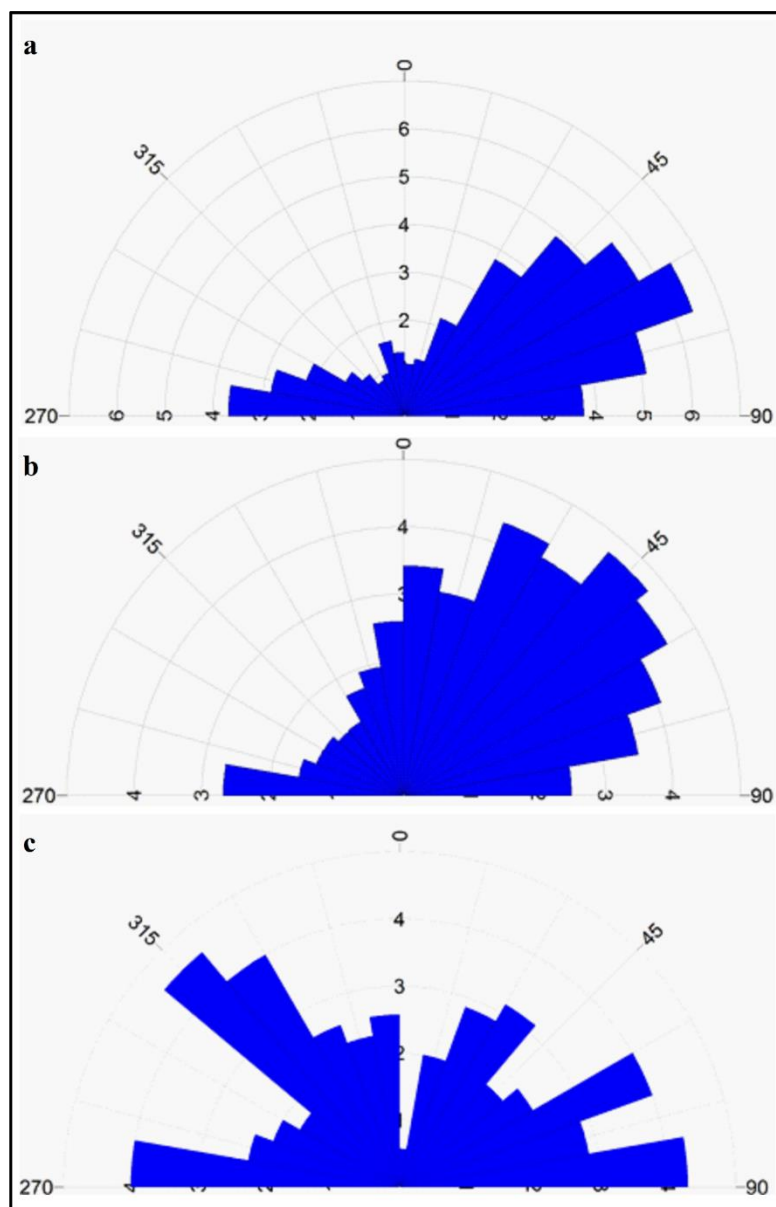


Figure 76: Rosaces des directions : a : rosace des données structurales cartographiées, b : rosace des linéaments spatiaux ; c : rosace des linéaments géophysiques.

La direction NE-SW est observée sur la majorité des linéaments dans les trois cartes, comme elle est située au niveau de la partie nord-orientale de la zone d'étude. Les travaux de terrain dans la zone d'étude ont permis d'identifier plusieurs familles de failles, ainsi que plusieurs structures géologiques, qui confirment une direction NE-SW.

La direction E-W a la même proportion que la direction NE-SW sur la carte structurale et la carte des linéaments. Cette direction traverse la totalité des terrains de l'Anti-Atlas oriental.

La direction NW-SE, représente la direction mineure sur les deux rosaces : structurale et linéaments satellitaires, mais sur la rosace des linéaments géophysiques, nous pouvons trouver

plusieurs linéaments qui suivent cette direction également distribués sur toute la zone d'étude. En fait dans cette zone la direction NW-SE, représente les linéaments en subsurface qui correspondent à des failles aveugles responsables de la structuration du socle néoprotérozoïque (idrissi et al., 2020).

Tandis que la direction N-S est très faiblement représentée sur les trois rosaces et très négligeable par rapport aux autres directions.

L'existence de plusieurs linéaments de directions différentes correspond à une superposition de multiples déformations dans la zone d'étude. En effet, l'analyse géologique des structures de l'Anti-Atlas oriental, montre la superposition de déformations d'orientations différentes, la première étant la déformation panafricaine comprenant les directions NE-SW et la seconde est l'extension post-orogénique de la période infracambrienne avec une direction NW-SE. Tandis que la direction E-W correspond à des failles orientées E-W de la phase post-hercynienne (Baidder, 2007) résultant de la phase de rifting de l'Atlantique central (Gouiza et al., 2017).

Chapitre 6 : Evolution géodynamique du bassin cambrien du Jbel Saghro, Anti-Atlas oriental

I. Evolution structurale du bassin sédimentaire cambrien du Saghro : héritage tectonique

L'évolution du bassin sédimentaire cambrien de l'Anti-Atlas peut être divisée en deux périodes, la période infra-Cambrienne et la période du Cambrien inférieur à Cambrien moyen.

La période infra-Cambrienne couvre l'intervalle de temps entre le Néoprotérozoïque terminal et le Cambrien inférieur, période durant laquelle les chaînes panafricaines ont été érodées. Cet intervalle de temps est associé au développement d'un régime tectonique extensif post-orogénique, caractérisé par la mise en place d'hémi-grabens (Leblanc, 1970 ; Soulaïmani et al., 2014).

La période allant du Cambrien inférieur au Cambrien moyen est marquée par la mise en place d'un rift intracontinental au Cambrien inférieur (Benssaou et Rahmouni, 2003 ; Benssaou, 1990) qui a avorté durant le Cambrien moyen (Piqué et al., 1999) et a permis le comblement du bassin cambrien.

L'analyse de l'ensemble des études antérieures (Marante, 2008 ; Leblanc, 1970 ; Soulaïmani et al., 2014. Benssaou, 1990 ; Burkhard et al., 2006) sur l'héritage tectonique panafricain dans l'Anti-Atlas, et l'investigation géophysique en subsurface permettent de proposer l'existence d'une relation directe entre l'emplacement des structures du socle et la géométrie du bassin cambrien. La localisation des bassins cambriens semble avoir été contrôlée par la prestructuration du socle, ces bassins sont localisés à l'aplomb de structures panafricaines, correspondaient ainsi à des zones particulièrement subsidées dans lesquelles se sont accumulés d'importants volumes sédimentaires.

A l'aide de la méthode géophysique, la distribution de la profondeur du socle (fig. 77), a été mise en évidence en indiquant l'héritage tectonique panafricain. La prestructuration du socle est exprimée par la variation de sa profondeur.

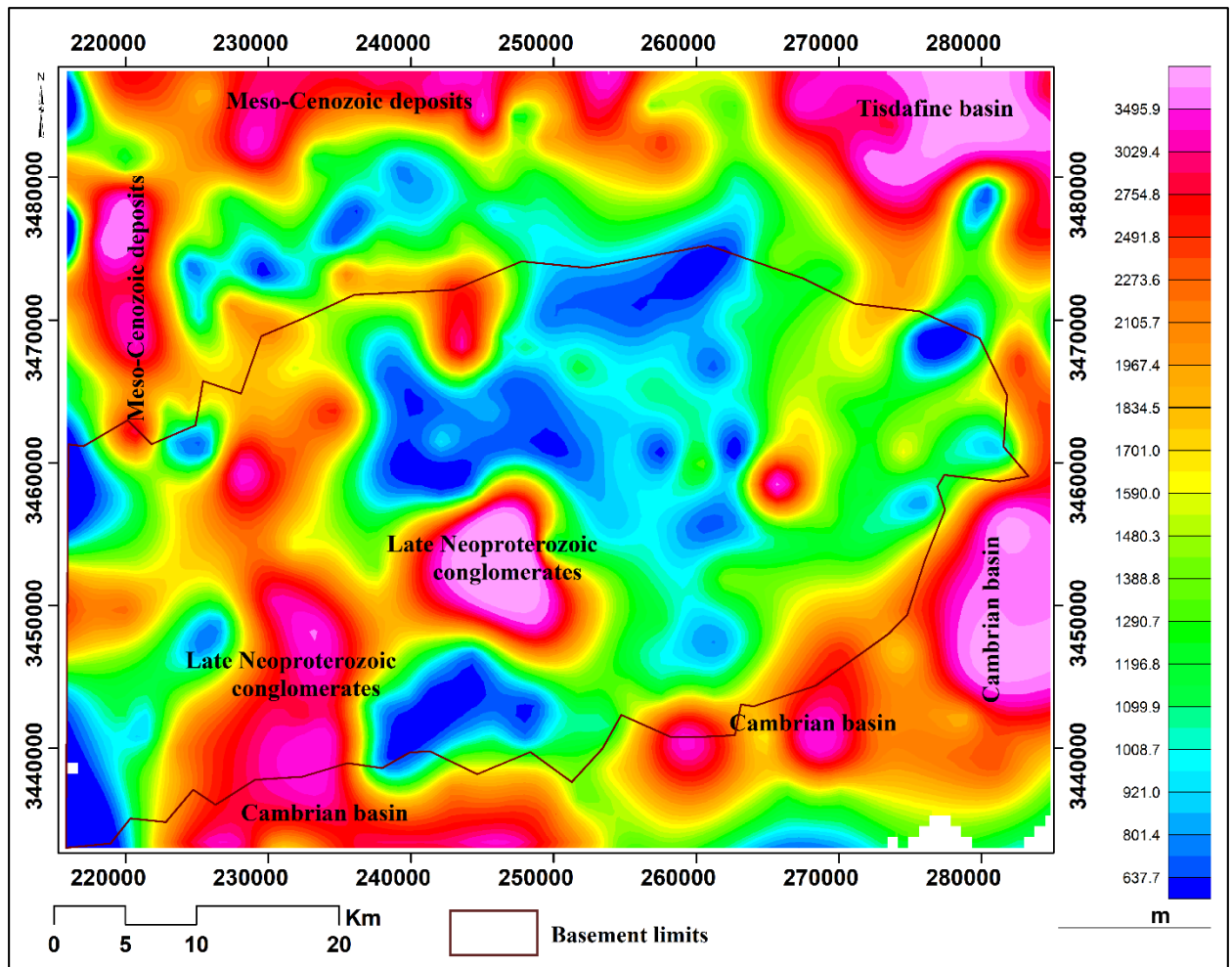


Figure 77 : Carte de distribution des profondeurs du socle montrant la hiérarchisation des différents compartiments du socle en subsurface (Idrissi et al., 2021).

