

Ecole Nationale Polytechnique



Département Génie Minier

Thèse de Doctorat En Sciences

Pour l'obtention du grade de Docteur ES-Sciences
Préparée à l'Ecole Nationale Polytechnique

En collaboration avec l'unité de recherche
CNRS URM6118 Géosciences Rennes (OSUR)

Les formations de l'Albien du Sud-Est constantinois : Implications dans les ressources minières et pétrolières

Présentée par : Souad BENTAALLA-KACED

Magister en Génie Minier

soutenue publiquement le : 24/06/2018

Composition du Jury:

Président :	Mr. Abderrahim BALI,	Professeur,	<i>ENP, Alger</i>
Directrice de Thèse :	Mme. Karima DERAMCHI,	Professeur,	<i>ENP, Alger</i>
Co-Directeur de thèse :	Mr. Tahar AIFA,	Professeur,	<i>Université de Rennes1, France</i>
Examineurs :	Mr. Toudert AHMED ZAID,	Professeur,	<i>ENP, Alger</i>
	Mr. Rabah CHAOUCHI,	Professeur,	<i>FHC-UMB, Boumerdes</i>
	Mr. Kamel BADDARI,	Professeur	<i>Recteur -Université de M'Sila</i>
	Mr. Djamal-Eddine AISSA,	Professeur,	<i>USTHB</i>
Invité :	Mme. Noura DIB,	Spécialiste,	<i>Div. Exploration, Boumerdes</i>

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Ecole Nationale Polytechnique



Département Génie Minier

Thèse de Doctorat En Sciences

Pour l'obtention du grade de Docteur ES-Sciences
Préparée à l'Ecole Nationale Polytechnique

En collaboration avec l'unité de recherche
CNRS URM6118 Géosciences Rennes (OSUR)

Les formations de l'Albien du Sud-Est constantinois : Implications dans les ressources

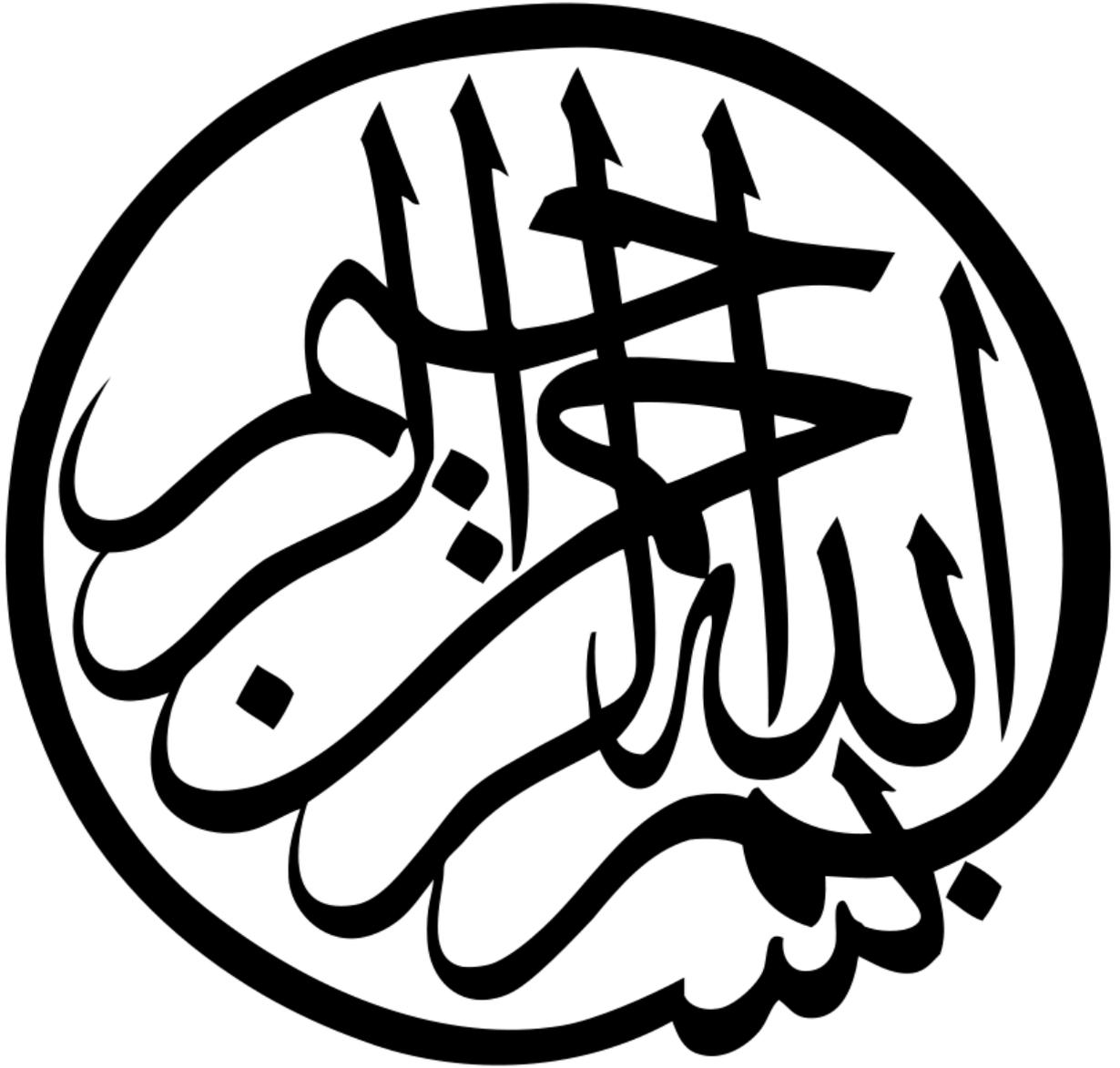
Présentée par : Souad BENTAALLA-KACED

Magister en Génie Minier

soutenue publiquement le : 24/06/2018

Composition du Jury:

Président :	Mr. Abderrahim BALI,	Professeur,	<i>ENP, Alger</i>
Directrice de Thèse :	Mme. Karima DERAMCHI,	Professeur,	<i>ENP, Alger</i>
Co-Directeur de thèse :	Mr. Tahar AIFA,	Professeur,	<i>Université de Rennes I, France</i>
Examineurs :	Mr. Toudert AHMED ZAID,	Professeur,	<i>ENP, Alger</i>
	Mr. Rabah CHAOUCHI,	Professeur,	<i>FHC-UMB, Boumerdes</i>
	Mr. Kamel BADDARI,	Professeur	<i>Recteur -Université de M'Sila</i>
	Mr. Djamel-Eddine AISSA,	Professeur,	<i>USTHB</i>
Invité :	Mme. Noura DIB,	Spécialiste,	<i>Div. Exploration, Boumerdes</i>



Dédicaces

A la mémoire de mes très chers parents qui ont illuminé ma vie et dont la lumière restera en moi pour me donner la force de réaliser leur rêve. Chers parents, si ce jour est devenu réalité ce n'est que pour vous satisfaire. Même après votre mort, je ferai tout pour que vous soyez fiers de moi.

Dédicaces

A mon mari chéri Samir et mes adorables enfants Mustapha et Sara.

Dédicaces

A mes frères et sœur et leurs familles,

A ma belle-famille, plus spécialement mes beaux-parents que Dieu me les garde et leur donne santé, prospérité et une longue vie pleine d'amour et de belles surprises.

ملخص: يمثل الحوض الجنوبي الشرقي القسنطيني، منطقة واعدة للبحوث المتعلقة بالثروات المنجمية والبتروولية في شمال الجزائر منها الموارد الفوسفاتية (جبل العونك، بلاد الحديدة ونغرين) و الهيدروكربونية، إن وجود المادة العضوية، الكائنات المجهرية، وجزيئات الفوسفات في رواسب الألبية العليا، متوافقة لمصدر الصخور البتروولية . وتتطابق الوجود التي تميز هذه الرواسب البحرية المتعلقة بالمركبات الهيدروكربونية في بيئة منخفضة ومنقوصة الاكسجين نسبيا . هاته الطبقات، مع معدلات مجموع الكربون العضوي التي تتراوح ما بين 0.50% إلى 11.53%، تبدو مماثلة للطبقات الفوسفاتية الأيوسين -لوتيتي، وبالتالي قابلة للاستغلال اقتصاديا مع محتوى متوسط من P_2O_5 بنسبة 16%. قمنا بتحليل البيانات الجيوكيميائية والبتروغرافية، فحصلنا على أن الطبقات الألبية هي في الأصل طبقات فوسفاتية مع دعم عضوي (راديلولاريانز ودياتومات)، مغطاة بترسبات الذي حفز إنتاج الهيدروكربونات . هي موجودة في اعماق الحوض، تحت الكومة الرسوبية الطباشيرية العليا، كما يمكن ذكرها في العديد من آبار التنقيب عن النفط . ويرتبط ذلك بموقعها الأدنى مقارنة بالجزء الشمالي من الحوض حيث تتآكل التشكيلات الطباشيرية العليا، مما يشير إلى درجات حرارة النضج أعلى بكثير من الجنوب، مما يؤكد الصلة مع المستويات الرسوبية المتواجدة في الاعماق.

الكلمات الرئيسية : الكائنات الدقيقة، المواد العضوية، الفوسفات، الهيدروكربون، رواسب الألبية .

Abstract: The southeastern Constantine Basin, from its phosphatic layers (Djebel Onk, Bled El Hadba, Negrine) and its hydrocarbon resources, constitutes a promising area for mining and oil research in northern Algeria. The presence of organic matter (OM), micro-organisms and phosphate particles in the Upper Albian deposits would correspond to layers of source rock for hydrocarbons. The facies characterizing this stage correspond to marine deposits of which OM related to the formation of these hydrocarbons in a relatively reducing environment. Such layers, with Total Organic Content (TOC) rates varying from 0.50% to 11.53%, seem comparable to Paleocene-Eocene phosphatic layers, and thus economically exploitable with an average content of P_2O_5 of 16%. Overview stratigraphic, structural and paleogeographic, rely on Geochemical and petrographic data were analyzed and indicate that Albian layers are at the origin of a phosphate layer with organic support (radiolarians and diatoms), covered by a sedimentation inducing hydrocarbon production. They are found at subsurface among the Upper Cretaceous sedimentary pile, as it can be mentioned in several oil exploration wells. This is related to their lower location compared to the northern part of the basin where the Upper Cretaceous formations are eroded, suggesting maturation temperatures much higher southwards, and thus corroborating the link with burial sedimentary levels.

Keywords : *micro-organisms, organic matter, phosphate, hydrocarbon, Albian deposits.*

Résumé : La présence de matière organique (OM), de micro-organismes et de particules de phosphate dans les gisements de l'Albien supérieur correspondrait à des couches de roche mère pour les hydrocarbures. Les faciès caractérisant ce niveau correspondant à des dépôts marins dont l'OM est liée à la formation de ces hydrocarbures dans un environnement relativement réducteur. De telles couches, avec des taux du Carbone Organique Total (TOC) variant de 0,50% à 11,53%, semblent comparables aux couches phosphatées Paléocène-Eocène, et donc économiquement exploitables avec une teneur moyenne en P_2O_5 de 16%. Les données géochimiques et pétrographiques ont été analysées et indiquent que les couches albiennes sont à l'origine d'une couche de phosphate à support organique (radiolaires et diatomées), recouverte d'une sédimentation induisant la production d'hydrocarbures. On les trouve en subsurface dans la pile sédimentaire du Crétacé supérieur, comme on peut le mentionner dans plusieurs puits d'exploration pétrolière. Ceci est lié à leur position plus basse par rapport à la partie nord du bassin où les formations du Crétacé supérieur s'érodent, suggérant des températures de maturation beaucoup plus élevées vers le sud, et confirmant ainsi le lien avec les niveaux sédimentaires enfouis.

Mots-clés : *micro-organismes, matière organique, phosphate, hydrocarbure, dépôts Albiens.*

Sommaire

	Pages
Introduction générale	18
Chapitre I : Généralités	20
I-1. Introduction	21
I-2. Unités structurales du Nord algérien	21
- Le domaine tellien	21
- Les bassins d'avant pays	22
- L'Atlas Saharien	22
La Meseta Oranaise ou "Les Hauts Plateaux"	22
- Le Bassin de Telagh	22
- La Plateforme Saharienne	22
I-3. Situation géographique et géologique	24
Chapitre II : Etude stratigraphique du Sud-Est constantinois	25
II-1. Introduction	26
II-2. Méthodologie	26
II-3. Stratigraphie de la région	26
Chapitre III : Etude sédimentologique des niveaux Albiens du Sud-Est constantinois	34
III-1. Introduction	35
III-2. Méthodologie	35
III-3. Etude sédimentologique et lithofaciès	35
III-3-1. Dolomie microcristalline à cristalline	41
III-3-2. Calcaire grainstone à débris bioclastique (rudstone), lumachéllique et grainstone à miliolidés	41
III-3-3. Calcaire grainstone oolithique	42
III-3-4. Calcaire grainstone à caractère récifal, type rudstone	42
III-3-5. Calcaire packestone à bioclastes divers et packstone à orbitolines	43
III-3-6. Calcaire wackestone à packestone bioclastique	43
III-3-7. Calcaire mudstone à wackestone	43
III-3-8. Grès fin à laminations obliques planes à entrecroisées	44
III-3-9. Grès fin à laminations planes	44
III-3-10. Grès fin à wavy-bedding	44
III-3-11. Grès fin à rides de courant	45
III-3-12. Grès fin à flaser bedding	45
III-3-13. Grès fin massif à clayships et mudships	45
III-3-14. Grès très fin à siltstone à soft sédimentation	46
III-3-15. Marne et argile gris noir	46
III-3-16. Argile silteuse à lenticular bedding	46
III-3-17. Anhydrite	47
III-4. Faciès, extension, limite et qualités des niveaux Albiens	47
III-4-1. Albien inférieur	47

III-4-2. Albien supérieur	48
III- 5. Les séquences des dépôts d'âge albien	48
III-5-1. La séquence S1	51
III-5-2. Les séquences S2+S3	52
III-6. Définition des environnements de dépôt des réservoirs albiens	53
III-6-1. Albien inférieur	53
III-6-1-1. Plateforme interne (milieu intertidal)	53
III-6-1-2. Plateforme interne à externe (milieu subtidal à plateforme externe proximale)	53
III-6-2. Albien supérieur	55
III-6-2-1. Plateforme interne (milieu intertidal à subtidal)	55
III-6-2-2. Plateforme externe	55
III-8. Conclusion	55
Chapitre IV : Etude structurale du Sud-Est constantinois	57
IV-1. Introduction	58
IV-2. Contexte structural de la région d'étude	58
IV-2-1. Les structures de surface	59
IV-2-2. Les structures de subsurface	60
IV-3. Calendrier des phases tectoniques	69
IV-3-1. La discordance de l'Albien inférieur	69
IV-3-2. La phase compressive atlasique	70
IV-3-3. La phase compressive du Pliocène inférieur	70
IV-3-4. La phase compressive du Pliocène supérieur	70
IV-3-5. La phase post-quadernaire	71
IV-4. Conclusion	71
Chapitre V : Implication de l'étude des niveaux albiens dans les ressources minières et pétrolières	72
V-1. Introduction	73
V-2. Phosphates et Hydrocarbures	73
V-3. Origine et âge des phosphates	73
V-4. Analyse chimique des phosphates	79
V-5. Analyse microscopique des phosphates	82
V-6. Origine et âge des hydrocarbures	83
V-7. Etude paléontologique des niveaux albiens	87
V-8. Relation phosphate-hydrocarbure	87
V-9. Discussion	91
V-10. Conclusion	93
Chapitre VI : Le système pétrolier et géochimie des niveaux roche mère du Sud-Est constantinois	95
VI-1. Introduction	96
VI-2. Les niveaux roches mères	96
VI-3. Analyse géochimique du kérogène	98
VI-4. Modélisation géochimique unidimensionnelle du système pétrolier	99

VI-5. Timing de la génération, de l'expulsion et de la migration des hydrocarbures	101
VI-6. Modèle du système pétrolier et voies de migration des hydrocarbures	106
VI-5. Conclusion	108
Chapitre VII : Caractérisation de la matière organique dans l'Albien et l'Yprésien	109
VII-1. Introduction	110
VII-2. Géologie de Djebel Onk	111
VII-3. Etude macroscopique et microscopique de la matière organique	113
VII-4. Caractérisation de la matière organique	114
VII-5. Discussion	117
VII- 6 Conclusion	117
Conclusion générale	118
Références	124

Liste des figures

Figure I-1 : Localisation de la zone d'étude. **a.** Carte structurale montrant le domaine alpin dans le Nord de l'Afrique, et la zone d'étude du Sud-Est constantinois (rectangle en pointillé). **1:** Post-Miocène et synchro-piles, **2:** domaine interne, **3:** domaine externe, **4:** hauts plateaux, **5:** turbidites du Maghrébin, **6:** système atlasique, **7:** Anti-Atlas, **8:** Ougarta, **9:** frontières d'état, **10:** front du domaine interne, **11:** failles atlasiques Nord et Sud. **b.** Carte structurale du Sud-Est constantinois (modifiée, d'après [Aissaoui et al., 1986](#)). **1:** mouvement décrochant, **2:** direction de contrainte, **3:** faille transversale, **4:** faille décrochante polyphasée (surface), **5:** faille décrochante polyphasée (subsurface), **6:** Flexure Sud Atlasique, **7:** faille chevauchante, **8:** axe de pli, **9:** anhydrite.

Figure II-1 : Colonne stratigraphique type du Sud-Est constantinois montrant les zones d'accumulation des niveaux phosphatés et des hydrocarbures.

Figure II-2 : Corrélation stratigraphique Sud-Nord entre puits (DEF-1, TYA-1, BDJ-2, FO-2, DK-1, MAN-1, OUM-1 et BAR-1).

Figure II-3 : **a.** Localisation des principaux gisements et occurrences de phosphates (rectangles) sur la carte paléogéographique de la région d'étude ; **b.** coupe géologique Nord-Sud basée sur les données sismiques 2D, allant de la plateforme saharienne jusqu'au bassin Sud-Est constantinois (modifié, d'après [Issad \(2008\)](#)).

Figure II-4 : Carte en isopaques de l'Albien supérieur du Sud-Est constantinois.

Figure III-1 : Répartition des faciès et environnements des dépôts des niveaux de l'Albien (**a**) inférieur et (**b**) supérieur. (1) domaine pélagique, (2) domaine continental, (3) domaine lagunaire, (4) domaine néritique, (5) limites des zones émergées probables, (6) calcaire et marno-calcaire, (7) flysch, (8) calcaire à silice, (9) argile, (10) calcaire, (11) dépôts détritiques, (12) dolomie et calcaire, (13) anhydrite, (14) barrières récifales.

Figure III-2. Log sédimentologique type du puits HTG-1 qui montre l'existence de trois (03) séquences d'âge albien dans la région du Sud-Est constantinois.

Figure III-3. Carte de position de la corrélation lithostratigraphique allant du Nord vers le Sud passant par les puits : SKS-1, GE-1, HTG-1, KM-1 et BGH-1.

Figure III-4. Corrélation lithostratigraphique allant du Nord vers le Sud passant par les puits : SKS-1, GE-1, HTG-1, KM-1 et BGH-1.

Figure IV-1 : Carte structurale de Sud-Est constantinois (modifiée, d'après [Aissaoui, 1986](#)). **1 :** mouvement décrochant, **2 :** direction de contrainte, **3 :** faille transversale, **4 :** faille décrochante polyphasée (surface), **5 :** faille décrochante polyphasée (subsurface), **6 :** Flexure Sud Atlasique, **7 :** faille chevauchante, **8 :** axe de pli, **9 :** anhydrite.

Figure IV-2: Schéma structural de l'Est de l'Algérie ([Bracene et al. \(2002\)](#), modifié). A : zones internes des flyschs, B : zones externes, (1)

faille, (2) diapir, (3) anticlinal, (4) front principal de déformation ; (i) coupe géosismique montrant le diapir de Bou Khadra et les structures en blocs basculés, (ii) coupe géosismique montrant le diapir de Mesloula.

Figure IV-3 : (a) ligne sismique 2D composite (**L1**) d'orientation ENE-WSW. Deux lignes sismiques utilisés dans cette coupe calibrée par la sismique de puits vertical (**VSP**) réalisée sur le puits RES-1. **TWT** : Two-Way Travel time (temps double) [s], **SP** : Shot Point (point de tir), **CDP**: Common Depth Point (Point miroir commun). (b) Interprétation de la ligne sismique 2D composite, (1) Maastrichtien, (2) Campanien, (3) Coniacien, (4) Turonien, (5) Cénomanién, (6) Albo-Aptien. (c) Coupe géosismique d'orientation ENE-WSW.

Figure IV-4 : Ligne sismique 2D composite (**L2**) d'orientation NS. Six lignes sismique utilisées dans cette coupe géosismique calibrées par le VSP réalisé sur le puits RES-1. Même notations qu'en [Fig. IV-3](#). (1) Campanien, (2) Coniacien, (3) Turonien, (4) Cénomanién, (5) Albien supérieur, (6) Albo-Aptien. (c) Coupe géosismique d'orientation NS.

Figure IV- 5 : Carte en isochrones régionale au toit de l'Albien.

Figure IV-6 : Reconstitution des grands ensembles paléogéographiques et organisation en blocs basculés dans le bassin au cours du Crétacé (Modifié d'après [Herkat et al. \(2000\)](#), [Kracha \(2000\)](#)). a: Carte paléogéographique ; b : Coupes paléostructurales, i : Substratum de dépôts au Crétacé supérieur basculés du socle jurassique, ii : Jeu des blocs du socle au Crétacé supérieur.

Figure V-1 : Lames minces des échantillons de surface des phosphates du gisement de Djebel Onk-Tébessa (modifiée, d'après [Chabou-Mostefai, 1987](#)). **a.** Observation de lame mince au microscope en lumière polarisée montrant les phosphates à grains fins, de la matière organique, des pseudos oolithes et des débris osseux. **b.** Observation de lame mince au microscope en lumière naturelle montrant des liants siliceux et des particules phosphatés. **c.** Observation de grains de phosphates au microscope électronique à balayage : Liant siliceux, particules phosphatées et feldspaths. **d.** Observation de lame mince au microscope en lumière naturelle montrant des algues (enroulement alguère) et des microorganismes dans des particules phosphatés. **e.** Observation de lame mince au microscope en lumière naturelle montrant de particules phosphatées contenant des microorganismes et de la matière organique. **f.** Observation au microscope électronique à balayage à fort grossissement, à gauche des fibres d'argile et à droite des cristaux d'apatite carbonatée chlorée et fluorée (Cl+F) sur une forme de microorganisme. CbAp. : Cristaux d'apatites carbonatés, Fbr.Arg. : Fibres argileuses, FspCb : feldspaths carbonatés (F et Cl), Mi.-o. : Micro-organismes, OM : matière organique, P : grains de phosphate, Si : silice.

Figure V-2 : Lames minces des échantillons de surface des phosphates du gisement de Bled El Hedba, Tébessa, (modifiée, d'après [Kechiched, 2011](#)). a. Observation de lame mince au microscope en lumière naturelle montrant des oolithes en couches concentriques, des débris

osseux, des pellets et des oolithes avec un ciment microsparitique. **b.** Observation de lame mince au microscope en lumière polarisée montrant des coprolithes, des débris osseux, des oolithes et du quartz. **c.** Observation de lame mince au microscope en lumière polarisée montrant des débris osseux, des pseudo-oolithes et de la glauconie avec un ciment microsparitique. Co : coprolithe, CMS : ciment micro-sparitique, Glt : Glauconie, Od: débris osseux, Oo : oolithes, COo : oolithes en couches concentriques, P : pellets phosphatés, PsOo : pseudo-oolithes, Qz : quartz.

Figure V-3: Lames minces sur des échantillons des puits. OM : matière organique. **a.** Dolomie cristalline, puits : GTR-1, cote : 3017.67 m. **b.** Dolosparite, puits : GTR-1, cote : 3020.46 m. **c.** Grainstones à oolithes à ciment sparitique, puits : MAN-1, cote : 2341.00 m. **d.** Recrystallisation de bioclastes (Gastéropodes), puits : OUM-1, cote : 2683.50 m.

Figure V-4 : **a.** Courbe de subsidence (modifié, d'après, [Herkat et al., 2006](#)). **b.** Diagramme des températures maximales aux différentes profondeurs.

Figure V-5 : Récapitulatif des études microscopiques des échantillons des puits BDJ-2 et BTN-1 pour caractérisation des milieux de dépôt. Py : pyrite, Dol.MSparite : dolomie-microsparite, P : pellet phosphaté, Glt : glauconie, Od : débris osseux, Oo : oolithe.

Figure VI-1. Les courbes d'enfouissement, les quantités de génération et les taux de transformation des hydrocarbures des niveaux roches mères du Céno-mano-Turonien du Sud- Est constantinois.

Figure VI-2 : Carte de prolificité en huile générée au niveau de la roche mère Céno-mano-Turonien du Sud-Est constantinois.

Figure VI-3 : Les courbes d'enfouissement, les quantités de génération et les taux de transformation des hydrocarbures des niveaux des roches mères de l'Albien supérieur du Sud-Est constantinois.

Figure VI-4. Carte de prolificité en huile générée au niveau de la roche mère de l'Albien supérieur du bassin Sud-Est constantinois.

Figure VI-5. Coupe stratigraphique et le modèle du système pétrolier du Sud-Est constantinois.

Figure VI-6. Voies de migration des hydrocarbures dans le bassin du Sud-Est Constantinois. (1) Roche mère Céno-mano-Turonien, (2) Roche mère Albienne, (3) Direction de migration des hydrocarbures gazeuse, (4) Direction des migrations des hydrocarbures liquides.

Figure VII-1: **a.** Les unités structurales de l'Atlas (d'après [Hezzi, 2014](#)), **b.** Schéma structural simplifié du Sud-Est constantinois ([Aissaoui, 1986](#), modifié), **c.** Colonne stratigraphique type du Sud-Est constantinois.

Figure VII-2: a-b. Observation à la loupe binoculaire de deux échantillons de phosphates prélevés dans la couche principale du gisement de phosphate de Djebel Onk, **c.** Observation de lame mince au microscope en lumière naturelle montrant des microorganismes et de la matière organique à l'intérieur des pellets phosphatés, aux alentours et dans la matrice, **d.** Observation de lame mince au microscope en lumière polarisée montrant de particules phosphatées à grain fin renferme des fragments de coprolithes, Observation au microscope électronique à balayage à fort grossissement montrant des microsphères **e.** de phosphate et de silice, **f.** de diatomée, **g.** un moulage interne d'ostracode, **h.** de l'albite et de l'opale (Chabou-[Mostefai, 1987](#)).

Figure VII-3: Diagramme de variation de S2 en fonction de S1. S1: hydrocarbure libre, S2: Hydrocarbure issu du craquage de kérogène. L1 : Lot 1, L2 : Lot 2.

Figure VII-4: Diagramme IH en fonction de T_{max} indiquant la dominance des types I et II.

Liste des Tableaux

Tableau III-1: Description des carottes du niveau albien, analyse pétrographique et diagénétique des puits : AMK-1, DK-1, GTR-1, HTG-1, HTG-2, MAN-1, OUM-1 et SLA-1.

Tableau IV-1: Conversion temps-profondeur des horizons au niveau du puits RES-1.

Tableau V-1 : Contenu faunistique des échantillons des puits pétroliers. TD : base du puits.

Tableau V-2 : Résultats des analyses géochimiques des échantillons de surface d'âge albien supérieur d'Oued Felladj. TOC : carbone organique total, S1: hydrocarbure libre, S2 : Hydrocarbure issu du craquage de kérogène, IP: index de production, IH: index d'hydrogène, IO: index d'oxygène, T_{max} : Température maximale de la pyrolyse Rock Eval, IAT: indice d'altération thermique.

Tableau V-3 : Age des échantillons de surface et leurs pourcentages en P_2O_5 . OP : point d'observation, ND : non déterminée.

Tableau V-4 : Analyse chimique du tout venant de Djemidjma.

Tableau V-5 : Résultats des analyses géochimiques du puits DDN-1. Mêmes notations qu'au [Tableau V-2](#).

Tableau VI-1 : Résultats d'analyses géochimiques des échantillons des sondages d'exploration du Sud-Est constantinois.

Tableau VI-2: Résultats du palynofaciès effectué sur trois échantillons des puits HTG-1bis (un échantillon) et RES-1 (deux échantillons).

Tableau VII-1: Résultats d'analyse par pyrolyse Rock-Eval de sept échantillons du gisement de Djebel Onk. Mêmes notations qu'au [Tableau V-2](#).

Avant-propos

Cette thèse est le fruit d'une étroite collaboration entre l'Ecole Nationale Polytechnique d'Alger et l'Université de Rennes 1, France. Je me suis inscrite en thèse en 2010 avec l'idée de faire la caractérisation de la matière organique liée aux phosphates de Djebel Onk, Tébessa. Malheureusement, la caractérisation était impossible faute de financements des analyses chimiques et par manque d'intérêt industriel de l'étude vu que le marché des phosphates provenant du gisement de Djebel Onk n'a jamais posé le problème de l'existence de cette matière organique. Alors ce n'est qu'en 2015 et grâce à cette collaboration, Mme Karima DERAMCHI, Professeur à l'Ecole Nationale Polytechnique et Monsieur Tahar AIFA, Professeur à l'Université de Rennes 1, France, ont su introduire l'intérêt industriel à ce sujet qui a atterri sur l'étude de la matière organique des niveaux d'âge Albien du Sud-Est Constantinois et la comparer à cette matière organique qui accompagne les gisements de phosphates de la région d'étude. Chose que les responsables de la SONATRACH/Division Exploration et ex. Centre de Recherche et de Développement de la SONATRACH, ont encouragé, en mettant à notre disposition les moyens matériels et les données de plusieurs puits et quelques lignes sismiques après l'accord d'ALNAFT.

Je tiens tout d'abord à remercier la Professeure Karima DERAMCHI, ma chère Directrice de thèse, pour tout ce qu'elle m'a appris, pour sa grande rigueur scientifique et pour son encadrement efficace et précieux. Je la remercie, très sincèrement, pour ces années passionnantes. Elle m'a permis de réaliser ce travail dans des conditions d'une qualité rarissime. Sans elle, cette thèse n'aurait pas pu aboutir. Je la remercie aussi pour sa gentillesse, sa bonne humeur journalière et sa disponibilité. Je sens en elle plus qu'une Directrice de thèse, je la sens comme une grande sœur ou parfois une maman avec sa bonneté et ses conseils. Je te dis merci pour tout surtout pour ta patience.

Mes sincères remerciements et ma profonde reconnaissance vont à Monsieur Tahar AIFA, Professeur à l'Université de Rennes 1, France, pour avoir accepté la co-direction de cette thèse tout au long de laquelle ses conseils m'ont guidée

dans les règles de l'art, sans jamais ménager ni son temps, ni ses compétences pour m'aider et m'encourager tout au long des travaux et plus particulièrement durant les moments difficiles. Je dois reconnaître, aussi, que sans lui cette thèse n'aurait jamais pu aboutir.

Je remercie les responsables de la SONATRACH d'avoir accepté notre sujet et d'avoir mis à notre disposition les données et les moyens nécessaires. Je dis merci à Monsieur D. BEKKOUCHE ex. Directeur de la Division Exploration, Monsieur B. ADDOUM, Monsieur M. MALLA, Madame H. MERZOUG pour leurs encouragements aux jeunes géologues voulant évoluer.

Je dis merci au Conseil Scientifique de Département Génie Minier et le Conseil Scientifique de l'Ecole Nationale Polytechnique d'Alger de m'avoir autorisé à présenter cette thèse.

A Monsieur Abderrahim BALI, Professeur à l'ENP, d'avoir accepté de présider le Jury. Je tiens à remercier les examinateurs : Monsieur Toudert AHMED ZAID, Professeur à l'ENP d'Alger, Monsieur Rabah CHAOUCHI, Professeur à la FHC-UMB de Boumerdès, Monsieur Kamel BADDARI, Professeur et Recteur à Université de M'Sila ainsi que Monsieur Djamal-Eddine AISSA, Professeur à la Faculté des Sciences de la Terre et de l'Aménagement du Territoire, USTHB d'Alger, d'avoir bien accepté d'évaluer ce travail et de faire partie du jury.

Soyez assurés, Madames et Messieurs, de l'expression de mon plus profond respect. Je remercie Madame Noura DIB, Géologue spécialiste à la SONATRACH-Division Exploration et Monsieur Adel LAMOURI, Géophysicien spécialiste à SIPEX, d'avoir accepté notre invitation pour siéger en tant que membres invités.

Mes plus sincères remerciements vont à l'encontre de Monsieur Abdelhakim LAZOUNI et Monsieur Hanafi BENALI, Professeurs, à la Faculté des Sciences de la Terre et de l'Aménagement du Territoire, USTHB, Alger. Ils nous ont ouvert

leurs portes durant les problèmes rencontrés lors de l'avancement de la thèse. Malgré leurs nombreuses responsabilités et par leur disponibilité, ils m'ont toujours motivée et encouragée à avancer.

La réalisation de cette thèse a été rendue possible grâce à un auto-financement. A cet égard, je remercie notre bon dieu pour les biens qu'il nous a confiés sur cette terre.

Enfin, je ne saurais oublier tous les liens d'amitié qui se sont formés durant ces années de thèse. Je remercie tous les chercheurs et enseignants-chercheurs que j'ai sollicités ou côtoyés, pour leur accueil chaleureux et leur disponibilité, et tous mes amis de l'ENG, de la SONATRACH, de l'ENP, de l'ORGM, de l'ENOF, de l'USTHB Alger, de l'UMBB Boumerdès, de l'Université de Tizi Ouzou, de l'Université de Bejaia, de l'Université de Annaba et de l'Université de Khenchela.

Enfin, je ne pourrai oublier tous ceux qui m'ont soutenue et ont contribué, de près ou de loin, à ce travail.

Merci à tous,

Souad BENTAALLA-KACED

INTRODUCTION GENERALE

L'Est Algérien de par ses ressources en hydrocarbures et ses nombreux gisements de phosphates, de fer, de plomb et de zinc, constitue une région intéressante pour la recherche et l'exploitation pétrolière et minière du Nord de l'Algérie. Les niveaux Albiens de l'est Algérien sont subdivisés en trois séquences en fonction de leurs modes de dépôt et leurs caractères faunistiques.

La partie sommitale de l'Albien qui représente le passage Albo-cénomaniens est semblable aux niveaux phosphatés Yprésiens. L'étude de la matière organique qui accompagne les phosphates et les hydrocarbures nous a dirigés vers des résultats intéressants pour la prospection et l'exploration de ces deux ressources non renouvelables d'origine sédimentaires.

On se propose à l'aide des données disponibles, de la paléogéographie de la région et d'analyses chimiques de mieux caractériser cette matière organique dans un contexte structural régional marqué par la Flexure Sud Atlasique. L'origine des éléments entrant dans la formation de ces gisements sédimentaires serait à rechercher à travers l'étude géologique, géochimique et géophysique.

L'étude des niveaux Albiens qui est notre sujet principal, a été conduite selon quatre grands axes à savoir, (i) sédimentologique, (ii) stratigraphique, (iii) structural et (iv) géochimique.

Géographiquement, nous nous sommes intéressés à une région de l'est algérien où se sont développés et la matière organique donnant de la roche mère des hydrocarbures et les gisements phosphatés riches en matière organique.

D'après les anciennes études et analyses réalisées par la Sonatrach, deux niveaux dans le Cénomaniens-Turonien et le Vraconien (passage Albien supérieur au Cénomaniens inférieur), ont été identifiés et considérés comme roches mères principales. Trois autres niveaux situés dans le Crétacé (Aptien et Coniacien-Santonien), dans le Jurassique (Kimméridgien- Portlandien) et au Tertiaire (Paléocène et Eocène), peuvent être considérés comme roches mères secondaires. Un modèle géochimique a été réalisé dans le but de confirmer ces résultats.

Les phosphates riches en matière organique, sont d'âge crétacé, en particulier les gisements éocènes caractérisés et étudiés par plusieurs auteurs : [Chabou-Mostfaï \(1987\)](#), [Bezzi et al. \(2008, 2012a, 2012b\)](#), [Mezghache et al. \(2014\)](#), [Kechiched et al. \(2016\)](#).

