

République Algérienne Démocratique et Populaire.
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique.



Ecole Nationale Supérieure Polytechnique
Département Génie Minier

Mémoire de Magister

Pour obtenir le titre de
Magister en Génie Minier

Etudié par : Souad BENTAALLA
Ingénieur d'Etat en Génie Minier

Intitulé :

Etude du bassin du Sud Est Constantinois
(Stratigraphie – Géologie structurale –
Paléogéographie et Occurrences Minérales)

Soutenu publiquement le 10 Juin 2009 devant le jury :

Président :	K. OMRACI	Maître de conférences	ENSP
Rapporteur:	S. CHABOU-MOSTEFAI	Maître de Conférences	ENSP
Examineurs :	M. HARKAT	Professeur	USTHB
	A. SEBAI	Maître de conférences	ENSP
	M.C. CHABOU	Chargé de cours	Université de Sétif

2008 – 2009

REMERCIEMENTS

Arrivée au terme de ce travail, je tiens à remercier, énormément, tous ceux qui ont participé à l'élaboration de ce mémoire de magister. Qu'ils trouvent ici ma profonde gratitude.

Aussi, je tiens tout d'abord à remercier Mr K. OMRACI, pour l'honneur accordé à ma personne, en acceptant de présider le jury.

Mme S. CHABOU-MOSTEFAL, pour son encadrement bénéfique et ses conseils judicieux qui m'ont été d'une grande utilité, qu'elle trouve ici, l'expression de ma profonde reconnaissance.

Mrs F. BELFAR et Y. OUYAHIYA, pour leurs aides et leurs encouragements

Tous les ingénieurs de département du Sud Est Constantinois, pour leur disponibilité et leur serviabilité.

Tout le personnel de la documentation archives et bibliothèque de la Sonatrach, division Exploration, qu'ils reçoivent mes remerciements les plus sincères.

Mes frères et soeurs, qui m'ont apporté tout le soutien et l'aide escomptés, je leur dis: merci.

Tous LES ENSEIGNANTS DU DÉPARTEMENT GÉNIE MINIER DE L'ENSP d'abord, pour leurs gentillesse, leurs générosités, ainsi que leurs disponibilités, en dépit de leurs nombreuses occupations.

Mes ami(e)s .

Dédicace

Avec toute ma reconnaissance, je dédie ce travail :

*A mes très chers parents
« The two candles that lightened my way to
success », que Dieu les garde,*

*A mes chers frères et sœurs
A toute ma famille.*

A tout (es) mes vrais(es) Amis(es)

Et à tous ceux que j'aime.

Souad.

إن حوض جنوب شرق قسنطينة مثير للاهتمام في مجال البحث و التنقيب عن البترول و المواد المنجمية, لأنه يحتوي على موارد نشطة, رواسب الفوسفات (جبل العنق), الحديد (الونزة - بوخضرة) و الهيدروكربونات (GKN, DK, FO,...) و آثار واعدة.

أجريت دراسة هيكلية و طبقية للحوض بواسطة استعمال عدة مراجع و نتائج حفر الآبار البترولية.

تم إنشاء إيصالات بين مختلف الطبقات الجيولوجية التي مرت بها الآبار البترولية و خرائط متساوية السمك للمستويات المعنية من العصر الطباشيري إلى الباليوجيني, وقد سمح كل هذا باقتراح مخطط باليوجيوغرافي.

هذا العمل قد أظهر أن وجود الموارد (بما فيها البترول, الحديد والفوسفات) في حالة آثار و مكامن يعكس البيئة المرجعة, والغنية بالمادة العضوية في إعطاء بدوره, أوقات مختلفة من رواسب الهيدروكربون, الحديد و الفوسفور.

الكلمات الرئيسية: جنوب شرق قسنطينة - متساوية السمك - باليوجيوغرافي - الحديد - الفوسفات - الهيدروكربون.