La distribution des blocs soulevés du socle précambrien influence la répartition de la sédimentation post-néoproterozoïque le long du Jbel Saghro (fig. 78). Une vérification de l'épaisseur des séries sédimentaires sur le terrain était nécessaire pour valider les résultats de l'analyse des données gravimétriques.

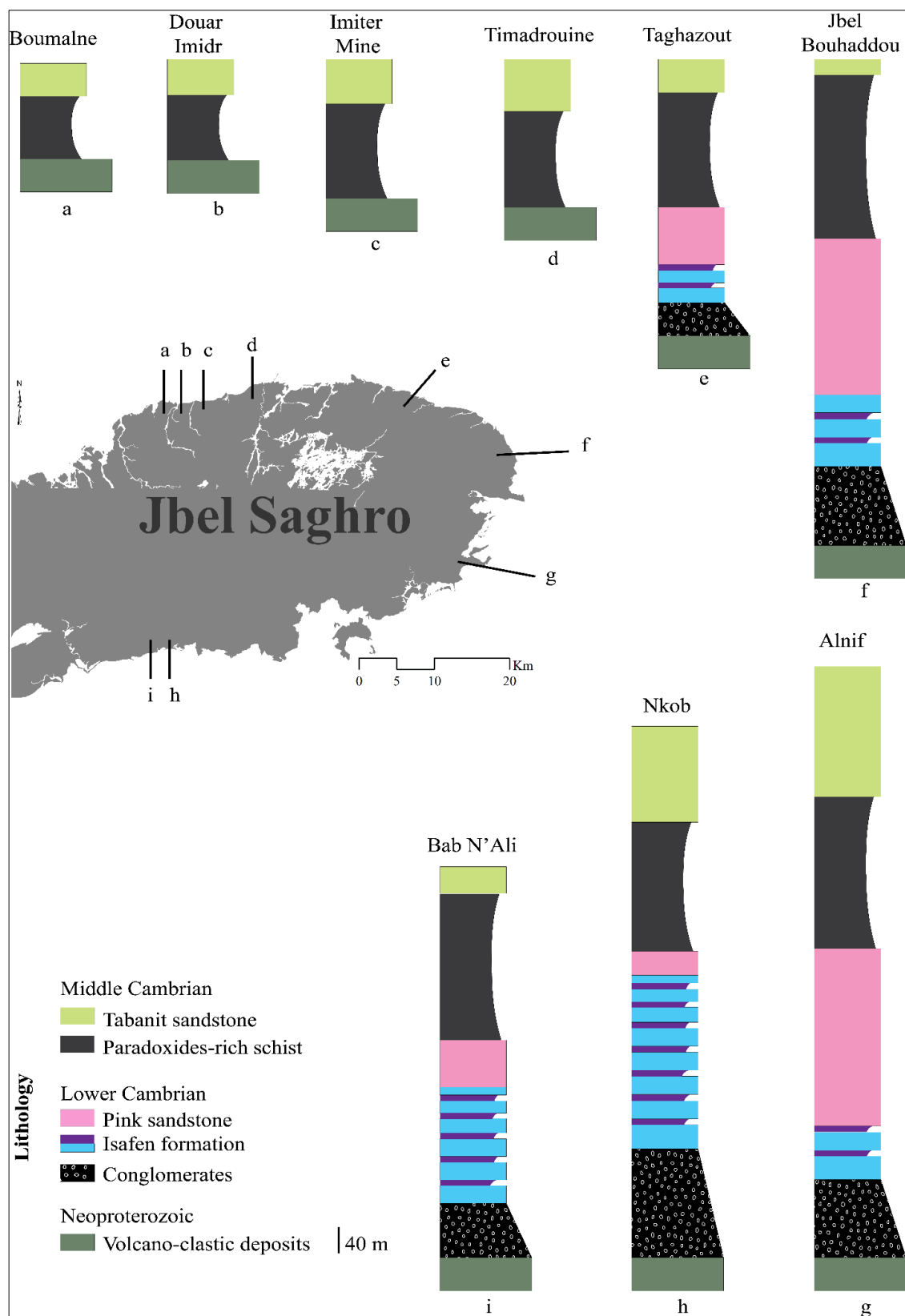


Figure 78: Coupes lithostratigraphiques montrant les variations de l'épaisseur des sédiments cambriens autour de Jbel Saghro (Idrissi et al., 2021).

Une autre manifestation de l'influence de la prestructuration du socle sur la distribution de la sédimentation s'aperçoit au niveau de la distribution latérale des sédiments. Les coupes lithostratigraphiques acquises par Baidder (2007) (fig. 79), à l'Est du Jbel Saghro et à l'Est du massif d'Ougnat, montrent une épaisseur décroissante d'est en ouest, alors qu'au niveau du Jbel Saghro, l'amincissement se fait d'Ouest en Est. Par conséquent, nous suggérons la possibilité d'une structure en graben entre les deux massifs avec un dépocentre localisé au Sud-Est du massif de Saghro (coupe j) (fig. 79).

II. Géométrie du bassin

La corrélation des séquences reconnues précédemment à l'échelle du bassin cambrien du Saghro permet de reconnaître la géométrie des sédiments correspondant à des unités génétiques. La corrélation des séquences d'une coupe à l'autre s'est faite sur plusieurs transects reliant l'ensemble des coupes. Le toit du Cambrien moyen et les surfaces stratigraphiques (MFS et TS) ont été pris comme référence pour lier les coupes les unes par rapport aux autres à l'échelle du bassin.

La figure (fig. 79) montre la répartition latérale des corps sédimentaires au tour du massif du Saghro. Pour une vue plus généralisée les coupes réalisées par Baidder (2007) sont utilisées dans ce paragraphe afin de bien comprendre la géométrie des corps sédimentaires du Cambrien.

La répartition des sédiments montre une variation d'épaisseur le long du secteur étudié, le flanc nord du Jbel Saghro présente des sédiments réduits par rapport au flanc sud. Alors que au niveau de l'Ougnat, la sédimentation cambrienne est épaisse en Ouest du massif et très limitée au Nord.

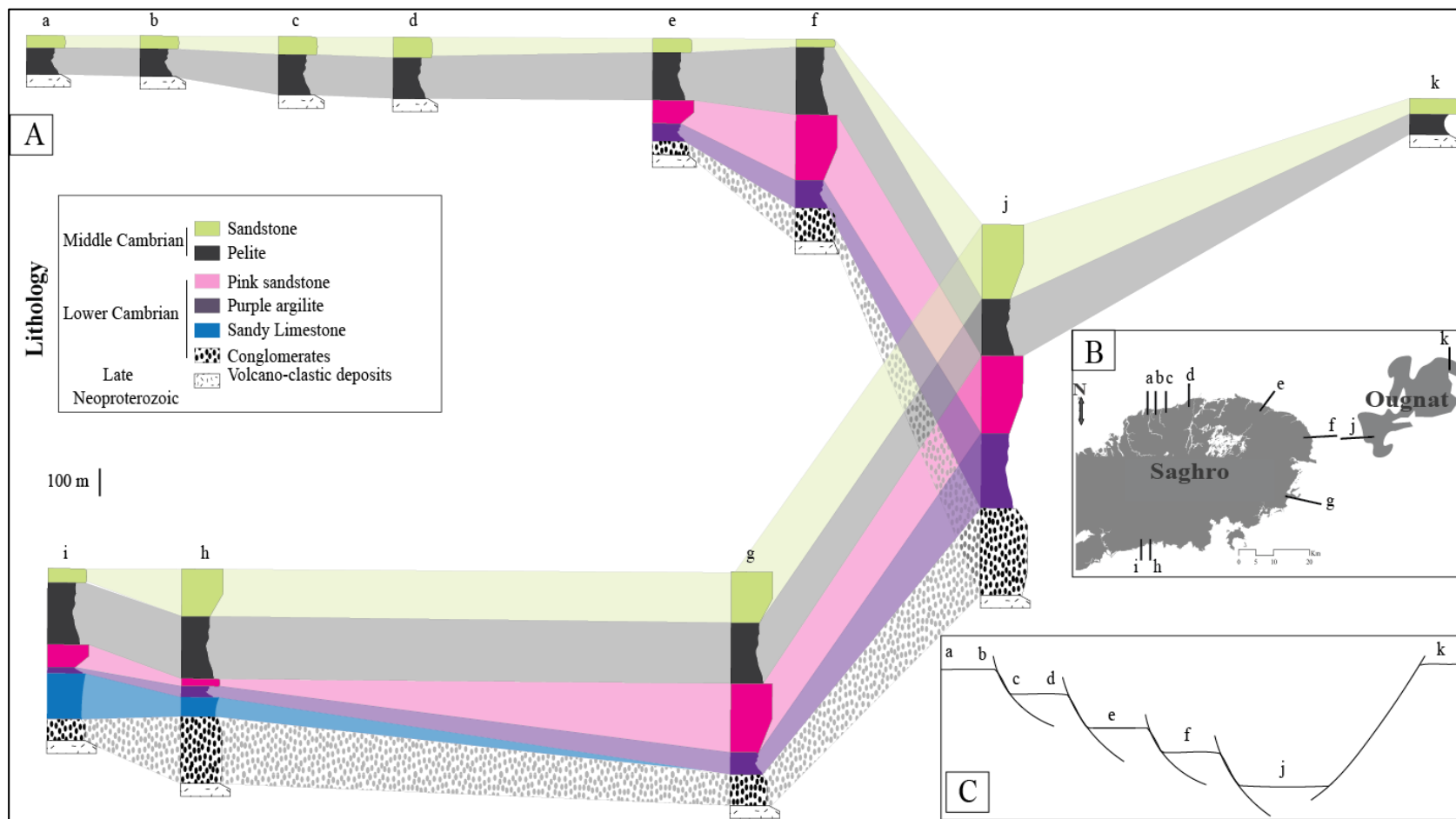


Figure 79 : A :Corrélation latérale entre les coupes lithostratigraphiques des séries du Cambrien inférieur et moyen, dans le massif de Sagro, avec une comparaison avec les coupes du massif de l'Ognat (J et k d'après Baïdier, 2007) ; B :position des coupes par rapport au massif de Sagro et d'Ognat ; C : la position des coupes par rapport au graben et son dépocentre (coupe J).