Afin d'élaborer ce travail, nous avons considéré les résultats de l'étude géochimique des échantillons de roches (cuttings et carottes) et à l'analyse des extraits organiques et des huiles récoltés des forages pétroliers implantés dans la zone d'étude et ceux d'analyses effectués sur ces échantillons phosphatés de Djebel El Onk. En outre, nous avons utilisé les données sismiques 2D et les données de puits répertoriées et chargées sur station de travail.

Ce travail est entrepris essentiellement dans le but de déterminer :

- ✓ La caractérisation de la matière organique liée aux phosphates et la matière organique des niveaux roches mères,
- ✓ La comparaison entre les caractéristiques de la matière organique liée aux phosphates et la matière organique des niveaux roches mères,
- ✓ Le timing âge de formation des pièges Versus âge de formation et migration des hydrocarbures,
- ✓ La richesse en matière organique, le potentiel pétrolier et de la maturité des niveaux roches mères,
- ✓ L'interprétation des résultats d'analyses géochimiques de Carbone Organique Total (TOC), de l'observation microscopique du palynofaciès (kérogène) et de l'estimation de l'indice d'altération thermique (IAT) afin de situer l'état de maturité de la matière organique liée aux phosphates et celle de roche mère,
- ✓ Les raisons de l'existence de ce niveau phosphaté en pleine chaîne de formation des hydrocarbures.

Ce travail débute par une introduction générale, suivie par une étude stratigraphique et sédimentologique afin de faire un modèle de dépôt sédimentaire en déduisant les niveaux Albiens existants. Une étude structurale détaillée a été entreprise en s'appuyant sur des données sismiques. Par la suite, nous nous sommes intéressés aux ressources minières et leur implication avec la géologie de la région. Afin de mieux comprendre cette implication, nous avons effectué une étude géochimique des niveaux Albiens avec une caractérisation de la matière organique existante dans l'Albien et l'Yprésien. Nous finaliserons notre travail par une conclusion générale après discussion des résultats obtenus.

Chapitre I

Généralités

I-1. Introduction

L'exploration pétrolière et minière dans le monde s'oriente de plus en plus vers les chaînes plissées, qualifiées de zones à haut risque exploratoire. En effet, pour répondre à la demande énergétique sans cesse grandissante et devant l'épuisement et la maturité des bassins pétroliers déjà reconnus, les compagnies pétrolières, ayant le savoir-faire, intensifient leurs activités dans ces zones complexes à même d'en déceler les potentialités et d'en optimiser le développement et l'exploitabilité.

Le Nord de l'Algérie, constitué de chaînes plissées, est considéré comme étant le domaine géologique le plus complexe du domaine minier algérien. Cette complexité est due, en grande partie, à son évolution à travers les temps géologiques en particulier du Mésozoïque à l'Actuel.

Comparativement à la plateforme saharienne, le Nord de l'Algérie peut être considéré comme inexploité. L'exploration minière est encouragée par l'existence de nombreux indices d'hydrocarbures et d'autres minéralisations en surface qui ont abouti aux découvertes, entre les années 1910 et 1950, des premiers gisements de l'Algérie (gisements d'huile de Ain Zeft et de Tliouanet dans le bassin de Cheliff, de Oued Guétérini dans le bassin du Hodna, du Djebel Foua, Bottena, Onk, Guerguite El Kihal dans le bassin du Sud-Est constantinois et celui de Ras Toumb dans le sillon de Melrhir), les phosphates et les fer oolitiques qui sont d'origine sédimentaires.

I-2. Unités structurales du Nord Algérien

Le Nord de l'Algérie est formé de plusieurs unités géologiques qui sont morphologiquement et géologiquement différentes ([Aissaoui et al., 1986](#)), Nous distinguons :

Le Domaine tellien consiste essentiellement en un système de nappes formées, à la base, par un niveau de décollement, généralement sus-jacent au Trias. Cette semelle de décollement est de nature surtout marno-gypsifère des niveaux des séries mésozoïques et tertiaires. Les différentes unités (nappes) se sont écoulées vers l'extérieur de l'orogène, où elles se sont empilées. Ces empilements, souvent

complexes, correspondent aux nappes telliennes et numidiennes des confins algéro-tunisiens jusqu'aux confins algéro-marocains.

Ce domaine comprend également le sillon de Sellaoua, d'âge méso-cénozoïque, à sédimentation principalement marno-calcaire et le domaine néritique constantinois qui constitue probablement le substratum des nappes telliennes. Il s'agit d'un haut fond qui a fonctionné depuis le Jurassique jusqu'au Sénonien.

Les bassins d'avant pays appelés aussi « avant-fosse méridionale ou sillon Sud tellien », sont des bassins d'âge miocène, situés au front des nappes telliennes. Ils sont caractérisés par des épandages essentiellement alluviaux. Parmi ces bassins nous citons les bassins du Hodna et de Tiaret.

L'Atlas Saharien est un domaine caractérisé par des terrains autochtones d'âge méso-cénozoïque relativement moins déformés. Il est séparé du domaine tellien par un front de déformation très complexe appelé « Accident Nord Atlasique ». Géographiquement, l'Atlas saharien est scindé en trois entités, l'Atlas saharien occidental, central et oriental. Ce dernier est appelé aussi « Bassin du Sud-Est constantinois ».

La Meseta Oranaise ou "Les Hauts Plateaux" est un domaine de morphologie losangique, constitué essentiellement par des chotts et des terrains continentaux pliocènes et quaternaires, situé dans la partie occidentale de l'Algérie du Nord. Il est considéré comme un domaine tectoniquement stable. Sa jonction avec l'Atlas saharien est marquée par l'accident appelé « Accident Sud Mesetien ».

Le Bassin de Telagh est un bassin de faible dimension coincé entre le domaine tellien au Nord et les hauts Plateaux au Sud. Il comporte une épaisse couverture sédimentaire structurée, allant du Trias au Tertiaire. Sa limite Sud avec la Meseta Oranaise est marquée par l'accident Nord Mesetien.

La Plateforme Saharienne constitue un domaine relativement stable où la tectonique est nettement moins prononcée. Ce domaine comprend un socle précambrien sur lequel repose en discordance majeure la couverture sédimentaire

d'âge Paléozoïque. Cette dernière est surmontée en discordance majeure (phase hercynienne) par les séries du Méso-Cénozoïque. La partie septentrionale de la plateforme saharienne est formée de deux sillons : le sillon de Benoud à l'Ouest et celui de Melrhir à l'Est. Ces sillons, allongés sensiblement Est-Ouest, sont bordés au Nord par l'Accident Sud Atlasique qui s'étend depuis la région d'Agadir au Maroc jusqu'à la région de Gabès en Tunisie.

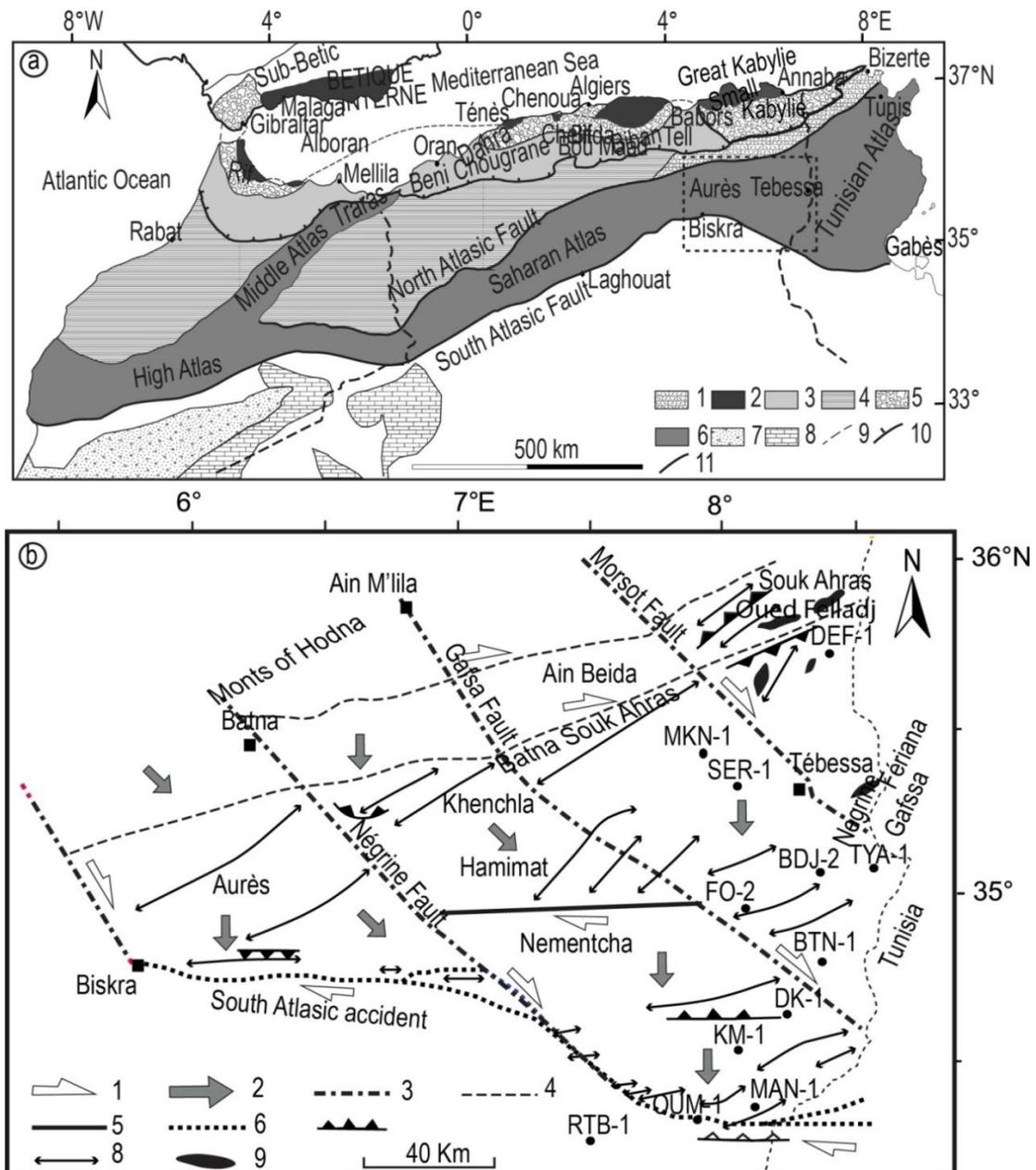


Fig. I-1 : Localisation de la zone d'étude. **a.** Carte structurale montrant le domaine alpin dans le nord de l'Afrique, et la zone d'étude du Sud-Est constantinois (rectangle en pointillé). 1: Post-Miocène et synchro-piles, 2: domaine interne, 3: domaine externe, 4: hauts plateaux, 5: turbidites du Maghrébin, 6: système atlasique, 7: Anti-Atlas, 8: Ougarta, 9: frontières d'état, 10: front du domaine interne, 11: failles atlasiques Nord et Sud. **b.** Carte structurale du Sud-Est constantinois (modifiée, d'après [Aissaoui et al., 1986](#)). 1: mouvement décrochant, 2: direction de contrainte, 3: faille transversale, 4: faille décrochante polyphasée (surface), 5: faille décrochante polyphasée (subsurface), 6: Flexure Sud Atlasique, 7: faille chevauchante, 8: axe de pli, 9: anhydrite.

I-3. Situation géographique et géologique

La région d'étude est limitée au Sud par la latitude 34°N (Faille Sud Atlasique), au Nord par la mer Méditerranéenne, à l'Ouest par la longitude 06°E et à l'Est par la frontière Algéro-Tunisienne (Fig. I-1).

La région d'étude est constituée de plusieurs unités morphologiques parmi lesquelles les bassins miocènes de Timgad, de Oued Soukias, le plateau d'Oum El Bouaghi-Ain Beïda, les monts de Constantine, de Nemmencha, des Aurès, de Tébessa, Sebket Ank-Djemel, Guellif et El Tarf, les diapirs de Souk Ahras, Sedrata, Mesloula et de Morsott et Chebket Sellaoua.

Du point de vue géologique, le Nord-Est de l'Algérie est constitué de trois ensembles géologiques distincts. Du Nord au Sud nous avons :

- Le domaine tellien appelé aussi "Chaîne tellienne",
- Le bassin du Sud-Est constantinois appelé aussi "Atlas saharien oriental",
- La plateforme saharienne qui correspond en partie au Sillon de Melrhir.

Chapitre II : _____

**Etude stratigraphique du Sud-Est
constantinois**

II-1. Introduction

La région d'étude s'étale sur plusieurs domaines géologiques très complexes à savoir les domaines telliens et atlasique et le domaine des chotts. On va étudier, au préalable, les niveaux albiens sur le plan stratigraphique. Décrivant les différents faciès rencontrés lors des forages avec le développement des niveaux stratigraphiques du point de vue variation d'épaisseur passant d'un domaine à un autre. Il s'agit de dépôts carbonatés et argilo-gréseux de type néritique à pélagique.

II-2. Méthodologie

La méthodologie de travail est la suivante :

- Exploitation des différents travaux géologique sur l'Albien,
- Réalisation d'une synthèse biostratigraphique de l'ensemble de la région d'étude,
- Réalisation des coupes stratigraphiques qui couvrent la région d'étude.

II-3. Stratigraphie de la région

Le bassin du Sud-Est constantinois est un domaine autochtone, structuralement haut, caractérisé par une sédimentation essentiellement carbonatée et relativement réduite en épaisseur, dépourvue d'apports quartzeux. Il s'agit de massifs isolés de taille variables, comportant des séries d'âge allant du Jurassique au Crétacé supérieur.

L'étude stratigraphique du bassin Sud-Est constantinois a été réalisée sur la base des travaux de [Laffite \(1939\)](#), [Burolet \(1956\)](#), [Tewfik et al. \(1972\)](#), [Aissaoui \(1986\)](#), [Vila \(1980\)](#) et [Bureau \(1986\)](#), et de données des puits de la région. L'étude de la partie paléogène est basée en grande partie sur les travaux de [Chabou-Mostefai \(1998\)](#) ([Figs. II-1, 2](#)). Dans ce bassin, la série mésozoïque, particulièrement le Crétacé, représente le principal objectif traversé par les sondages pétroliers dont l'épaisseur est très appréciable ([Figs. II-1, 2, 3](#)). Cette série constitue une importante couverture sédimentaire sur une superficie de l'ordre de 40000 km². L'épaisseur cumulée des dépôts du Crétacé atteint par endroit 10 km et a tendance à s'amenuiser en direction de la plateforme saharienne ([Fig. II-1](#)).

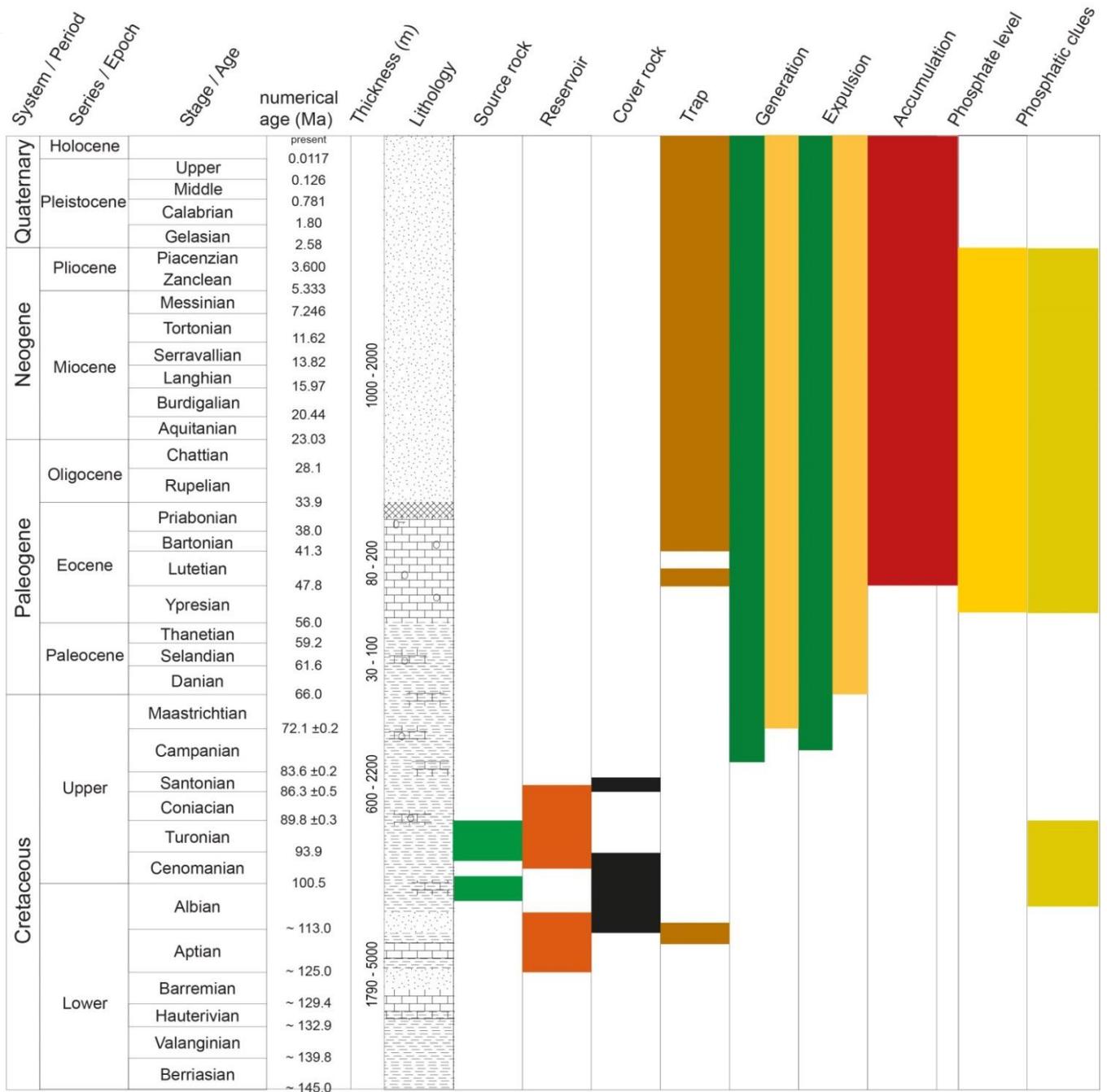


Fig. II-1 : Colonne stratigraphique type du Sud-Est constantinois montrant les zones d'accumulation des niveaux phosphatés et des hydrocarbures.

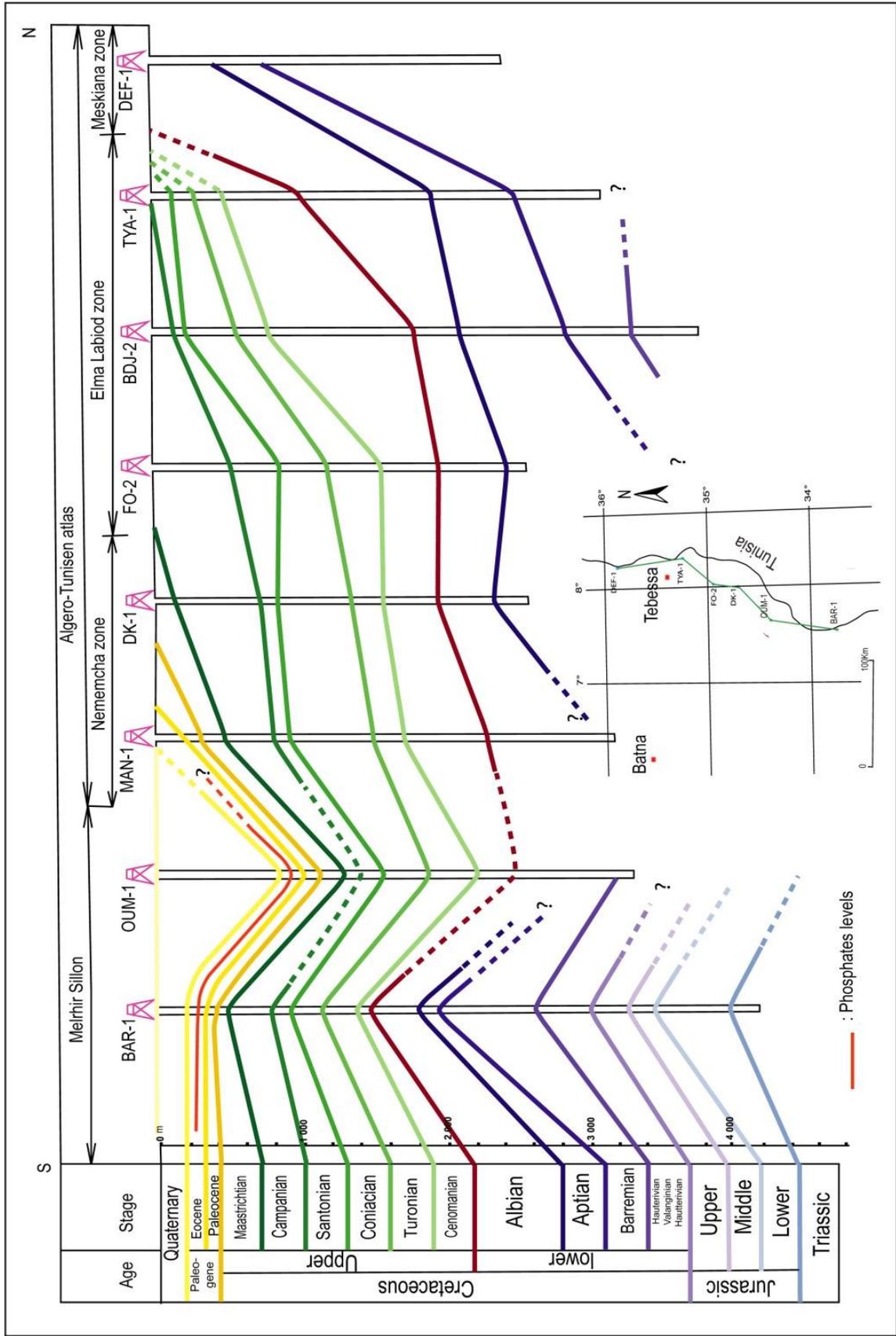


Fig. II-2 : Corrélation stratigraphique sud-nord entre puits (DEF-1, TYA-1, BDU-2, FO-2, DK-1, MAN-1, OUM-1 et BAR-1).

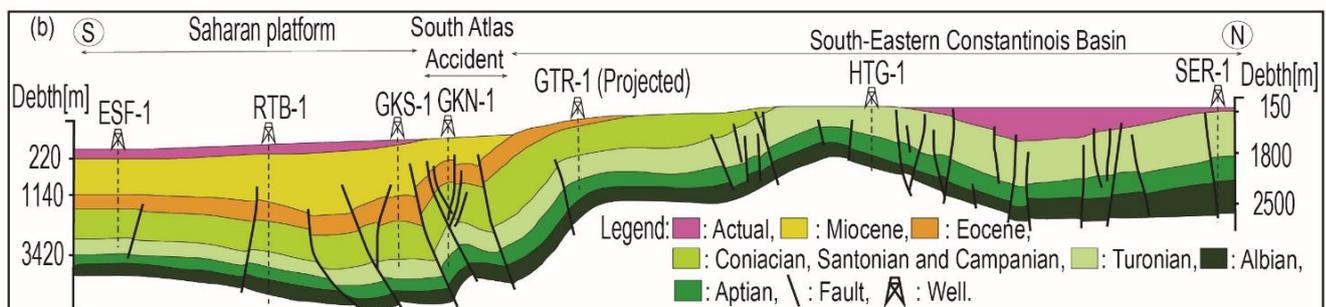
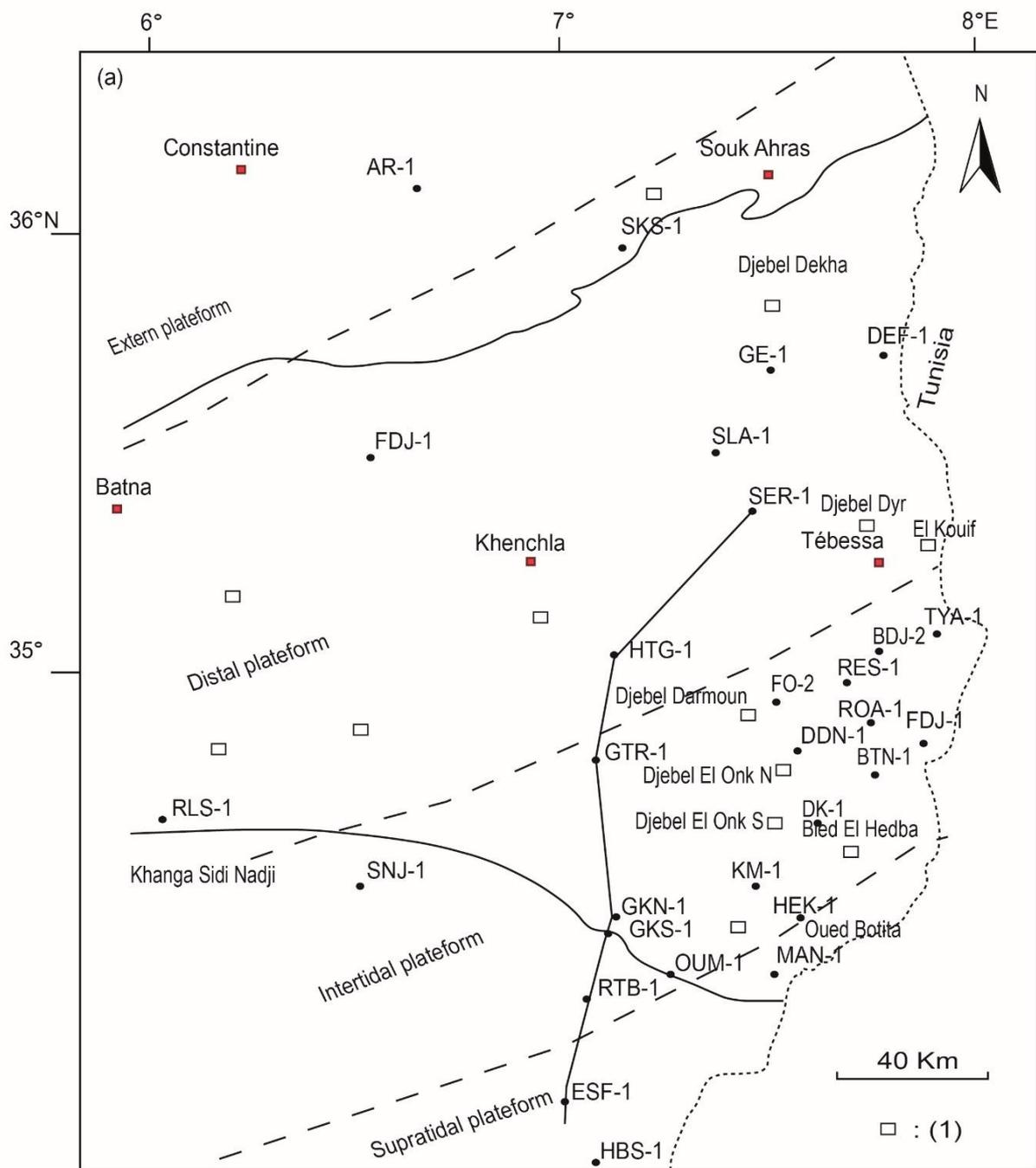


Fig. II-3 : a. Localisation des principaux gisements et occurrences de phosphates (rectangles) sur la carte paléogéographique de la région d'étude. **b.** Coupe géologique Sud-Nord basée sur les données sismiques 2D, allant de la plateforme saharienne jusqu'au bassin Sud-Est constantinois (modifié, d'après Issad (2008)).

Les niveaux d'âge albien sont subdivisés en trois méga-séquences bien distinctes, (i) l'une est caractérisée par une sédimentation détritique (ii) les deux autres sont totalement carbonatées. Les niveaux de l'Albien sont représentés par une série argilo-gréseuse à passées de calcaires, caractérisée par la forme *Ticinella Roberti*, déposée dans un milieu peu profond qui surmonte une série marneuse à intercalations de calcaires marneux néritiques de plateforme externe, dont l'épaisseur totale moyenne est de ~700 m (Fig. II-4), (Arab et al., 2008) . Le Cénomanién, d'une épaisseur moyenne de 350 m, correspond à une période transgressive, permettant l'installation d'un domaine pélagique. Sa limite inférieure est caractérisée par l'apparition de *Rotalipora appeninica*. Quant à sa partie supérieure, elle est datée par les deux espèces *R. greenhornensis* et *R. cushmani*. La limite inférieure du Turonien est définie par l'apparition des espèces *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Fagesia sp.* et *Watinoceras sp.* Le Turonien est représenté essentiellement, à la base, par une masse de calcaire blanc, fin, comportant une microfaune pélagique telles que les Calcisphères et les grosses Globigérines. Il passe, au sommet, à des marnes à fines intercalations de calcaires marneux et noduleux à foraminifères planctoniques (Herkat et al., 2005).

Les formations d'âge coniacien-santonien sont constituées de calcaires à débris d'huitres et de marnes à échinodermes et lamellibranches. Les calcaires du Coniacien, sont de type grainstone à oolithes et algues (lithothamniées). L'épaisseur moyenne du Coniacien-Santonien est de ~200 m. Le Campanien est caractérisé par une puissante série de marnes gris-vert, friables à fines passées de calcaires marneux de type marin ouvert. Le Maastrichtien, par contre, est caractérisé par une formation représentée par des calcaires massifs et crayeux à Inocérames et de nodules de silex. Ces calcaires peuvent être localement légèrement dolomitiques, vacuolaires, bioturbés et fortement diaclasés. Le passage Crétacé-Paléogène est constitué d'argiles et marnes noires, légèrement gypsifères, à fines passées de calcaires argileux. Ce passage est marqué par un niveau phosphaté. Le Paléogène est un niveau sédimentaire d'origine marine représenté par des calcaires, des phosphates et du gypse (Figs.IV-1, 2, 3). Dans la région, les formations du Paléogène peuvent atteindre d'assez grandes épaisseurs (~350 m). Les variations lithologiques et les restes d'organismes ont permis d'établir les subdivisions stratigraphiques suivantes : (1) le Danien, qui est différent du Crétacé, est conventionnellement adopté au contact calcaire

Maastrichtien série argilo-marneuse. Cette différence lithologique est présentée par une subdivision en deux séries distinctes, où l'on note la séparation entre le Danien supérieur et le Danien inférieur. L'épaisseur moyenne du Danien est d'environ 100 m. Ce niveau est subdivisé en deux niveaux (i) Le Danien inférieur qui est représenté par des argiles marneuses schisteuses, de couleur gris foncé à brun vert, intercalées par des marnes dures et irrégulières. L'ensemble est traversé par des filons de gypse de différentes orientations. (ii) Le Danien supérieur est formé par des calcaires durs blancs très fins souvent à cassures conchoïdales, avec des intercalations de marnes tendres, argileuses et schisteuses. Dans la partie supérieure du Danien on note la présence d'un banc caractéristique de 1 à 2 m d'épaisseur, formé de calcaire beige à lumachelles surmontés par des marnes en plaquettes blanches. C'est dans cet étage qu'apparaissent les premiers niveaux minces (10 à 30 cm) de marne phosphatée.

(2) Le Sélandien est marqué par la présence d'une série de calcaires : calcaires détritiques, calcaires à lumachelles avec des intercalations de marne et de dolomie. Ces sédiments se caractérisent par une absence ou une faible quantité de silex. Les huîtres sont abondantes, en bancs gris à noirs. (3) Le Thanétien est l'horizon porteur de la minéralisation phosphatée. Il se subdivise en deux parties, le Thanétien inférieur qui est caractérisé par des schistes marneux intercalés irrégulièrement de calcaire (Fig. II-1). Ces schistes sont de couleur grise foncée à noire. A la base, on trouve des conglomérats à Gastéropodes, des minces passées phosphatées et des intercalations de marnes à faunes caractéristiques riches en matière organique. Dans la partie supérieure du Thanétien inférieur apparaissent des intercalations phosphatées atteignant jusqu'à 2 m d'épaisseur et très riches en matière organique surmontées par des calcaires et des marnes à gros Gastéropodes. La puissance moyenne du Thanétien inférieur est de 35 m. La couche encaissante de la minéralisation phosphatée est datée du Thanétien supérieur. Elle affleure dans la partie est du gisement et plonge vers le NW sous les calcaires yprésiens et les sédiments argilo-gréseuses du Miocène. Le Thanétien supérieur débute par un niveau dolomitique à gastéropodes et se caractérise par des variations au terme de l'épaisseur d'un gisement, situé entre une série de marnes noires feuilletées au mur, et une formation de dolomie, puis de calcaire à silex au toit (Kchiched, 2011). L'épaisseur de la couche phosphatée varie entre 17 et 30 m, alors que l'épaisseur totale moyenne du Thanétien supérieur est de 32 m. La limite entre le Thanétien et l'Yprésien est identifiée par le passage d'un faciès phosphaté à celui de calcaire marneux présentant une

épaisseur de 0 à 50 m. (4) L'Yprésien est subdivisé à son tour, en deux : (a) l'Yprésien inférieur, d'une épaisseur moyenne de 30 m au maximum, est représenté, à la base, par des conglomérats marquant la limite avec le Thanétien et sous-jacent à une couche à alternances de calcaire, marne, dolomie et de couche phosphatée. On note également la présence de couches minces de silex dans les calcaires. (b) l'Yprésien supérieur, d'une épaisseur de 2 à 3 m, est constitué par l'alternance de calcaires, calcaires dolomitiques et de marnes. (5) le Lutétien se traduit par un niveau qui recouvre en concordance les séries dont on distingue deux sous-niveaux. Le premier, d'âge lutétien inférieur, est marqué par un changement de faciès où les marnes remplacent le calcaire, il est assez riche en matière organique. Le second, d'âge Lutétien supérieur, est représenté par une alternance de marnes blanches et d'argiles. Il est caractérisé par la présence de gypse, son épaisseur peut atteindre 100 m. Ce type de faciès termine le cycle de la sédimentation marine d'âge tertiaire inférieur (Paléogène). Le Néogène est caractérisé par un faciès sablo-argileux de type continental d'une puissance avoisinant les 600 m. Le Miocène dont la datation a été faite grâce à la découverte de rares fossiles *Helix* et *Tissiti*. Il est subdivisé en trois unités de bas en haut : (i) Le Miocène inférieur qui débute par des conglomérats, sables à gros grains présentant une épaisseur d'une dizaine de centimètres à quelques mètres, surmontés par des sables blancs à intercalations d'argile brune, ou gris beige, sa puissance atteint plus de 200 m. (ii) Le Miocène moyen est constitué d'argile marron, d'argile à structure schisteuse, brune, sa puissance est d'environ 100 m. (iii) Le Miocène supérieur dont on constate la présence de sables, gris à blanc, de graviers, et un matériel très grossier nettement stratifié. Le Quaternaire couvre de vastes surfaces dans la région ; elles sont essentiellement représentées par des éboulis, des dépôts sableux éoliens, fluviaux et des dépôts alluviaux ([Visse, 1952](#)).

La qualité des réservoirs et leurs répartitions spatiales sont limitées, particulièrement pour la partie sommitale de l'Albien (Albien supérieur) ([Fig.II-2](#)) dans la partie Sud et Sud-Est du bassin Sud-Est constantinois. L'observation microscopique et macroscopique montre que ces niveaux réservoirs, sont assez compacts, hormis les niveaux fissurés (Fractures ouvertes). Ils sont également affectés par des fractures et des fissures, colmatées pour la majorité. Les porosités et les perméabilités enregistrées dans ces réservoirs restent faibles à moyennes, pour l'ensemble des puits étudiés, à l'exception de certains niveaux où

on a remarqué de très fortes valeurs de porosités et de perméabilités (ex : TYA-1, Ø 13.15%, K 91.52 md).