RESUME

Le bassin du Sud Est Constantinois constitue une région intéressante pour la recherche et l'exploitation pétrolière et minière car il recèle des indices prometteurs et des gisements en activité de phosphate (Djebel Onk), de fer (Ouenza- Boukhadra) et d'hydrocarbures (FO, DK, GKN,...).

Une étude stratigraphique et structurale du bassin a été menée à partir de la bibliographie et des résultats de sondages pétroliers.

Des corrélations entre les différents puits ont été établies et des cartes en isopaques des niveaux concernés du Crétacé au Paléogène ont été tracées. L'ensemble a permis de proposer une esquisse paléogéographique.

Ce travail a montré que la présence des occurrences minéralisées (entre autres hydrocarbures, fer et phosphates) à l'état de traces et de gisements témoigne d'un milieu réducteur, riche en matière organique donnant tour à tour, à des moments différents, des gisements d'hydrocarbures, de fer et de phosphores.

Mots-clefs: Sud Est Constantinois - cartes en isopaques - Paléogéographie - Fer- Hydrocarbures - Phosphates.

ABSTRACT

The South East Constantine basin is an interesting area for hydrocarbons and mining research and exploration because it conceals promising signs and active deposits of phosphate (Djebel Onk), iron (Ouenza-Boukhadra) and hydrocarbons (FO, DK, GKN,...).

A structural and stratigraphic study of the basin was undertaken based on petroleum bibliography and data wells.

Lithostratigraphic correlation of wells was established and isopach maps have been drawn for the Cretaceous and Palaeogene series. The results have enabled us to propose a palaeogeographic outline of the area.

This study has shown that the presence of mineralized signs and ore deposits (including hydrocarbons, iron and phosphate) reflect an organic matter-rich reductive environment, giving at different periods deposits of hydrocarbon, iron and phosphorus.

Key words: South East Constantinois - Isopach maps - Palaeogeography - Iron - Hydrocarbons - Phosphates.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	01
Chapitre I :	GENERALITES
I.1.a. Limite de la région d'étude	02
I.1.b. Cadre géologique de la région	02
I.1.c. Contexte géologique général	04
I.2. La structuration du Sud Est Constantinois	06
I.2.1. L'Accident Nord Atlasique	06
I.2.2. L'Accident Sud Atlasique	07
I.3. La déformation interne du domaine atlasique oriental	08
I.3.1. Les accidents majeurs à l'échelle du domaine atlasique oriental	09
I.3.2. Les plissements	09
I.3.3. Les structures extensives	10
I.4. Les phases orogéniques de l'Atlas Saharien Oriental	11
I.4.1. Les déformations du triasique au Jurassique	11
I.4.2. Les déformations au Crétacé inférieur	11
I.4.3. Les déformations au Crétacé Supérieur	12
I.4.4. La déformation d'âge éocène supérieur (phase atlasique)	13
I.4.5. La déformation d'âge oligo-miocène	14
I.4.6. La déformation d'âge plio-quaternaire	14
Chapitre II :	ETUDE STRATIGRAPHIQUE
II.1. Introduction	15
II. 2. Stratigraphie	16
II.3. Interprétation des corrélations lithostratigraphiques entre puits du Barrémien jusqu'au Quaternaire	37
II.3-1. Méthodologie de Travail	37
II.3-2. Interprétation	37
II.4. Interprétations des cartes en isopaques du Barrémien jusqu'au Quaternaire	38
II.4-1. Méthodologie de la réalisation des cartes en Isopaques	38
II.4-2. Interprétation des cartes en Isopaques	41
II.5. Conclusions	48