III. Eustatisme et tectonique

Etant connu que le volume d'eau sur Terre est supposé constant, et si la profondeur et la forme du bassin varient sous l'influence de la tectonique, cela aura certainement un impact sur l'élévation ou la chute du niveau marin. Dans cette partie nous allons nous concentrer sur les variations du niveau marin en relation avec la tectonique durant la période allant du Cambrien inférieur au Cambrien moyen.

Les transgressions du Cambrien inférieur, proprement dit, commencent au Géorgien inférieur (Choubert, 1959), et sont datées par la faune trilobitique. La première transgression procède par des innombrables avancées et recules de la mer, qui se traduisent par des alternances de calcaires et de schistes violacés. Cette transgression a envahi la partie nord occidentale de l'Anti-Atlas favorisant la mise en place de la série schisto-calcaire de base. Suivi d'une deuxième avancée marine qui a recouvert l'Anti-Atlas jusque'au Ouarzazate au Nord et Zagora au sud et qui a mis en place la série des calcaires supérieurs, le Saghro émerge pendant cette période. Finalement la troisième transgression qui a envahi tout le sud-est marocain durant le Géorgien terminal, déposant ainsi les fameuses brèches à Micmacca.

La transgression reprend ses droits aussi tôt après le dépôt des grès roses du Géorgien supérieur, et a envahi d'un seul coup la totalité de la chaîne anti-atlasique. Avec ce vaste mouvement transgressif commence le cycle sédimentaire du Cambrien moyen, caractérisé par la série des schistes à paradoxides.

Ces variations du niveau marin sont dues à un événement tectonique connu à l'échelle du Maroc qui est le rift intracontinental (Algouti et al., 2001 ; Chbani et al., 1999 ; Daynou, 2006 ; Bea et al., 2015) qui a commencé au Cambrien inférieur et a avorté durant le Cambrien moyen, montre en plus que les tendances similaires dans les variations du niveau marin sont la preuve d'une influence eustatique, et les variations du nombre des séquences génétiques d'une zone à l'autre sont plutôt, d'origine tectonique.

Conclusion

L'Anti-Atlas oriental a enregistré une sédimentation deltaïque au cours du Cambrien. Cette sédimentation est limitée par rapport au reste du domaine de l'Anti-Atlas, où les formations sont complètes et plus développées et indiquent des environnements de dépôt plus profonds.

L'analyse de l'évolution morpho-tectonique du bassin, et l'identification de l'alternance de phases transgressives et régressives, a permis de comprendre le processus de remplissage sédimentaire du bassin cambrien de Jbel Saghro. Il est caractérisé par une diminution latérale de l'épaisseur vers l'ouest, mais conserve les mêmes variations eustatiques sur toute la zone d'étude. Les coupes transversales présentées dans ce travail, montrent l'association de dépôts marins et continentaux, avec une tendance à un granoclassement inverse. Ces sédiments sont classés en deux séquences de dépôt, chaque séquence est composée de deux cortèges sédimentaires : le cortège transgressif est caractérisé par des séquences génétiques de type 'deepening-up, fining-up' et le cortège de haut niveau marin qui est caractérisé par des séquences génétiques de type 'shallowing-up, coarsening-up'.

Le nombre de séquences génétiques varie dans la zone d'étude, ce qui suggère l'influence de la tectonique locale sur la sédimentation. Les zones affaissées sont caractérisées par un taux de sédimentation plus élevé et donc plus de séquences génétiques.

L'analyse de la succession des différentes séquences de dépôt, des cortèges sédimentaires et des unités génétiques, nous a permis de suivre la tendance évolutive des sédiments du pôle continental vers le pôle marin, dans les deux séquences de dépôt.

La tendance marine reste la même le long de la zone d'étude pendant les périodes du Cambrien inférieur et moyen. C'est une preuve de la même origine eustatique de toutes les séquences génétiques, alors que le taux de préservation de ces séquences est plutôt contrôlé par la tectonique.

L'analyse des coupes lithostratigraphiques, indique que les dépôts du Cambrien inférieur sont absents dans la région occidentale du Jbel Saghro. Alors que les sédiments du Cambrien moyen exposent une tendance à l'amincissement de l'est vers l'ouest. Ce phénomène a été produit par une tectonique active liée au rifting du Néoprotérozoïque-Cambrien inférieur et qui a transformé le domaine de l'Anti-Atlas en zones basses et hautes. Pendant la transgression du Cambrien inférieur, les zones basses de la partie nord orientale et la partie sud de la zone d'étude ont reçu une importante sédimentation. Les zones hautes du nord-ouest sont restées

émergées. Après la transgression du Cambrien moyen, l'ensemble de l'Anti-Atlas a été émergé. L'architecture structurale du substratum a influencé une fois de plus la répartition de la sédimentation du Cambrien moyen, les grabens ont enregistré un dépôt de sédiments plus important que les horsts.

Les failles que nous supposons responsables de cette architecture sédimentologique, sont cachées par la sédimentation postérieure, il nous a donc été nécessaire d'utiliser la cartographie aéromagnétique et gravimétrique pour exposer les structures de subsurface. Les données aéromagnétiques ont été réduites aux pôles afin d'être utilisées pour le traitement du gradient horizontal et de la déconvolution d'Euler. La réduction aux pôles a permis de corréler les anomalies à leurs sources causales. Le gradient horizontal a mis en évidence plusieurs linéaments magnétiques orientées NE-SW et NW-SE, que nous supposons responsables de la structuration du Jbel Saghro, en horsts et grabens au cours du Néoprotérozoïque supérieur-Cambrien. Ceci explique les variations latérales de faciès, et l'amincissement d'est en ouest des séries sédimentaires du Cambrien inférieur et moyen. La profondeur des failles aveugles a pu être identifiée, en utilisant la déconvolution d'Euler, elle varie entre 500 m et 1500 m, dans la zone du socle la profondeur est faible alors que dans les zones de couverture la profondeur augmente.

Quant aux résultats du traitement des données gravimétriques, ils confirment la présence de trois systèmes de failles : la tendance E-W qui correspond aux failles orientées E-W de la phase post-Hercynienne extensive, la tendance NE-SW de l'extension cambrienne, et la tendance NW-SE héritée des événements extensifs du Néoprotérozoïque supérieur. Ces deux dernières failles sont responsables de la structuration du socle Précambrien en zones hautes et basses, qui ont contrôlé le taux de sédimentation de la couverture paléozoïque.

Les résultats de la transformation SPI ont mis en évidence la distribution spatiale des anomalies, indiquant ainsi l'organisation spatiale des soulèvements du socle qui ont par conséquent influencé la sédimentation postérieure.

Les résultats de l'interprétation des données gravimétriques sont compatibles avec les résultats du traitement aéromagnétiques ainsi qu'avec les investigations de terrain, la distribution latérale et spatiale des anomalies correspond à la localisation des roches du socle identifiées sur le terrain. Les coupes levées et les observations notées ont permis d'interpréter et de valider les résultats du traitement géophysique.

Références

- Abdullah, A., Nassr, S., & Ghaleeb, A. (2013). Remote Sensing And Geographic Information System For Fault Segments Mapping A Study From Taiz Area, Yemen. *Journal Of Geological Research*.
- Algouti, Ab, Algouti, Ah, Chbani, B., Zaim, M., (2001). Sedimentation Et Volcanisme Syngénétique De La Série De Base De L'adoudounien Infra-Cambrien A Travers Deux Exemples De L'anti-Atlas Du Maroc. *J. Afr. Earth Sci.* 32, 541–556. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00096-9](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00096-9)
- Ali Sa. (2001). Landform And Lineament Studies In Parts Of Jhansi Area, Up-An Application Of Remote Sensing. *Indian Journal Of Petroleum Geology*.;10(2):77-88. 7.
- Ainsworth, R. B., & Pattison, S. A. (1994). Where Have All The Lowstands Gone? Evidence For Attached Lowstand Systems Tracts In The Western Interior Of North America. *Geology*, 22(5), 415-418.
- Aït Malek H., Gasquet D., Bertrand J.M., Leterrier J. ; (1998). Géochronologie U–Pb Sur Zircon De Granitoïdes Eburnéens Et Panafricains Dans Les Boutonniers Protérozoïque D'Lgherm, Du Kerdous Et Du Bas Drâa (Anti-Atlas Occidental, Maroc). *C. R.Acad. Sci., Paris*, 327, 819–826,
- Allen, J.R.L., (1966). "On Bed Forms And Palaeocurrents." *Sedimentology* 6 (3): 153–90. <https://doi.org/10.1111/J.1365-3091.1966.Tb01576.X>.
- Alvaro, Javier J., Clausen, S., Albani, A. E., & Chellai, E. H. (2006). Facies Distribution Of The Lower Cambrian Cryptic Microbial And Epibenthic Archaeocyathan-Microbial Communities, Western Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentology*, 53(1), 35-53.
- Amiri A., Chaqui A., Hamdi I., Inoubli M.H., Ben Ayed N., Tlig S.; (2001). Role Of Preexisting Faults In The Geodynamic Evolution Of Northern Tunisia, Insights From Gravity Data From The Medjerda Valley. *Tectonophysics*, 506, 1-10
- Asfirane, F., & Galdeano, A. (1995). The Aeromagnetic Map Of Northern Algeria: Processing And Interpretation. *Earth And Planetary Science Letters*, 136(1-2), 61-78.
- Azaiez H., Gabtni H., Bouyahya I., Tanfous D., Haji S., Bedir M.; (2011). Lineaments Extraction From Gravity Data By Automatic Lineament Tracing Method In Sidi Bouzid Basin (Central Tunisia): Structural Framework Inference And Hydrogeological Implication. *Int. J. Geosci.*, 2, 373-383
- Azizi Samir M.R., Ferrandini J. Et Tane J.-L. (1990). Tectonique Et Volcanisme Tardi-Panafricains (580-560 M.A.) Dans L'anti-Atlas Central (Maroc) : Interpretation Géodynamique A L'Échelle Du Nw De L'Afrique, /. *Air. Earth Sci.*, 10, 549-563 Bensaou M. Et Hamoumi N. 1992. L
- Baidder Lahssen., (2007). Structuration De La Bordure Septentrionale Du Craton Ouest Africain Du Cambrien A L'actuel : Cas De L'anti Atlas Oriental Du Maroc. *These De Doctorat*.
- Baidder, L., Michard, A., Soulaïmani, A., Fekkak, A., Eddebba, A., Rjimati, E.-C., Raddi, Y., (2016). Fold Interference Pattern In Thick-Skinned Tectonics; A Case Study From The External Variscan Belt Of Eastern Anti-Atlas, Morocco. *J. Afr. Earth Sci.* 119, 204–225. <https://doi.org/10.1016/J.Jafrearsci.2016.04.003>