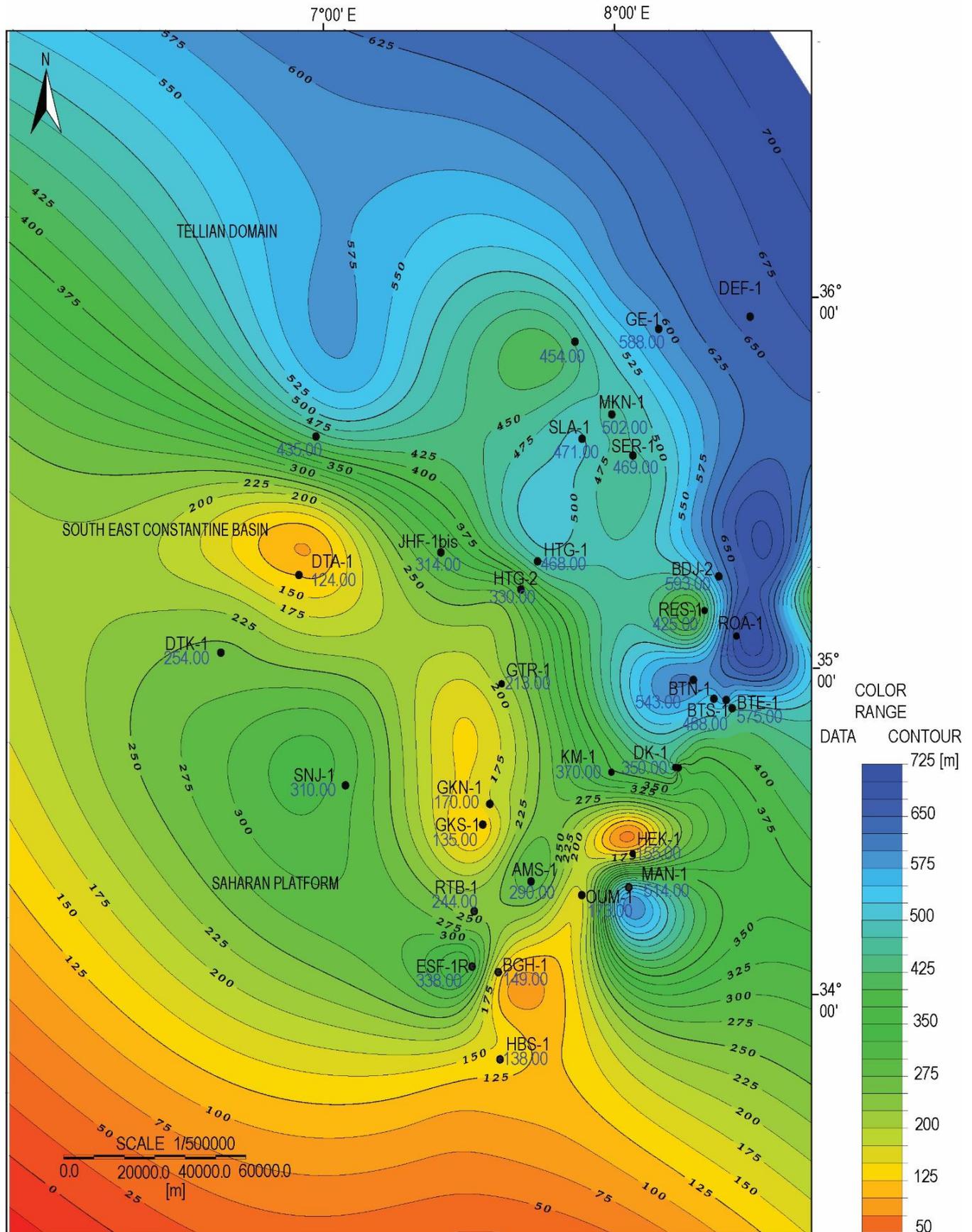


Fig. II-4 : Carte en isopaques de l'Albien supérieur du Sud-Est Constantinois.

Chapitre III :

Etude sédimentologique des niveaux albiens du Sud-Est Constantinois

III-1. Introduction

L'étude sédimentologique des niveaux Albiens est une partie importante. Son but est de bien comprendre les lithofacies Albiens réparties dans le bassin, de faire une étude diagénétique, de définir les différents lithofaciès existants et déduire l'environnement de dépôt

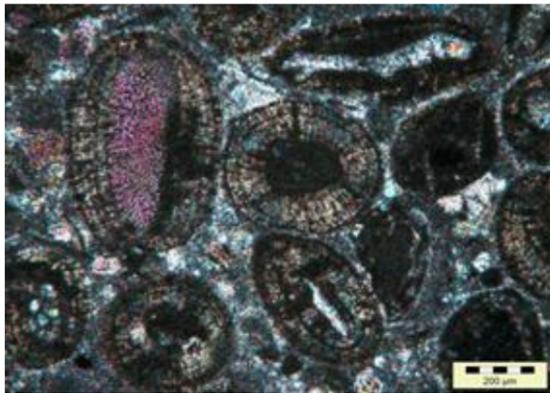
III-2. Méthodologie

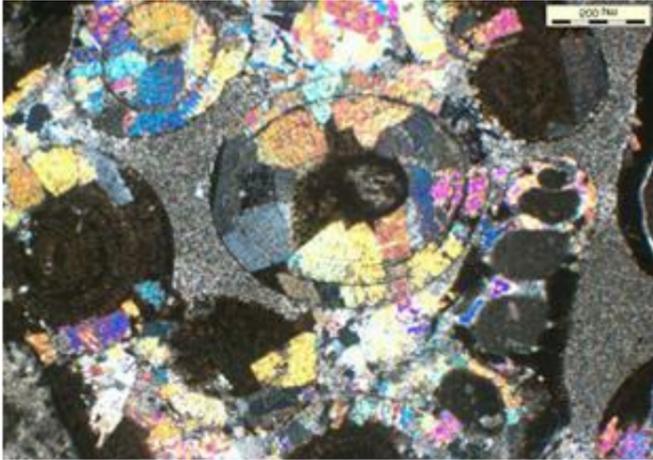
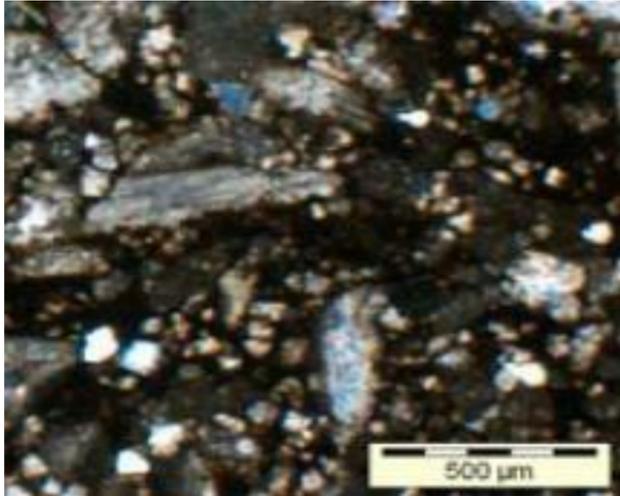
- la documentation relative aux puits de la région : rapports de fin de sondages, les Atlas des descriptions de carottes et des lames minces,
- Description des carottes aux niveaux Albiens des puits suivants : AMK-1, DK-1, GTR-1, HTG-1, HTG-2, MAN-1, OUM-1 et SLA-1.
- Réalisation d'une corrélation lithostratigraphique des niveaux d'âge Albien, afin de voir leur répartition spatiale des séquences (SKS-1, GE-1, HTG-1, KM-1 et BGH-1),
- Réalisation d'une étude pétrographique et diagénétique du réservoir Albien,
- Définition des différents lithofaciès et des environnements de dépôts des différents niveaux albiens.

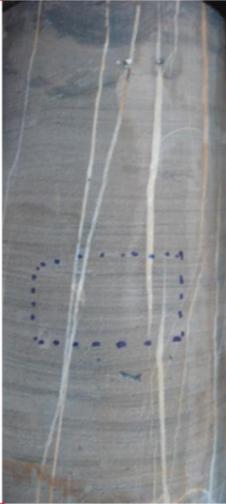
III-3. Etude sédimentologique et lithofaciès

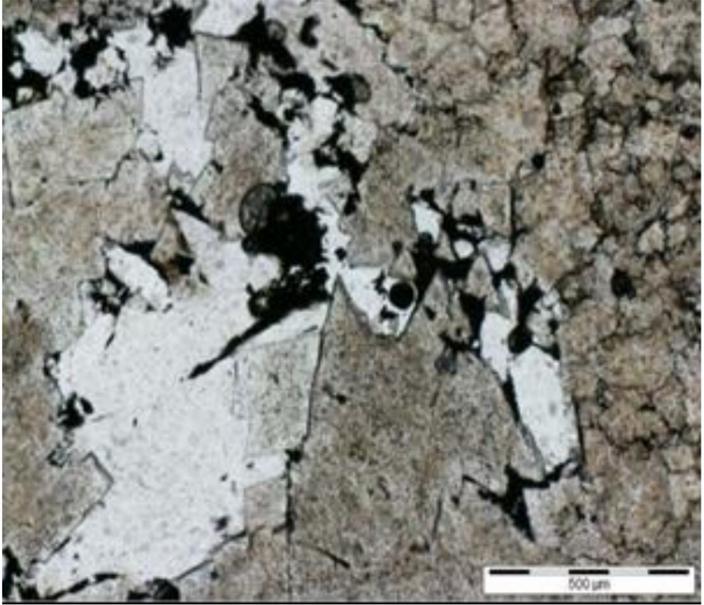
Une description de carottes aux niveaux d'âge Albien et l'analyse pétrographique et diagénétique des puits : AMK-1, GTR-1, HTG-1, HTG-2, MAN-1, OUM-1, SLA-1 et DK-1 sont représentées dans le [Tableau III-1](#). L'analyse sédimentologique des niveaux carottés dans les formations Albiennes nous a permis de définir plusieurs lithofaciès :

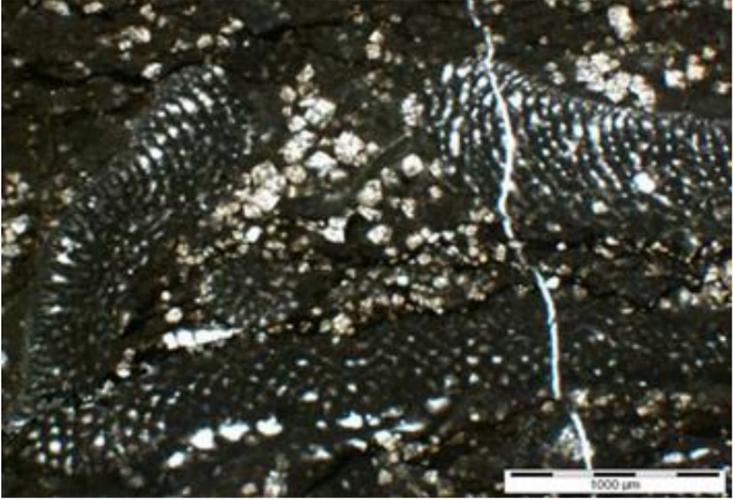
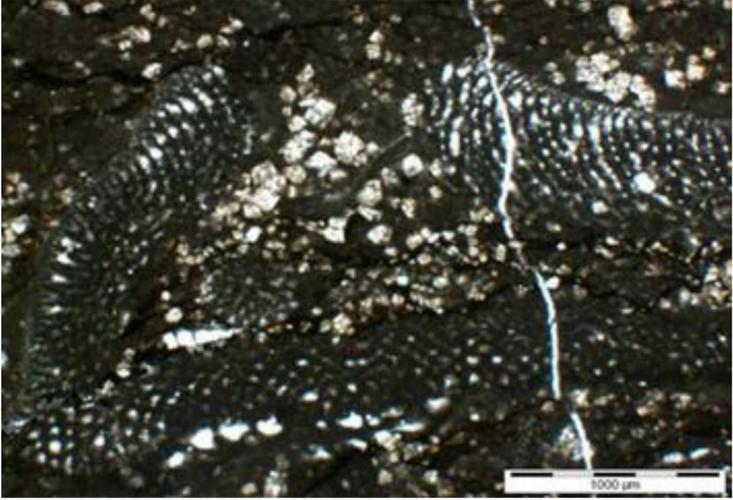
Tableau III-1: Description des carottes du niveau albien, analyse pétrographique et diagénétique des puits : AMK-1, DK-1, GTR-1, HTG-1, HTG-2, MAN-1, OUM-1 et SLA-1.

Niveaux Albiens	Puits	Ø Carottes [%]	Ø Diagraphies [%]	K [mD] F: Fracture	# Cr	Cotes	Photos des Carottes & Cotes [m]	Photos des Lames minces	Cotes [m]	Descriptions
Albien supérieur	GTR-1	1-5.6	---	< 0.1	3	2747.86 -2747.98		---	@ ---	Calcaire gris à sombre, texture mudstone à wackstone avec un ciment micritique, des fractures verticales à subverticales fermées à ciment calcitique.
	MAN-1	1-5.6	---	< 0.1	---	---	---		@ 2341.00	L'étude microscopique montre du packstone bioclastique et des pellets. Il s'agit de calcaires grainstones à oolithes et/ou dolosparite et dolomicrosparite bien cimentés, sans porosité apparente, les microfissures sont généralement fermées.
	HTG-1	2.5- 7.5	----	0.1-118 F	1	1011.32-101149		---	@---	Marne gris noir, indurée, friable, à texture mudstone, souvent associée à des calcaires à cortège faunistique, foraminifères benthiques et planctoniques. C'est un lithofaciès marnes gris noir à foraminifères planctoniques.

	OUM-1	1.53-4.61	---	0.01-68 F	9	2658.14 - 2658.28			@ 2536	Calcaire gris clair à gris brun, avec texture packstone, débris de bioclastes, lamellibranches avec parfois des fractures remplies par un ciment micritique. La lame mince montre la recristallisation des bioblastes et de l'anhydritisation.
	SLA-1	1-6.42	---	0.01-102 F	1	931.15 - 931.30		---	@---	Marne gris noir, indurée, friable, à texture mudstone, souvent associée à des calcaires à cortège faunistique, foraminifères benthiques et planctoniques. C'est un lithofaciès marnes gris-noir à foraminifères planctoniques.
	DK-1	1-5.7	---	0.1- 190 F	---		---		@2400.5	Fragments de lamellibranches et de Ectoproctas. Microfaciès calcaire packstone, calcaire packstone à divers bioclastes

Albien inférieur	AMK-1	2-8	---	20	3	2643.5 – 2643.70		---	@---	Dolomie blanche à grisâtre, microcristalline, souvent associée à des anhydrites, réservoir poreux (porosité de dissolution assez importante) parfois de type vacuolaire, le lithofaciès est représenté par des dolomies microcristallines.
	GTR-1	0.4-5	---	< 0.1	6	2949.10 – 2949.16			@3017.67	Grès fin, gris clair à brun, bien classé, avec un ciment argileux, des rides de courant parfois entrecroisées, avec une porosité très faible un peu plus dans ce niveau. On a des dolomies cristallines d'une porosité secondaire de dissolution.
	SLA-1	1-2	25	< 0.1	3	1611.1 – 1611.3		---	@---	Grès fin de couleur gris clair, bien classé, existence d'une cimentation argileuse et parfois carbonatée, c'est un niveau relativement compact, et on observe aussi des laminations planes à obliques.

	OUM-1	0.6-3.12	0.9	< 0.1	8	2747.86 -2747.98			@2683.5	Lithofaciès argileux silteux, gris clair à gris noir avec des niveaux lenticulaires des grès fins à très fins, souvent associée à des wavy bedding.
	HTG-1	2.5-7.5	----	0.1-18 F	4	2747.86 -2747.98			@1390.53	Calcaire gris clair à gris brun, de la dolomisparite bien lisible en lame mince, une texture packstone à mudstone, ooides principalement de nature oolitique et parfois des parties en texture en wavy bedding de type intertidal, un ciment micritique qui colmate les pores, des orbitolines et des fractures subverticales fermées par la calcite et des stylolites soulignés par du bitume. On trouvera aussi des argiles silteuses à lenticular bedding.

											
	HTG-2	0.5-3.8	---	0.02- 4.04 F	2	731.33 – 731.50		@ 635.95			Grès fin, gris clair, bien classé, ciment argileux, structures en rides de vagues, souvent associées à des lenticulaire bedding, relativement compacts avec une faible porosité. Le lithofaciès grès fin à wavy bedding.
	SLA-1	1-2	25	< 0.1	3	2747.86 -2747.98		---	@ ---		Grès fin, argileux, d'une couleur grise, les grains sont bien classés, à ciments argileux. On a l'aspect d'une sédimentation rapide. Niveau compact, d'une faible porosité contenant des fractures subverticales fermées à ciment calcitique. cette structure est à figures de slumps.

III-3-1. Dolomie microcristalline à cristalline

Elle caractérise la formation albienne dans la région, elle est de couleur grise à brune, microcristalline à cristalline, à rares fantômes bioclastiques. C'est une dolomie massive, de type secondaire, diagénétique, intercalée avec des faciès lagunaires entre autre l'anhydrite. Elle admet quelques drapages d'argile. En microfaciès, il s'agit d'une dolosparite, parfois dolomictie, ou dolomicrosparite, présentant des cristaux en mosaïque, jointifs, sous forme de rhomboèdres ou xénomorphes. Quant au ciment, il est généralement rare, représenté par soit de l'argile (DK-1), ou matière organique (HTG-2). On note la présence de pyrite, grains de quartz détritique ou des inclusions bitumineuses (HTG-2). Ce microfaciès, montre également des microstylolithes au niveau des puits AMK-1 et HTG-2. Ce niveau est assez compact, il est affecté par des stylolithes sédimentaires de fissures subverticales colmatées. On note la présence de vacuoles de dissolution, observées sur carottes (AMK-1).

Interprétation : faciès lié essentiellement à la diagenèse, déposé dans un marin côtier à plateforme interne.

III-3-2. Calcaire grainstone à débris bioclastique (rudstone), lumachéllique et grainstone à miliolidés

Il est décrit au niveau des puits OUM-1, DK-1 et GTR-1. Il s'agit d'un calcaire massif de couleur grise, riche en gros débris de lamellibranches, donne un aspect lumachéllique (DK-1 et OUM-1). L'analyse microscopique montre, des fragments de lamellibranches de différentes tailles, jointifs, associés parfois à des bryozoaires et échinodermes, bien conservés, parfois recristallisés (KM-1) et à rares pellets (TYA-1) et oolithes (GTR-1). Ceci est relié par un ciment sparitique, parfois dolomitique (dolomicrosparite, dolosparite). Dans les milieux de type lagon, ce grainstone est constitué d'une microfaune pauvre, tels que les miliolidés (SER-1). Ce lithofaciès est compact affecté par des stylolithes sédimentaires, rencontrés à OUM-1 et DK-1, et des fissures subverticales fermées.

Interprétation : faciès marin peu profond, de haute énergie, développé dans une plateforme interne.

III-3-3. Calcaire grainstone oolithique

Il s'agit d'un calcaire massif, de couleur grise, composé essentiellement d'oolithes, admet de rares joints d'argiles noires, observées au niveau des puits : GTR-1 et DK-1. Les microfaciès, montrent une richesse en oolithes, de type fibro-radié ou simple, de forme généralement arrondie, rarement ovale, avec un nucléus, divers (bioclasts, grains de quartz, sparitisé, micritisé). Elles sont parfois associées à des bioclastes tels que les lamellibranches, échinodermes, gastéropodes, Ectoproctas, débris d'algue, et des foraminifères benthiques. La composition calcitique de ces oolithes peut être remplacée par de l'anhydrite, l'exemple du puits OUM-1. On note aussi l'existence du faciès oolithique par le quartz détritique dans l'espace intergranulaire. Le ciment, quant à lui, il est souvent sparitique, parfois dolomitique. Ce lithofaciès est compact, souligné par des stylolithes sédimentaires et des microstylolithes, au niveau duquel les oolithes sont compactées, brisées et légèrement déformées (MAN-1). Les fissures sont rares, sont généralement fermées, parfois ouvertes par la dissolution.

Interprétation : C'est un calcaire de haute énergie, déposé dans un milieu marin peu profond de type plateforme interne.

III-3-4. Calcaire grainstone à caractère récifal, type rudstone

Ce faciès s'est développé à la faveur des diapirs, rencontré au niveau des régions notamment : Dj. Chentgouma, Rgheiss, Bou Khadra et Dj. Bou Roumane (Manchar, 2007). Il est caractérisé par des calcaires massifs, de couleur gris-beige, à rudistes et à polypiers, baignant dans une matrice essentiellement micritique. L'analyse microscopique, montre de gros fragments de rudistes et de sections de polypiers, associés à rares foraminifères benthiques (Orbitolines et miliolidés), reliés par un ciment sparitique, microsparitique et micritique, dolomicritique. Ce lithofaciès est compact, affecté par de nombreuses fissures subverticales, fermées rarement ouvertes (dissolution), souligné également par de rares stylolithes.

Interprétation : C'est un faciès marin de haute énergie, formant probablement des patchs reefs, rencontré dans la plateforme interne et externe.

III-3-5. Calcaire packestone à bioclasts divers et packstone à orbitolines

C'est un calcaire massif, gris clair, admet des joints marneux, bioclastique, renfermant des lamellibranches, gastéropodes, échinodermes, présente des laminations obliques planes (DK-1), parfois à aspect noduleux à OUM-1. Ce faciès peut renfermer au niveau de DEF-1, de gros débris de lamellibranches, probablement des rudistes et donnant une texture de type floastone. En microscopie, il montre une texture packstone, riche en microfaune benthique et en débris de la macrofaune, nous citons des fragments d'échinodermes, Bryozoaires, lamellibranches, textularidés, milolidés et orbitolinidés, associés parfois à des pellets (DK-1). Ces bioclastes peuvent être recristallisés, exemple du puits MAN-1. Au niveau des puits SER-1 et HTG-2 et SLA-1, ce packstone est constitué exclusivement d'orbitolines. On note également la présence de quartz détritique au niveau des puits MAN-1 et HTG-1. Le ciment est souvent micritique, mais il peut être remplacé par de la dolomie (MAN-1). Ce faciès est généralement compact et relativement poreux. Il est affecté par des fissures, des microfissures fermées, des stylolithes et des microstylothes.

Interprétation : C'est un lithofaciès de type plateforme interne.

III-3-6. Calcaire wackestone à packestone bioclastique

Il est représenté par des calcaires gris, à texture relativement fine, à stratifications obliques planes, parfois à aspect noduleux, (DK-1), légèrement dolomitisés, affecté par des fissures fermées et de stylolithes.

Interprétation : c'est un faciès marin, développé dans un milieu relativement calme de plateforme interne.

III-3-7. Calcaire mudstone à wackestone

C'est un calcaire gris à gris-sombre, à fins films de marnes, parfois marneux à SKS-1, à quelques laminations obliques, observés à DK-1, à aspect noduleux à OUM-1, localement à soft sédimentations. Il présente une association faunistique pauvre (débris de lamellibranches, parfois recristallisés (AMK-1). L'analyse

microscopique montre une texture fine, de type biomicrite, constituée de rares débris de lamellibranches, de bryozoaires, gastéropodes, échinodermes, associés à de rares foraminifères benthiques tels que : les textularidés, orbitolines, des foraminifères arénacés et des lituolidés, baignant dans une matrice essentiellement micritique. Celle-ci, peut contenir de l'anhydrite, le cas du puits OUM-1 ou bien remplacée par de la dolomicrite. On observe également de rares microlaminations, de nombreuses recristallisations des bioclastes, de rares grains de quartz détritiques et une intense fissuration, représenté par des microfissures totalement colmatées. Ce lithofaciès est généralement compact avec des stylolites et fractures subverticales fermées, parfois ouvertes.

Interprétation : C'est un lithofaciès qui peut se développer aussi bien dans la plateforme interne qu'externe.

III-3-8. Grès fin à laminations obliques planes à entrecroisées

Ce lithofaciès caractérisé par un grès gris-beige, fin, à laminations obliques planes, et entrecroisées, observées à BDG-2. Il admet des joints d'argile noire. Le ciment est généralement argilo-carbonaté. Ce lithofaciès est légèrement compact, fracturé (les fissures subverticales ouvertes et fermées).

Interprétation : C'est un grès marin de faible profondeur, de haute énergie (plateforme interne).

III-3-9. Grès fin à laminations planes

Il a été observé au niveau des puits GTR-1, BDJ-2, TYA-1, OUM-1, SLA-1. Il est constitué par des grès gris-beige, fins, à laminations planes, à fins films d'argiles, à ciment argilo-carbonaté. On note quelques nodules de calcite au niveau du puits BDG-2. Il est légèrement compact, affecté par de rares fissures.

Interprétation : Ces des grès marins, influencés par l'action des vagues (milieu probablement intertidal).

III-3-10. Grès fin à wavy-bedding

Il est décrit à BDJ-2 et OUM-1 dans les niveaux aptiens. Il est de couleur gris-beige, fin, intercalé à de fines passées d'argile noire, à wavy bedding. La bioturbation est rare, représentée par des planolites, à de rares soft sédimentation. L'observation microscopique, montre des grains de quartz jointifs, à ciment essentiellement carbonaté, à rares débris de lamellibranches. Ce lithofaciès est légèrement compact, affecté rarement par des fissures subverticales ouvertes.

Interprétation : Il s'agit d'un dépôt marin de haute énergie, de faible profondeur, influencé par l'action des vagues, correspondant à un milieu probablement intertidal.

III-3-11. Grès fin à rides de courant

Ce lithofaciès est rencontré à GTR-1 et OUM-1. Il s'agit de grès gris-beige, fin, bien classé, légèrement quartzitique à GTR-1, à rides de courant, de type ripple cross lamination et à rares mudships. Il présente parfois une surface d'érosion coquillée, observée à OUM-1 et de rare soft sédimentation à GTR-1. Il est généralement compact à légèrement poreux (OUM-1), affecté par de fissures subverticales fermées.

Interprétation : ce sont des grès marins, déposés dans un milieu peu profond.

III-3-12. Grès fin à flaser bedding

Il s'agit de grès gris-beige, fin, à flaser bedding, caractérisé par de fins films d'argile discontinus, le ciment est carbonaté, rencontré à OUM-1. Il est légèrement compact, rarement bioturbé et fracturé.

Interprétation : Ce sont des grès marins de faible profondeur, influencés par l'action des vagues.

III-3-13. Grès fin massif à clayships et mudships

Ce lithofaciès est décrit au niveau du puits GTR-1. C'est un grès gris clair, massif, fin, présentant des argiles sous forme de mudships et clayships. Il

renferme parfois de rares débris bioclastiques. Le ciment est généralement carbonaté, peut être très compact, cas du puits GTR-1. La fracturation et la bioturbation sont rares dans ce faciès.

Interprétation : Il s'agit d'un dépôt marin côtier peu profond (plateforme interne).

III-3-14. Grès très fin à siltstone à soft sédimentation

Il s'agit d'un matériel très fin, représenté par des grès très fins et des siltstones de couleur gris-clair, massifs, à rares joints argileux. Ils sont caractérisés par de nombreuses figures de type soft sédimentation (SLA-1). L'analyse microscopique, grès bien à moyennement classé, composé de grains de quartz, de petites tailles, avec présence de feldspath en traces (AMK-1), de rares débris bioclastiques, avec un ciment argilo-carbonaté. Ce lithofaciès est légèrement compact, affecté par des fissures subverticales fermées et ouvertes.

Interprétation : Ce lithofaciès se développe dans un milieu marin légèrement profond, à la limite plateforme interne à externe.

III-3-15. Marne et argile gris-noir

Il est rencontré dans la majorité des puits décrits. C'est une argile parfois carbonatée, gris-noir, feuilleté, indurée, parfois silteuse, légèrement compacte. Elle peut renfermer une microfaune pélagique.

Interprétation : faciès déposé généralement dans un environnement assez profond, de type plateforme externe.

III-3-16. Argile silteuse à lenticular bedding

Il s'agit d'une argile gris-noir, silteuse, à passées lenticulaires de grès fin à très fin, de type lenticular bedding. Elle peut admettre de rare bioturbation horizontale (OUM-1). Ce lithofaciès est légèrement compact.

Interprétation : c'est un faciès marin, peu profond à profond. On peut le rencontrer dans la plateforme interne et externe.

III-3-17. Anhydrite

Il s'agit d'un faciès blanc, massif, rencontré au niveau des puits GTR-1 et OUM-1. Il se présente sous forme d'intercalations ou en nodules dans les dolomies.

Interprétation : C'est un faciès typique de lagune, déposé dans un milieu probablement supratidal.

III-4. Faciès, extension, limite et qualités des niveaux Albiens

III-4-1. Albien inférieur : représenté par un faciès mixte, constitué d'une alternance de calcaire et de grès. En effet, les cartes en isopaques de l'Albien inférieur, montrent un dépointe orienté sensiblement Nord-Sud. Cette épaisseur se réduit progressivement vers le Sud (plateforme saharienne) et à l'Ouest (Aurès). Quant à la partie est, aux environs de la région de Tébessa, on remarque une réduction voire même disparition de l'Albien inférieur. Ceci peut être le résultat de l'impact de la phase tectonique autrichienne. Le réservoir est représenté par des calcaires massifs, oolithiques, des grès à laminations planes, des calcaires bioclastiques (orbitolines, lamellibranches, Miliolidés), des grès à laminations obliques planes, des grès à rides, des grès à flaser bedding, ainsi que des dolomies et calcaires dolomitiques ([Tableau III-1](#)). L'Albien inférieur est représenté par des grès grossiers passant latéralement au Nord à des grès très fins à silstones légèrement argileux, associés à des calcaires mudstones. Au niveau du môle Constantinois, le réservoir est caractérisé par le même type de faciès néritique ([Fig. III-1](#)).

Ces niveaux réservoirs sont généralement compacts, avec des porosités variant entre 0.5 et 8% et des perméabilités faibles de l'ordre de 0.01 à 4.04md, observées dans les niveaux fissurés ([Tableau III-1](#)). Ceci apparaît bien sur les carottes étudiées, au niveau desquelles, on a observé un nombre important de stylolithes et de fissures généralement fermées. L'étude pétrographique, montre des éléments carbonatés, des grains de quartz et en ce qui concerne le ciment, il est micritique. Les microstylolithes sont présents dans ces niveaux soulignés,

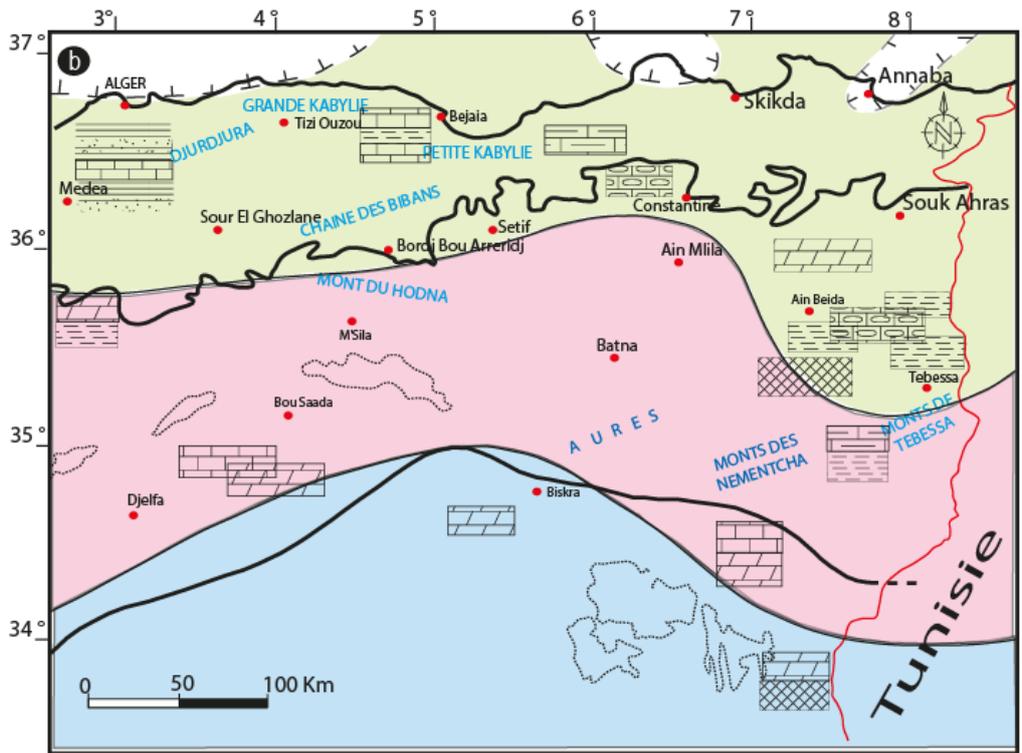
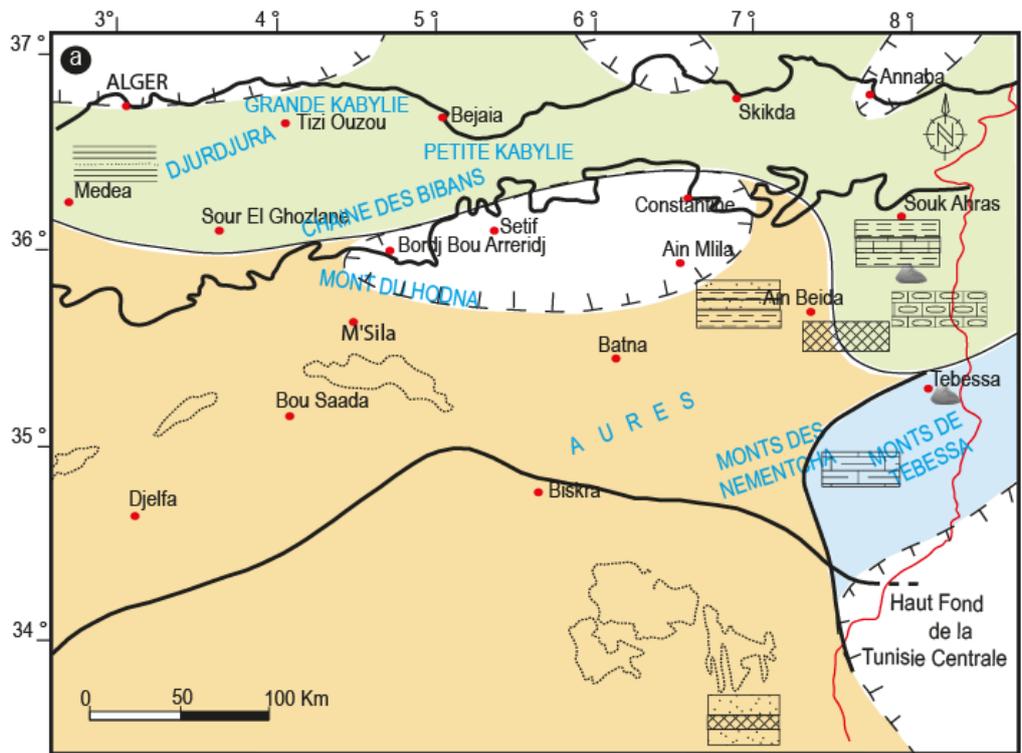
généralement, par de la matière organique et éventuellement des microfissures recristallisées.

III-4-2. Albien supérieur: le réservoir est représenté par une barre massive carbonatée, constituée de calcaires oolithiques, de calcaires bioclastiques, associés localement à une microfaune pélagique, de calcaires dolomitiques, ainsi que des dolomies cristallines et microcristallines. La carte de faciès de l'Albien supérieur, montre que la répartition spatiale de cette barre est limitée, et concerne surtout la partie Sud-Est du bassin ([Tableau III-1](#)). Elle est remplacée vers le Nord par des faciès argilo-carbonatés, liés probablement à un approfondissement généralisé sur toute la région d'étude, amorcé à la fin de l'Albien inférieur. Au Nord-Ouest, au niveau du môle de Constantine, le réservoir est représenté par un faciès essentiellement néritique. Quant à l'épaisseur du réservoir aptien, elle est variable, de l'ordre de 18 à 499 m à MAN-1.

L'Albien supérieur, présente des caractéristiques pétrophysiques faibles à moyennes, parfois bonnes avec des porosités allant de 0.1 à 18% et des perméabilités faibles, de l'ordre de 0.01 et peuvent atteindre les 190 mD à DK-1 ([Tableau III-1](#)). L'analyse des carottes montre que ces formations sont également compactes et stylolithisées, hormis quelques pores de dissolution observés sur le lithofaciès et au niveau des fissures. L'observation microscopique, montre qu'il s'agit de packstone bioclastique et pellets, calcaire grainstone à oolithes (MAN-1) et /ou dolosparite et dolomicrosparite bien cimentés, sans porosité apparente. Les microfissures sont généralement fermées.

III- 5. Les séquences des dépôts d'âge albien

L'analyse séquentielle réalisée s'appuie sur le cadre chronostratigraphique et les résultats stratigraphiques. A travers l'étude des carottes, les lames minces et la consultation des logs habillés des différents puits forés dans la région d'étude et les diverses études déjà faite, On constate lisiblement la particularisation de trois (03) séquences du deuxième ordre d'âge Albien. Il s'agit donc de dépôts qui englobent dans ces assises deux types de sédiments : des grès, des calcaires avec des marnes à l'Albien inférieur et essentiellement des marnes avec des calcaires dans l'Albien supérieur ([Fig. III-2](#)).



LEGENDE

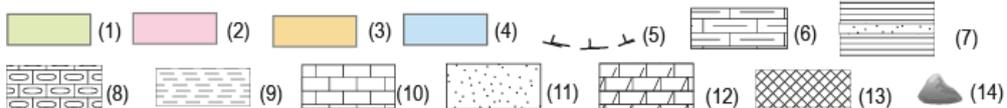


Fig. III-1 : Répartition des faciès et environnements des dépôts des niveaux de l'Albien (a) inférieur et (b) supérieur. (1) domaine pélagique, (2) domaine continental, (3) domaine lagunaire, (4) domaine néritique, (5) limites des zones émergées probables, (6) calcaire et marno-calcaire, (7) flysch, (8) calcaire à silice, (9) argile, (10) calcaire, (11) dépôts détritiques, (12) dolomie et calcaire, (13) anhydrite, (14) barrières récifales.

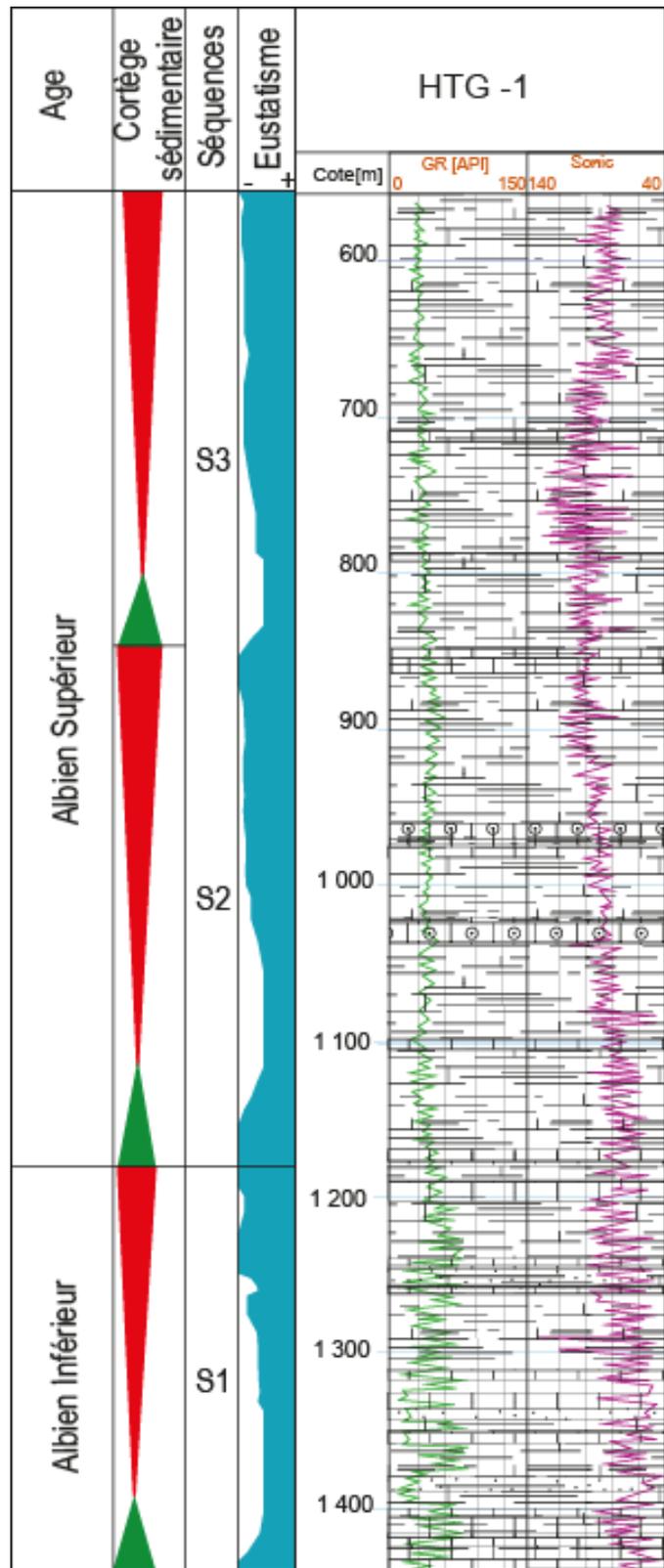


Fig III-2. Log sédimentologique type du puits HTG-1 qui montre l'existence de trois (03) séquences d'âge albien dans la région du Sud-Est constantinois.

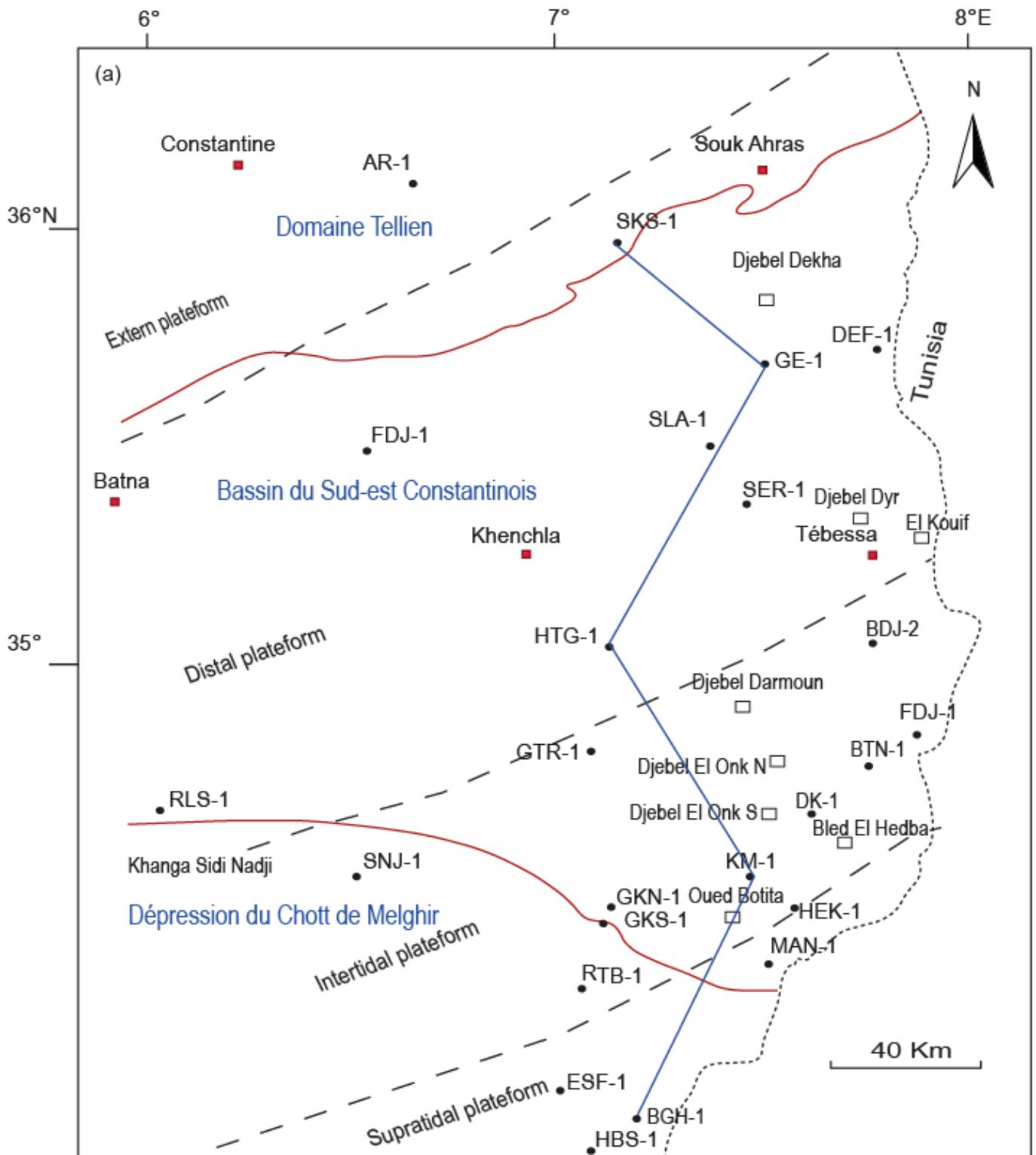


Fig. III-3. Carte de position de la corrélation lithostratigraphique allant du Nord vers Sud passant par les puits : SKS-1, GE-1, HTG-1, KM-1 et BGH-1.

III-5-1. La séquence S1 (Fig. III-4) : Elle correspond à l'Albien inférieur, Il s'agit d'une séquence d'épaisseur 100 à 200 m qui se réduit considérablement dans la région de Tébessa avec des épaisseurs qui varient de 80 m à 60 m pour disparaître au niveau du puits KM-1.

cette variation rapide d'épaisseur de l'Albien inférieur voire sa disparition dans la région de Tebessa, semble être liée à l'impact de la phase autrichienne. Les premiers dépôts de cette séquence montrent l'apparition de niveaux de grès fins à laminations obliques planes et rides de vagues associés à des calcaires wackstones à packstones à Globégerines de milieu marin ouvert (Elliot, 1987) qui se développent et s'étendent au Nord-Ouest dans la région. Plus au Sud au niveau (HTG-1), ces apports gréseux persistent et continuent à se développer sous un faciès de grès fins à rides de courants et mudships en alternance avec des niveaux de calcaire packstone à grainstone parfois oolitiques de milieu de haute énergie qui se développent jusqu'à la fin de la séquence. Plus au Sud, la tendance régressive est soulignée particulièrement au niveau du puits BGH-1 par des niveaux anhydritiques, parfois à mouchetures d'anhydrite associée à une dolomitisation précoce de milieu restreint ou à proximité d'un milieu sebkhaïque (El Abini et al., 1997).

Dans certains puits, l'attribution stratigraphique des niveaux d'âge Albien inférieur est déterminée souvent du point de vue lithologique par le fait que ces niveaux détritiques s'individualisent au cours de cette période par rapport à l'ensemble carbonaté de l'Aptien et de l'Albien supérieur.

III-5-2. Les séquences S2+S3 (Fig. III-4): Elles complètent le Crétacé inférieur, par des dépôts marno-calcaires. Elle est épaisse de 400 à 300m au Nord au niveau des puits SKS-1, GE-1 et HTG-1. Elle diminue au Sud pour atteindre 200m à 150m au niveau de BGH-1. Elle débute par des faciès marin ouvert, de type micritique, marneux à marno-calcaire à foraminifères planctoniques (*Rotalipora Ticinensis*, *Rotaliopora appeninica*, *Planolamina Buxtorfi*, Hedbergelles et Pitonelles) associés à des marno-calcaires plus marqués au Nord au niveau des puits SKS-1, GE-1 et HTG-1. Plus au Sud la première séquence au sommet est marquée par des faciès carbonatés de texture packstone à grainstone oolithique et bioclastique. Vers la partie sommitale de la seconde séquence, les faciès médiolittoraux deviennent dominants et témoignent d'un milieu de haute énergie de plateforme carbonatée intertidale.

D'une manière générale, du point de vue évolution séquentielle, la majorité des séquences témoigne d'une tendance à dynamique sédimentaire de type remplissage au Nord et à comblement au Sud. La répartition des faciès transgressifs et régressifs reste relativement homogène aussi bien à l'échelle verticale qu'horizontale. En général, les faciès régressifs dominant au Sud et l'emportent sur ceux de type transgressif.

III-6. Définition des environnements de dépôt des réservoirs albiens

III-6-1. Albien inférieur

III-6-1-1. Plateforme interne (Milieu intertidal) (Figs. III-1, III. 3)

Il est caractérisé par une sédimentation mixte, carbonatée et silico-clastique, représentée par l'association des faciès suivants : grès fins à rides de courant, à mudships et clayships, à laminations planes, à wavy bedding..., avec une légère influence lagunaire au Sud (OUM-1), des calcaires packstones à orbitolines, lamellibranches et rares Miliolidés, rarement calcaires grainstones bioclastiques et lumachelliques et oolithiques. Par ailleurs, on note la réduction, voire même la disparition de ces dépôts vers la région de Tébessa (probablement haut fond).

III-6-1-2. Plateforme interne à externe (Milieu subtidal à plateforme externe proximale) (Figs. III-1, III. 3)

Ce milieu est par contre, ouvert sur le domaine marin profond, représenté essentiellement par des dépôts de faible énergie constitués de calcaires wackstone à packstone, wackstone à mudstone à lamellibranches, échinodermes et orbitolines, à foraminifères planctoniques, des silstones à soft sedimentation. Ceci est associé à des argiles à lenticular bedding et des argiles gris-noir (DK-1).

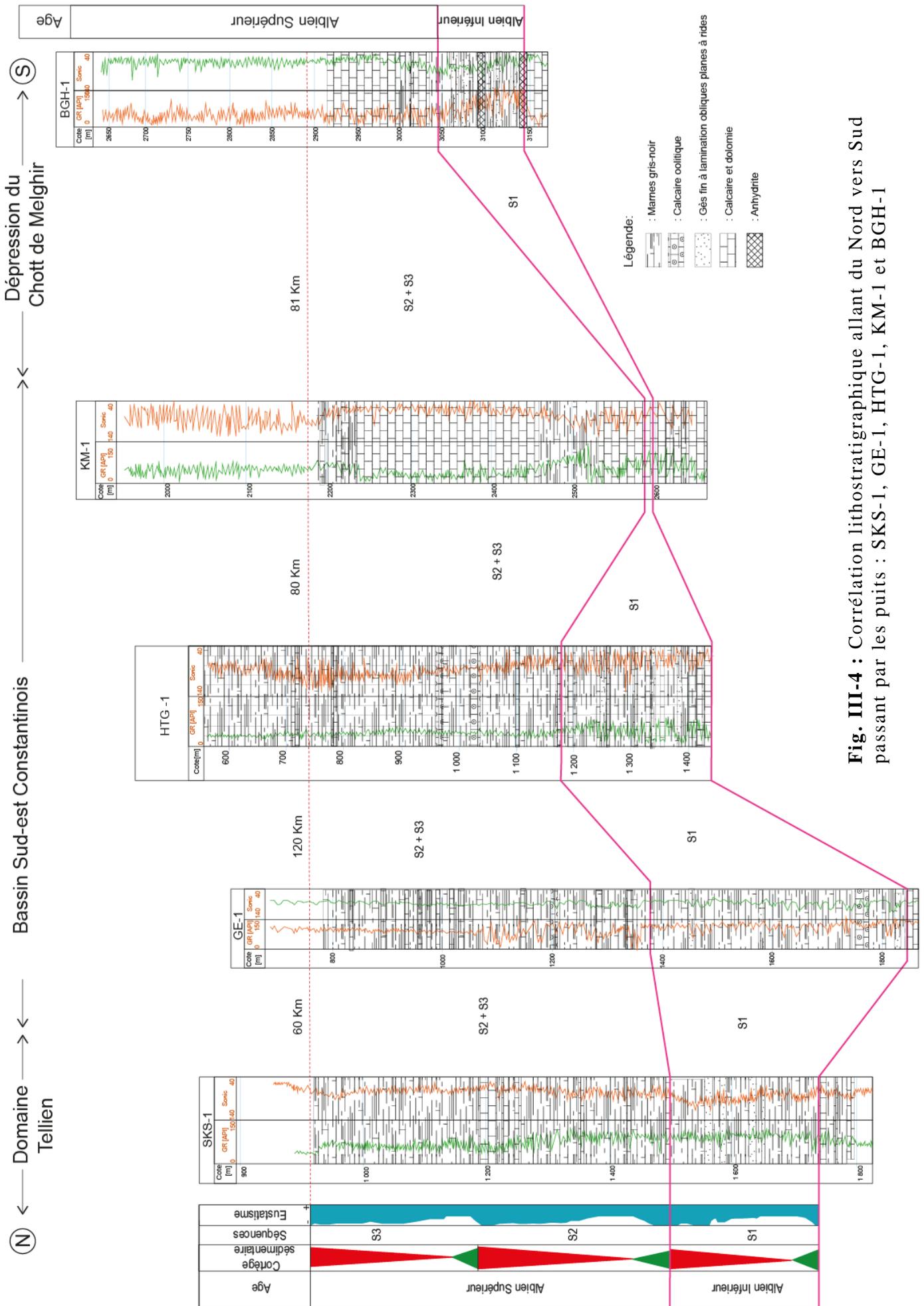


Fig. III-4 : Corrélation lithostratigraphique allant du Nord vers Sud passant par les puits : SKS-1, GE-1, HTG-1, KM-1 et BGH-1

III-6-2. Albien supérieur

III-6-2-1. Plateforme interne (Milieu intertidal à subtidal) (Figs. III-1, III. 3)

Ce milieu se rétrécit considérablement et se limite à la partie Sud-Est du bassin Sud-Est constantinois. On rencontre un ensemble de faciès de haute énergie, représentés par des calcaires grainstones oolithiques (MAN-1) et bioclastiques, calcaires packstones à lamellibranches, à rares orbitolines, échinodermes et gastéropodes, avec présence de foraminifères pélagiques aux environs de la région de Tébessa.

III-6-2-2. Plateforme externe (Figs. III-1, III. 3)

Ce domaine couvre la majeure partie du bassin. Il est caractérisé par une sédimentation de type mer ouverte renfermant une variété de microfaunes planctoniques telles que heterohelix hedbergelles, cacisphères, pithonelles. Il s'agit de calcaires wackstone à mudstone et marnes gris-noir à foraminifères planctoniques.

III-8. Conclusion

Les Effets diagénétiques des niveaux d'âge Albien sont : (a) Phénomène de pression et dissolution au niveau des stylolithes (Argile riche en matière organique), (b) Silicification, Recristallisation de certains bioclastes (Tableau III-1), (c) Phénomène de compaction par entassement des éléments, (d) Epigenisation de certains bioclastes (calicisphères) parfois par la pyrite, (e) Enchaînement de phase de recristallisation calcitique et dolomitique dolomicrite en dolomicrosparite dolosparite dans la matrice micritique. (f) Remplacement de la dolomicrite par de la sparite phénomène de sparitisation, (g) Perforation et dissolution de bioclastes et remplissage par de la dolosparite, (h) Déformations des oolithes, (i) Succession de phase de cimentations argileuse, anhydrite et carbonaté (dolosparite), (j) Recristallisation et absence des structures internes de certains bioclastes et oolites avec parfois une anydritisation tardive (Tableau III-1), (k) Présence d'anhydrite sous forme de plages dispersées ou en lamelles allongées (l) Présence de microfissures colmatées par de la sparite, (m) Oolithes brisées sous l'effet de la stylolitisation et déformations des oolithes, (n)

Dissolution dans les fissures et création de la porosité secondaire ([Tableau III-1](#)),
(o) Porosité secondaire de dissolution ([Tableau III-1](#)).

Chapitre IV : _____

**Etude structurale du Sud-Est
constantinois**

Cette tectonique serait la conséquence de la superposition, durant le Cénozoïque (Piqué et al., 2002) de deux importantes phases compressives atlasiques : éocène moyen et post-miocène. Sur la carte structurale (Fig. IV-1), on observe plusieurs structures ondulées, constituées d'une succession d'anticlinaux et de synclinaux d'axes parallèles, orientés NE-SW (Figs. IV-1, 2). Cette succession débute au Sud par l'anticlinal de Reguiba et se termine au Nord par le synclinal de Koudiat El Mzara (Fig. IV-1). Sur la bordure Nord du fossé de Tébessa, les plis d'orientation WNW-ESE auraient été créés lors de la première phase compressive éocène moyen avec une direction de raccourcissement $N0^{\circ}-20^{\circ}$ (Kowalski et Hamimed, 2000) Sur la bordure Ouest, les plis d'orientation WNW-SSE, auraient été générés par la deuxième phase compressive post-miocène de direction de raccourcissement $N80^{\circ}$ (Kowalski et Hamimed, 2000)

Les profils sismiques de la région étudiée sont de qualité insuffisante à moyenne et ne permettent donc pas de réaliser une bonne étude structurale de subsurface et un bon tracé de failles. Néanmoins, les rares données que nous avons consultées pour mieux comprendre les structures profondes de cette région ont permis de conclure que les failles de subsurface du Sud-Est constantinois sont de nature normale, inverse et décrochante dextre dans toute la région d'étude avec des rejets verticaux (Issad et al., 2004). Le système de failles WE, défini le long de l'Accident Sud-Atlasique est décrochant dextre et il est composé de plusieurs tronçons d'accidents (Fig. IV-2) se relayant les uns aux autres (Issad et al., 2008).

IV-2-1. Les structures de surface

La région d'étude est marquée par de nombreux pointements de masses évaporitiques du Trias affleurant sur plusieurs kilomètres et ayant une direction générale NE-SO formant des diapirs, (Fig. IV-2). Ils présentent une allure oblongue et perçant souvent les structures anticlinales. Parfois, le matériel est mobilisé en profondeur mais bloqué sous les formations du Jurassique. Ce matériel triasique est également retrouvé re-sédimenté au sein du Jurassique supérieur (Herkat, 1992). Ces différentes positions structurales et sédimentaires traduisent une remontée diapirique à différentes périodes. Elle est bordé par deux accidents majeurs; l'Accident Nord Atlasique et l'Accident Sud Atlasique. (i) L'accident Nord Atlasique se manifeste d'une manière irrégulière en affleurement (Figs. IV-1,2). Cet accident a fonctionné à plusieurs reprises pendant l'histoire

de la chaîne alpine; au Jurassique, au Crétacé et à l'Eocène moyen et même postérieurement (Kazi Tani, 1986). (ii) L'accident Sud Atlasique est constitué de plusieurs tronçons organisés en relais et de significations différentes. C'est une bande formée d'une série de flexures se relayant d'Ouest en Est (Laffitte, 1939). Cet accident aurait fonctionné au moins depuis l'Ordovicien, jusqu'à l'Actuel (Kazi Tani, 1986). La manifestation des derniers jeux tectoniques est très récente, début du Quaternaire, en Tunisie et la fin du Néogène sur la bordure aurésienne. Trois phases affectent cet accident, le Crétacé supérieur, l'Eocène supérieur et le Mio-Pliocène (Bettaha, 2009). Aussi, des plissements, dont les différentes ceintures de chevauchement-plissement constituant se développèrent sur d'anciens grabens initiés pendant le rifting triasico-liasique (Piqué et al., 2002). Dans le domaine d'étude, les systèmes de plissement montrent des directions NE-SW d'âge fini-Eocène (phase Atlasique) (Aissaoui, 1986, Vila, 1980, Kazi Tani, 1986, , Laffitte, 1939). Elle correspond à la phase majeure d'inversion tectonique initiée dans les grabens triasico-liasiques. Les travaux récents montrent que cette inversion a débutée au Maastrichtien [20]. Les plis de direction E-W et NE-SW ont été reliés à la phase de raccourcissement E-W (Figs. IV-1, 2). Les plis de direction ENE-WSW à E-W, affectant les séries fin Néogène-début Quaternaire, correspondent à la phase post-pliocène décrite dans les monts de Nementcha (Aissaoui, 1986 et Kazi Tani, 1986). Ils sont engendrés par un raccourcissement N-S. Les directions de plissement passant de NE-SW à E-W montrent des formes sigmoïdes induites par des décrochements de direction NE-SW. On notera également que certaines directions de plis correspondent à la réorientation de plis NE-SW liée à la phase atlasique (Herket et al., 2006). La réorientation de ces plis est compatible avec des décrochements dextres (Fig. IV-2). Tous les fossés d'effondrement, dans le bassin Sud-est constantinois, coupent des structures atlasiques d'âge fini-lutétien. Ces fossés, sont comblés par des dépôts plio-quaternaires pouvant atteindre une puissance de 170 m. Il existe deux phases de plissements post miocènes dans les environs de Tébessa : (a) les plissements du Pliocène inférieur (contrainte maximale N0-20E, à direction de plis N90-110E), dont le stade distensif a provoqué l'effondrement du fossé de Morsott; (b) les plissements d'âge pliocène (axe de pli maximal à 80°, le plongement de l'axe et du pendage du plan axial est fortement incliné, d'après le diagramme de Fleuty (1964)), dont le stade distensif a provoqué l'effondrement du fossé de Tébessa, ainsi que celui de Hammamet. Le substratum des fossés de

Tébessa et Hammamet est constitué d'une mosaïque de horsts et grabens ([Fig. IV-2](#)).

IV-2-2. Les structures de subsurface

Les profils sismiques des différentes campagnes de la région étudiée sont de qualité mauvaise à bonne et ne nous ont pas permis pas de réaliser une bonne étude structurale de subsurface. Néanmoins, les rares données que nous avons utilisées pour essayer de mieux comprendre les structures profondes de la région nous ont permis d'établir une carte en isochrones au toit de l'Albien de l'Est algérien.

On a choisi deux lignes composites d'orientation N-S et ENE-WSW ([Fig. IV-2a](#)), représentatives de la structure complexe de la région d'étude. Les lignes sismiques 2D introduites dans l'interprétation sont de qualité variable allant de mauvaise à moyenne, sur le plan caractère et continuité du signal. Pour le calage de la sismique nous avons utilisé les données disponibles ([Tableau IV-1](#)).

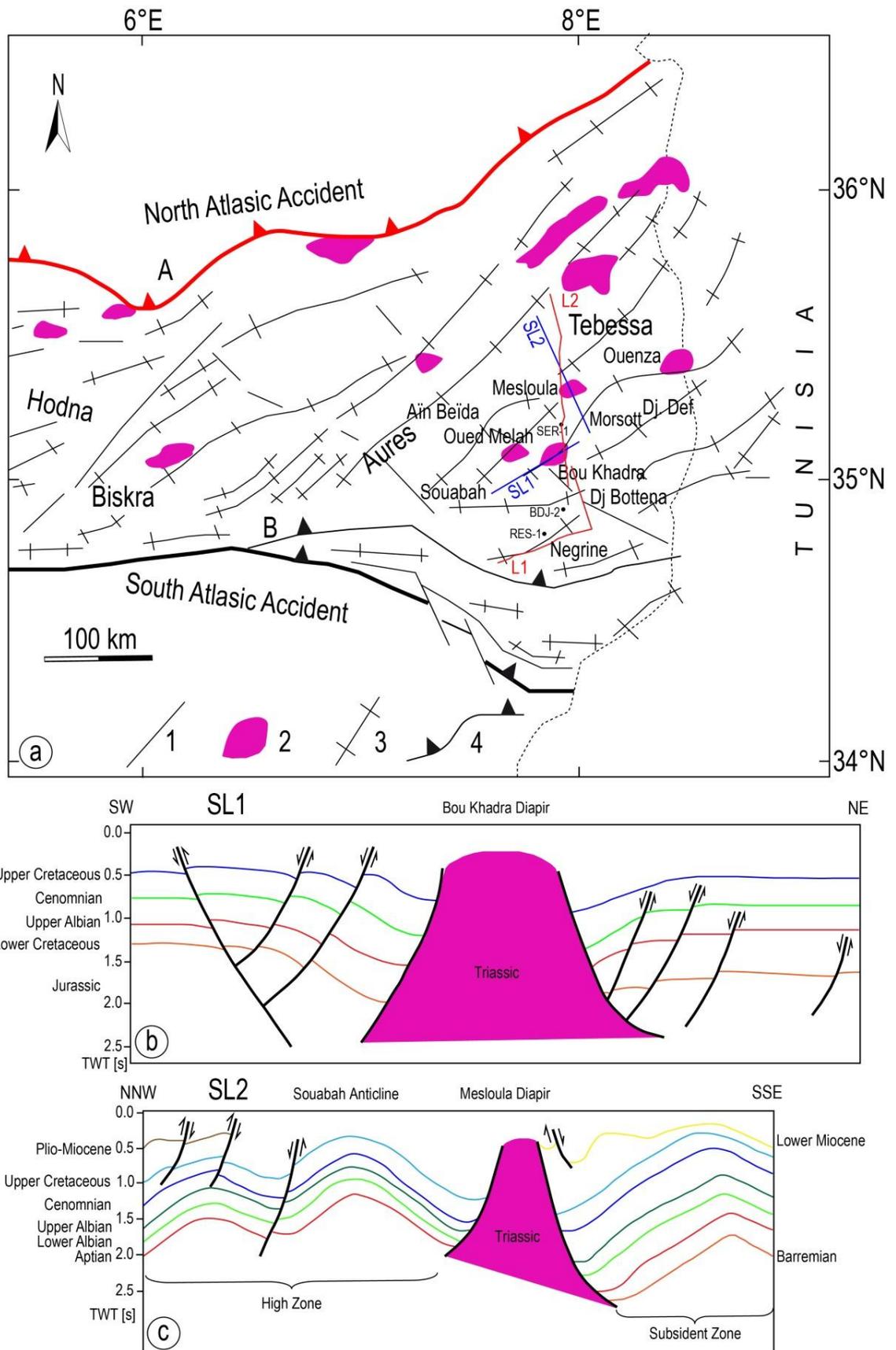


Fig. IV-2: Schéma structural de l'Est de l'Algérie (Bracene et al. (2002), Modifié). A : Zones internes des flyschs, B : Zones externes, (1) : Faille, (2) : Diapir, (3) : Anticlinal, (4) : Front principal de déformation. (i) : Coupe géo-sismique montrant le diapir de Bou Khadra et les structures en blocs basculés, (ii) : Coupe géosismique montrant le diapir de Mesloulia.

La vitesse sismique qu'on calcule au niveau d'un puits est ponctuelle et elle prend en compte le temps de trajet double (TWT) de l'horizon et sa profondeur. Dans ce cas, la profondeur est connue, mais le temps est calculé (Tableau IV-1). On remarque différentes failles affectant la région selon les directions majeures NE-SW, NW-SE, ainsi que deux lignes, enchaînant plusieurs structures fermées dont la majorité n'est pas forée (Figs. IV-2, 3, 4). Les failles dégagées par cette interprétation sont de nature normale, inverse et décrochante dans toute la région avec des rejets verticaux allant de 25 m jusqu'à 250 m.

L'analyse des deux lignes sismiques composites (Fig. IV-3, 4) appartenant au secteur d'étude calibrés aux données de puits et de terrain, montre, d'une part, un réseau de failles de directions NE-SW, N-S, E-W et NW-SE limitant des horsts et grabens dessinant des blocs basculés (Fig. IV-3), et d'autre part, la remontée des évaporites du Trias supérieur (Fig. IV-4), qui s'est effectuée par intrusion le long des failles. Les diapirs de la région d'étude dessinent une disposition morphologique en dômes (Fig. IV-4), affleurant sous forme de corps elliptiques étirés. La coupe géosismique, de direction NEN-WSW, passe par le fossé d'effondrement de Morsott sur laquelle on peut observer, au centre, une zone de diapir qui traverse toute la série sédimentaire sus-jacente le long de deux failles bordières profondes depuis l'Albo-Aptien (repéré dans l'interprétation des lignes sismiques) jusqu'à l'affleurement formant le diapir de Bou Khadra. Ce dernier est limité par deux accidents profonds de direction SW-NE et NW-SE. Au S-W (Bracene et al., 2002), la série sédimentaire est affectée par un réseau de failles listriques, jouant en mouvement inverse. La structure en blocs basculés au N-E limitées par des failles normales à regard Nord depuis le Jurassique jusqu'au Crétacé supérieur, reflète bien une structuration des bassins mésozoïques (Fig. IV-3). L'activité diapirique amorcée au moins dès l'Aptien, est liée à la distension qui a caractérisé l'Atlas saharien oriental durant le Crétacé (Vila, 1980). Les séries sont sédimentaires, ce qui montre une certaine isopacité du Nord au Sud. Elles sont affectées par des failles inverses dessinant des petits chevauchements au Nord (Fig. IV-4). La remontée du matériel évaporitique depuis les zones d'anomalie lithostatique ou de densité est guidée par l'interférence de deux directions structurales majeures: La première NE-SW est marquée par les extrusions de Trias, la seconde, WNW-ESE, est matérialisée par les fossés d'effondrement. Ce contrôle structural est attesté par les coupes géosismiques (ligne composite) qui montrent des linéaments et des accidents profonds de même direction. La mobilisation des formations du Trias et

particulièrement les diapirs engendrés ont favorisé la création de pièges pétroliers du Sud-Est constantinois.

Tableau IV-1: Conversion temps-profondeur des horizons au niveau du puits RES -1.

Formations	Profondeur [m]	TWT [ms]
Campanien	0	120
Coniacien	272	265
Turonien	512	556
Cénomanién	801	834
Albo-Aptien	2075	1169

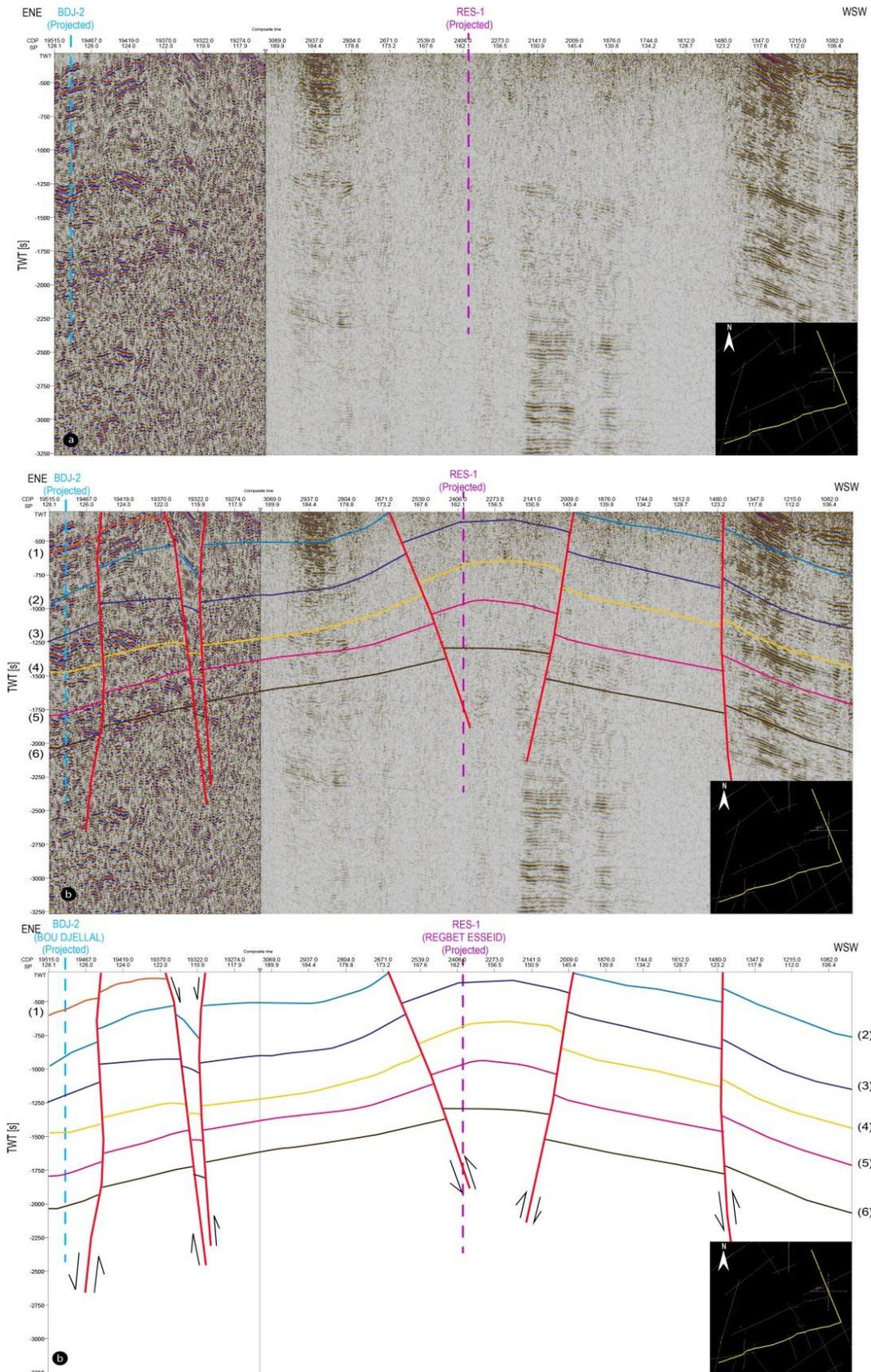


Fig. IV-3 : (a) ligne sismique 2D composite (L1) d'orientation ENE-WSW. Deux lignes sismiques utilisés dans cette coupe calibrée par la sismique de puits vertical (VSP) réalisée sur le puits RES-1. TWT : Two-Way Travel time (temps double) [s], SP : Shot Point (point de tir), CDP: Common Depth Point (Point miroir commun). (b) Interprétation de la ligne sismique 2D composite, (1) Maastrichtien, (2) Campanien, (3) Coniacien, (4) Turonien, (5) Cénomaniens, (6) Albo-Aptien. (c) Coupe géosismique d'orientation ENE-WSW.