- Bakliwal Pc, Ramasamy Sm. (1987). Lineament Fabric Of Rajasthan And Gujarat, India. *Rec. Geol. Surv. India*;113(7):54–64. Clark, C.D. Et Wilson, C., 1994. Spatial Analysis Of Lineaments. *Computers Et Geosciences*, 20, 7-8, 1237- 1258.
- Baranov, V. (1957). A New Method For Interpretation Of Aeromagnetic Maps: Pseudo-Gravimetric Anomalies. *Geophysics*, 22(2), 359-382.
- Baranov, V., & Naudy, H. (1964). Numerical Calculation Of The Formula Of Reduction To The Magnetic Pole. *Geophysics*, 29(1), 67-79.
- Bathurst, R.G.C., (1967). Subtidal Gelatinous Mat, Sand Stabilizer And Food. *Journal Of Geology*, V. 75, P. 736-738
- Baum, G. And Vail, P. (1988). Sequence Stratigraphic Concepts Applied To Paleogene Outcrops, Gulf And Atlantic Basins. In: *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. C.Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, And J.C. Van Wagoner (Eds.). *Sepm Special Publication* 42, P. 309-327.
- Bea, F., Montero, P., Haissen, F., Molina, J.F., Michard, A., Lazaro, C., Mouttaqi, A., Errami, A., Sadki, O., (2016). First Evidence For Cambrian Rift-Related Magmatism In The West African Craton Margin: The Derraman Peralkaline Felsic Complex. *Gondwana Res.* 36, 423–438. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.07.017>
- Belfoul, M.A., Falk, F., Hassenforder, B., (2001). Mise En Evidence D'une Tectonique Tangentielle Antérieure Au Plissement Majeur Dans La Chaîne Hercynienne De L'anti-Atlas Occidental, Maroc. *J. Afr. Earth Sci.* 32, 723–739. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00051-9](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00051-9)
- Benssaou, M. (1990). Le Protérozoïque Terminal, Cambrien Inférieur De L'anti-Atlas Occidental (Maroc): Un Rift Intracontinental Etabli Au Voisinage D'une Zone De Suture Panafricaine (Doctoral Dissertation).
- Benssaou, M., Hamoumi, N., (2003). Le Graben De L'anti-Atlas Occidental (Maroc) : Contrôle Tectonique De La Paléogéographie Et Des Séquences Au Cambrien Inférieur. *Comptes Rendus Geosci.* 335, 297–305. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00033-6](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00033-6)
- Benziane, F., & Yazidi, A. (1992). Corrélations Des Formations Du Protérozoïque Supérieur. *Notes Et Mémoires Du Service Géologique*, (366), 147-157.
- Biju-Duval, Bernard. (1999). *Géologie Sédimentaire: Bassins, Environnements De Dépôts, Formation Du Pétrole*. Editions Technip.
- Blakely R. J., Simpson R. W.; (1986). Approximating Edges Of Source Bodies From Magnetic Or Gravity Anomalies," *Geophysics*, Vol. 51, No. 7, Pp. 1494–1498. Doi: 10.1190/1.1442197.
- Blakely R.J.; (1996). *Potential Theory In Gravity And Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Bondon, J., & Neltner, L. (1933). Sur La Série Cambrienne Des Plateaux De Drâa (Sud Marocain) Et La Présence Du Géorgien Dans Cette Série. *Cr Acad. Sci. Paris*, 10, 170-172.
- Boubekri, H. (2006). Inversion Tridimensionnelle Automatisée Des Données Magnétiques, Application Aux Données Du Hoggar (Doctoral Dissertation, Alger).

- Bouligand, C. (2006). *Etudes Sur Le Comportement Du Champ Magnétique Terrestre Durant Les Périodes De Polarité Stable* (Doctoral Dissertation, Paris, Institut De Physique Du Globe).
- Bournas, N. (2001). *Interprétation Des Données Aérogéophysiques Acquises Au-Dessus Du Hoggar Oriental* (Doctoral Dissertation).
- Bracewell Rn.; (1965). *The Fourier Transform And Its Applications*: Mcgraw Hill Inc.
- Buggisch, W., & Siegert, R. (1988). *Paleogeography And Faciès Of The 'Gres Terminaux' (Uppermost Lower Cambrian, Anti-Atlas/Morocco)*. In *The Atlas System Of Morocco* (Pp. 107-121). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Buggisch, W., Flügel, E., (1988). *The Precambrian/Cambrian Boundary In The Anti-Atlas (Morocco) Discussion And New Results*, In: Jacobshagen, V.H. (Ed.), *The Atlas System Of Morocco*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, Pp. 81–90. <https://doi.org/10.1007/Bfb0011587>
- Burke, K. (1977). *Aulacogens And Continental Breakup*. *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences*, 5(1), 371–396. [doi:10.1146/annurev.Ea.05.050177](https://doi.org/10.1146/annurev.Ea.05.050177)
- Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, C., Soulaïmani, A., (2006). *Tectonics Of The Anti-Atlas Of Morocco*. *Comptes Rendus Geosci.* 338, 11–24. <https://doi.org/10.1016/J.Crte.2005.11.012>
- Campbell W. C., (1997). *Introduction To Geomagnetic Fields*, [Doi 10.1063/1.882493](https://doi.org/10.1063/1.882493)
- Cara, M., (1989). *Geophysique* (Dunod-Bordas, Collection Ge'osciences, Paris)
- Catuneanu, O. (2006). *Principles Of Sequence Stratigraphy*. Elsevier.
- Catuneanu, O. (2002). *Sequence Stratigraphy Of Clastic Systems: Concepts, Merits, And Pitfalls*. *Journal Of African Earth Sciences*, 35(1), 1-43.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., ... & Winker, C. (2009). *Reply To The Comments Of W. Helland-Hansen On "Towards The Standardization Of Sequence Stratigraphy" By Catuneanu Et Al.* [*Earth-Sciences Review* 92 (2009), Pp. 1–33].
- Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G. S. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A., & Tucker, M. E. (2011). *Sequence Stratigraphy: Methodology And Nomenclature*. *Newsletters On Stratigraphy*, 44(3), 173-245.
- Charlot, R., (1976). *The Precambrian Of The Anti-Atlas (Morocco): A Geochronological Synthesis*. *Precambrian Res.* 3, 273–299. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(76\)90013-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(76)90013-9)
- Charrue, Cr. ; (2006). *Géologie Structurale De L'anti-Atlas Oriental, Maroc*. Thèse De Doctorat, Institut De Géologie Et D'hydrogéologie Université De Neuchâtel Suisse.
- Chbani, B., Beauchamp, J., Algouti, A., & Zouhair, A. (1999). *Un Enregistrement Sédimentaire Eocambrien Dans Un Bassin Intracontinental En Distension: Le Cycle «Conglomérats De Base—Unité Calcaire—Grès De Tikirtde Bou-Azzer El Graara (Anti-Atlas Central, Maroc)*. *Comptes Rendus De L'académie Des Sciences-Series Iia-Earth And Planetary Science*, 329(5), 317-323.

- Choubert, G., (1946). *Aperçu De La Géologie Marocaine*. Rev. Géogr. Marocaine, 2-3, 59-77.
- Choubert, G., Faure-Muret, A., (1980). 1. Anti-Atlas (Morocco). *Earth-Sci. Rev.* 16, 87–113. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(80\)90035-5](https://doi.org/10.1016/0012-8252(80)90035-5)
- Choubert G. ; (1952). *Histoire Géologique Du Domaine De L'anti-Atlas*. 19e Congr. Géol. Int. 3e Série, Maroc, No. 6, P. 77-194
- Choubert, G., & Marçais, J. (1952). *Géologie Du Maroc: Fascicule 1. 1re Partie. Aperçu Structural, Par G. Choubert Et J. Marçais. 2e Partie. Histoire Géologique Du Domaine De L'anti-Atlas, Par G. Choubert*. Impr. Édita.
- Choubert, G. (1959). *Coup D'oeil Sur La Fin Du Précambrien Et Le Début Du Cambrien Dans Le Sud Marocain*. Notes Du Service Géologique Du Maroc.
- Choubert G. (1963). – *Histoire Géologique Du Précambrien De L'anti-Atlas*. T. 1. – Notes Et Mémoires Du Service Géologique Du Maroc, 162, 352 P.
- Chouteau M. (1999). *Géophysique Appliquée I, 7.440 Gravimétrie, Cours En Ligne, Génie Minéral*, Ecole Polytechnique De Montréal
- Clark, C. D., & Wilson, C. (1994). *Spatial Analysis Of Lineaments*. *Computers & Geosciences*, 20(7-8), 1237-1258.
- Clauer, N. And Leblanc, M., (1974). *Implications Stratigraphiques D'une ~Tude G~Ochronologique Rubidium--Strontium Sur M~Tas~Diments Pr~Cambriens De Bou Azzer (Anti-Atlas Maroc)*. Accepted Note To Be Published In Notes M~M. Serv. G~Ol. Maroc.
- Clauer, N. (1976). *Géochimie Isotopique Du Strontium Des Milieux Sédimentaires. Application A La Géochronologie De La Couverture Du Craton Ouest-Africain* (Vol. 45, No. 1). *Persée-Portail Des Revues Scientifiques En Shs*.
- Cordell L.; (1979). *Gravimetric Expression Of Graben Faulting In Santa Fe Country And The Espanola Basin, New Mexico*. In: Ingersoll R.V. (Ed), 30th Field Conference, New Mexico Geological Society, Guidebook To Santa Fe Country, Socorro, New Mexico, Nm, Usa, Pp. 59-64
- Cordell L., Grauch V.J.S.; (1985). *Mapping Basement Magnetization Zones From Aeromagnetic Data In The San Juan Basin, New Mexico*. In: Hinze W.J. (Ed), *The Utility Of Regional Gravity And Magnetic Anomaly Maps*, Soc. Expl. Geophys., Tulsa, Ok, Usa, Chapter 16, Pp. 181-197. Doi: 10.1190/1.0931830346.Ch16.
- Colombié, C. (2002). *Sédimentologie, Stratigraphie Séquentielle Et Cyclostratigraphie Du Kimméridgien Du Jura Suisse Et Du Bassin Vocontien (France): Relations Plate-Forme-Bassin Et Facteurs Déterminants* (Doctoral Dissertation, Université De Fribourg).
- Courtillot V. And J. L. Le Mouél, (1988). *Time Variations Of The Earth's Magnetic Field: From Daily To Secular*, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, No. 16, Pages 389-476.
- Cramez, C. (1990). *Glossaire De Stratigraphie Séquentielle: Anglais-Français* (Vol. 45, No. 3). Editions Technip.