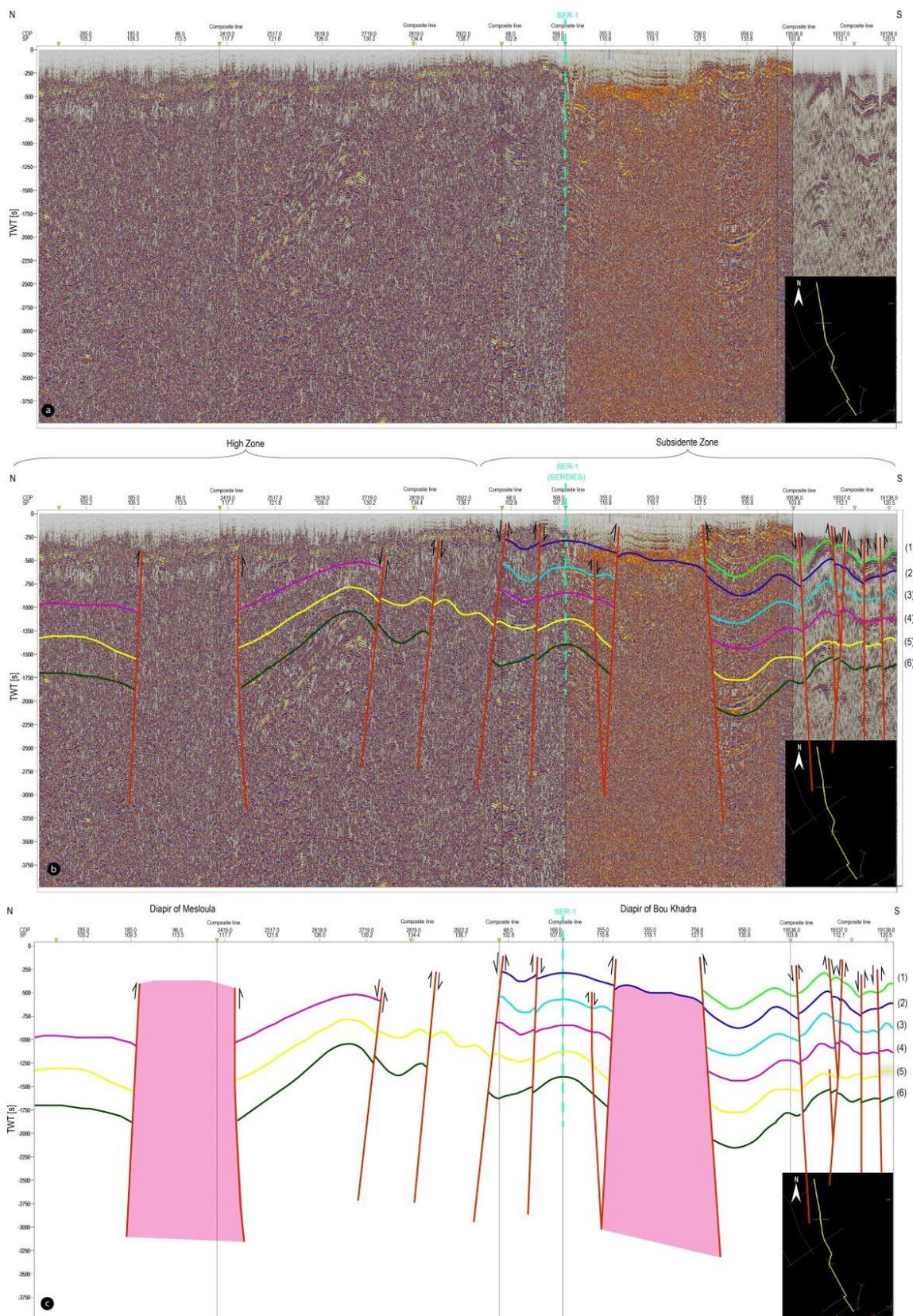


Fig. IV-4 : ligne sismique 2D composite (L2) d'orientation N-S. Six lignes sismique utilisées dans cette coupe géosismique calibrées par le VSP réalisé sur le puits RES-1. Même notations qu'en Fig. IV-3. (1) Campanien, (2) Coniacien, (3) Turonien, (4) Cénomanién, (5) Albien supérieur, (6) Albo-Aptien. (c) Coupe géosismique d'orientation NS.

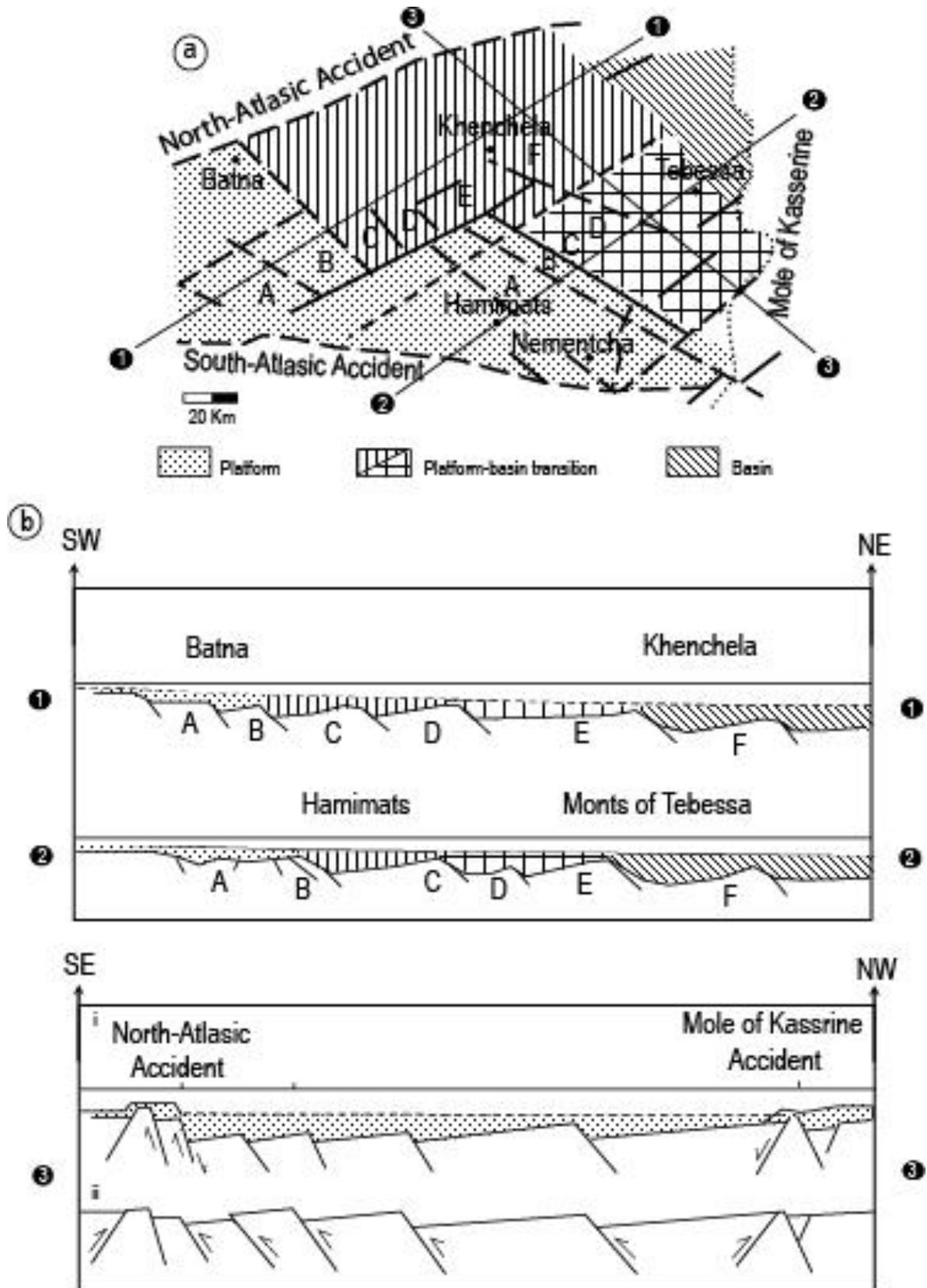


Fig. IV-6 : Reconstitution des grands ensembles paléogéographiques et organisation en blocs basculés dans le bassin au cours du Crétacé (Modifiées, d'après [Herkat et al. \(2000\)](#), [Kracha \(2000\)](#)). a: Carte paléogéographique ; b : Coupes paléostructurales, i : Substratum de dépôts au Crétacé supérieur basculés du socle jurassique, ii : Jeu des blocs du socle au Crétacé supérieur.

La réalisation de la carte en isochrones englobant le Sud-Est constantinois jusqu'à chott Melrhir, au toit de l'Albien, a été faite sur une sismique 2D d'une qualité du signal, sur le plan caractère et continuité, variable allant de bonne à médiocre.

La carte en isochrones au toit de l'Albien (Fig. IV-5) montre plusieurs axes régionaux compartimentés par les différentes failles qui affectent la région selon les directions majeures NE-SW et NW-SE.

La carte montre aussi des axes positifs, de direction NE-SW, enchaînant plusieurs structures fermées dont la majorité a été forée par les pétroliers.

Les failles dégagées par cette interprétation sont de nature normale, inverse et décrochante dans toute la région d'étude avec des rejets verticaux allant de 25 m en temps double jusqu'à 150-200 m.

La cartographie issue des différentes interprétations sismiques a montré la présence des structures déjà reconnues par des forages mais aussi révélé d'autres qui resteront à confirmer. La construction des transects sismiques restera dépendante de la disponibilité des données sismiques pour révéler au mieux le schéma structural et la compréhension globale des différentes structures qui y sont présentes.

IV-3. Calendrier des phases tectoniques

Les données de géologie de terrain et de la sismique nous ont permis de définir un calendrier des différentes discordances et la chronologie des déformations qui ont affecté la couverture sédimentaire méso-cénozoïque :

IV-3-1. La discordance de l'Albien inférieur

Elle affecte des secteurs limités dans les parties méridionale et orientale du bassin Sud-Est constantinois. Cette discontinuité, liée à des mouvements épirogéniques et/ou tectono-eustatiques, a été mise en évidence sur certaines lignes sismiques, où l'on observe une transgression progressive des séries de l'Albien inférieur sur l'Aptien (phénomène des biseaux stratigraphiques de l'Albien inférieur sur l'Aptien) et une discordance entre l'Albien supérieur et l'Aptien. Dans ce cas, cette discordance pourrait constituer un piège

stratigraphique potentiel, surtout si les marnes de l'Albien supérieur recouvrent en discordance les calcaires de l'Aptien, comme il a été observé dans le champ pétrolier de Tamesmida en Tunisie qui s'est avéré productif.

IV-3-2. La phase compressive atlasique

Cette phase est responsable de la genèse des grandes structures plissées orientées N50°-60° du domaine atlasique, engendrées par une compression régionale de direction N130°-150° (Addoum, 1995). Cette phase est responsable de la discordance anté-miocène qui est difficilement décelable par la sismique. Sur le terrain, elle est mise en évidence dans plusieurs régions (bassins de Timgad, d'Elma Labiod au Sud de Tébessa et de Madaure au Sud-Est de Souk Ahras). Elle se caractérise par l'érosion totale de l'Eocène et/ou partielle du Crétacé, engendrant une superposition anormale des séries du Miocène qui reposent en discordance (angulaire ou cachée) sur les séries crétacées.

IV-3-3. La phase compressive du Pliocène inférieur

Cette phase est indétectable sur tous les profils sismiques. La direction de raccourcissement de cette phase est de N010°-020° (Addoum, 1995 ; Kowalski et Hamimed, 2000), elle serait responsable :

Du charriage vers le Sud des unités telliennes,

De la formation de la majorité des structures plissées et des fractures affectant les séries miocènes du Nord Aurésien,

De l'effondrement des grabens plio-quaternaires, orientés NNW-SSE (grabens de Morsott et de Taoura).

Cette phase déformatrice est la continuité de la phase atlasique, elle a repris les anciennes structures générées par la phase atlasique et a créé les structures méridionales du domaine atlasique (anticlinaux du Djebel Tirimbou, de Djermoun et de Oum Deloua).

Sur le terrain, dans les zones étudiées, elle s'exprime essentiellement par des failles multidirectionnelles et des plissements qui affectent les séries miocènes.

IV-3-4. La phase compressive du Pliocène supérieur

D'après [Kowalski et Hamimed \(2000\)](#), cette phase serait de direction N80°, elle est responsable de la formation du fossé d'effondrement de Tébessa et des plis orientés NNW-SSE.

IV-3-5. La phase post-quaternaire

L'effet de cette phase sur la structuration de la région est négligeable. Elle est mise en évidence uniquement sur le terrain. Sur la route Oum El Bouaghi - Oued Zenati au Nord du carrefour du Ksar Sbahi, on a observé une faille inverse qui met en contact anormal les séries mio-pliocènes plissées avec les dépôts tabulaires du Quaternaire ([Issad, 2009](#)).

Les deux évènements géologiques responsables du schéma structural actuel de la région seraient les phases atlasique et celles du Pliocène inférieur.

IV-4. Conclusion

La concordance et la logique de la forme de la carte structurale entre la surface et le subsurface existe et la continuité des failles qui affleurent jusqu'à la surface existe. La carte en isochrones au toit de l'Albien montre plusieurs axes régionaux compartimentés par les différentes failles qui affectent la région selon les directions majeures NE-SW et NW-SE.

Chapitre V : _____

**Implication de l'étude des niveaux albiens
dans les ressources minières et pétrolières**

V-1. Introduction

Cette partie est proposée dans le but de comparer deux entités de même origine (organique) et de même nature (sédimentaire), mais contenant des taux d'oxygène différents. Les seuls gisements qui ont ces caractéristiques sont les gisements hydrocarbonés et les gisements phosphatés.

V-2. Phosphates et Hydrocarbures

Cette étude se focalise sur les couches phosphatées autochtones d'origine sédimentaire. Les points communs qui rendent ces deux gisements comparables sont leur origine sédimentaire, les organismes et les micro-organismes, leur mode de mise en place, leur milieu de dépôt et leur diagenèse. La présence de phosphates dans les niveaux albiens est une information donnée par [Thomas \(1885\)](#) ([Tableau V-1](#)) dans la partie Sud de la chaîne atlasique de Tunisie. Ces phosphates ont été également identifiés dans les terrains albiens dans l'est algérien ([Thomas,1888](#); [Tableau V-2](#)). Il faudra attendre la fin du Crétacé pour retrouver des roches phosphatées qui formeront plusieurs niveaux jusqu'au Lutétien supérieur, et qui sont riches en matière organique ([Thomas,1888](#)).

V-3. Origine et âge des phosphates

Le problème de la phosphatogénèse est discuté depuis longtemps. Il y a deux types de genèse des phosphates. L'une est d'origine organique, l'autre d'origine non-organique ou minérale, par le remplacement du calcaire riche en matière organique ou par précipitation des particules phosphatés dissoutes dans l'eau de mer ([Arndt, 2015](#)).

Tableau V-1 : Contenu faunistique des échantillons des puits pétroliers. TD : base du puits.

Wells	Depth [m]	Stage	Species and associations	Facies	Paleo-environment
MAN-1	2227-TD	Albian	Roof of the arbitrarily fixed Upper Albian within entry in the dolomitic formation with polypiers, echinoderms, lamellibranches, Melobesiae and bryozoans, traces of glauconite and phosphate.	Dolomitic formation with polypiers, Echinoderms, lamellibranches, Melobesiae, bryozoans and traces of glauconite and phosphate. Some inserted very fine sandstone levels. From 2690 m, biomicrite with lamellibranches and echinoderms.	Supratidal platform
KM-1	0-96.5	Ypresian	Microfauna reduced to Ostracods of the forms B, C, L and U.	Fine and homogeneous well crystallized dolomite, with flint nodules. At the base, dolomitic limestones with some shelly remains (epigenized lamellibranches and echinoderms).	Intertidal & Distal platform
	96.5-186	Paleocene	<i>Globorotalia acuta</i> <i>Toulmin.</i>	Succession of marls and phosphatic clays; argillaceous limestones at the top, dolomites and dolomitic argillaceous limestones at the base. Remains of lamellibranches, echinoderms and fragments of bryozoans. Phosphate granules.	Intertidal & Distal platform

	2196-2446	Albian	Poor microfauna, rare forms with affinities: <i>Biticinella breggiensis</i> <i>Glob. washtensis</i> ; radiolarians, arenaceous; <i>Textularia sp.</i> ; plates of Ophiures.	Compact limestones slightly dolomitized, often argillaceous, lumachellic with lamellibranches, gastropods, echinoderms, bryozoans and algae. Abundant phosphatic debris + pyrite and glauconite.	Intertidal platform
FO-2	2310-757.2	Albian	<i>Globigerinidae</i> and radiolarian zone. Radiolarians associated with <i>Hedbergella</i> , <i>Ticinelles</i> Ostracods.	Roof of Albian fixed by appearance of <i>Globorotalia</i> and radiolarians. Plainly marine clayey marl unit, with some limestone intercalations rich in lumachelle, glauconite and phosphate, indicating a shallow epineritic environment.	Intertidal platform

Tableau V-2 : Résultats des analyses géochimiques des échantillons de surface d'âge albien supérieur d'Oued Felladj. TOC : carbone organique total, S1: hydrocarbure libre, S2 : Hydrocarbure issu du craquage de kérogène, PP : Potentiel pétrolier, IP: index de production, IH: index d'hydrogène, IO: index d'oxygène, T_{max} : Température maximale de la pyrolyse Rock Eval, IAT: indice d'altération thermique.

N°	Région	Age	TOC [%]	S ₁	S ₂	PP	IP	IH	IO	T _{max} [°C]	IAT	P ₂ O ₅ [%]
1	Oued Felladj	Albian	2.61	0.57	8.69	9.26	0.06	333	25	438	2.75	3.04
2	Oued Felladj	Albian	0.95	0.14	0.59	0.73	0.19	62	44	443	-	14.3
3	Djebel Onk	Ypresian	2.87	0.08	1.36	1,44	0.04	47	34	433	2.15	21.8

La région d'étude est connue pour ses richesses en phosphates et les nombreux indices de phosphates mis en évidence (Tableaux V-2, 3 ; Fig. V-1). L'âge attribué à ces niveaux phosphatés, paléocène supérieur à éocène inférieur, correspond essentiellement à la couche phosphatée principale (Dass Amieur, 2012, Chabou-Mostefai, 1987, Chabou-Mostefai et al., 1989, Kechiched et al., 2016). La teneur moyenne en P_2O_5 de ces gisements est de 16% et sont donc économiquement exploitables (Tableau V-3). Les études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques ont conduit à distinguer, parmi les occurrences phosphatées importantes d'âge thanétien supérieur-yprésien basal, deux types de phosphates (Chabou-Mostefai, 1987, Kechiched et al., 2016): (i) des phosphates autochtones à dominante biogénique; (ii) des phosphates allochtones dont les grains remaniés ont subi une action mécanique. La phosphatogenèse a eu lieu dans une plateforme faiblement pentée directement ouverte aux influences marines. Sur cette plateforme, la présence d'une zone à oxygène minimum, à l'interface eau-sédiment, créé un confinement nécessaire à la naissance des phosphates et à la paragenèse minérale qui leur est associée, indépendamment de la paléobathymétrie et en l'absence de tout apport de sédiments terrigènes (Belinko, 1969).

Les gisements de phosphate d'âge éocène inférieur (yprésien-thanétien), que l'on trouve à l'affleurement dans plusieurs sites de notre région d'étude (Fig. II-3), sont riches en matière organique comme le prouve l'analyse géochimique et pétrographique de deux échantillons de marne de Oued Felladj (Tableau V-2).

Les informations géochimiques sont rarissimes. Le peu de résultats d'analyses géochimiques que nous disposons provient de la localité d'Oued Felladj (Tableau V-2). Ces échantillons d'âge albien, riches en matière organique avec des valeurs de TOC pouvant atteindre 2.95%, affleurent aux extrêmes NE de la région d'étude. Toutefois ; on les trouve également en subsurface dans les niveaux de l'Albien supérieur des puits KM-1 et MAN-1 (Tableau V-1). Ces niveaux renferment de la matière organique, des micro-organismes et des particules phosphatées, ce qui correspondrait à des niveaux de roche mère pour les hydrocarbures.

Tableau V-3 : Age des échantillons de surface et leurs pourcentages en P₂O₅.

Region		UTM [km]		Weight - [t]	Age	P ₂ O ₅ [%]
		X	Y			
Tébessa	Dj Onk Sud	409.28004	3840.27764	409400	Paleocene	25.45
	Dj Onk Nord	406.74027	3845.75579	119300	Paleocene	23.8
	Bled El Hadba	416.99937	3835.73808	204600	Paleocene	24
	Oued Betita	402.40929	3811.17414	25000	Paleocene	26.5
	Djebel Darmoun	406.10297	3858.02358	ND	Paleocene	15.81
	El Kouif	428.6152	3927.10572	ND	Eocene	27.06
	Dj Dyr	425.65317	3940.59351	8000	Eocene	ND
	Ain Dibba	422.44551	3924.6923	ND	Eocene	ND
	Oued Mechra	372.96101	3848.93328	ND	Eocene	25.18
	OP	356.66632	3903.90054	ND	Paleocene	17
	OP	371.37099	3915.9739	ND	Paleocene	17.78
	OP	373.26748	3925.16054	ND	Paleocene	22.33
	OP	399.15086	3811.97903	ND	Eocene	22.45
	OP	398.04665	3809.03367	ND	Eocene	28.19
	OP	401.9884	3812.41079	ND	Paleocene	22.15
	OP	375.89319	3838.23276	ND	Eocene	23
	OP	373.60699	3838.57191	ND	Eocene	21.97
	Zitouna	417.03178	3941.59391	ND	Turonian	0.09
	Elma Biod	425.96023	3898.41395	ND	Upper Cretaceous	0.05
	Bouroumane	429.03651	3913.45425	ND	Lower Cretaceous	0.14
Dra El Mraa	410.12605	3920.37074	ND	Upper Cretaceous	0.05	
Souk Ahras	Dj Dekha	398.95806	4010.80403	ND	Paleocene	ND
	Hammam Ouled Kaled	415.83459	4023.75142	ND	Paleocene	12.3
	Oued Maziz	420.05191	4026.97781	ND	Eocene	5.86
	Soufiat El Toulia	416.8606	4024.17292	ND	Eocene	11.48
Guelma	Ain Regada	326.64522	4008.45998	ND	Paleocene	12.27

	Kef El Akse	377.11054	4014.22844	ND	Paleocene	19
	Dj Nador	382.19962	4026.91683	ND	Paleocene	10.39
	Ain Souda	366.33508	4017.9317	ND	Paleocene	3.5
	Oued El Maiza	355.23529	4016.63009	ND	Eocene	4
Constantine	Karkara	277.13448	4026.79359	ND	Upper Cretaceous	0.04
Khenchela	El Menchar	328.76069	3925.13018	ND	Eocene	ND
	Dj Beker	309.25431	3906.84366	ND	Upper Cretaceous	5
	Afra	302.24269	3872.71601	ND	Eocene	0.35
	Tafassourt	310.32121	3871.98956	ND	Eocene	22.5
	Dj Bezzez	307.14109	3908.49157	ND	Lower Cretaceous	0.12
	Arbacha	310.32121	3871.98956	ND	Eocene	23
	El Amra	321.73584	3864.05409	ND	Eocene	20
	Dj Borga	283.2356	3864.11499	ND	Eocene	19.8
	Khanga Sidi Nadji	299.67217	3866.57614	ND	Eocene	16.67
	Meknouch	301.2674	3860.53042	ND	Eocene	21.26
	Dj Agar	304.4533	3696.99227	ND	Eocene	21.5
	OP	303.27433	3874.6665	ND	Paleocene	22.7
	OP	305.91309	3877.07589	ND	Paleocene	22.4

OP : point d'observation, ND : non déterminée.

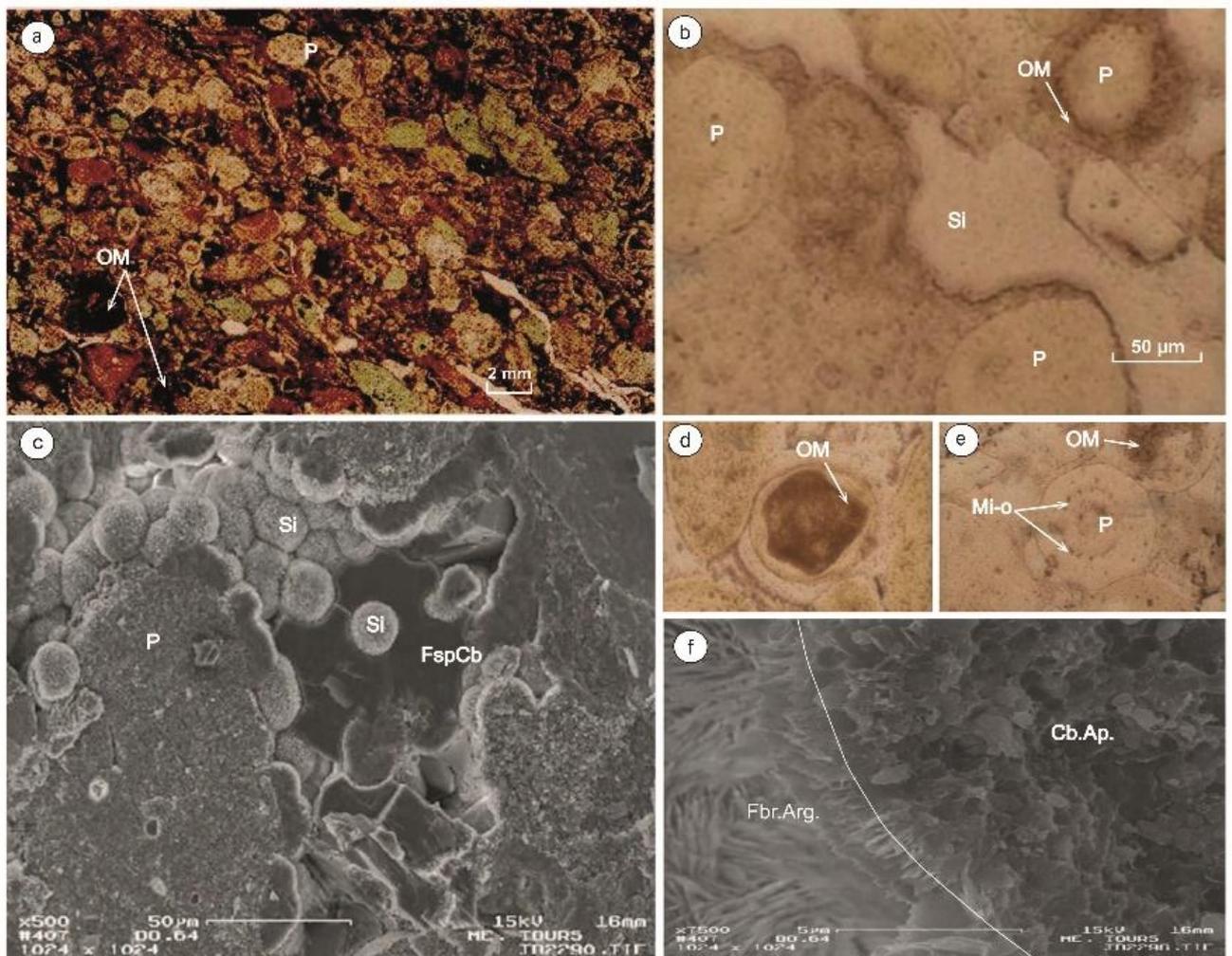


Fig. V-1 : Lames minces des échantillons de surface des phosphates du gisement de Djebel Onk-Tébessa (modifié, d'après [Chabou-Mostefai, 1987](#)). **a.** Observation de lame mince au microscope en lumière polarisée montrant les phosphates à grains fins, de la matière organique, des pseudoolithes et des débris osseux. **b.** Observation de lame mince au microscope en lumière naturelle montrant des liants siliceux et des particules phosphatées. **c.** Observation de grains de phosphates au microscope électronique à balayage : Liant siliceux, particules phosphatées et feldspaths. **d.** Observation de lame mince au microscope en lumière naturelle montrant des algues (enroulement alguère) et des microorganismes dans des particules phosphatées. **e.** Observation de lame mince au microscope en lumière naturelle montrant de particules phosphatées contenant des microorganismes et de la matière organique. **f.** Observation au microscope électronique à balayage à fort grossissement, à gauche des fibres d'argiles et à droite des cristaux d'apatite carbonatée chlorée et fluorée (Cl+F) sur une forme de microorganisme. CbAp. : Cristaux d'apatites carbonatés, Fbr.Arg. : Fibres argileuses, FspCb : feldspaths carbonatés (F et Cl), Mi.-o. : Micro-organismes, OM : matière organique, P : grains de phosphate, Si : silice.

V-4. Analyse chimique des phosphates

Des analyses chimiques ont été réalisées sur plusieurs sites phosphatés, des résultats quasi-identiques ont été obtenus ([Tableau V-4](#)). Les échantillons après analyses chimiques montrent la présence de trois groupes d'éléments : (i)

anhydride sulfurique, gaz carbonique, silice, chlore, fluor, carbone organique, (ii) des oxydes de phosphore, fer (hématite), aluminium (alumine), calcium (chaux vive), magnésium, sodium, potassium, mais aussi (iii) des éléments en traces tels que cadmium, arsenic et uranium. La présence du carbone organique est prouvée dans tous les échantillons avec un pourcentage moyen de 0.34%. Le minerai de phosphate est constitué d'une matière phosphatée qui contient une endogangue et une exogangue (Duchatelle, 1975). La matière phosphatée, en plus de l'endogangue qui représente 5.3% de matière phosphatée, est elle-même constituée d'une fluoro-apatite carbonatée $(P_{0.88}C_{0.12}O_4)_6Ca_{10}F_2$ et d'un sulfo-carbonate fluoré alcalino-terreux parfois hydraté $(S,C,O_4)_6(K,Na,Ca,Mg)F_2 \cdot nH_2O$ (Mezghache, 2000). L'endogangue est formée d'opale, quartz, illite, eau, matière organique et éléments accessoires. Elle contient les éléments Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO et SiO_2 en très faible quantité (0.3% du minerai en moyenne pour chaque élément) (Dass Amieur, 2012). Elle est formée de trois types de constituants : (i) carbonatés en raison d'une prédominance de dolomie ; (ii) sulfatés car on y trouve des traces d'epsomite ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) et (iii) silicatés représentés par du quartz, opale, silice amorphe, feldspath, heulandite, clinoptilolite, glauconite et illite.

Tableau V-4 : Analyse chimique du tout venant de Djemidjma.

Eléments chimiques	Poids de la matière sèche [%]
P_2O_5	25.73
SO_3	2.67
CO_2	9.83
SiO_4	4.40
Fe_2O_3	0.51
Al_2O_3	0.83
CaO	46.47
MgO	2.95
Na_2O	1.21
K_2O	0.29
Cl	0.012
F	3.25
C	0.32
Cd	28 ppm
As	10 ppm
U	37 ppm

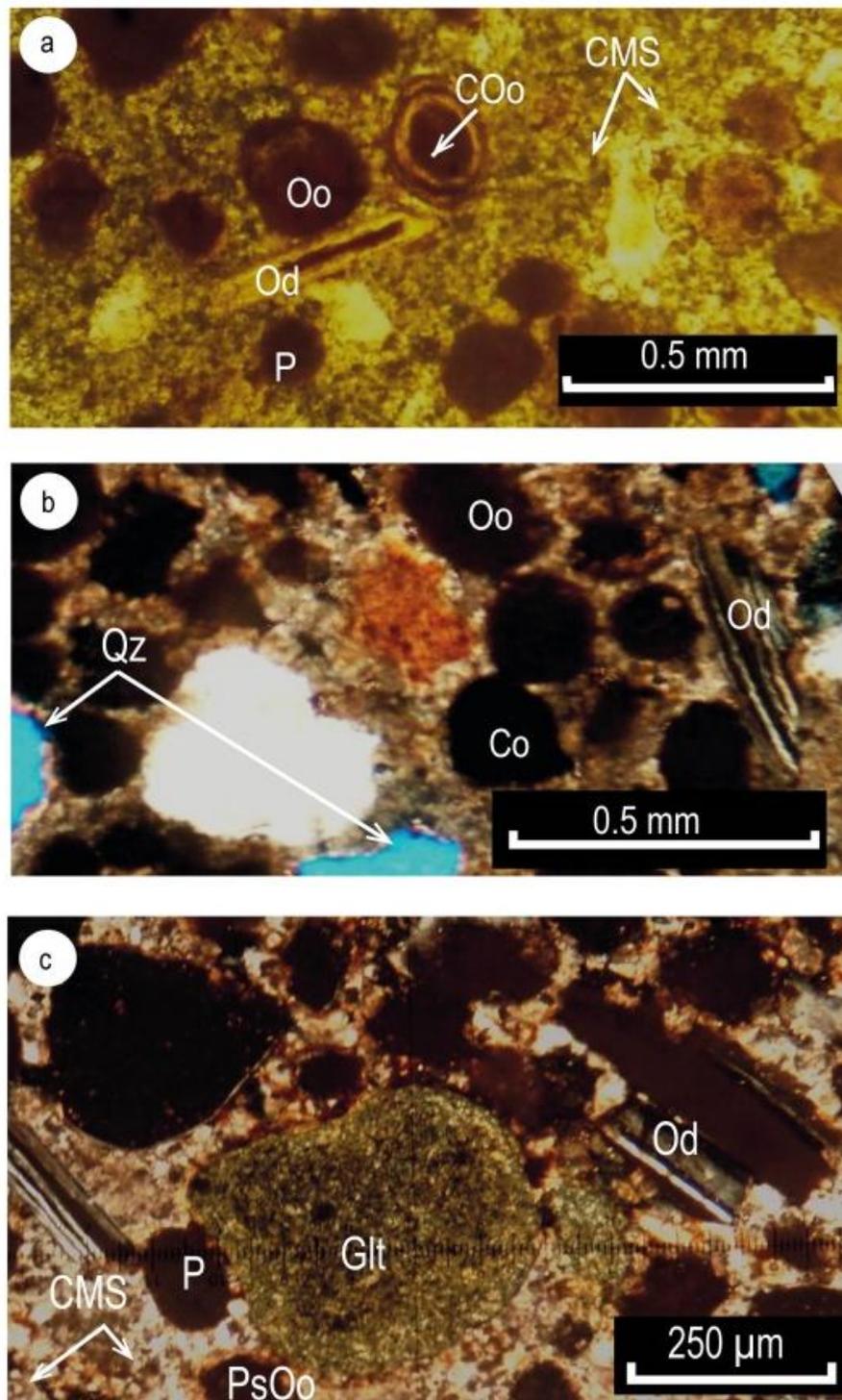


Fig. V-2 : Lames minces des échantillons de surface des phosphates du gisement de Bled El Hedba, Tébessa, (modifié, d'après [Kechiched, 2011](#)). **a.** Observation de lame mince au microscope en lumière naturelle montrant des oolithes en couches concentriques, des débris osseux, des pellets et des oolithes avec un ciment microsparitique. **b.** Observation de lame mince au microscope en lumière polarisée montrant des coprolithes, des débris osseux, des oolithes et du quartz. **c.** Observation de lame mince au microscope en lumière polarisée montrant des débris osseux, des pseudo-oolithes et de la glauconie avec un ciment microsparitique. Co : coprolithe, CMS : ciment micro-sparitique, Glt : Glauconie, Od: débris osseux, Oo : oolithes, COo : oolithes en couches concentriques, P : pellets phosphatés, PsOo : pseudo-oolithes, Qz : quartz.

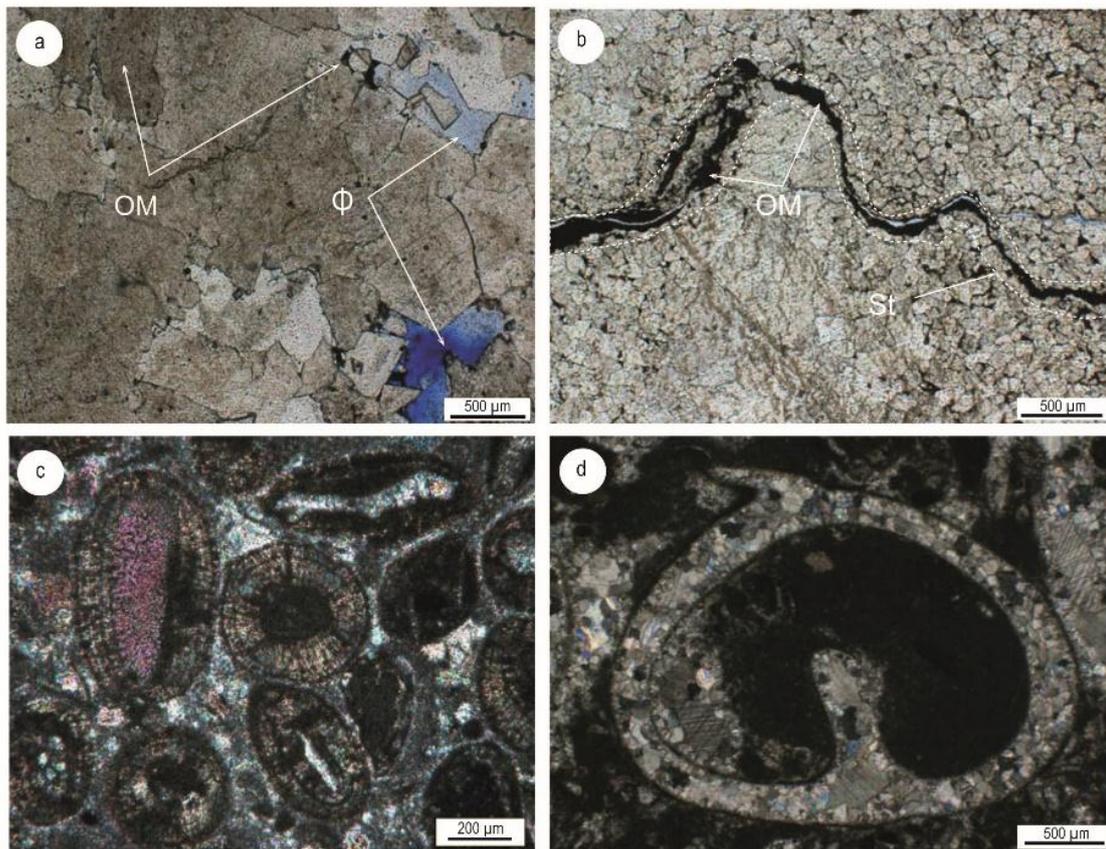


Fig. V-3: Lames minces sur des échantillons des puits. OM : matière organique. **a.** Dolomie cristalline, puits : GTR-1, cote : 3017.67 m. **b.** Dolosparite, puits : GTR-1, cote : 3020.46 m. **c.** Grainstones à oolithes à ciment sparitique, puits : MAN-1, cote : 2341.00 m. **d.** Recristallisation de bioclastes (gastéropodes), puits : OUM-1, cote : 2683.50 m.

V-5. Analyse microscopique des phosphates

L'analyse microscopique est présentée dans le but de montrer la matière organique et les micro-organismes et ainsi confirmer les résultats des analyses chimiques. L'observation au microscope optique a montré que les minerais de phosphate de l'est algérien sont constitués de trois éléments phosphatés distincts : pellets, coprolithes et bioclastes mais aussi des minéraux de l'exogangue (Figs. V-1, 2). Les pellets représentent la fraction la plus marquée qui est formée par des grains de forme ovoïde rarement allongée de taille inférieure à 2 mm. Généralement, ces grains ne montrent pas une structure interne bien précise, mais certains ont une structure pseudo-oolithique, où l'apatite peut se présenter sous forme de couches concentriques autour d'un débris d'organisme, d'un grain de quartz, de dolomie ou même de glauconie, donnant aux grains de phosphate une structure oolithique. Les coprolithes qui

sont des particules phosphatées plus grossières que les pellets, ont une taille allant de 400 µm à quelques millimètres. Elles présentent des formes allongées caractéristiques de leur origine fécale. Quant aux bioclastes, ils regroupent tous les éléments figurés des tests des micro-organismes comme les foraminifères et les fragments d'os et de dents de poissons. En plus de l'exogangue, carbonatée ou argileuse, d'autres minéraux peuvent être représentés : (i) la glauconie, sous forme de grains sphériques, de couleur vert-brun ; (ii) le quartz, en général microcristallin, qui se présente souvent en cristaux allongés ou anguleux et que l'on rencontre le plus souvent dans le ciment carbonaté.

On peut dire que les phosphates de la région montrent une grande hétérométrie, avec un diamètre variant entre 50 µm et 2 mm. En observant les lames minces (Fig. V-3), on peut voir que les particules phosphatées contiennent à l'intérieur ou aux alentours (coated) de la matière organique représentée par une teinte sombre.

V-6. Origine et âge des hydrocarbures

La roche mère dans le Sud-Est constantinois est connue par son faciès argileux ou/et marneux appartenant à un environnement de dépôt marin, qui est favorable à la préservation et à la fossilisation de la matière organique dans un milieu réducteur. Dans ce bassin les niveaux porteurs de roche mère se situent essentiellement au passage cénomanien-turonien, au Cénomanien et à l'Albien (Fig. II-3). Ces niveaux présentent des paramètres géochimiques appréciables (Tableau V-5). La roche mère turonienne est représentée essentiellement par des laminites bitumineuses, de fines passées d'argile noire et de calcaire marneux, avec une épaisseur utile de 20 m. Ces niveaux ont délivré des taux de TOC qui varient de 0.5 à 11.53%. Cette roche est potentielle sur la partie Sud-Est du bassin notamment à Guerguit El Kihal (GKN-1), Ras Toumb (RTB-1), Kemakem (KM-1) et Dj. Foua (FO-2). La roche mère cénomanienne est constituée par une alternance de bancs fins marneux, des calcaires marneux, des dolomicrites et des argiles noires. Le TOC y varie de 0.57 à 0.98% (Tableau V-5). La roche mère albienne qui est essentiellement marneuse avec quelques passées de calcaire a délivré des taux en TOC attendus qui varient entre 0.45 à 8.01% (Tableau V-5).

Tableau V-5 : Résultats des analyses géochimiques du puits DDN-1. Mêmes notations qu'au Tableau V-2.

Stage	Depth [m]	TOC [%]	S ₁	S ₂	IH	IO	PP	IP	T _{max} [°C]	IAT
Turonian	1560.45	0.54	0.02	0.2	53	48	0.22	0.07	432	-
	1565.00	0.53	0.02	0.2	37	32	0.22	0.09	433	-
	1595.00	0.57	0.03	0.29	50	33	0.32	0.09	435	-
	1615.00	0.63	0.04	0.44	69	25	0.48	0.08	438	-
	1625.00	2.29	0.33	7.29	318	13	7.62	0.04	439	2-2.5
	1635.00	1.64	0.15	3.86	235	16	4.01	0.04	440	2-2.5
	1750.00	0.67	0.02	0.37	55	37	0.39	0.05	435	-
	1758.00	0.59	0.02	0.32	54	52	0.34	0.06	439	-
	1787.00	1.06	0.06	1.74	164	33	1.80	0.03	442	2-2.5
	1798.00	0.9	0.04	0.96	106	34	1.00	0.04	439	2.5
Cenomanian	1815.00	0.77	0.03	0.43	55	46	0.46	0.07	436	-
	1840.00	1.39	0.17	2.71	194	23	3.03	0.06	442	2.5
	1855.00	0.83	0.02	0.54	65	34	0.56	0.04	440	-
	1865.00	0.8	0.04	0.76	95	36	0.80	0.05	439	-
	1880.00	0.69	0.02	0.56	81	40	0.58	0.03	441	-
	1895.00	0.73	0.02	0.26	35	31	0.28	0.07	434	-
	1910.00	0.74	0.02	0.4	54	39	0.42	0.05	438	-
	1925.00	0.63	0.02	0.33	52	44	0.35	0.06	436	-
	1935.00	0.65	0.02	0.28	43	50	0.30	0.07	435	-
	1950.00	0.67	0.01	0.2	29	49	0.21	0.05	432	-
1965.00	0.71	-	0.27	38	38	0.27	-	434	-	

	1975.00	0.98	0.07	0.99	101	31	1.06	0.02	440	2.5
	2000.00	0.76	0.01	0.39	51	38	0.40	0.02	436	-
	2035.00	0.84	0.05	0.8	95	34	0.85	0.06	441	-
	2050.00	0.67	0.02	0.52	77	47	0.54	0.04	435	-
	2070.00	0.63	0.02	0.44	69	39	0.46	0.04	437	-
	2085.00	0.67	0.02	0.43	64	37	0.45	0.05	434	-
	2105.00	0.56	0.02	0.33	58	33	0.35	0.06	437	-
	2120.00	0.71	0.01	0.43	60	39	0.44	0.02	436	-
	2135.00	0.64	0.03	0.39	60	37	0.42	0.07	436	-
	2150.00	0.69	0.02	0.41	59	31	0.43	0.05	436	-
	2165.00	0.62	0.04	0.42	67	33	0.46	0.09	438	-
	2180.00	0.58	0.01	0.36	62	36	0.37	0.03	436	-
	2195.00	0.78	0.01	0.23	35	26	0.24	0.04	435	-
	2210.00	0.65	0.01	0.33	50	33	0.34	0.03	435	-
	2230.00	0.53	0.02	0.19	35	32	0.21	0.10	437	-
	2240.00	0.6	0.01	0.25	41	35	0.26	0.04	439	-
	2255.00	0.57	0.01	0.18	31	33	0.19	0.06	438	-
	2265.00	0.63	0.01	0.3	47	34	0.31	0.03	439	-
	2280.00	0.7	0.03	0.43	61	34	0.46	0.07	438	-
	2295.00	0.72	0.01	0.21	29	31	0.22	0.05	437	-
	2310.00	0.78	0.03	0.26	33	33	0.29	0.11	440	-
	2325.00	0.72	0.04	0.37	54	38	0.41	0.10	440	-
	2350.00	0.65	0.03	0.34	52	49	0.37	0.08	440	-
	2360.00	0.72	0.04	0.36	50	41	0.40	0.10	438	-
Albi an	2700.00	0.74	0.36	0.63	85	121	0.99	0.37	-	-

2710.00	1.42	0.29	0.71	50	64	1.00	0.29	-	-
2720.00	1.64	0.5	1.29	78	89	1.79	0.28	-	2.5
2735.00	8.02	23.9	17.7	220	183	41.60	0.57	-	2.5
2745.00	3.3	1.31	3.27	99	103	4.58	0.29	-	2.5
2755.00	1.67	0.63	0.94	81	88	1.57	0.4	-	-
2770.00	1.15	1.00	1.82	158	179	2.82	0.35	-	-
2780.00	1.07	0.47	0.78	72	114	1.25	0.38	-	-
2790.00	1.10	0.65	1.26	114	108	1.91	0.34	-	-
2800.00	1.15	0.95	1.81	157	144	2.76	0.34	-	2.5-3
2820.00	0.75	0.23	0.74	98	153	0.97	0.24	-	-
2840.00	0.76	0.32	0.73	96	127	1.05	0.31	-	-
2855.00	1.13	0.19	0.36	31	65	0.55	0.35	-	-
2870.00	0.72	0.34	0.88	122	188	1.22	0.28	-	-
2880.00	0.45	0.09	0.22	48	148	0.31	0.30	436	-
2890.00	0.95	0.31	0.47	49	65	0.78	0.4	-	-
2905.00	0.93	0.26	0.46	49	68	0.82	0.36	-	-

La modélisation géochimique (Arab et al., 2008) établie dans la région a montré que la roche mère : (i) d'âge turonien, se situe dans un état mi-mature depuis 4 Ma, avec un taux de transformation de 9% ; (ii) d'âge céno-manien à un taux de transformation de 25% et (iii) d'âge albien supérieur, qui rentre dans la phase principale de génération d'huile vers 40 Ma, avec un taux de transformation de 80%. Les points (i) et (iii), relatifs aux taux de transformation et à l'âge de la génération des hydrocarbures, montrent que les deux niveaux de dépôts sont différents de par leur composition sédimentaire (partie stratigraphie) (Fig. V-3). Ces niveaux ont généré et expulsé des hydrocarbures qui ont alimenté les réservoirs du Céno-man-Turonien (Fig. II-3) et du Coniacien (Arab et al., 2008). D'après le diagramme de température (Figs. V-3, 4) on note que la profondeur de

la fenêtre à huile n'est pas partout la même, elle varie de 1500 m au Nord à 3500 m au Sud dans la plateforme saharienne, cela est dû à une différence dans l'histoire d'enfouissement et du régime thermique entre le Nord et le Sud.

V-7. Etude paléontologique des niveaux albiens

Une étude paléontologique a été entreprise pour quantifier le contenu faunistique de la roche mère et les espèces qui lui sont associées (Tableaux V-1, 5). On remarque, outre la présence de matière organique (Figs. V-3a,b), des micro-organismes (Figs. V-3c,d) et des particules phosphatées dans les niveaux d'âge albien (Tableaux V-1,5). Les particules phosphatées dans ces niveaux témoignent de la présence de phosphore (Tableau V-5) dans un milieu où les conditions, favorables à la formation et à l'accumulation des phosphates, n'étaient pas réunies. La présence de radiolaires dans son contenu faunistique et des phosphates ont été repérées dans ces mêmes niveaux. Une vitesse d'enfouissement s'est produite, ce qui a favorisé la formation des phosphates dans les niveaux albiens (Fig. V-3). Une compaction par la charge des niveaux supérieurs (Fig. V-3) induit des microfissures (Figs. V-1a,b) et la recristallisation des bioclastes (Figs. V-3c,d ; Tableau V-5). La présence de pellets phosphatés avec les micro-organismes dans ces niveaux albiens (Tableaux V-1, 5, 6) constitue une information importante pour la reconstitution paléogéographique de la région d'étude. Ce type de faciès peut renfermer des faunes remaniées et/ou autochtones. Le contenu faunistique, généralement de type hémi-pélagique à pélagique, indique la présence d'eau, une autre preuve qu'on est dans un faciès phosphaté.

V-8. Relation phosphate-hydrocarbure

A priori, il est difficile de concilier les travaux miniers et pétroliers car on n'y trouve pas de points communs, sauf exception à la règle où les deux domaines peuvent avoir une relation possible. En effet, les gisements, qu'ils soient phosphatés ou pétroliers, subissent les mêmes événements géologiques (Figs. V-1, 4). Ainsi, le mode de génération de ces deux énergies non renouvelables peut être semblable. La comparaison entre phosphates et hydrocarbures est basée sur leurs origines organique et sédimentaire.

Les niveaux sédimentaires marneux à intercalations de calcaires marneux néritiques (Fig. V-1) d'âge albien, à l'origine d'un gisement phosphaté déposé dans un milieu de plateforme carbonaté intertidale (Fig. V-1a) du Sud-est constantinois, sont en accord avec les éléments suivants : (1) matière organique dans les phosphates à 25% (Figs. V-2, 3) ; (2) organismes (coquilles, dents de poissons et débris osseux) et micro-organismes (entre autres foraminifères et débris osseux) (Figs. V-1, 2, 3) ; (3) indices de phosphates en surface et en subsurface, vers la plateforme externe (Fig. II-3, 4, 5 ; Tableaux V-1, 2, 5) ; (4) matière organique dont les caractéristiques géochimiques ($IP_{\text{moyen}} = 0.6$) montrent un taux de production pétrolière significatif (Tableaux V-2, 5) ; (5) paléogéographie comparable entre niveaux albiens et niveaux yprésiens-luthétiens (Figs. V-1, 2, 3 ; Tableaux V-2,5) ; (6) subsidence rapide (Fig. V-4) ; (7) TOC et maturation phénoménale dans les niveaux albiens, comparables à ceux des niveaux turoniens (Tableau V-5).

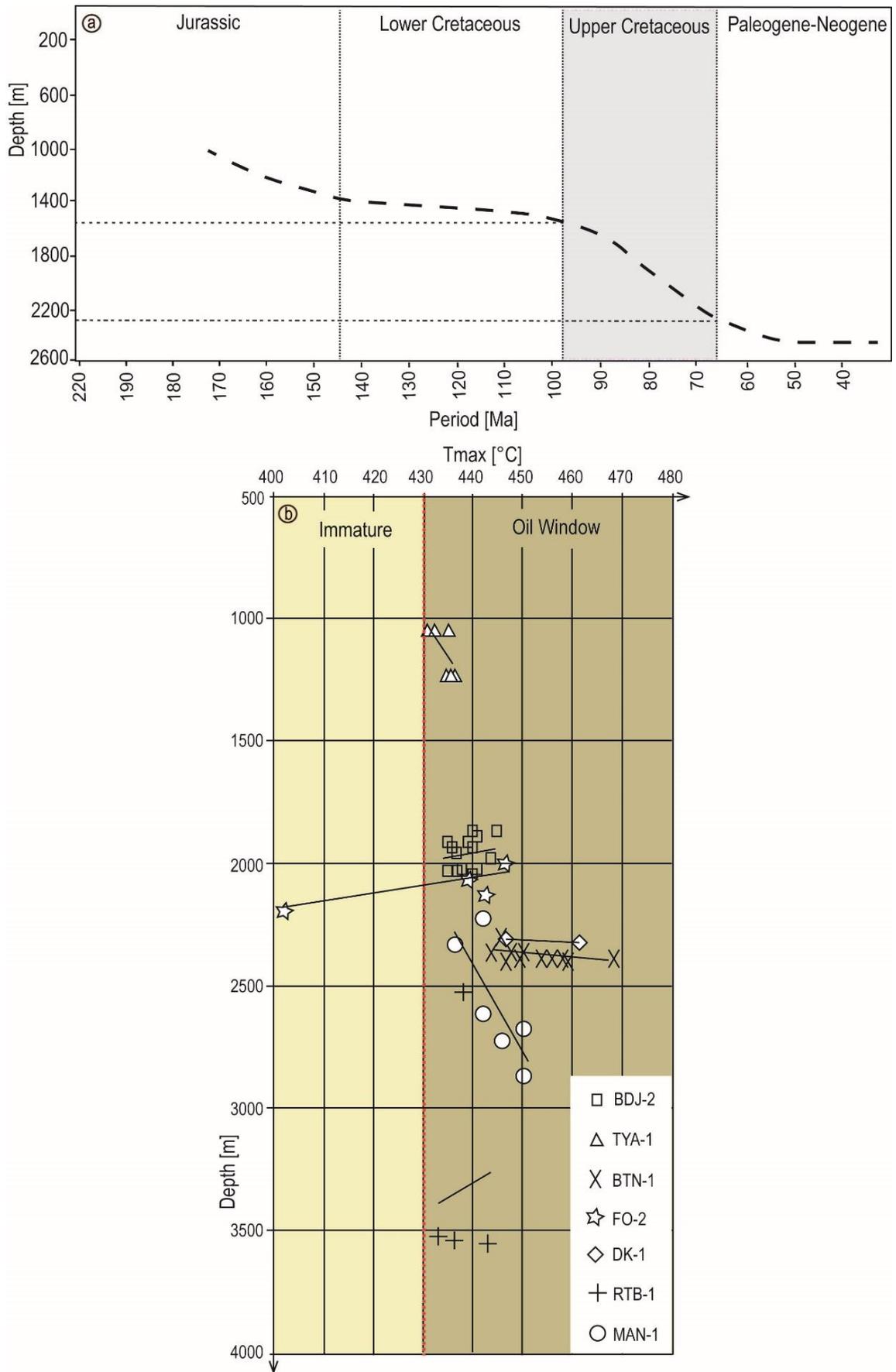


Fig. V-4 : a. Courbe de subsidence (modifié, d'après Herkat et al., 2006). b. Diagramme des températures maximales aux différentes profondeurs.

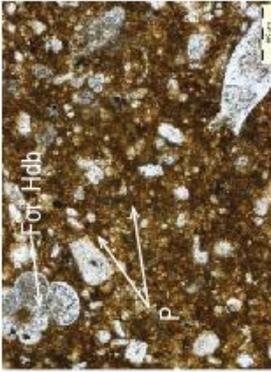
Age	Lithology	Description	Well	Thin section	Description	deposit environment
Albian		Argillaceous limestone and marl indurated, passing partially dolomitic clays rich in planktonic foraminifera characterizing a deep marine depositional environment.	BTN-1 @2387m, NL		It is represented by limestones and wackstones packstones bioturbated rich pellets and microgranular quartz, sometimes containing in abundance of small planktonic and benthic foraminifera, calcispheres, pelagic bivalves and as echinoderms and mollusks.	This microfacies matches circalittoral of shallow environments, the action of currents, nearly constant, is marked by the correct classification of pelletoides.
			BDJ-2 @2182m PL		wackstones of limestone packstones big bioclastes reworked, poorly sorted, the bioclastes to generally broken tests are varied in nature; gastropods, bivalves, bryozoans, algae, rudists, echinoderms, benthic foraminifera, intraclasts, detrital terrigenous elements such as silty quartz are still frequent.	These facies correspond to bioclastic calcareous sands deposited either in marine subtidal open type at a steady and continuous hydrodynamics due to the action of currents, either circalittoral like they were transported laterally by exceptional storm currents.
			BDJ-2 @2175.5m, PL		The matrix is completely phosphate with the presence of many extraclastes, abundant glauconite grains, and a varied and rather kind of planktonic micro fauna.	The presence of phosphate in this facies involves a very deep marine deposition (offshore) and mark the maximum flooding surface.

Fig. V-5 : Récapitulatif des études microscopiques des échantillons des puits BDJ-2 et BTN-1 pour caractérisation des milieux de dépôt. Py : pyrite, Dol.MSparite : dolomie-microsparite, P : pellet phosphaté, Glt : glauconie, Od : débris osseux, Oo : oolithe. Récapitulatif des études microscopiques des échantillons des puits BDJ-2 et BTN-1 pour caractérisation des milieux de dépôt. Py : pyrite, Dol.MSparite : dolomie-microsparite, P : pellet phosphaté, Glt : glauconie, Od : débris osseux, Oo : oolithe.

V-9. Discussion

En terme géodynamique de la région d'étude, le passage jurassique-crétacé est caractérisé par des dépôts, généralement carbonatés, constitués par un calcaire argileux, rarement oolithique et bioclastique avec des passées de dolomie et d'argile, indiquant un faciès de zone subtidale (Fig. V-1). Au sommet de la série, plusieurs passées de grès s'y intercalent signalant le début de la régression marine du Crétacé inférieur (Figs. V-1, 3). Cette période est caractérisée par la diminution de la sédimentation carbonatée et l'augmentation de la sédimentation détritique (Guiraud, 1990).

Dans l'Atlas saharien, le passage des séries carbonatées aux séries grésos-argileuses est de plus en plus progressif en se déplaçant vers le Sud-Ouest. Ainsi, vers le Nord de la région de Guellalia, les premières manifestations d'une sédimentation silico-clastique se font ressentir au Valanginien inférieur et ne peuvent être qu'antérieures dans la région de Bou Saâda donc d'âge Berriasien (Guiraud, 1990). Plus à l'est, les premières arrivées de grès apparaissent au Berriasien supérieur, alors qu'au Sud (Dj. Azreg, Aurès) elles sont d'âge berriasien moyen (Guiraud, 1990). Dans les Aurès, la sédimentation est essentiellement grésos-argileuse de type deltaïque (Kazi Tani, 1986), dans laquelle s'intercalent des niveaux carbonatés qui se sont déposés lors de l'Hautérvien, l'Aptien moyen et supérieur et l'Albien supérieur (Figs. II-3,4, V-1,2,3).

Dans les hauteurs constantinoises, la sédimentation carbonatée du Jurassique se poursuit au Crétacé inférieur. Le faciès montre temporairement des influences pélagiques et détritiques. A l'Aptien, on note le développement de récifs qui s'étendent dans les monts du Hodna, les Aurès et la région d'Ouenza (Guiraud, 1990). Au Sahara septentrional, les épisodes marins diminuent de plus en plus, la sédimentation est essentiellement grésos-argileuse de type fluvio-deltaïque dans laquelle s'intercalent deux niveaux carbonatés marins à l'Aptien et à l'Albien moyen à supérieur (Figs. 5, 7)(Herakat, 2002). La généralisation de la transgression venant du NE envahit une très grande partie du domaine atlasique, avec un maximum d'extension entre le Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur (Herakat, 2005). Au cours du Crétacé supérieur. L'Atlas saharien oriental correspondait à une zone de plateforme subsidente au niveau de laquelle alternaient les dépôts néritiques et pélagiques. Cependant quelques sédiments

détritiques s'intercalent dans le Sénonien, en particulier dans la région de Ben Srour et de Djelfa (Guiraud, 1990).

Le domaine Sud du bassin Sud-est constantinois a été le siège d'une forte subsidence où la sédimentation de type pélagique est largement dominante (Herkat, 2000)(Fig. V-1). Localement, on note une instabilité du niveau marin avec édification d'une petite ride sur laquelle se sont fixés des organismes récifaux pendant une courte période. Ceci s'est produit à plusieurs reprises à la limite occidentale du domaine aurésien et dans la région de Biskra. Ce phénomène apparaît aussi bien au Cénomaniens supérieur où une véritable barrière d'organismes constructeurs s'y est édifiée entre le Sahara septentrional et les monts du Hodna (Guiraud, 1990), qu'au Turonien supérieur et au Maastrichtien. Dans la région de Biskra et ses bordures, on assiste à une réduction des épaisseurs du Crétacé supérieur et un grand développement de carbonates. Le faciès est constitué essentiellement par des calcaires récifaux et des dolomies. Seuls quelques niveaux de marnes à gypse persistent et sont rencontrés au Cénomaniens inférieur et au Sénonien inférieur (Herkat, 1999). Les conditions paléogéographiques qui ont prévalu du Santonien au Maastrichtien indiquent une sédimentation marine sur l'ensemble du bassin constantinois. Au Cénozoïque, d'après la nature des sédiments, on s'attendrait à des conditions de sédimentation marine à la fin du Crétacé jusqu'au Mio-Pliocène où les faciès continentaux prédominent (Herkat, 1999). Cette période marque une transformation progressive des conditions de sédimentation. Débutant avec un milieu marin infra-néritique dans la région de Kef, les dépôts acquièrent un caractère euxinique et évoluent peu à peu vers des milieux lagunaires dans la région de Gafsa-Metlaoui (Burollet, 1956). Au Thanétien apparaît un régime épi-néritique caractérisé par une vie animale très intense, en rapport avec la sédimentation phosphatée et les courants (Chabou-Mostefai, 1998, Belinko, 1969) (Figs. V-1, 2, 3). L'Yprésien marque un retour à des conditions plus marines (Chabou-Mostefai, 1998).

Le schéma structural actuel du Nord-est algérien est le résultat de la succession de deux phases compressives alpines importantes : (i) la phase éocène moyen, caractérisée par une contrainte maximale d'orientation N130°-150°, qui se manifeste par de vastes plis réguliers orientés N50°-60°, bien visibles sur le terrain surtout dans la partie méridionale de la région d'étude; (ii) la phase post-miocène, générée par une contrainte maximale d'orientation N0°-20° qui se

manifeste essentiellement dans la partie septentrionale de la région d'étude. Dans la partie méridionale, elle est difficilement décelable. Elle se caractérise par plusieurs structures tectoniques en particulier (a) des charriages des unités telliennes sur l'Atlas saharien oriental (bassin du Sud-est constantinois) ; (b) des unités parautochtones coincées entre les nappes telliennes et l'autochtone aurésien (unité du Djebel Hanout Kébir-Djebel Oum Kechrid-Djebel Sidi Righis et unité du Djebel Hamimat) ; (c) des familles de failles variées (NW-SE, EW, NE-SW, NNW-SSE et WNW-ESE), dont la densité décroît du Nord vers le Sud, autrement dit du front des nappes telliennes vers le bassin atlasique.

Dans la partie Nord de la région d'étude, les plis sont de petites tailles, pincés et très fracturés, alors que, dans la partie Sud, les anciens plis atlasiques sont restés indemnes comme si la phase post-miocène ne les avait pas affectés. La chronologie et les caractéristiques de ces différentes phases tectoniques qui se sont échelonnées dans le Nord-Est algérien ont favorisé la formation de plusieurs types de structures susceptibles d'emmagasiner des hydrocarbures. Dans cette zone du Sud-est constantinois, l'origine des éléments entrant dans la formation des phosphates et des hydrocarbures, ainsi que la relation qui existe entre eux seront analysés dans une autre étude.

V-10. Conclusion

Les phosphates de la région de Tébessa sont de deux types: noir et beige. Le phosphate beige est le résultat d'une sédimentation agitée dans un milieu oxydant, tandis que le phosphate noir se forme dans un milieu réducteur contenant une importante quantité de matière organique.

Les minerais de Djebel Onk sont des phosphates en grains, sableux (pseudo-oolithes et pellets), souvent à support organique (diatomées et radiolaires, principalement) (Figs. V-4, 5) dont la granulométrie appartient à la classe des arénites, plus rarement à celle des rudites. Ces deux faciès peuvent être qualifiés respectivement de bio-phospharénites et bio-phospharudites (Kechiched et al., 2016) .

Les phosphates de l'Est algérien sont des phosphates formés au cours de la sédimentation (gisement syn-sédimentaire). On trouve ces gisements avec des occurrences phosphatées dans les deux plateformes intertidale et distale et à des

âges différents avec des pourcentages variables. Les phosphates de la région sont d'origine non minérale donc organique. On peut clôturer notre discussion par un point très important que les deux niveaux d'âge éocène et paléocène sont des niveaux encaissants de plusieurs gisements phosphatés qui ont prouvé leur production en phosphates dans plusieurs gisements du Sud-est constantinois au même temps c'est des niveaux roches mères aux hydrocarbures de la région. En comparant les résultats géochimiques des deux échantillons de surface d'âge albien et ceux de sub-surface de même âge ([Tableau V-5](#)), ainsi que les résultats des études microscopiques entre les gisements phosphatés ([Figs. V-2, 3](#)) et les niveaux albiens ([Fig. V-4](#), [Tableau V-5](#)), on constate que les niveaux d'âge éocène et paléocène sont semblables aux niveaux albiens.

Chapitre VI :

Le système pétrolier et Géochimie des niveaux roche mère du Sud-Est constantinois

VI-1. Introduction

Nous nous proposons de vérifier les niveaux roches mères du Sud-Est constantinois et de faire une modélisation géochimique unidimensionnelle. Les données utilisées sont des données des puits et les résultats des échantillons de ces produits proviennent des tests de production des puits nous permettant de faire des analyses géochimiques.

VI-2. Les niveaux roches mères du Sud-est constantinois

Les meilleurs niveaux roches mères sont connus par leurs fortes valeurs de TOC, supérieures à 0.5% et par leurs potentiels pétroliers (S2), supérieurs à 0.2 mg HC/g de roche (Arab et al., 2015). L'analyse de la variation verticale de la richesse en matière organique et du potentiel pétrolier des unités lithostratigraphiques d'une série de puits appartenant au bassin du Sud-Est constantinois (Tableau VI-1) fait ressortir la présence d'horizons qui confirment l'existence des niveaux roches mères potentielles.

Tableau VI-1 : Résultats d'analyses géochimiques des échantillons des sondages d'exploration du Sud-Est constantinois. Mêmes notations qu'au Tableau V-2.

Wells	Depth [m]	Age	TOC [%]	S2 [mgHC/g rock]	HI [mgHC/TOC]	T _{max} [°C]	TAI
AMR-1	453	Cenomanian	0.81	0.44	54	445	ND
	810	Upper Albian	5.51	1.54	28	450	3.5
	1515	Aptian	3.18	0.99	31	490	ND
BTN-1	1250	Turonian	1.63	6.23	382	438	ND
	1311.50	Turonian	>10	---	---	450	ND
	1875	Cenomanian	1.36	1.85	136	440	ND
	2375	Albian	0.54	0.37	68	450	ND
GKN-2	1210	Ypresian	1.25	3.75	300	340	ND
	3290	Cenomano- turonian	5.01	21.04	420	449	ND
	4421	Upper Albian	4.03	1.17	29	450	ND
GKS-2	1855.5	Ypresian	2	4.20	210	430	ND
	3675	Cenomano-	4.9	25.97	530	445	ND

		Turonian					
	4275	Albian	0.5	0.80	160	450	ND
JHF-1bis	160	Cenomano-Turonian	1	2.20	220	450	ND
	1875	Upper Albian	0.5	0.07	13	380	ND
MKN-1	282.5	Cenomanian	0.5	0.30	60	440	ND
	1087	Albian	1	0.30	30	440	ND
	2413	Aptian	0.9	0.11	12	380	ND
SER-1	483	Turonian	4	1.00	25	445	2
	1792	Upper Albian	0.8	0.12	15	350	3
	2706	Aptian	2	0.26	13	380	ND
SLA-1	283	Cenomanian	0.75	0.38	50	445	ND
	637	Upper Albian	1.8	0.95	53	490	ND

Commençant par les niveaux roches mères du Crétacé supérieur qui sont considérés comme roches mères principales des gisements d'hydrocarbures du bassin du Sud-Est constantinois. Ces niveaux roches mères s'étendent sur presque la quasi-totalité du bassin et présentent un taux de matière organique relativement élevé. Les valeurs maximales du TOC dépassent les 10%, dans l'échantillon récupéré à la cote 1311.50 m du puits BTN-1 ([Tableau VI-1](#)).

L'état d'évolution de la matière organique de la roche mère cenomano-turonienne ([Tableau VI-1](#)) est variable entre la phase immature à début phase à huile, la phase à huile pour la majeure partie de la superficie du bassin et la phase à gaz. L'état de cuisson de la matière organique est expliqué aussi par la faiblesse du paramètre S2. La matière organique disséminée dans ce niveau est un mélange entre les types II et III, comme on peut le déduire à partir des résultats d'analyses géochimiques ([Tableau VI-1](#)).

Le potentiel pétrolier de la roche mère d'âge albien supérieur est généralement bon, nous avons enregistré des valeurs de S2 qui dépassent 0.2 mg HC / g de roche sur la majorité des puits riches en matière organique ([Tableau VI-1](#)). La matière organique est mixte c'est un mélange entre les types II et III. L'état de cuisson de la matière organique ([Tableau VI-1](#)) déduit à partir des mesures de températures maximales de pyrolyse Rock-Eval. Ces résultats sont confirmés par

l'étude microscopique de la composante organique et l'estimation de l'indice d'altération thermique (IAT) qui a fait ressortir les phases de génération des hydrocarbures suivantes ([Tableau VI-1](#)) : (i) immature à début phase à huile au Sud-est du bassin (confins algéro-tunisiens), (ii) phase à huile caractérisant le centre et le Sud-Ouest du bassin et qui s'étale depuis le puits RES-1 au Nord jusqu'au sillon de Melhrir et (iii) phase à gaz trouvée dans les puits JHF-1Bis et SLA-1.

En ce qui concerne les niveaux stratigraphiques identifiés en qualité de roches mères secondaires, ils se situent au niveau du paléogène (Paléocène-Eocène), du Crétacé (Aptien, Coniacien-Santonien) et du Jurassique (Kimméridgien, La partie somitale du Kimméridgien avec le Tithonien ([Arab et al., 2008](#))). Ces niveaux sont considérés comme secondaires à cause de leur richesse en matière organique modérée ainsi que leurs épaisseurs et extensions géographiques qui sont moins importantes par rapport aux niveaux roches mères principales. Ces derniers peuvent néanmoins contribuer au remplissage des réservoirs pétroliers de la région.