- Cross, T.A., (1986). *Tectonic Controls Of Foreland Basin Subsidence And Laramide Style Deformation, Western United States*, In: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, Uk, Pp. 13–39. <https://doi.org/10.1002/9781444303810.Ch1>
- Cross, T. A., Baker, M. R., Chapin, M. A., & Clark, M. S. (1993). *Applications Of High-Resolution Sequence Stratigraphy To Reservoir Analysis*. *Collection Colloques Et Seminaires-Institut Francais Du Petrole*, 51, 11-11.
- Dale, A. Leckie., Krystinik, L.F., (1989). “*Is There Evidence For Geostrophic Currents Preserved In The Sedimentary Record Of Inner To Middle-Shelf Deposits?*” *Sepm Journal Of Sedimentary Research* Vol. 59. <https://doi.org/10.1306/212f9093-2b24-11d7-8648000102c1865d>.
- Dalrymple, R.W., Choi, K., (2007). *Morphologic And Facies Trends Through The Fluvial–Marine Transition In Tide-Dominated Depositional Systems: A Schematic Framework For Environmental And Sequence-Stratigraphic Interpretation*. *Earth-Science Reviews* 81, 135–174. [Doi:10.1016/j.earscirev.2006.10.002](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002)
- Dasgupta, P., (2002). “*Determination Of Paleocurrent Direction From Oblique Sections Of Trough Cross-Stratification--A Precise Approach.*” *Journal Of Sedimentary Research* 72 (1): 217–19. <https://doi.org/10.1306/050401720217>.
- Decelles, P. G., & Cavazza, W. (1992). *Constraints On The Formation Of Pliocene Hummocky Cross-Stratification In Calabria (Southern Italy) From Consideration Of Hydraulic And Dispersive Equivalence, Grain-Flow Theory, And Suspended-Load Fallout Rate*. *Journal Of Sedimentary Research*, 62(4), 555-568.
- Destombes, J., Hollard, D. & Willefert, S. (1985). *Lower Paleozoic Rocks Of Morocco*. In: C.H. Holland (Ed), *Lower Palaeozoic Rocks Of North-Western And West-Central Africa*. John Wiley, Chichester, 91-336.
- Dubois, J., 1997. *La Gravimétrie En Mer*. Institut Océanographique, Paris, Pp. 1–30.
- Ducrot, J., Lancelot, J.R., (1977). *Problème De La Limite Précambrien–Cambrien: Etude Radiochronologique Par La Méthode U–Pb Sur Zircons Du Volcan Du Jbel Boho (Anti-Atlas Marocain)*. *Can. J. Earth Sci.* 14, 2771–2777. <https://doi.org/10.1139/E77-243>
- Ducrot, J. (1979). *Datation A 615 Ma De La Granodiorite De Bleida Et Conséquences Sur La Chronologie Des Phases Tectoniques, Métamorphiques Et Magmatiques Panafricaines Dans L'anti-Atlas Marocain*. *Bulletin De La Société Géologique De France*, 7(4), 495-499.
- Ducrot, J. (1986). *Corrélatlons Chronologiques Des ÉV~Nements Tectoniques M~Tamorphiques Et Magmatiques Pan Africains Dans Ranti-Atlas Marocaln*. 1 *Ibmerbun. Ann. Des Scl De La T., Clermont-Forrand. Soc. C, Bol. Fr. Edit. Paris*.
- Dufrécho G., Harris L.B., And Corriveau L.; (2013): *Tectonic Reactivation Of Transverse Basement Structures In The Grenville Orogeny Of Sw Quebec, Canada: Insights From Gravity And Aeromagnetic Data*. *Precambrian Res.*, 241, 61-84

- Dumas, S., & Arnott, R. W. C. (2006). Origin Of Hummocky And Swaley Cross-Stratification—The Controlling Influence Of Unidirectional Current Strength And Aggradation Rate. *Geology*, 34(12), 1073-1076.
- Einsele, G., (1992). *Sedimentary Basins: Evolution, Faciès, And Sediment Budget*. Berlin : Springer
- Embry, A. F. (1993). Transgressive–Regressive (T–R) Sequence Analysis Of The Jurassic Succession Of The Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal Of Earth Sciences*, 30(2), 301-320.
- Embry, A.F., (2009). *Practical Sequence Stratigraphy*. Canadian Society Of Petroleum Geologists, Online At [Www.Cspg.Org](http://www.cspg.org), 79 P
- Ennih, N., Laduron, D., Greiling, R.O., Errami, E., De Wall, H., Boutaleb, M., (2001). Superposition De La Tectonique Eburnéenne Et Panafricaine Dans Les Granitoïdes De La Bordure Nord Du Craton Ouest Africain, Boutonnière De Zenaga, Anti-Atlas Central, Maroc. *J. Afr. Earth Sci.* 32, 677–693. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00048-9](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00048-9)
- Ennih, N., Liégeois, J.-P., (2001). The Moroccan Anti-Atlas: The West African Craton Passive Margin With Limited Pan-African Activity. Implications For The Northern Limit Of The Craton. *Precambrian Res.* 112, 289–302.
- Fekkak, A., Boualoul, M., Badra, L., Amenzou, M., Saquaque, A., & El-Amrani, I. E. (2000). Origine Et Contexte Geotectonique Des Dépôts Detritiques Du Groupe Neoproterozoïque Inférieur De Kelaat Mgouna (Anti-Atlas Oriental, Maroc). *Journal Of African Earth Sciences*, 30(2), 295-311.
- Fekkak A., Pouclet A., Ouguir H., Ouazzani L. D. ; (2001). *Géochimie Et Signification Géotectonique Des Volcanites Du Cryogénien Inférieur Du Saghro (Anti-Atlas Oriental, Maroc)*, *Geodin. Acta*, P. 13.
- Fekkak, A., Pouclet, A., & Badra, L. (2002). The Pre-Pan-African Rifting Of Saghro (Anti-Atlas, Morocco): Example Of The Middle Neoproterozoic Basin Of Boumalne. *Bulletin De La Société Géologique De France*, 173(1), 25-35.
- Fekkak, A., Pouclet, A., Benharref, M., (2003). The Middle Neoproterozoic Sidi Flah Group (Anti-Atlas, Morocco): Synrift Deposition In A Pan-African Continent/Ocean Transition Zone. *J. Afr. Earth Sci.* 37, 73–87. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00049-6](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00049-6)
- Fleury Simon. (2011). *Méthode Magnétique Appliquée A L'exploration Multiéchelle Du Bassin De Franceville*. *Géophysique [Physics.Geo-Ph]*. Université De Strasbourg, Français.
- Gabtni, H., Jallouli, C., Mickus, K. L., & Turki, M. M. (2013). Geodynamics Of The Southern Tethyan Margin In Tunisia And Maghrebian Domain: New Constraints From Integrated Geophysical Study. *Arabian Journal Of Geosciences*, 6(1), 271-286.
- Galloway, W., (1989). Genetic Stratigraphic Sequences In Basin Analysis I: Architecture And Genesis Of Flooding-Surface Bounded Depositional Units. *Aapg Bull.*, Vol. 73, [Doi: 10.1306/703c9af5-1707-11d7-8645000102c1865d](https://doi.org/10.1306/703c9af5-1707-11d7-8645000102c1865d)
- Gasquet, D., Levresse, G., Cheilletz, A., Azizi-Samir, M.R., Mouttaqi, A., (2005). Contribution To A Geodynamic Reconstruction Of The Anti-Atlas (Morocco) During Pan-African Times With