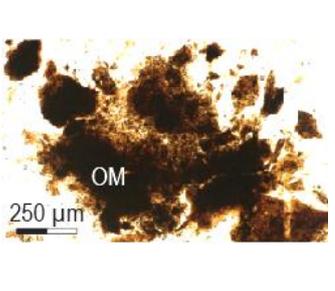
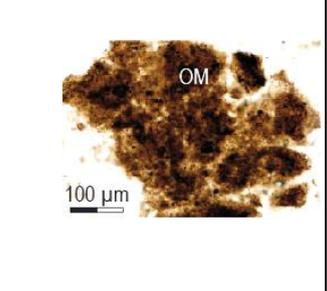
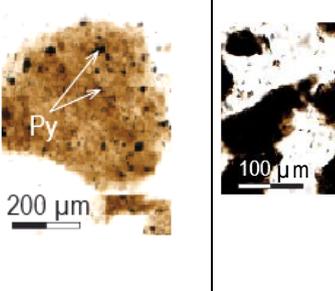
VI- 3. Analyse géochimique du kérogène

Afin de confirmer la richesse en matière organique, le potentiel pétrolier et la maturité des niveaux roches mères, des analyses géochimiques du Carbone Organique Total (TOC), l'observation microscopique du palynofaciès (kérogène) et l'estimation de l'Indice d'Altération Thermique (IAT) ont été faites sur des échantillons de roches des puits RES-1, HTG-1, JHF-1bis, SLA-1, SER-1, BTN-1, GKN-2, GKS-2 et AMN-1. Ces échantillons ont été prélevés dans des niveaux montrant un faciès favorable à la présence des caractéristiques géochimiques intéressantes de roches mères à savoir le faciès argileux, argileux marneux et argileux carbonaté de texture fine et de couleur noire. Les résultats obtenus présentent globalement des valeurs de TOC comprises entre 0.5 et 5.51%, donc relativement bonnes ([Tableau VI-1](#)).

La détermination de la composante organique ainsi que l'estimation du degré de maturité atteint a été réalisée sur trois échantillons. Le premier échantillon prélevé dans le puits HTG-1, à la cote 1240.51m, a montré de la matière organique amorphe abondante grumeleuse et floconneuse dont la coloration

révèle un état de maturité assez avancé en phase de génération de gaz avec un indice d'altération thermique compris entre 3.5 et 4 ([Tableau VI-2](#)).

Tableau VI-2: Résultats du palynofaciès effectué sur trois échantillons des puits HTG-1bis (un échantillon) et RES-1(deux échantillons).

Puits	RES-1		HTG-1
Age	Cénomano-Turonien		Albien supérieur
Cote [m]	2112.16	2110.27	1240.51
TAI	3	2.5 - 3	3.5 - 4
TOC	1.08	1.23	1.29
N°	1	2	3
Photos			
Interprétation	Le palynofaciès constitué d'une fraction amorphe abondante avec abondance de pyrite, cette dernière se situe dans stade d'évolution thermique en fin phase à huile-début phase à condensat/gaz humide.		Le palynofaciès constitué d'une fraction amorphe abondante se situe dans un stade d'évolution thermique avancé en phase à gaz.

Le deuxième échantillon appartenant au puits RES-1, pris à la cote 2110.27 m, est composé d'une fraction amorphe granulaire très abondante à laquelle s'associe une prolifération de pyrite fromboïdale. La coloration de cette composante organique permet de situer l'indice d'altération thermique autour de 2.5 à 3 en fin de phase à huile et/ou début de phase à condensat/gaz humide ([Tableau VI-2](#)). Le troisième échantillon appartenant au puits RES-1 toujours, pris à la cote 2112.16 m, présente la même composante que le deuxième échantillon avec un degré de maturité légèrement plus avancé ([Tableau VI-2](#)). L'indice d'altération thermique est de 3 au début de la phase à condensat/gaz humide.

VI-4. Modélisation géochimique unidimensionnelle du système pétrolier

Les principaux résultats de la modélisation géochimique sont présentés sous forme de graphes et de cartes. Les graphes, indiquent les modèles d'évolution des phases de maturités, des taux de transformation et l'âge de génération et de l'expulsion des hydrocarbures. Tandis que les cartes de prolificité représentent la répartition géographique de la maturité et du potentiel des hydrocarbures générés par les niveaux roches mères.

L'histoire d'enfouissement de la roche mère n'est pas la même dans tous le bassin du Sud-Est constantinois, dans des sondages qui débutent à l'Yprésien, pour la réalisation du modèle, deux érosions sont proposées : la première est dans la phase atlasique qui a érodé près de 400 m des dépôts d'âge éocène moyen et supérieur et la seconde est datée fin Pliocène et début Pleistocène qui a érodé 200 m de dépôts mio-pliocènes. L'Oligocène est considéré comme un hiatus, dans d'autres sondages, là où la série stratigraphique débute avec le Pliocène. Les hypothèses utilisées pour la modélisation géochimique sont que l'érosion datée fin Pliocène et début Pleistocène est supposée avoir décapé 100 m de dépôts pliocènes et 200 m à l'Eocène supérieur. Dans les sondages qui débutent avec des terrains d'âge Maastrichtien-Campanien, deux érosions ont été proposées. Près de 200 m de terrains mio-pliocènes ont été décapés par l'érosion fin Pliocène et début Pleistocène et près de 600 m de dépôts éocènes et paléocènes érodés au cours de la phase atlasique.

Les flux géothermiques introduits pour calibrer les modèles sont variables avec les différentes phases orogéniques de structuration du bassin, il est de l'ordre de 50 à 55 mw/m^2 (avec l'option *Transient heat flow* et est de 65 mw/m^2 à l'actuel) (Arab et al., 2016). Un pic de flux de 75 mw/m^2 est noté vers 10 Ma. L'augmentation significative de flux est également notée à partir de 45 Ma (Yprésien), de 50 à 70 mw/m^2 . Le flux radiogénique généré par la croûte est de 19 mw/m^2 (valeur introduite par défaut). Les paléotempératures ou le SWIT ($^{\circ}\text{C}$) (The Sediment Water Interface Temperature), c'est-à-dire les températures enregistrées lors des dépôts à travers les âges géologiques ont été déduites à l'aide de l'abaque Global Mean Surface Temperature établi par Wygrala (1989), en tenant compte de la position actuelle de la région et de la dérive du Gondwana durant les temps géologiques.

VI-5. Timing de la génération, de l'expulsion et de la migration des hydrocarbures du Sud-Est constantinois

Le Cénomano-Turonien a atteint la fenêtre à huile comme l'indique les courbes d'enfouissement (Figs. VI-1a,b,c) au Maastrichtien (~70Ma) et au Paléocène (~60Ma). Les quantités d'huile sont, bien évidemment, variables d'un puits à un autre, à Hassi El Kerma, la roche mère du Cénomano-Turonien a générée un maximum d'huile estimé à 6.5 t HC/m² (Fig. VI-2).

Le taux de transformation en huile a dépassé 90% à SER-1, il est de l'ordre de 70% à GKN-2 et de 30% à BTN-1 (Figs.VI-1a',b,c').

Le niveau albien supérieur, naturellement plus mature que celui du Cénomano-Turonien est entré en phase à huile dès le Campanien moyen (Crétacé supérieur) (~80 Ma) au niveau du puits SLA-1 (Figs.VI-3a,b,c). L'expulsion des hydrocarbures a commencé au Campanien supérieur pour le même puits. Au niveau des autres puits modélisés, la génération des hydrocarbures a commencé au Maastrichtien et l'expulsion au Paléocène (Danien).

Le taux de transformation a dépassé 90% pour les puits JHF-1BIS et SLA-1 (Fig.VI-3a',b',3c').

Les quantités maximales d'hydrocarbures générées sont observées au niveau des puits DDN-1, HCZ-1 et SAL-1. Elles sont de l'ordre de 4 à 4.5 t HC/m² (Fig. VI-4).

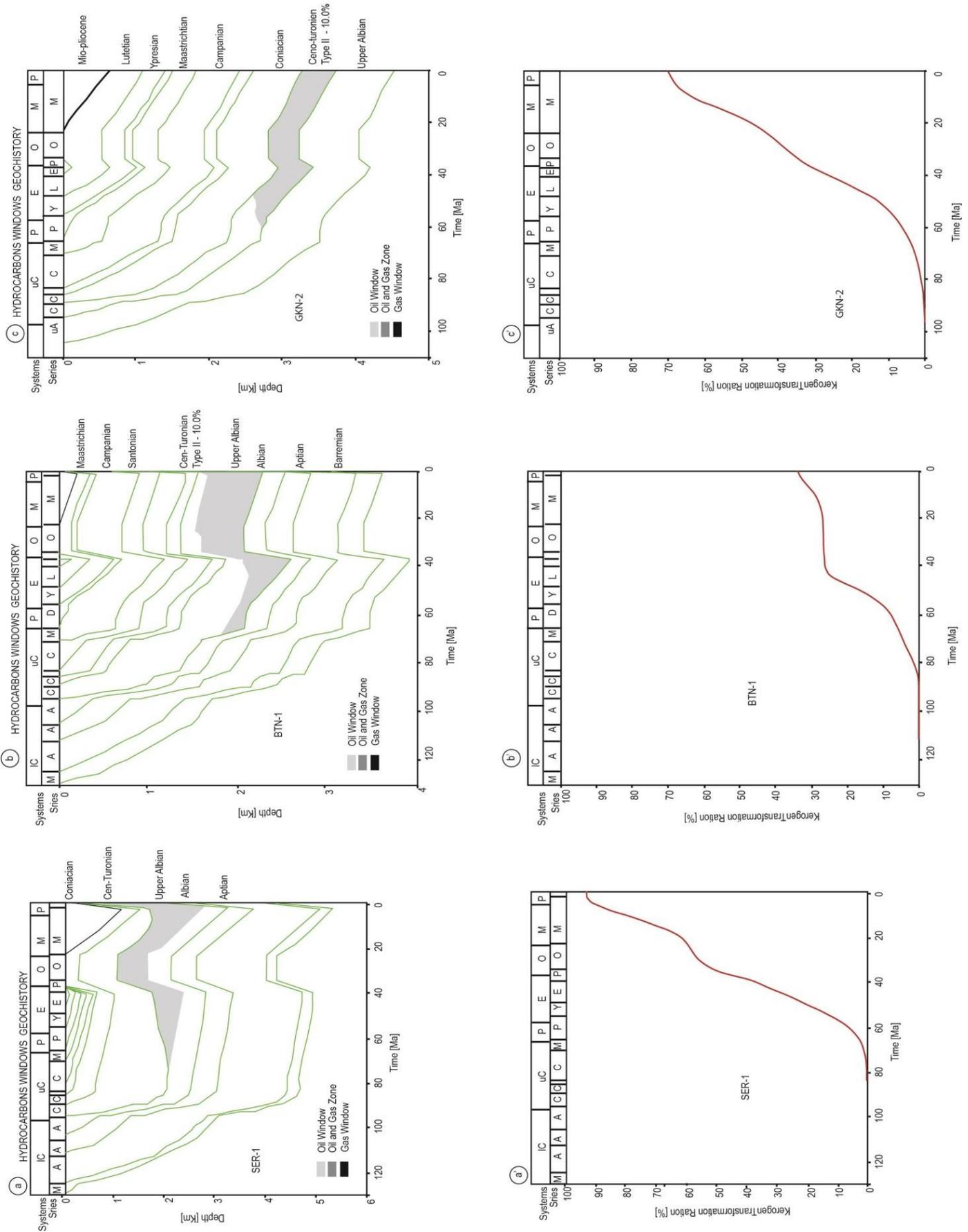


Fig. VI-1. Les courbes d'enfouissement, les quantités de génération et les taux de transformation des hydrocarbures des niveaux roches mères du Cénomano-Turonien du Sud-Est constantinois.

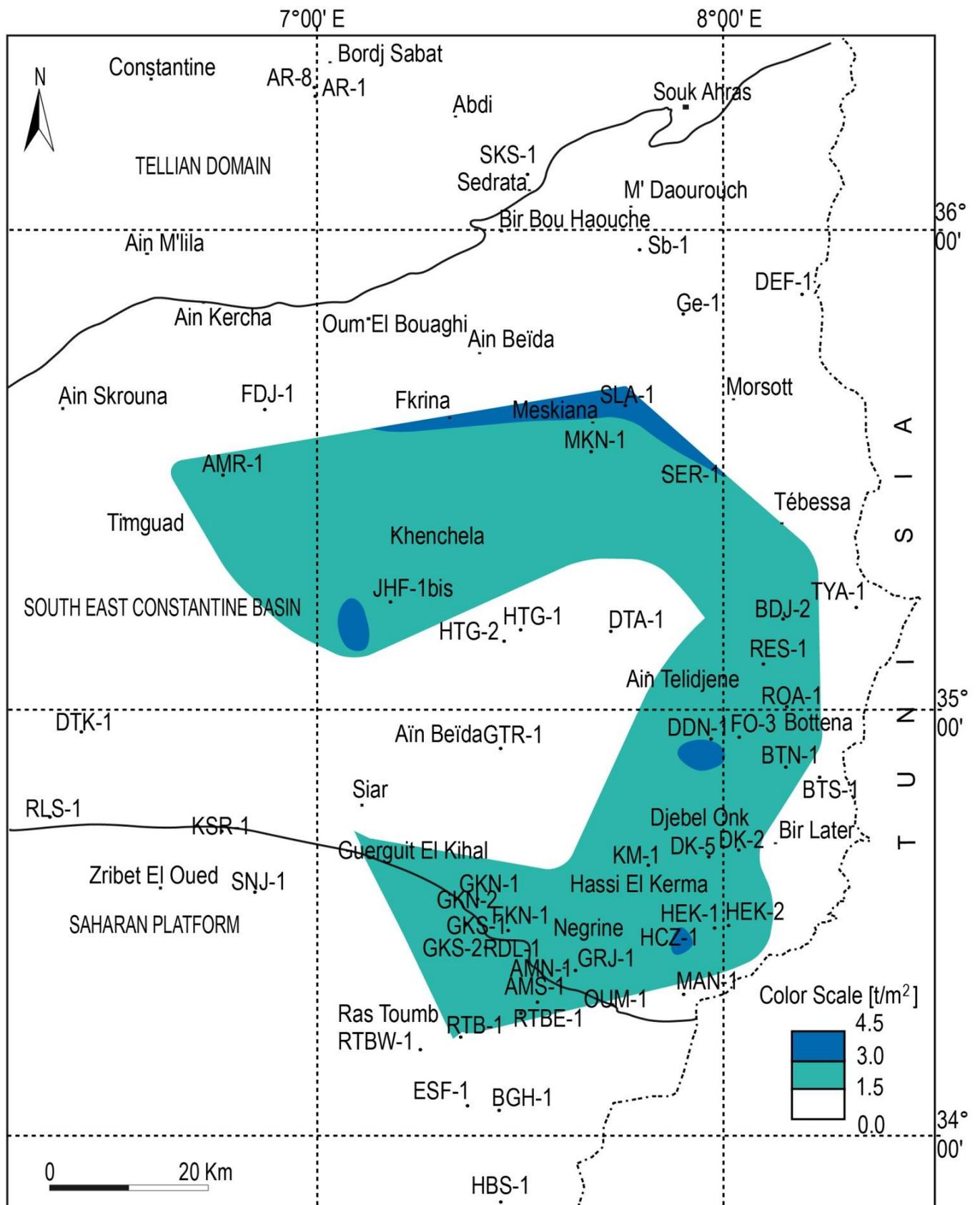


Fig. VI-2 : Carte de prolificité en huile générée au niveau de la roche mère Cénomano-Turonien du Sud-Est constantinois.

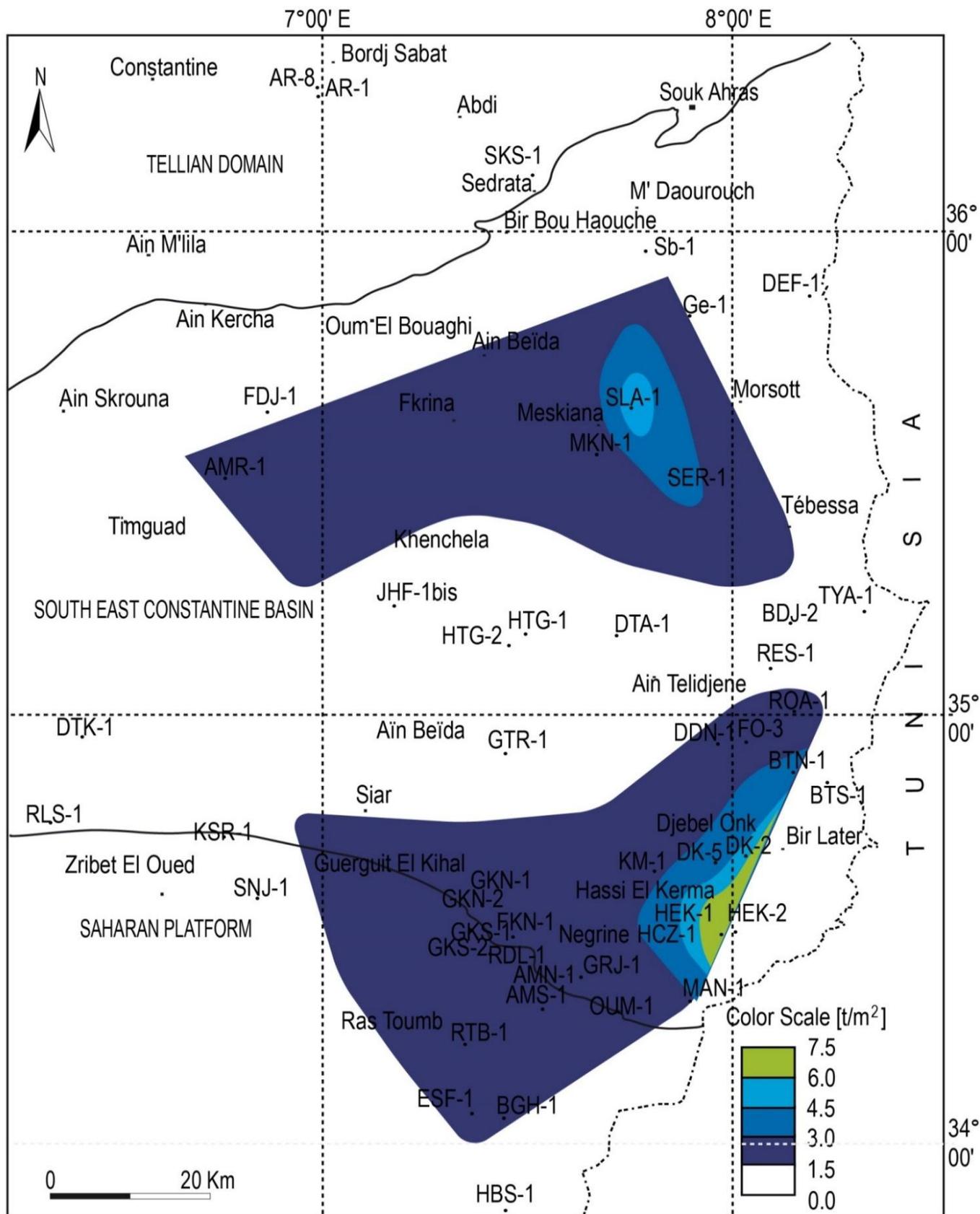


Fig. VI-4. Carte de prolificité en huile générée au niveau de la roche mère de l'Albien supérieur du bassin Sud-Est constantinois.

VI-6. Modèle du système pétrolier et voies de migration des hydrocarbures du bassin Sud-Est constantinois

Dans ce modèle, l'âge de génération et d'expulsion des hydrocarbures situé après l'âge de formation de pièges est favorable à l'accumulation des hydrocarbures (Fig. VI-5). Les voies de migration des hydrocarbures supposées sont illustrées en Fig. VI-6 qui représente le sens de drainage supposé des hydrocarbures vers les structures. Le sens le plus répandu est le sens vertical du fait de l'existence de principaux gisements d'hydrocarbures à l'intérieur des zones potentielles.

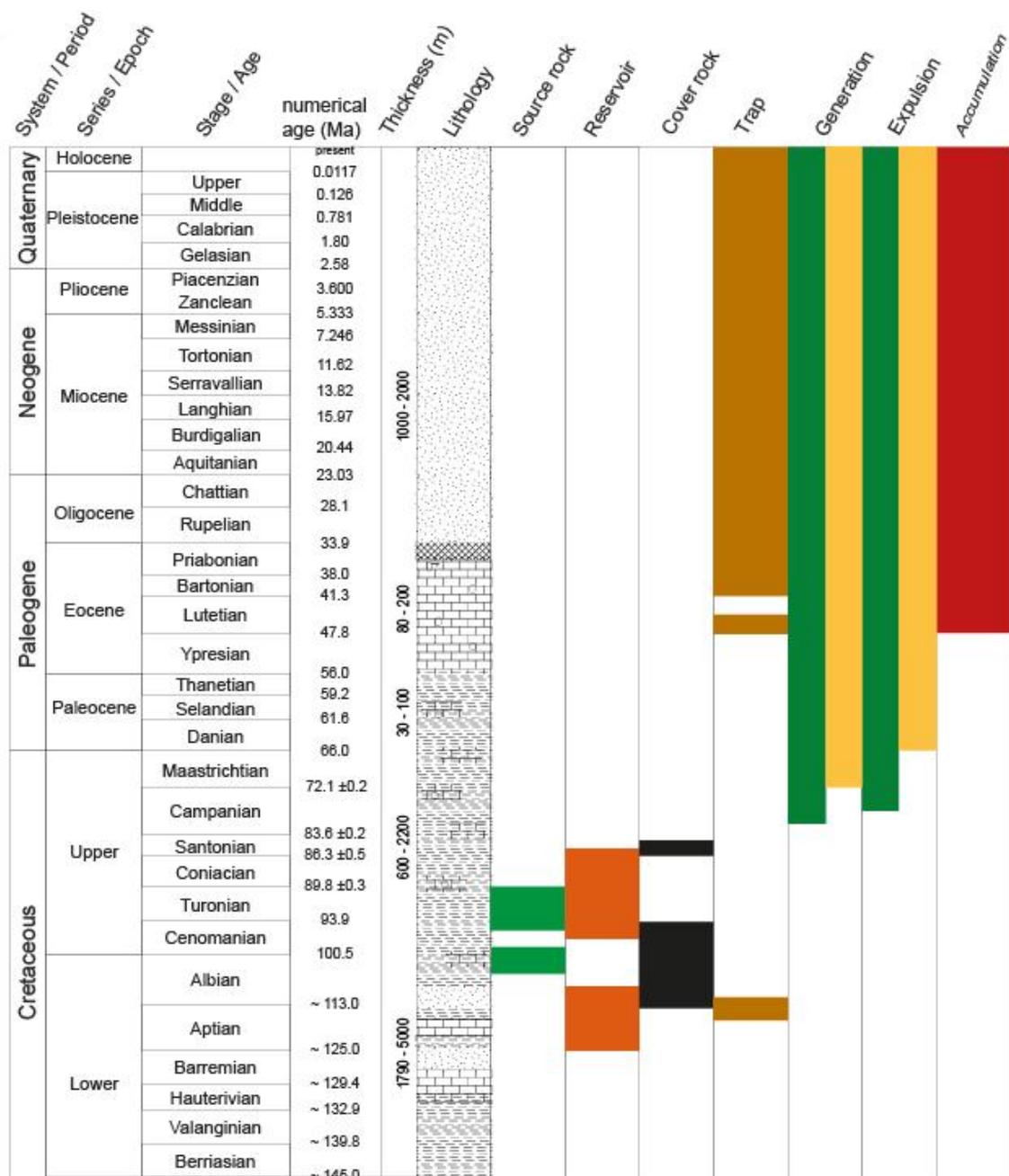


Fig.VI-5. Coupe stratigraphique et modèle du système pétrolier du Sud-Est constantinois.

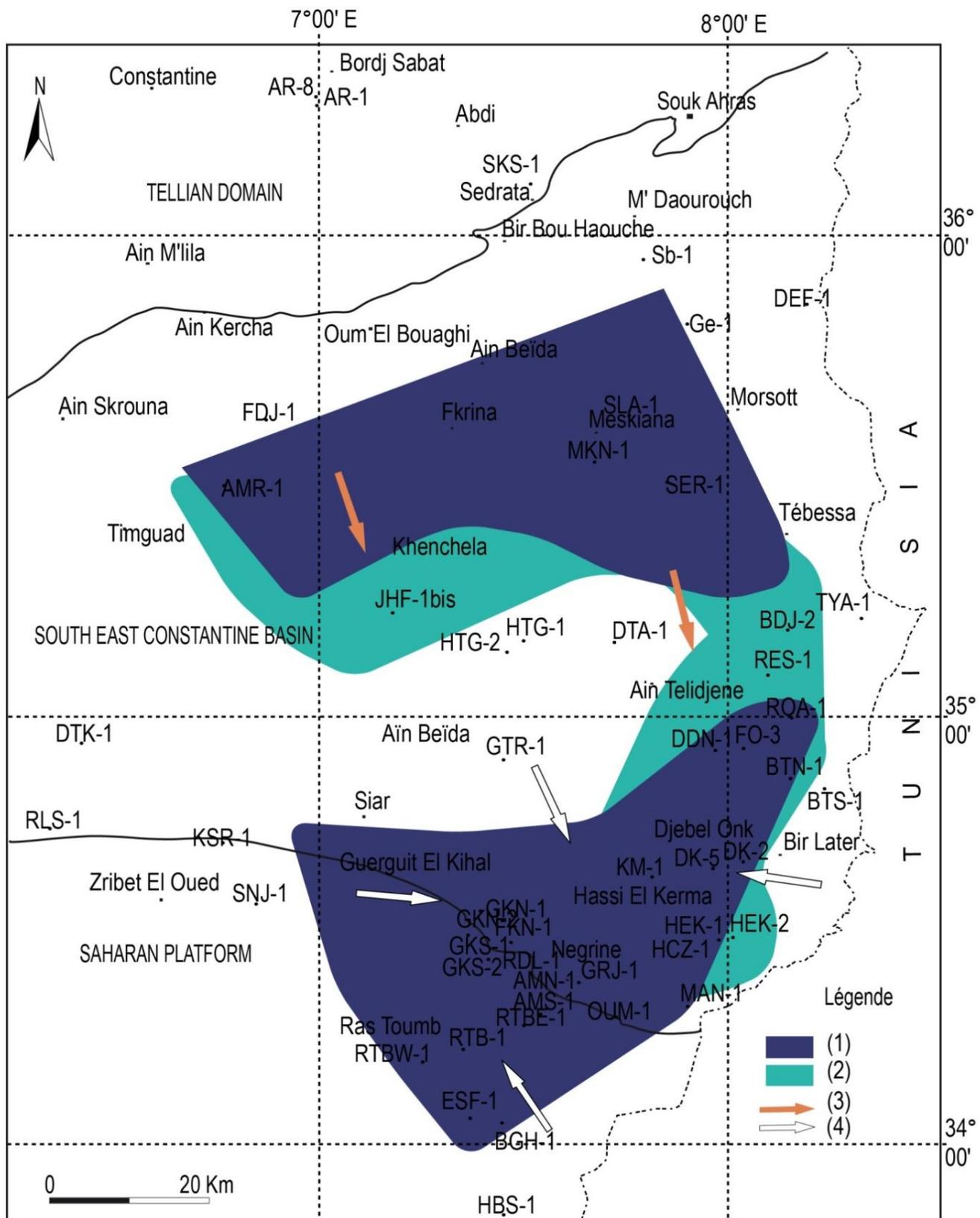


Fig. VI-6. Voies de migration des hydrocarbures dans le bassin du Sud-est Constantinois. (1) roche mère du Cénomano-Turonien ; (2) roche mère de l'Albien supérieur ; direction de migration des hydrocarbures (3) gazeux et (4) liquides.

VI-5. Conclusion

L'âge de génération et d'expulsion des hydrocarbures situé après l'âge de formation de pièges est favorable à l'accumulation des hydrocarbures. Les voies de migration des hydrocarbures représentent le sens de drainage supposé des hydrocarbures vers les structures. Le sens le plus répandu est le sens vertical du fait de l'existence de principaux gisements d'hydrocarbures à l'intérieur des zones potentielles.

Chapitre VII : _____

**Caractérisation de la matière
organique dans l'Albien et l'Yprésien**

VII-1. Introduction

Les gisements phosphatés en Algérie font partie de la longue bande des craies phosphatées, étendue sur tout le versant Sud de la Méditerranée. Elle débute en Syrie, traverse l'Égypte, le désert Libyque, Cyrénaïque, pénètre en Tunisie et se termine au Maroc sur l'Atlantique (Levainville, 1928). La quantité en matière organique (OM) dans les gisements de phosphates suit une logique proportionnellement inversée entre OM et phosphore. Quant à la source de la minéralisation, plus notre gisement est riche en phosphate, plus la OM résiduelle non transformée est faible. En suivant cette thématique, beaucoup de chercheurs sur les phosphates sédimentaires se sont intéressés à la OM résiduelle dans les gisements phosphatés citant les travaux de Belayouni et al. (1980, 1983, 1984) ; Ben Hassen (2008) en Tunisie, Meunier-Christman (1988) ; Benalioualhaj (1989) au Maroc et Chabou-Mostefai (1975, 1998, 1987); Merabet et al. (2004) et Bezzi et al. (2008, 2012a, 2012b) en Algérie.

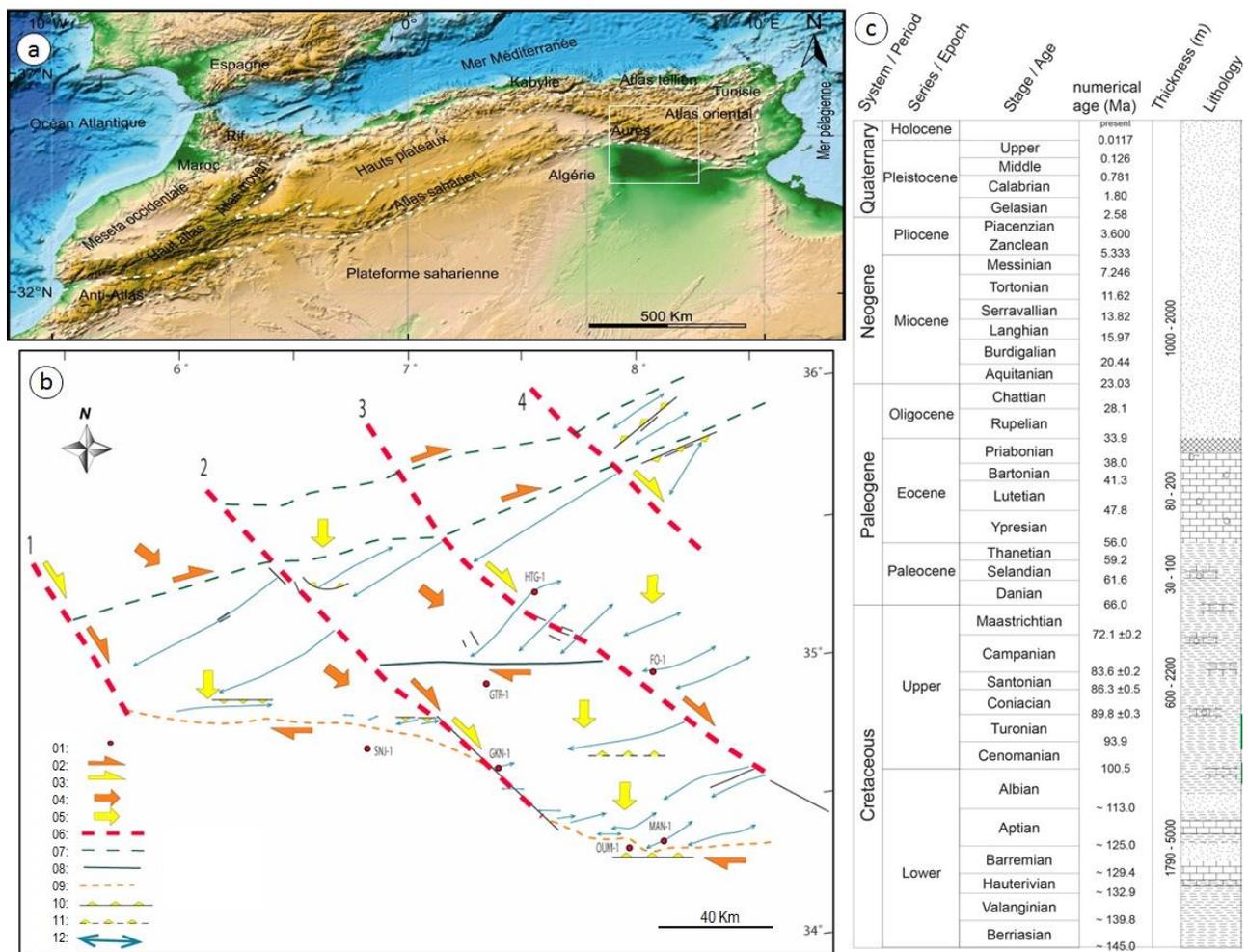


Fig. VII-1: a. Les unités structurales de l'Atlas (d'après Hezzi, 2014), b. Schéma structural simplifié du Sud-Est constantinois (Aissaoui, 1986, modifié), c. Colonne stratigraphique type du Sud-Est constantinois.

Le gisement phosphaté de Djebel Onk, fait partie des gisements sédimentaires du Sud-Est constantinois, Nord-Est algérien (Fig. VII-1a). Ces phosphates sont riches en OM. Notre étude de cette OM tente de donner une nouvelle vue sur la nature et la source de cette dernière et répondre à la question si la (OM) existante est résiduelle des produits phosphatés et/ou parvenue après la production des matériaux phosphatés. Cette étude est basée sur une étude microscopique et des analyses géochimiques des échantillons prélevés dans la région d'études.

VII-2. Géologie de Djebel Onk

La région de Djebel Onk est située dans le Sud-Est algérien, dans le bassin du Sud-est constantinois, à 20 km de la frontière algéro-tunisienne. Cette région constitue la limite géographique naturelle entre les hauts plateaux constantinois et le domaine saharien (Fig. VII-1a). Le massif de Djebel Onk forme un ensemble calcaire de 20 km de longueur qui culmine à 1198 m d'altitude au Djebel Tarfaya (Bezzi et al., 2012). Ce massif constitue l'extrémité orientale des monts de Nememcha qui prolongent vers l'Est le massif des Aurès. Les altitudes les plus basses au pied du Djebel-Onk sont d'environ 635 m. La région de Djebel-Onk est subdivisée en 5 secteurs miniers : les gisements de Djemidjema, Kef -Essenoun, Djebel-Onk Nord, d'Oued Betita et de Bled-Elhadba (Mezghache et al., 2002).

Les sédiments de la région de Djebel Onk sont principalement composés d'une succession stratigraphique allant du Crétacé supérieur (Maastrichtien) à l'Eocène (Lutétien), surmontée par une série Miocène et Quaternaire (Fig. VII-1c) (Visse, 1952).

Les séries Crétacés sont les sédiments les plus anciens au cœur de l'anticlinal de Djebel Onk tectoniquement très accidentés. Seuls les dépôts du Maastrichtien y affleurent. Ces derniers sont représentés par des calcaires à silex et des intercalations de marnes (de 5 à 10 m). Ils représentent à leur partie supérieure, une surface taraudée, rubéfiée, facilement repérable dans la topographie. Passant au Paléogène, ses sédiments d'origine marins sont représentés par des calcaires, des phosphates et des gypses dans la région. Son épaisseur peut atteindre ~ 350 m. Les variations lithologiques et les restes des organismes ont permis d'en faire les subdivisions stratigraphiques suivantes (1) le Danien qui est déterminé par le contact du calcaire Maastrichtien avec la série argilo-marneuse. Cette différence lithologique est présentée par une subdivision en deux séries distinctes, où on

note la séparation entre le Danien supérieur et le Danien inférieur. L'épaisseur totale du Danien est d'environ 100 m ; c'est dans cet étage qu'apparaissent les premiers niveaux minces (10 à 30 cm) de marne phosphatée. (2) le Sélandien qui est un niveau marqué par la présence d'une série de calcaires, calcaires détritiques, calcaires à lumachelle avec des intercalations de marne et de dolomie. Ces sédiments se caractérisent par une absence ou une faible quantité de silex. Les huîtres sont abondantes, en bancs gris à noirs. (3) Le Thanétien est l'horizon porteur de la minéralisation. Il est visible sur le flanc de l'anticlinal de Djebel Onk avec une épaisseur de 72 m. Il se subdivise en deux parties (i) le Thanétien inférieur caractérisé par des schistes marneux irrégulièrement intercalés de calcaire. Ces schistes sont de couleur grise foncée à noire. A la base, on trouve des conglomérats à *gastéropodes*, des minces passées phosphatées et une série d'intercalation de marnes à faunes caractéristiques riche en OM. Dans la partie supérieure du Thanétien inférieur apparaissent des intercalations phosphatées atteignant 2 m d'épaisseur. Très riche en OM, elles sont surmontées par des calcaires et des marnes à gros gastéropodes (Laffitte, 1939). Sa puissance varie de 30 à 40 m. (ii) Le Thanétien supérieur débute par un niveau dolomitique à gastéropodes, sous-jacent à une couche phosphatée de 30 m d'épaisseur à Djebel Onk, qui diminue jusqu'à la disparition vers le Nord, l'Ouest et le Sud de ce gisement. Ce dernier se termine, généralement, par un niveau lumachellique (Chabou-Mostefai, 1987). La limite entre le Thanétien et l'Yprésien est obtenue seulement par le changement du faciès phosphaté à celui de calcaire marneux à une épaisseur de 0 à 50 m. (4) L'Yprésien repose directement sur les dépôts du Thanétien. Il a une épaisseur de 32 m. (5) le Lutétien recouvre en concordance les séries Yprésiennes qui sont répandues dans la région de Djebel Onk. Après ce grand paquet sédimentaire du Paléogène, repose le Néogène qui est caractérisé par un faciès sablo-argileux de type continental d'une puissance avoisinante 600 m. il est subdivisé en deux niveaux : le premier d'âge miocène dont la datation a été faite grâce à la découverte de rares fossiles (*Helix Tissiti*). Il est formé essentiellement par des sédiments représentés par des roches terrigènes (conglomérats, grés, sables, argile) et des schistes argilo-gréseux (Vila, 1980). Tandis que les sédiments de la région de Bled El Hadba sont composés de nombreux fragments silicifiés. Enfin, le dernier niveau est le Quaternaire qui couvre de vastes surfaces dans la région. Ces dernières sont essentiellement représentées par des éboulis, de dépôts sableux éoliens, fluviaux et des dépôts alluviaux.