- The Emphasis On Inversion Tectonics And Metallogenic Activity At The Precambrian–Cambrian Transition. *Precambrian Res.* 140, 157–182.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.06.009>
- Geiller, M. (1997). *Sédimentologie De Faciès, Mineralogie Et Stratigraphie Génétique Des Réservoirs Silico-Clastiques Du Lias Inférieur De Cère-La-Ronde (D'après Les Données De Forages Gdf De Sologne-Sw Du Bassin De Paris)* (Doctoral Dissertation, Strasbourg 1).
- Geosoft Inc. (2007). Oasis Montaj. https://www.geosoft.com/media/uploads/resources/brochures/om_b_2008_10_web.pdf.
- Geyer, G., Malinky, J.M., (1997). *Middle Cambrian Fossils From Tizi N'tichka, The High Atlas, Morocco. Part 1. Introduction And Trilobites.* *J. Paleontol.* 71, 620–637.
<https://doi.org/10.1017/S0022336000040117>
- Geyer, G., Palmer, A.R., (1995). *Neltneriidae And Holmiidae (Trilobita) From Morocco And The Problem Of Early Cambrian Intercontinental Correlation.* *J. Paleontol.* 69, 459–474.
<https://doi.org/10.1017/S0022336000034867>
- Ginsburg, R. N. (1971). *Landward Movement Of Carbonate Mud: New Model For Regressive Cycles In Carbonates.* *Aapg Bulletin*, 55(2), 340–340.
- Giroux, B., & Chouteau, M. (2008). *Glq2200-Geophysique Appliquée I.*
- Gouiza, M., Charton, R., Bertotti, G., Andriessen, P., Storms, J.E.A., (2017). *Post-Variscan Evolution Of The Anti-Atlas Belt Of Morocco Constrained From Low-Temperature Geochronology.* *Int. J. Earth Sci.* 106, 593–616. <https://doi.org/10.1007/S00531-016-1325-0>
- Guillocheau, F. (1991). *Modalité D'empilement Des Séquences Génétiques Dans Un Bassin De Plate-Forme (Dévonien Armoricaïn): Nature Et Distorsion Des Différents Ordres De Séquences De Dépôts Emboîtés.* *Bulletin Des Centres De Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 15(2), 383–410.
- Guillocheau, F. (1995). *Nature, Rank And Origin Of Phanerozoic Sedimentary Cycles.* *Comptes Rendus De L'académie Des Sciences. Série 2. Sciences De La Terre Et Des Planètes*, 320(12), 1141–1157.
- Hantzschel, W., (1936). *Die Schichtungsformen Rezenter T'lachmeer-Ablagerung Im Jade-Gebiet.* *Senckenbergiana Lethaea*. 18:316–356
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., And Walker, R.G., (1975). *Depositional Environments As Interpreted From Primary Sedimentary And Stratigraphic Sequences.* *Sepm (Society For Sedimentary Geology)*
- Harms, J.C., (1979). *“Primary Sedimentary Structures.” Annual Review Of Earth And Planetary Sciences* 7 (1): 227–48. <https://doi.org/10.1146/annurev.Ea.07.050179.001303>.
- Hassenforder, B. (1987). *La Tectonique Panafricaine Et Varisque De L'anti-Atlas Dans Le Massif Du Kerdous (Maroc)* (Doctoral Dissertation, Strasbourg 1).
- Haq, B.U., Hardenbol, J. Et Vail, P.R., (1987). *Chronology Of Fluctuating Sea Levels Since The Triassic.* *Science*, 235p. 1156–1166.

- Heinitz W., Buchelt M. & Jacobshagen V. (1986). – Early Diagenetic And Tectonic Structures In The Sedimentary Cover Of The Central Anti-Atlas (South Morocco). – *Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatshefte* 1986, 6, 342-357.
- Hejja Et Al.; (2019). Fractures Distribution And Basement-Cover Interaction In A Polytectonic Domain: A Case Study From The Saghro Massif (Eastern Anti-Atlas, Morocco), *J. Afr. Earth Sci.*, Vol. 162, P. 103694. Doi: 10.1016/J.Jafrearsci.2019.103694
- Helg, U., Burkhard, M., Caritg, S., & Robert-Charrue, C. (2004). *Folding And Inversion Tectonics In The Anti-Atlas Of Morocco*. *Tectonics*, 23(4).
- Helland-Hansen, W., & Martinsen, O. J. (1996). Shoreline Trajectories And Sequences; Description Of Variable Depositional-Dip Scenarios. *Journal Of Sedimentary Research*, 66(4), 670-688.
- Hobbs, W. H. (1904). Lineaments Of The Atlantic Border Region. *Bulletin Of The Geological Society Of America*, 15(1), 483-506.
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R., And Cross, T., (1992). Correlations Haute Resolution Et Stratigraphie Genetique : Une Demarche Integree. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. El-Aquitaine*, 357-381.
- Hunt, D., & Tucker, M. E. (1992). Stranded Parasequences And The Forced Regressive Wedge Systems Tract: Deposition During Base-Level'fall. *Sedimentary Geology*, 81(1-2), 1-9.
- Hupe, P. (1952). Sur Des Problematica Du Precambrien Iii. Division Des Mines Et De La Géologie, Service Géologique De Morocco. *Notes Et Memoires*, 103, 297-383.
- Idrissi, A., Saadi, M., Manar, A., Astaty, Y., Harrouchi, L., & Nacer, J. E. (2021). Contribution Of Aeromagnetic Cartography And Lithostratigraphic Studies To The Identification Of Blind Faults And The Cambrian Deposits Geometry In Jbel Saghro (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *Bulletin Of Geophysics And Oceanography*, 62(1).
- Idrissi, A., Saadi, M., Astaty, Y., & Bouayachi, A. (2022). Mapping Of Genetic Sequences Of The Cambrian Series In The Jbel Saghro Massif, Eastern Anti-Atlas, Morocco: Implications For Eustatic And Tectonic Controls. *The Iraqi Geological Journal*, 1-20.
- Idrissi, A., Saadi, M., Astaty, Y., Et Al. (2022). Contribution Of Gravity Anomalies Interpretation To The Geology Of The Jbel Saghro (Eastern Anti-Atlas, Morocco): Implications For The Impact Of Structural Control On Sedimentation Distribution. *Bulletin Of Geophysics And Oceanography*.
- Ighid L., Saquaque A., Reuber I.; (1989). Plutons Syn-Cinématiques Et La Déformation Panafricaine Majeure Dans Le Saghro Occidental (Boutonnière D'imiter, Anti-Atlas, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, 615-620
- Inglis, J. D., D'lemos, R. S., Samson, S. D. Et Admou, H. (2005). Geochronological Constraints On Late Precambrian Intrusion, Metamorphism, And Tectonism In The Anti-Atlas Mountains. *J. Geol.*, 113 : 439-450.
- Jacobsen, B. H. (1987). A Case For Upward Continuation As A Standard Separation Filter For Potential-Field Maps. *Geophysics*, 52(8), 1138-1148.

- Jervey, M.T., (1988). *Quantitative Geological Modeling Of Siliciclastic Rock Sequences And Their Seismic Expression*, In Wilgus, C.K., Hasting, B.S., Kendall, C.G.St.C, Posamentier, Hw, Ross, Ca, And Van Wagoner, Jc, Eds., *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*: Tulsa, Ok, Society Of Economic Paleontologists And Mineralogists, Special Publication No. 42, P. 47-69.
- Ju, Y., Wang, G., Li, S., Sun, Y., Suo, Y., Somerville, I., ... & Yu, K. (2020). *Geodynamic Mechanism And Classification Of Basins In The Earth System*. *Gondwana Research*.
- Kebede H., Alemu A., Fisseha S.; (2020). *Upward Continuation And Polynomial Trend Analysis As A Gravity Data Decomposition, Case Study At Ziway-Shala Basin, Central Main Ethiopian Rift*. *Heliyon* 6 (2020) E03292. Doi.Org/10.1016/J.Heliyon.2020.E03292.
- Kemp, A. C., Hawkes, A. D., Donnelly, J. P., Vane, C. H., Horton, B. P., Hill, T. D., ... & Cahill, N. (2015). *Relative Sea-Level Change In Connecticut (Usa) During The Last 2200 Yrs*. *Earth And Planetary Science Letters*, 428, 217-229.
- Le Mouel J.L. (1969). *Sur La Distribution Des Elements Magnetiques En France*. These, Paris, 154p.
- Leaman, D. E. (1998). *The Gravity Terrain Correction-Practical Considerations*. *Exploration Geophysics*, 29(4), 467-471.
- Leblanc, M., (1970). *Un Complexe Ophiolitique Dans L~ PrÉ~Cambrien Ii De L'anti-Atlas Central (Maroc): Description, Interpretation Et Position Stratigraphique*. In: Coil. Int. Sur Les Correlations Du Pr~Cambrien. Notes M~M. Serv. G~Ol. Maroc, 236:119--144; Coll. Int. Cnrs, Paris, 192,
- Leblanc M. ; (1973). *La Tectonique Du Précambrien Ii Dans La Région De Bou-Azzer (Anti-Atlas Central)*. Notes Serv. Géol. Maroc, 33, N°29, 59-91.
- Leblanc, M., (1975). *Ophiolites Pr~Cambriennes Et G~Es Arsenics De Cobalt (Bou-Azzer, Maroc)*. Thesis. Centre G~Ologique Et G~Ophysique Montpellier. 329 Pp; Notes Mem. Serv. G~Ol. M~Roc, In Press.
- Leblanc M.; (1976). *A Proterozoic Oceanic Crust At Bou Azzer*. *Nature*, 206, 34-35.
- Leblanc M.; (1977.) *Synchronisme Des Faciès Volcaniques («Précambrien Iii») Et Sédimentaires (Adoudounien) Dans L'fracambrien D'alous (Anti-Atlas, Maroc)*. C.R. Acad. Sci., Paris, 284:878–882.
- Leblanc M. ; Billaud P.; (1978). *A Volcano-Sedimentary Copper Deposit On A Continental Margin Of Upper Proterozoic Age : Bleida (Anti-Atlas, Morocco)*. *Economic Geology*, 73 (6) 1101-1111.
- Leblanc, M., Lancelot, J.R., (1980). *Interprétation Géodynamique Du Domaine Pan-Africain (Précambrien Terminal) De L'anti-Atlas (Maroc) A Partir De Données Géologiques Et Géochronologiques*. *Can. J. Earth Sci.* 17, 142–155. <https://doi.org/10.1139/E80-012>
- Landing E., Geyer G., Heldmaier W.; (2006). *Distinguishing Eustatic And Epeirogenic Controls On Lower-Middle Cambrian Boundary Successions In West Gondwana (Morocco And Iberia)*. *Sedimentology*, Vol. 53, No. 4, Pp. 899–918. Doi: 10.1111/J.1365-3091.2006.00780.X.