Passant aux phases tectoniques responsables de la structure actuelle de la région de Djebel Onk, qui fait partie du grand bassin constantinois (Fig. VII-1b). On parle de trois grandes phases tectoniques. La première est la phase Paléocène-Eocène, phase compressive de direction NW-SE parallèle à la sédimentation Paléogène, elle s'exprime par des ondulations et des failles synsédimentaires. Cette tectonique précoce induit des lacunes de sédimentation dans la série Paléocène-Eocène et a conduit à l'édification des dispositifs paléogéographiques en hauts fonds et sillons qui ont contrôlé la sédimentation des phosphates. Ces déformations précoces peuvent être liées aux intrusions diapiriques des évaporites triasiques, notamment dans cette période compressive. La deuxième est la phase post-éocène moyen et anté-miocène, contemporaine à l'émersion de la série au Lutétien supérieur. Elle représente la phase majeure des plissements des Aurès et des déformations distensives transverses (N120°-150°) induisant un début de destruction de la série du Crétacé Supérieur à l'Eocène en petits horsts et grabens, allongés suivant la direction N170°E qui vont être affectés par la pénéplanation et l'érosion différentielle ante-miocène. Ces plissements sont, en majorité, antérieurs aux dépôts des sables miocènes. C'est à la faveur de cette phase tectonique qu'apparaît l'anticlinal de Djebel Onk (Mezghache et al., 2000). La dernière c'est la troisième phase tectonique tardi-miocène, post-burdigalienne à plio-pléistocène, phase majeure du plissement de l'Atlas tunisien (Hezzi, 2014 ; Hezzi et al., 2015). Les plissements de la série du Crétacé supérieur, Paléocène, Eocène et Miocène en grandes structures antiformes et synformes rejouent en horsts et grabens dans les structures antérieures.

VII-3. Etude macroscopique et microscopique de la matière organique

Les échantillons étudiés dans cette partie sont prélevés dans la couche principale du gisement de Djebel Onk. Pour l'étude macroscopique, nous avons effectué une observation à la loupe binoculaire des grains phosphatés. On note au premier coup d'œil qu'il y a deux types de phosphate beige et noir et on observe l'existence de particules phosphatées, de pellets, de coprolithes, de débris osseux, d'ovoïdes représentées par des oolites et d'oncolies. On observe aussi que la forme des grains est arrondie, sub-arrondie et cylindrique. Les teintes externes des grains phosphatés sont beige, marron clair et des grains noirâtres (Fig. VII-2a,b). On déduit par la suite que les grains de phosphate de couleur claire sont plus petits que les grains de phosphate sombre, ils sont teintés par la

matière organique. Dans l'étude microscopique on voit bien un cliché de OM autour du pellet phosphaté (Fig. VII-2c), de la OM dans les oncolites phosphatés, des coprolites dans un ciment micritique (Fig. VII-2d), des débris et fragments osseux dans un ciment micritique. En observation au microscope électronique à balayage à fort grossissement, on voit bien que la matrice est riche en microorganismes, virus, microbes, et algues (Chabou-Mostefai, 1987), dont on voit clairement le moulage interne d'ostracode, de diatomée, d'albite, d'opale, de microsphères de phosphate et de silice (Fig. VII-2e-h).

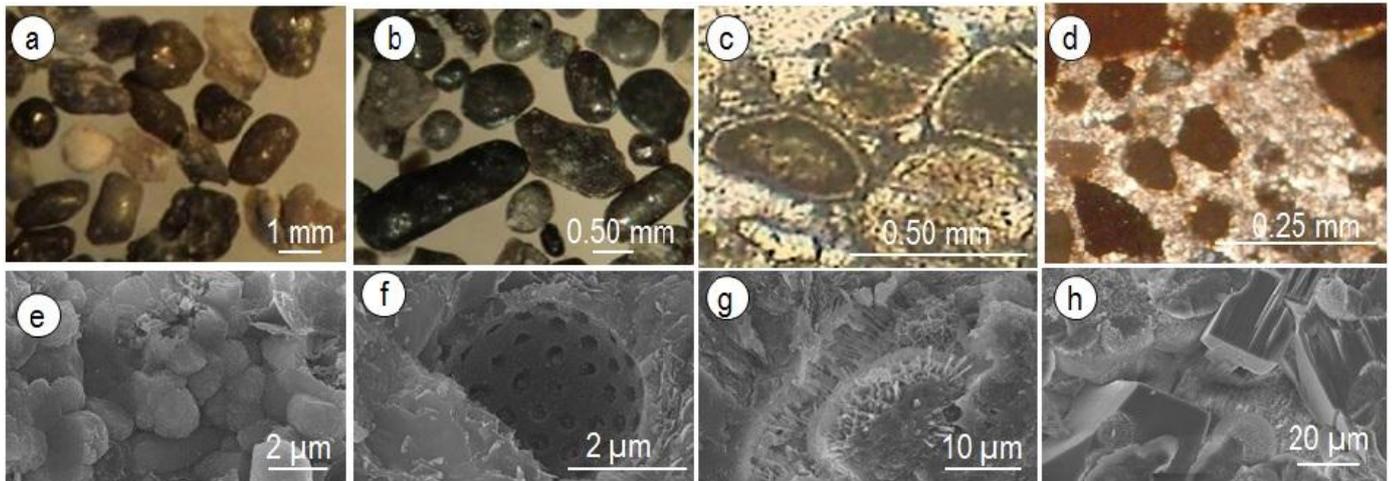


Fig. VII-2: a-b. Observation à la loupe binoculaire de deux échantillons de phosphates prélevés dans la couche principale du gisement de phosphate de Djebel Onk, c. Observation de lame mince au microscope en lumière naturelle montrant des microorganismes et de la matière organique à l'intérieur des pellets phosphatés, aux alentours et dans la matrice, d. Observation de lame mince au microscope en lumière polarisée montrant de particules phosphatées à grain fin renferme des fragments de coprolithes, e. Observation au microscope électronique à balayage à fort grossissement montrant des microsphères e. de phosphate et de silice, f. de diatomée, g. un moulage interne d'ostracode, h. de l'albite et de l'opale (Chabou-Mostefai, 1987).

VII-4. Caractérisation de la matière organique

Sept points d'échantillonnage, répartis sur les différents gisements de la région d'étude dont quatre échantillons sont d'une couleur noire (BS 1, BS 3, BS 6 et BS 7) et trois échantillon sont d'une couleur beige (BS 2, BS 4 et BS 5). Ont été considérés pour la caractérisation de la OM, on a entrepris l'analyse géochimique en pyrolyse, qui consiste en l'analyse quantitative et qualitative des composés d'hydrocarbonés libres (Espitalié et al., 1977, 1986). Celle-ci, révèle la quantité des composés hydrocarbonés libres présents dans le sédiment (ces hydrocarbures sont libérés à une température de 180°C pendant 3 minutes) (S1), la quantité des composés hydrocarbonés potentiels obtenus par craquage thermique de la OM insoluble (kérogène) et des composés polaires solubles dans les solvants organiques. Lesdits composés sont volatilisés dans l'intervalle de température compris entre 180°C et 600°C (S2). La teneur en TOC de l'échantillon est

exprimée en pourcentage pondéral. La température atteinte au sommet du pic de pyrolyse S2 renseigne sur la maturité thermique de la OM (T_{max}) et l'indice d'hydrogène représente la quantité de composés hydrocarbonés potentiels S2 rapportés à celle du TOC (IH) intéressants ([Tableau VII-1](#)).

Tableau VII-1: Résultats d'analyse par pyrolyse Rock-Eval de sept échantillons du gisement de Djebel Onk. Mêmes notations qu'au [Tableau V-2](#).

Samples	Color sample	TOC [%]	S1 [mgHC/g Rock]	S2 [mgHC/g Rock]	IH [mg/g TOC]	PP [mgHC/g Rock]	Tmax [°C]
BS 1	Dark	2	0,1	3	150	3,1	440
BS 2	Clear	1	0,01	0,98	98	0,99	435
BS 3	Dark	1,5	0,09	2,6	173	2,69	440
BS 4	Clear	0,59	0,07	0,63	107	0,7	430
BS 5	Clear	0,54	0,1	0,6	111	0,7	430
BS 6	Dark	2,4	0,2	4	167	4,2	440
BS 7	Dark	1,2	0,25	4,1	342	4,35	432

Afin d'effectuer le traitement géostatistique, on utilise les résultats quantitatifs des essais. On fait la corrélation entre deux variables statistiques (S1) et (S2), puis on trace le graphe de ces deux variables. On obtient un nuage de points qui représente la variation de S1 en fonction de S2 ([Fig. VII-3](#)). Ce nuage de points permet la distinction de deux lots d'échantillons L1 et L2 ([Fig. VII-3, L1 et L2](#)), (i) le lot qui présente les teneurs les plus importantes en S1 et S2 avec une forte corrélation positive entre S1 et S2 (coefficient de corrélation de 0,964). (ii) Le deuxième lot d'échantillons regroupe les teneurs les plus faibles en S1 et S2 avec une forte corrélation négative entre S1 et S2 (coefficient de corrélation est de - 0,965). La relation entre S1 et S2 est linéairement monotone et positive dans le L1 et négative dans le L2. Une corrélation importante indique une hétérogénéité de la source des composés hydrocarbonés libres.

Les sept échantillons recèlent une richesse en matière organique intéressante qui varie entre 0.54% et 2.4% en TOC mais les plus importantes valeurs on les trouve dans les échantillons BS 1, 2, 3, 6 et 7. Les hydrocarbures issus du craquage du kérogène représentent une importante quantité dans les échantillons BS 1, BS 3, BS 6 et BS 7 et moyenne pour les échantillons BS 2, BS 4 et BS 5. La quantité des hydrocarbures libres dans les sept échantillons est considérée intéressante car elle est supérieure à 0.5 mg d'HC/g de roche.

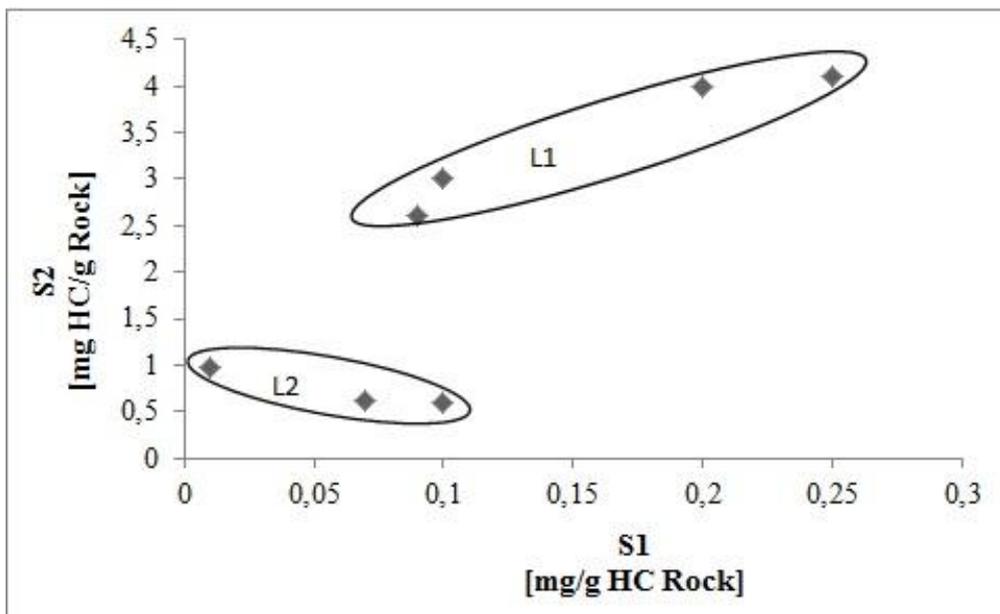


Fig. VII-3: Diagramme de variation de S2 en fonction de S1. S1: hydrocarbure libre, S2: Hydrocarbure issu du craquage de kérogène. L1 : Lot 1, L2 : Lot 2.

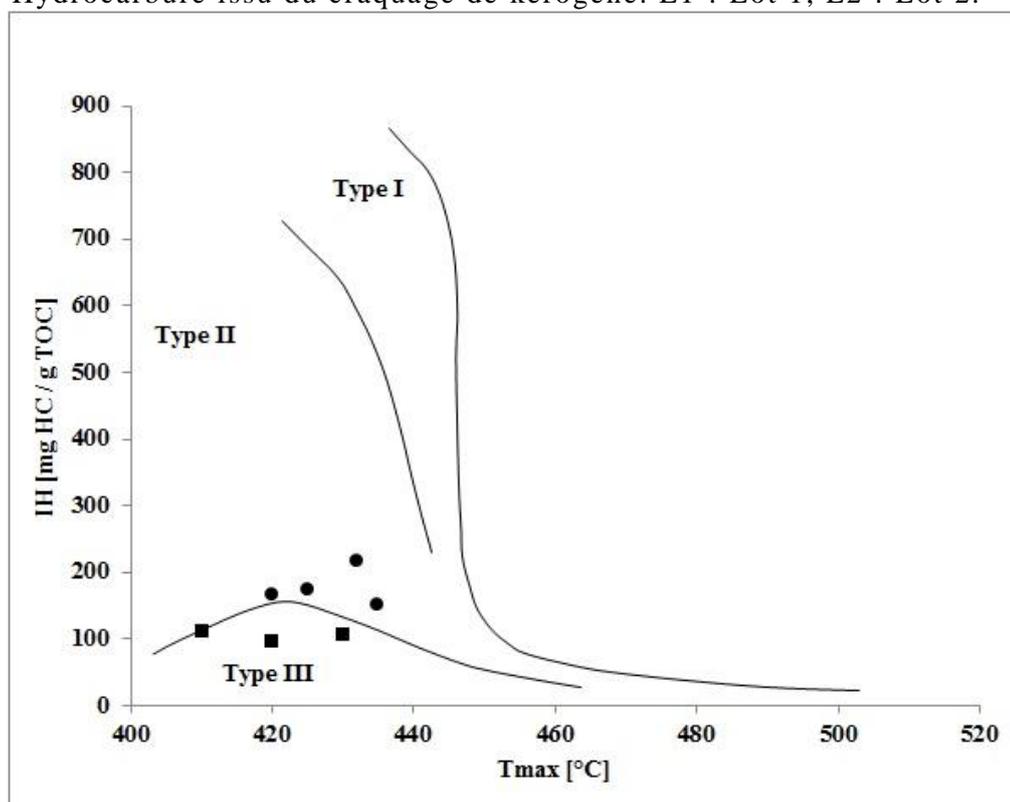


Fig.VII-4: Diagramme IH en fonction de T_{max} indiquant la dominance des type I et II.

Le diagramme IH en fonction de T_{max} fait ressortir la présence d'un matériel organique de types II et III : les échantillons BS 1, BS 3, BS 4, BS 6 et BS 7 sont de type II et les échantillons BS 4 et BS 5 sont de type III (Fig. VII-4).

Les températures maximales de pyrolyse situent les échantillons BS 1, 2, 3, 6 et 7 en stade mature et en pleine phase à huile (T_{\max} : 440 °C) et les échantillons BS 4 et 5 (T_{\max} : 430°C) en stade peu mature à immature.

VII-5. Discussion

Finalement la présence de la OM en excès donne la couleur sombre aux échantillons de phosphate. La OM prédominante dans les grains phosphatés se trouve surtout dans les pellets, les coprolites, soit au centre de ces grains, soit à leur périphérie, ou dans tout le corps. Le phosphate noir est plus riche en OM que le phosphate beige cela est prouvé par l'étude microscopique ou par l'analyse géochimique de pyrolyse. Une corrélation importante indique une hétérogénéité de la source des composés hydrocarbonés libres. Elle pourrait s'expliquer par le fait qu'une part des composés hydrocarbonés libres n'est pas héritée de la biomasse originelle, mais provient d'une source de contamination.

VII-6. Conclusion

L'examen détaillé des caractéristiques quantitatives et qualitatives de la matière organique sédimentaire des sept échantillons de surface a permis de dégager deux types différents de OM. Le premier type représente les résidus organiques qui accompagnent la formation du phosphate organique et le deuxième type est une contamination par les hydrocarbures.

Conclusion générale

La synthèse biostratigraphique montre une microfaune essentiellement benthique, présentant une répartition stratigraphique relativement large qui s'étend du Barrémien supérieur jusqu'au Cénomaniens basal. Cette variabilité ne nous a pas permis d'établir des biozonations assez précises des limites stratigraphiques au niveau des passages : Barrémien- Aptien, Aptien- Albien et Cénomaniens.

L'étude sédimentologique des formations de l'Albien a permis la définition d'un nombre très varié de lithofaciès. L'association de ces derniers a abouti à la distinction de deux environnements différents, notamment : un milieu supratidal à intertidal et un autre intertidal à subtidal, correspondant à une plateforme interne et un environnement de type marin ouvert rencontré dans une plateforme externe, respectivement.

Par ailleurs, l'analyse séquentielle a montré l'existence de trois (03) séquences de troisième ordre : une (01) séquence pour l'Albien inférieur et deux (02) séquences pour l'Albien supérieur. La corrélation régionale montre une variation d'épaisseur et de faciès observable du Sud vers le Nord.

Sur le plan lithostratigraphique, l'Albien est représenté par des niveaux essentiellement carbonatés, présentant des variations latérales, à travers les différents domaines étudiés, avec une direction principale du Sud au Nord, et d'Ouest en Est.

Les couvertures définies pour les réservoirs Albiens, sont représentées par les séries marneuses et argileuses du Cénomaniens basal.

La synthèse structurale de notre région d'étude met en évidence, pour le Nord-Est de l'Algérie, une succession de deux importantes phases compressives alpines :

- (i) La phase Fini Lutétien (Phase Atlasique), caractérisée par une contrainte maximale d'orientation N130° à N150° qui se manifeste par de vastes plis réguliers orientés N50° à N60°.
- (ii) La phase Pliocène inférieure (phase post miocène) est générée par une contrainte maximale d'orientation N00° à N20°. Elle se manifeste essentiellement dans la partie septentrionale de la région d'étude. Alors que dans la partie méridionale, elle reste difficilement décelable. On y décèle plusieurs structures tectoniques telles que :
- Les charriages des unités telliennes sur l'Atlas Saharien Oriental (Bassin du Sud-Est constantinois), représentés par les unités para-autochtones coincées entre les nappes telliennes et l'autochtone aurésien.
 - Les différentes familles de failles (NW-SE, E-W, NE-SW, NNWSSE et WNW-ESE) dont la densité décroît du Nord vers le Sud, autrement dit du front des nappes telliennes vers le bassin atlasique.
 - Les plis dans la partie Nord de la région d'étude sont de petites tailles, pincés et très fracturés. Alors que, dans la partie Sud, les anciens plis atlasiques sont restés indemnes comme si la phase post miocène ne les avait pas affectés.
 - Les diapirs liés principalement aux différentes phases distensives du cycle alpin et les fossés d'effondrements liés aux deux phases compressives post miocènes

La chronologie et les caractéristiques de ces différentes phases tectoniques qui se sont échelonnées dans le Nord-Est de l'Algérie ont favorisé la formation de plusieurs types de structures susceptibles d'emmagasiner des hydrocarbures et de favoriser la genèse de plusieurs gisements polymétalliques, notamment dans le domaine tellien et le Sud-Est Constantinois.

Les phases de déformation qui se sont succédées dans cette région ont structuré les formations du Mésozoïque sous forme de grand plis orientés globalement NE-SW, souvent affectés par des failles inverses à regard vers le Nord, favorisant la formation de pièges structuraux de type anticlinal ou plis contre faille; les discordances (autrichienne et atlasique) ont joué un rôle très important dans la création de ces pièges.

Les diapirs sont assez fréquents dans le Sud-Est constantinois, occupant le cœur des anticlinaux ou jalonnant les grands accidents. Ce type de structures favorise aussi la formation de pièges structuraux et représente des dispositifs pour le contrôle des gisements polymétalliques de la région (Cas : Gisement polymétallique Pb-Zn, F, Ba et Fe de la zone frontalière des confins algéro-tunisiens).

Le bassin du Sud-Est constantinois, de par ses gisements de phosphates (Djebel Onk, Bled El Hadba, Négrine) et ses ressources en hydrocarbures, constitue une région prometteuse pour la recherche minière et pétrolière en Algérie. La présence de matière organique, micro-organismes et particules phosphatées dans les niveaux de l'Albien supérieur correspondraient à des niveaux de roche mère pour les hydrocarbures. Les faciès caractérisant l'Albien supérieur correspondent à des dépôts marins, de type II, déposés dans un milieu relativement réducteur. Ces niveaux, avec des taux de TOC de 0.50% à 11.53%, semblent comparables aux niveaux phosphatés d'âge Paléocène et Eocène, et donc économiquement exploitables avec une teneur moyenne en P_2O_5 de 16%. Des données géochimiques et pétrographiques ont été faites dans le but de caractériser cet aspect.

Dans cette étude, les conditions de dépôts, l'aspect structural et stratigraphique du bassin du Sud-Est constantinois ont été inclus et analysés. Les résultats les plus importants auxquels nous sommes parvenus montrent que les gisements phosphatés possèdent deux sortes de phosphate : beige et noir. Les phosphates beiges sont le résultat d'une sédimentation agitée dans un milieu aérobique. Tandis que pour le phosphate noir, la sédimentation s'est effectuée dans un milieu anaérobique contenant une matière organique de couleur noire. Ces teintes sombres et l'existence de composés organiques attestent que la couche n'a pas subi d'altération météorique importante et qu'elle a été protégée des phénomènes d'oxydation. En outre, ces phosphates noirs renferment des imprégnations hydrocarburées.

Les phosphates dans les niveaux albiens en sub-surface paraissent corrélables avec les niveaux albiens qui se trouvent en surface. La paléogéographie contribue à établir une comparaison entre les niveaux d'âge éocène-paléocène et les niveaux du Crétacé inférieur.

La subsidence représente un outil puissant dans l'analyse des bassins sédimentaires. Leur naissance dépend des mécanismes isostatique et thermal, intimement liés à la dynamique lithosphérique. L'évolution des bassins sédimentaires (approfondissement en particulier) est observable sur la courbe de subsidence totale dont la vitesse moyenne est voisine de 25.80 m/Ma au cours du Crétacé inférieur. Le taux de sédimentation faible, favorable à la formation de nodules phosphatés associés à une transgression, confirme l'origine organique de ces phosphates. Cette vitesse a contribué à l'évaluation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et à la compréhension de la dynamique des hydrocarbures dans le bassin.

Toutes ces informations indiquent que les niveaux d'âge albien étaient à l'origine d'un gisement de phosphates à support organique (radiolaires et diatomées), couverts par une sédimentation impliquant une production d'hydrocarbures.

En ce qui concerne les niveaux phosphatés d'âge Eocène, on aurait pu se contenter de dire que le phosphate beige est le résultat d'une sédimentation agitée dans un milieu oxydant, tandis que le phosphate noir se forme dans un milieu réducteur contenant une importante quantité de OM. Mais la caractérisation de cette OM nous a aidés à prouver que cette quantité anormale de OM n'est qu'une contamination. C'est pour cette raison que la matrice est imprégnée en hydrocarbures. Cette imprégnation est due à la dysmigration des hydrocarbures à travers le système de failles décrochant, connu dans le Nord est Algérien, et les failles ouvertes en particulier. Ces dernières donnent des voies de transport des hydrocarbures expulsés à partir de la roche mère vers les couches supérieures par l'effet de la pression de l'enfouissement des niveaux sédimentaires.

Le niveau stratigraphique riche en P_2O_5 et en matière organique dont l'extension couvre toute la superficie du bassin du Sud-Est constantinois, avec une épaisseur importante, peut faire l'objet d'une découverte qui ouvre la porte au bio-traitement. Cette technique, une fois réalisée, pourra faire un saut vers l'avant à l'économie algérienne dans la récupération des hydrocarbures et des phosphates non conventionnels à partir du même niveau avec de simples ouvertures de gisements sédimentaires de type stratiforme, d'âge albien ou éocène.

A la fin, on recommande, pour la suite des travaux, le carottage des niveaux de l'Albien supérieur lors des futurs forages d'exploration et ce, dans le but de

compléter l'étude d'évaluation du potentiel en P_2O_5 des schistes bitumineux et de tenter de faire un essai de valorisation des deux ressources.

Références

- Aissaoui, D., 1986. Les Structures liées à l'Accident Sud Atlasique entre Biskra et Djbel Mandra, Algérie. Evolution géométrique et cinématique. Service de la carte Géologique de l'Algérie. *Thèse 3ème cycle*, Strasbourg, 105p.
- Arab, M., Kerdjidj, M.K., Berrabah, A., Abdelouahab, N., Mehieddine, D., Burollet, P.F., 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Min. et Géol.*, Tunis, 18, 345.
- Arab, M., Belhai, D., Granjeon, D., Roure, F., Arbeaumont, A., Rabineau, M., Deverchère, J., 2016. Coupling stratigraphic and petroleum system modeling tools in complex tectonic domains: case study in the North Algerian Offshore. *Arab. J. Geosci.*, 9(4), 1-32.
- Arndt, T.N., Ganino, C., Kesler, S., 2015. *Ressources minérales: Origine, nature et exploitation*. 2^{ème} Edition, Dunod, 224p.
- Bédir, M., Zargouni, F., Tlig, S., Bobier, C., 1992. Subsurface geodynamics and petroleum geology of transform margin basins in the Sahel of Mahdia and El Jem (Eastern Tunisia) (1). *Am. Assoc. Pet. Geol. (AAPG) Bull.*, 76(9), 1417-1442.
- Beghoul, M., 1974. Etude de la région des Hamimats (Sud-Est Constantinois). *Thèse de Doctorat*, Université Paris 6, 128p.
- Belinko de, G., 1969. Conditions océanographiques de la genèse des phosphates sédimentaires marins. *C.R. Académie des Sciences*, Paris, Série D, 269, 935-938.
- Bertello, F., R. Fantoni, R. Franciosi, 2008. Exploration Country Focus: Italy: *AAPG-European Region Newsletter*, June 2008, p.5-9.
- Bettahar A., 2009. Les accidents majeurs de l'atlas saharien central et les structures associées, géométrie, cinématique et interprétation d'un secteur clé de l'évolution de la chaîne. *Thèse Doct. d'Etat*, IST, USTHB Alger, Algérie.
- Bezzi N., T. Aïfa, D. Merabet, J.-Y. Pivan, 2008. Magnetic properties of the Bled El Hadba phosphate-bearing formation (Djebel Onk, Algeria): Consequences of the enrichment of the phosphate ore deposit. *J. African Earth Sci.*, 50, 255-267.
- Bezzi N., T. Aïfa, S. Kennouche, S. Hamoudi, D. Merabet, 2012a. Tests of Adsorption of Amino-Acids on the natural Phosphate of the El Hadba layer, Djebel Onk, Algeria. *Chem. Eng. Trans.*, 29, 643-648.
- Bezzi N., T. Aïfa, S. Hamoudi, D. Merabet, 2012b. Trace elements of Kef Es Sennoun natural Phosphate (Djebel Onk, Algeria) and how they affect the various Mineralurgic modes of treatment. *Procedia Eng.*, 42, 1915-1927.
- Bracene, R., Frizon de Lamotte, D., 2002. Origin of intraplate deformation in the system of the western and Central Algeria: From Rifting to Cénozoic-Quaternary Inversion, *Tectonophysics*, 357, 207- 226.

- Bouillin, J.P., 1986. Le bassin maghrébin, une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), II(4), 547-558.
- Chabou-Mostefai, S., 1987. Etude de la série phosphatée tertiaire du Djebel El Onk, Algérie, Stratigraphie, Pétrographie, Minéralogie et Analyse Statistique. *Thèse de Doctorat*, Université d'Aix-Marseille I, 376p.
- Chabou Mostefai, S., Flicoteaux, R., 1989. The Palaeocene-Eocene phosphate deposits of Djebel Onk, Algeria. In Notholt, A.J.G., Sheldon, R.P., Davidson, D.F. (Eds.): *Phosphate deposits of the world, 2- Phosphate rock resources*. Cambridge University Press, Cambridge, 289-294.
- Chabou-Mostefai, S., 1998. Caractérisation des phosphates du Djebel Onk. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, 9, 147-156.
- Dubourdiou, G., 1956. Etude structurale et intérêt pétrolier de l'Ouenza (Confins algéro-tunisiens). *Bull. Serv. Géol. Algérie*, 10(1), 659p.
- Duchatelle, G., 1975. Minerai de phosphate de Djebel Onk, carrière de Djemi Djema. Etude minéralogique. *Rapport interne*, CERPHOS, 55p.
- Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, A., 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Rev. Institut Français Pétrole*, 32, 23-42.
- Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1986. Rock-Eval pyrolysis and its applications. *Rev. Institut Français Pétrole*, 41, 73-89.
- Dass Amieur, M., 2012. Eléments en traces et valorisation des minerais de phosphate du gisement de Kef Essennoun - Dj. Onk (Algérie Orientale). *Thèse de Doctorat*, Université Badji Mokhtar, Annaba, 184p.
- Dubourdiou, G., 1956. Etude structurale et intérêt pétrolier de l'Ouenza (Confins algéro-tunisiens). *Bull. Serv. géol. Algérie*, 10(1), 659p.
- Duchatelle, G., 1975. Minerai de phosphate de Djebel Onk, carrière de Djemi Djema. Etude minéralogique. *Rapport interne*, CERPHOS, 55p.
- El Albini A, Caron M, Deconinck J-F, Robaszinsky F., Amedro F., Daoudi L., Ezaidi A., Terrab S., Thurow J., 1997. Signification sédimentologique de la nodulisation dans les dépôts anoxiques du Turonien inférieur du bassin de Tarfaya - Maroc. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t.324, Univ. Paris, 9-16.
- Elliot T., 1989, Deltas, in: Reading H.G. Eds.: *Sedimentary Environments and Facies*. Second edition reprinted, Oxford, 113-154.
- Fleuty, M.J., 1964. The description of folds. *Geological Association Proceedings*, 75, 461-492.

- Guiraud, R., 1990. L'évolution post-triasique de l'avant pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Thèse de Doctorat*, Université de Nice, 259p.
- Herkat, M., 1992. Manifestations diapiriques du Trias dans les séries du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien et des Aurès. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, 3(1), 15-27.
- Herkat, M., 1999. La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. *Thèse de Doctorat*, USTHB Alger, 802p.
- Herkat, M., Delfaud, J., 2000. Genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence: une mise au point. *C.R. Académie des Sciences*, Paris, 330, 785-792.
- Herkat, M., 2002. Analyse séquentielle et révision stratigraphique de coupes du Crétacé supérieur de l'Aurès occidental. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, 10, 1-22.
- Herkat, M., 2005. Analyse quantitative des bioassociations et caractérisation des cortèges sédimentaires et des ensembles paléogéographiques des séries du Cénomano-Turonien des Aurès et du Tell oriental (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, 176(2), 183-190.
- Herkat, M., Guiraud, R., 2006. The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of eastern Atlasic Domain (Algeria). *J. African Earth Sci.*, 46(4), 346-370.
- Hezzi I., 2014. Caractérisation géophysique de la plateforme de Sahel, Tunisie nord orientale et ses conséquences géodynamiques. *Thèse de Doctorat*, Université de Tunis El Manar et Université de Rennes 1, 205p.+annexes.
- Hezzi I., T. Aïfa, F. Khemiri, M. Ghanmi, 2015. Seismic and well log post-Cretaceous reservoir correlations in the Sahel, east Tunisia. *Arab. J. Geosci.*, 8(11), 10031-10063.
- Issad, M., Amia, Z., Kracha, N., Belhadjm, Z., 2004. Evolution de l'Accident Sud Atlasique et son impact sur le piégeage des hydrocarbures. *Rapport interne n°5380*, Sonatrach, 51p.
- Issad, M., Amia, Z., Mahieddine, D., 2008. Etude du potentiel pétrolier de la région d'Ain Beida. *Rapport interne n°6380*, Sonatrach, 132p.
- Kazi Tani, 1986. Evolution géodynamique de la bordure Nord-Africaine du domaine intra plaque Nord Algérie. Approche mégaséquentielle. *Thèse de Doctorat*, Université de Pau, 870p.
- Kechiched, R., 2011. La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. Stratigraphie séquentielle, analyse

- quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. *Thèse de Magister*, Université Badji Mokhtar, Annaba, 65p.
- Kechiched, R., Laouar R., Bruguier O., Laouar-Salmi S., Ameer-Zaimeche O., Foufou A., 2016. Preliminary data of REE in Algerian phosphorites: a comparative study and paleo-redox insights. 3rd International Symposium on Innovation and Technology in the Phosphate Industry. *Procedia Engineering*, 130, 19-29.
- Kowalski, W.M., Hamimed, M., 2000. Diapirisme polyphasé ou glacier de sel Albien ? dilemme du matériel triasiques des confins algéro-tunisiens. *Bull. Serv. géol. Algérie*, 11(1), 29-60.
- Kracha, N., 2000. Etude sédimentologique et diagénétique du Crétacé. Permès Tébéssa, Biskra et Khenchela. Bassin du Sud-Est constantinois. *Rapport interne n°6450*, Sonatrach, 110p.
- Laffitte, R., 1939. Etude géologique de l'Aurès. *Bull. Serv. géol. Algérie*, 2^{ème} série, stratigraphie description régionale, 15, 484p.
- Levainville, J., 1928. Les phosphates de l'Afrique du Nord. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, 20, 3-7.
- Manchar, N., 2007. Etude comparative de deux gisements de fer en contextes géologiques distincts. Le gisement de Sidi Marouf (Petite Kabylie, Jijel) et de Boukhadra (Monts de Mellegue, Tébéssa) Algérie Nord Orientale. *Mémoire de Magister*, Université Mentouri constantine, Algérie, 130p.
- Mezghache, H., Toubal, A., Bouima, T., Bouarroudj, M.T., 2000. Localisation des différents types de minerai à l'aide de méthodes statistiques multivariées dans le gisement de phosphate de Kef Es-Sennoun - Djebel Onk-Algérie. 5th international conference on the Geology of the Arab world, Cairo University, Egypt.
- Nouiouat, S., 2008. Synthèse Géochimique et Réévaluation des systèmes pétroliers des Bassins Algériens. *Rapport interne n°GL6193*, Sonatrach, 40p.
- Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M., and Aït Ouali, R., 2002, The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview. vol. II, *Geodyn. Acta*, 15, 185-208.
- Thomas, P., 1888. Sur les gisements de phosphate de chaux de l'Algérie. *C.R. hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences*, Paris, 106, 379-382.
- Vatan, A., 1967. Manuel de sédimentologie. *Editions Technip*, Paris, 499p.
- Vila, J.M., 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse de Doctorat*, Université de Paris 6, 663p.
- Visse, L.D., 1952. Genèse des gites phosphatés du Sud-est algéro-tunisien. XIX congrès géol. Intern., Alger, Monogr. Région., 1^{ère} série, 27, 60p.

Wygrala, B.P., 1989. Integrierte Studie eines Erdölfeldes im südlichen PoBecken, Norditalien (Integrated study of an oil field in the southern Po basin, northern Italy). *Dissertation*, Univ. Köln, Berichte Kernforschungsanlage Jülich, n°2313, 217p.