- Maceachern, J. A., Dashtgard, S. E., Knaust, D., Catuneanu, O., Bann, K. L., & Pemberton, S. G. (2012). Sequence Stratigraphy. In *Developments In Sedimentology* (Vol. 64, Pp. 157-194). Elsevier.
- Marante, A. (2008). *Architecture Et Dynamique Des Systèmes Sédimentaires Silico-Clastiques Sur La "Plate-Forme Géante" Nord-Gondwanienne: L'ordivicien Moyen De L'anti-Atlas Marocain* (Doctoral Dissertation, Bordeaux 3).
- Martin, A.J., (2000). Flaser And Wavy Bedding In Ephemeral Streams: A Modern And An Ancient Exmpl. *Sediment. Geol.*, Vol. 136, No. 1–2, Pp. 1–5. Doi: 10.1016/S0037-0738(00)00085-3
- Matti, J. C., & Mckee, E. H. (1977). *Silurian And Lower Devonian Paleogeography Of The Outer Continental Shelf Of The Cordilleran Miogeocline, Central Nevada*.
- Michard A.; (1976). *Eléments De Géologie Marocaine. Notes Et Mém. Serv. Carte Géol. Maroc*, 252, 408 P.
- Michard, A. Hæpffner, C., Soulaïmani, A., & Baidder, L. (2008). *The Variscan Belt. In Continental Evolution: The Geology Of Morocco* (Pp. 65-132). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Michard, A., (2011). *Nouveaux Guides Géologiques Et Miniers Du Maroc/New Geological And Mining Guidebooks Of Morocco, Volume 1: Présentation Des Circuits - Introduction A La Géologie Du Maroc*.
- Michard, A., Saddiki, O., Missinard, Y., Oukassou, M., (2017). *Les Grandes Régions Géologiques Du Maroc ; Diversité Et Soulèvement D'ensemble. Project: Exhumation Of The West African Craton And Margins (Moroccan Sahara And Anti-Atlas Domain) Using Low Temperature Thermochronology (Fission Track Dating) And Structural Geology*.
- Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., ... & Pekar, S. F. (2005). *The Phanerozoic Record Of Global Sea-Level Change*. *Science*, 310(5752), 1293-1298.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., And Thompson, S., (1971). *Seismic Stratigraphy And Global Changes Of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence As A Basic Unit For Stratigraphic Analysis*. *Aapg Memoir* 26, P. 10
- Mokhtari A. ; (1993). *Nouvelles Données Et Interprétations Du Massif Basique De Tagmout (Dj. Saghro, Anti-Atlas, Maroc) : Relations Avec Les Granitoïdes Associés. These De Doctorat Nancy France*.
- Moore, G. K., & Waltz, F. A. (1983). *Objective Procedures For Lineament Enhancement And Extraction*. *Photogrammetric Engineering And Remote Sensing*, 49(5), 641-647.
- Mouge, P., (1990). *Assemblage Et Interpretation Des Donnees Aeromagnetoiques Au Dessus De L'europe De L'ouest Et De La Mediterranee Occidentale*, Thesis, Université Paris 7
- Nabighan M.N.; (1972). *The Analytic Signal Of Two Dimensional Magnetic Bodies With Polygonal Cross – Section; Its Properties And Use Or Automatic Interpretation*. *Geophysics*.37, 507 – 517.

- Nait Bba A., Boujamaoui M., Amiri A., Hejja Y., Rezouki I., Baidder L., Inoubli M.H., Manar A., Jabbour H.; (2019). Structural Modeling Of The Hidden Parts Of A Paleozoic Belt: Insights From Gravity And Aeromagnetic Data (Tadla Basin And Phosphates Plateau, Morocco). *J. Afr. Earth Sci.*, 151, 506-522.
- Neumann, A.C., Gebelein, C.D., And Scoffin, T.P., (1970). The Composition, Structure, And Erodability Of Subtidal Mats, Abaco, Bahamas. *Journal Of Sedimentary Petrology*, V. 40, P. 275-297
- Nicolini , P. (1980). *Méthodes De La Gîtologie*. Ed. M. Deschamps, Haïti. 218 Pp
- Nowell, D. A. G. (1999). Gravity Terrain Corrections—An Overview. *Journal Of Applied Geophysics*, 42(2), 117-134.
- O'leary, D.W.; Friedman, J.D. & Pohn, H.A. (1976). Lineament, Linear, Lineation: Some Proposed New Standards For Old Terms. *Geological Society Of America Bulletin*, 87: 1463–1469. [Http://Dx.Doi.Org/10.1130/0016-7606\(1976\)872.0.Co;2](http://Dx.Doi.Org/10.1130/0016-7606(1976)872.0.Co;2)
- Ouanaimi, H., & Petit, J. P. (1992). La Limite Sud De La Chaîne Hercynienne Dans Le Haut Atlas Marocain; Reconstitution D'un Saillant Non Déformé. *Bulletin De La Société Géologique De France*, 163(1), 63-72.
- Ouanaimi, H. (2004). Contribution A L'étude Géologique Du Sud Marocain. Stratigraphie Séquentielle De Bassins Détritiques Paléozoïques. Distribution Des Réseaux De Diaclases Dans Les Chaînes Hercynienne Et Atlasique (Doctoral Dissertation, Thèse. Sci., Uca, Fss, Marrakech).
- Ounaimi H., Berger, J., Abderrahmane, S., Ennih, N., (2020). *Géodynamique De L'anti-Atlas : Évolution Géologique De L'anti-Atlas Marocain Du Précambrien Au Paléozoïque Inférieur*.
- Oudra, M., Beraaouz, H., Ikenne, M., Gasquet, D., & Soulaïmani, A. (2005). La Tectonique Panafricaine Du Secteur D'igherm: Implication Des Dômes Extensifs Tardi A Post-Orogéniques (Anti-Atlas Occidental, Maroc). *Estudios Geológicos*, 61(3-6), 177-189.
- Ozer, A. (1989). Ressources Minérales Et Ressources En Eau: L'apport De La Télédétection Dans Le Monde Francophone. In: Dubois, J.M. (Ed.). *Télédétection En Francophonie*. Au
- Parsons, A. J., & Yearley, R. J. (1986). An Analysis Of Geologic Lineaments Seen On Landsat Mss Imagery. *International Journal Of Remote Sensing*, 7(12), 1773-1782.
- Phillips J.D. ; (2000). Locating Magnetic Contacts : A Comparison Of The Horizontal Gradient, Analytic Signal, And Local Wavenumber Methods. P.402-405 Of The 70th Annual International Meeting Expanded Abstracts.
- Piqué, A., (2003). Evidence For An Important Extensional Event During The Latest Proterozoic And Earliest Paleozoic In Morocco. *Comptes Rendus Geosci.* 335, 865–868. [Https://doi.org/10.1016/J.Crte.2003.08.005](https://doi.org/10.1016/J.Crte.2003.08.005)
- Piqué, A. M. Bouabdelli, A. Soulaïmani, N. Youbi, M. Lliani, (1999). Les Conglomérats Du Piii (Néoprotérozoïque Supérieur) De L'anti-Atlas (Sud Du Maroc) : Molasses Panafricaines Ou Marqueurs D'un Rifting Fini-Protérozoïque ?, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Iia* 328 409–414.

- Piqué A., Soulaïmani A., Hoepffner C., Bouabdelli M., Laville E., Amrhar M., Chalouan, A. ; (2006). *Géologie Du Maroc*. Ed. Géode, Marrakech, Morocco, 280 Pp.
- Plint, A. G., & Nummedal, D. (2000). *The Falling Stage Systems Tract: Recognition And Importance In Sequence Stratigraphic Analysis*. Geological Society, London, Special Publications, 172(1), 1-17.
- Posamentier, H.W., And Vail, P.R., (1988). *Eustatic Control On Clastic Deposition, Sequence And Systems Tracts Models*. S.E.P.M. Publ., Tulsa, N°42, Pp.125-154
- Posamentier, H. W., & Allen, G. P. (1999). *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts And Applications* (Vol. 7, P. 210). Tulsa, Oklahoma: Sepm (Society For Sedimentary Geology).
- Pouclet, A., El Hadi, H., Álvaro, J. J., Bardintzeff, J. M., Benharref, M., & Fekkak, A. (2018). *Review Of The Cambrian Volcanic Activity In Morocco: Geochemical Fingerprints And Geotectonic Implications For The Rifting Of West Gondwana*. *International Journal Of Earth Sciences*, 107(6), 2101-2123.
- Pratt, B.R., (1982). "Stromatolite Decline—A Reconsideration." *Geology* 10 (10): 512. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<512:Sdr>2.0.Co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<512:Sdr>2.0.Co;2).
- Pratt, B. R., & James, N. P. (1986). *The St George Group (Lower Ordovician) Of Western Newfoundland: Tidal Flat Island Model For Carbonate Sedimentation In Shallow Epeiric Seas*. *Sedimentology*, 33(3), 313-343.
- Raddi Y., Baidder L., Michard A. & Tahiri M. (2007). – *Variscan Deformation At The Northern Border Of The West African Craton, Eastern Anti-Atlas, Morocco: Compression Of A Mosaic Of Tilted Blocks*. – *Bulletin De La Société Géologique De France*, 178, 343-352.
- Reid A.B., Allsop J.M., Granser H., Millett A.J. And Somerton I.W.; (1990). *Magnetic Interpretation In Three Dimensions Using Euler Deconvolution*. *Geophys.*, 55, 80-91, Doi: 10.1190/1.1442774.
- Reineck, H.E., And Friedrich, W., (1968). "Classification And Origin Of Flaser And Lenticular Bedding." *Sedimentology* 11 (1–2): 99–104. <https://doi.org/10.1111/J.1365-3091.1968.Tb00843.X>.
- Rona Pa. (1995). *Tectonoeustasy And Phanerozoic Sea Levels*. *J Coast Res.*:269–77.
- Rovere Alessio , Paolo Stocchi Matteo Vacchi (2016). *Eustatic And Relative Sea Level Changes . Current Climate Change Reports* .Doi 10.1007/S40641-016-0045-7
- Roy K. K., (2008). *Potential Theory In Applied Geophysics*
- Salako Ka.; (2014). *Depth To Basement Determination Using Source Parameter Imaging (Spi) Of Aeromagnetic Data: An Application To Upper Benue Trough And Borno Basin, Northeast, Nigeria*. *Academic Research International (Ar Int.)* 5(3): 74-80.
- Saquaque, A., Admou, H., Cisse, A., Benyoucef, A. B. D. E. L. H. A. L. I. M., & Reuber, I. (1989). *Les Intrusions Calco-Alcalines De La Boutonnière De Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Maroc): Marqueurs De La Déformation Panafricaine Majeure Dans Un Contexte De Collision D'arc*. *Cr Acad. Sci. Paris*, 308, 1279-1283.

- Saquaque, A., Benharref, M., Abia, H., Mrini, Z., Reuber, I., Karson, J.A., (1992). Evidence For A Panafrican Volcanic Arc And Wrench Fault Tectonics In The Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. *Geol. Rundsch.* 81, 1–13. <https://doi.org/10.1007/Bf01764536>
- Sarp, G. (2005). *Lineament Analysis From Satellite Images, North-West Of Ankara* (Master's Thesis, Middle East Technical University).
- Scanvic, J.-Y. (1983). *Utilisation De La Télédétection Dans Les Sciences De La Terre*. Bureau De Recherches Géologiques Et Minières, Orléans, 159 Pp. *Manuels Et Méthodes*, 7.
- Schlager, W. (2004). Fractal Nature Of Stratigraphic Sequences. *Geology*, 32(3), 185-188.
- Schön, J. H. (2015). Density. *Physical Properties Of Rocks - Fundamentals And Principles Of Petrophysics*, 109–118. [Doi:10.1016/B978-0-08-100404-3.00004-4](https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100404-3.00004-4)
- Sharpton V. L., Grieve R. A. F., Thomas M. D., & Halpenny, J. F.; (1987). Horizontal Gravity Gradient: An Aid To The Definition Of Crustal Structure In North America. *Geophysical Research Letters*, 14(8), 808–811. [Doi:10.1029/Gl014i008p00808](https://doi.org/10.1029/Gl014i008p00808)
- Selg, M. (1988). Origin Of Peritidal Carbonate Cycles: Early Cambrian, Sardinia. *Sedimentary Geology*, 59(1-2), 115-124.
- Sepkoski, J. J. (1982). Flat-Pebble Conglomerates, Storm Deposits, And The Cambrian Bottom Fauna. In *Cyclic And Event Stratification* (Pp. 371-385). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Soulaimani, A., Bouabdelli, M., Piqué, A., (2003). The Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian Continental Extension In The Anti-Atlas (Morocco). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 174, 83–92. <https://doi.org/10.2113/174.1.83>
- Soulaimani, A., Michard, A., Ouanaïmi, H., Baïdier, L., Raddi, Y., Saddiqi, O., Rjimati, E.C., (2014). Late Ediacaran–Cambrian Structures And Their Reactivation During The Variscan And Alpine Cycles In The Anti-Atlas (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 98, 94–112. <https://doi.org/10.1016/J.jafrearsci.2014.04.025>
- Smith R.S., Thurston B., Dai T., And Macleod I. N.; (1998). Ispi Tm — The Improved Source Parameter Imaging Method. *Geophys. Prospect.*, Vol. 46, No. 2, Pp. 141–151. [Doi: 10.1046/J.1365-2478.1998.00084.X](https://doi.org/10.1046/J.1365-2478.1998.00084.X).
- Sloss, L. L. (1949). Integrated Facies Analysis. In *Sedimentary Facies In Geologic History: Conference At Meeting Of The Geological Society Of America Held In New York, New York, November 11, 1948* (Vol. 39, P. 91). Geological Society Of America.
- Sloss, L. L. (1950). Paleozoic Sedimentation In Montana Area. *Aapg Bulletin*, 34(3), 423-451.
- Sloss, L. L. (1963). Sequences In The Cratonic Interior Of North America. *Geological Society Of America Bulletin*, 74(2), 93-114.
- Stampfli G.M., Borel G.D.; (2002). A Plate Tectonic Model For The Paleozoic And Mesozoic Constrained By Dynamic Plate Boundaries And Restored Synthetic Oceanic Isochrones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196 Pp 17–33.

- Strasser, A., (1991). *Lagoonal-Peritidal Sequences In Carbonate Environments: Autocyclic And Allocyclic Processes*. In: G. Einsele, W. Ricken And A. Seilacher (Editors), *Cycles And Events In Stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin, Pp. 709-721.
- Strasser, A. (1994). *Milankovitch Cyclicity And High-Resolution Sequence Stratigraphy In Lagoonal-Peritidal Carbonates (Upper Tithonian–Lower Berriasian, French Jura Mountains)*. In *Orbital Forcing And Cyclic Sequences* (Vol. 19, Pp. 285-301). Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.
- Swift, D.J.P., Figue, A.G., (1983). “*Hummocky Cross-Stratification And Megaripples: A Geological Double Standard?*” *Sepm Journal Of Sedimentary Research Vol. 53*.
<https://doi.org/10.1306/212f8369-2b24-11d7-8648000102c1865d>.
- Tanguay, M.G. Et Seuthé, C. (1983). *Base D'un Guide D'utilisation Des Images Landsat En Géologie. 8e Symposium Canadien De Télédétection Et 4e Congrès De L'association Québécoise De Télédétection, 3-6 Mai 1983, Montréal, Québec. P. 733-745*
- Telford, W.M., Geldart, L.P. And Sheriff R.E; (1998). *Applied Geophysics, Second Edition*, Cambridge University Press 770p.
- Thomas R.J., De Beer C.H., Chevallier L.P., De Kock G.S. & Gresse P.G. (2000). *Notice Explicative Pour Carte Géologique Du Maroc Au 1/50000 Feuille Assarag. – Notes Et Mémoires, Service Géologique Du Maroc, 392, 84p*
- Thurston J.B., Smith R.S.; (1997). *Automatic Conversion Of Magnetic Data To Depth, Dip, And Susceptibility Contrast Using The Spi (Tm) Method*. *Geophysics* 62:807–813.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., And Thompson, S., (1977). *Seismic Stratigraphy And Global Changes Of Sea Level; Part 3, Relative Changes Of Sea Level From Coastal Onlap*. *Aapg Memoir* 26, P. 63-81,
- Vail, P. And Todd, R. (1981). *Northern North Sea Jurassic Unconformities, Chronostratigraphy And Sea-Level Changes From Seismic Stratigraphy*. In: *Petroleum Geology Of The Continental Shelf Of Northwest Europe*. L. Illing And G. Hobson (Eds.). Heyden And Son, Ltd., London, P. 216-236.
- Vail P. R., Audemard F., Bowman S. A., Einser P. N & Perezcruz C. (1991). *Cycles And Events In Stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin, Pp. 617-665.
- Van Der Werff, H., & Van Der Meer, F. (2016). *Sentinel-2a Msi And Landsat 8 Oli Provide Data Continuity For Geological Remote Sensing*. *Remote Sensing*, 8(11), 883.
- Van Wagoner, J.C, Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Sarg, J.F., Loutit, T.S., And Hardenbol, J., (1988). *An Overview Of The Fundamentals Of Sequences Stratigraphy And Key Definitions*. In : C.K Wilgus, B.S. Hendall, H.W Posamentier, C.A Ross And J.P Van Wagoner, (Eds), *Sea Level Changes : An Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleat.Mineral., Spac. Publ., 42,Pp.39-45
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M., & Rahmanian, V. D. (1990). *Siliciclastic Sequence Stratigraphy In Well Logs, Cores, And Outcrops: Concepts For High-Resolution Correlation Of Time And Faciès*.

Van Wagoner, J. C. (1995). Sequence Stratigraphy And Marine To Nonmarine Faciès Architecture Of Foreland Basin Strata, Book Cliffs, Utah, Usa.

Zeng H., Xu D., And Tan H.; (2007). A Model Study For Estimating Optimum Upward-Continuation Height For Gravity Separation With Application To A Bouguer Gravity Anomaly Over A Mineral Deposit, Jilin Province, Northeast China. Geophysics, Vol. 72, No. 4 July-August 2007; P. 145–150, 9 FIGS., 1 TABLE. 10.1190/1.2719497. DOI:10.1190/1.2719497

Résumé

Dans ce travail, des approches à plusieurs échelles ont été menées sur les dépôts cambriens du Jbel Saghro, afin de déchiffrer l'histoire géodynamique du bassin dans un contexte spatio-temporel. A partir de la description des différentes formations reconnues et l'analyse sédimentologique, on a pu élaborer une reconstitution de l'environnement de dépôts et les facteurs qui ont influencé la sédimentation. Plusieurs faciès du plus proximal au plus distal ont été identifiés dans la région. Ces dépôts ont confirmé que la sédimentation cambrienne de Jbel Saghro a été mise en place dans un milieu marin peu profond de type deltaïque à dominance de la houle. Afin d'interpréter la géométrie et l'enchaînement vertical des corps sédimentaires reconnus, ainsi que les discontinuités qui les séparent, nous avons utilisé les concepts de la stratigraphie séquentielle. Les ensembles sédimentaires ont été subdivisés en deux séquences de dépôts constituées par des cortèges sédimentaires (des cortèges de haut niveau marin et des cortège transgressif) et des séquences de haute fréquence.

L'interprétation des données géophysiques a dévoilé les structures profondes du Jbel Saghro, et a exposé l'influence de la tectonique sur l'enregistrement sédimentaire. A l'aide de cette méthode, la profondeur et la distribution des compartiments du socle sont mises en évidence, témoignant ainsi la préstructuration du substratum néoprotozoïque. L'apport de l'étude structurale, et la variation des épaisseurs des séries sédimentaires conduisent à proposer un schéma d'évolution géodynamique durant le Cambrien. Ce schéma a été validé par les travaux de terrain et les travaux géophysiques menés dans la zone d'étude.

Mots clés : Anti-Atlas oriental, cartographie aéromagnétique, cartographie gravimétrique, Cambrien, faille, massif du Saghro, sédimentation, stratigraphie séquentielle.

Abstract

In this work, multi-scale approaches were conducted on the Cambrian deposits of Jbel Saghro, to decipher the geodynamic history of the basin according to a spacio-temporal context. From the description of the different formations recognized and the sedimentary analysis, a reconstruction of the depositional environment and the factors that influenced the sedimentation could be elaborated. Several facies from most proximal to most distal were identified in the area: fluvial facies, shoreline facies and delta front facies. These deposits confirmed that the Cambrian sedimentation of Jbel Saghro was set in a shallow marine environment of deltaic wave-dominated.

In order to interpret the geometry and vertical sequence of the recognized sedimentary bodies, as well as the discontinuities that separate them, we used the concepts of sequence stratigraphy. The sedimentary assemblages have been subdivided into two depositional sequences constituted by system tracts (the transgressive system tract and the regressive system tract) and high frequency sequences. composed in turn of several 4th and 5th order sequences (genetic sequences).

The interpretation of geophysical data revealed the deep structures of Jbel Saghro, and exposed the influence of tectonics on the sedimentary record. Using this method, the depth and distribution of the basement compartments are highlighted, thus testifying the pre-structuring of the neoproterozoic basement. The contribution of the structural study, the geometry of the basin and the variation of the thickness of the sedimentary series lead to propose a geodynamic evolution schema during the Cambrian. This schema has been validated by the field and geophysical work carried out in the study area.

Key words: Eastern Anti-Atlas, aeromagnetic cartography, gravity cartography, Cambrian, fault, Saghro massif, sedimentation, sequence stratigraphy.