CHAPITRE III :	ETUDE STRUCTURALE	51
III.1. Introduction		51
III.2. Etude de surface		51
III.2.1. Analyse des linéaments à partir d'une image satellite de l'Est du Sud Est Constantinois		51
III.2.2. Interprétation de la carte linéamentaire à partir d'une image satellite		52
III.2.3. Conclusion		53
III.3. Etude de subsurface (Méthode sismique)		55
III.3.1. Documents utilisés		55
III.3.2. Les sections sismiques		55
III.3. 3. Identification des horizons et calage		55
III.3. 4. Interprétation des sections sismiques		56
III.3.5. Conclusions		57
Chapitre IV :	ESQUISSE PALEO GEOGRAPHIQUE	59
	(BARREMIEN/PALEOGENE) DU SUD EST CONSTANTINOIS	
IV.1. Introduction		59
IV.2. Méthodologie		59
IV. 3. Interprétations		59
Chapitre V :	LES GISEMENTS SEDIMENTAIRES DU SUD EST CONSTANTINOIS	72
V.1. Introduction		72
V.2. Hydrocarbures		74
V.3. Phosphates		75
V.4. Fer oolitique		77
Chapitre VI :	CONCLUSIONS	79
Références bibliographiques		80
Liste des figures		86
Liste des tableaux		88
Annexe 01 : Zone d'étude et position des puits utilisés		
Annexe 02 : Rappels de géologie pétrolière		
CD : Annexe 03 : Tableaux des données des épaisseurs,		
Annexe 04 : Tableau faunistique,		
Mémoire en format PDF.		

INTRODUCTION GENERALE

Le bassin du Sud Est Constantinois de par ses ressources en hydrocarbures et ses gisements de phosphates (Djebel Onk, Bled El Hadba, Négrine) et de fer (Djebels Ouenza, Boukhadra et Ain Babouche), constitue une région prometteuse pour la recherche et l'exploitation pétrolière et minière du Nord de l'Algérie. Une étude paléogéographique de la région nous a été proposée sur la base des travaux antérieurs et des données de sondages. Elle abordera différents aspects et tentera de montrer la présence des minéralisations avec leurs associations.

La Première Partie : présente le bassin du Sud Est Constantinois du point de vue géologique et structural,

La Deuxième Partie : concerne l'étude de la stratigraphie de l'Atlas saharien oriental et des monts des Nementchas, avec des coupes synthétiques et des corrélations lithostratigraphiques des séries traversées par les forages pétroliers. La réalisation de cartes en isopaques, à partir des données des puits du Barrémien au Quaternaire, a montré l'évolution de l'épaisseur des niveaux sédimentaires, les directions de l'alimentation en sédiments et par conséquent l'évolution des niveaux sédimentaires,

La Troisième Partie : traite l'aspect structural de la région. L'étude de surface s'est faite à partir d'image satellite, de carte géologique ; l'étude de subsurface a été établie à l'aide des profils sismiques,

La Quatrième Partie : est consacrée à la réalisation des cartes paléogéographiques sur la base de travaux antérieurs inédits, de données de puits et de cartes géologiques,

La Cinquième Partie : donne un rapide aperçu de gîtes de la région,

La conclusion montre les résultats de notre étude et quelques axes de recherche.

Chapitre I :

GENERALITES

I.1.a. LIMITE DE LA REGION D'ETUDE :

Le Bassin Sud Est Constantinois se situe dans la partie orientale du Nord de l'Algérie. Il est compris entre les longitudes $7^{\circ} 50'$ - $8^{\circ} 40'$ Est et les latitudes $36^{\circ} 40'$ Nord, il est limité à l'Est par la frontière algéro - tunisienne.

I.1.b. CADRE GEOLOGIQUE DE LA REGION :

Le bassin du Sud Est Constantinois est limité :

- Au Sud et Sud- Ouest par la plate-forme Saharienne et le Môle de Biskra,
- Au Sud Est par le Môle de Feriana et Kasserine,
- A l'Ouest par le Bassin de Hodna,
- Au Nord-Nord-Ouest par les nappes telliennes et le Môle constantinois.

Il se prolonge à l'Est suivant une direction Sud Ouest- Nord Est vers la Tunisie par le sillon du Kef, formant ainsi le Bassin Aurès - Kef.

La morphologie de ce bassin est caractérisée par des dépôts carbonatés méso-cénozoïques conditionnés par le haut-fond tunisien de Kasserine et la bordure septentrionale de la plate-forme saharienne ; ces deux dernières structures sont d'âge fin paléozoïque.

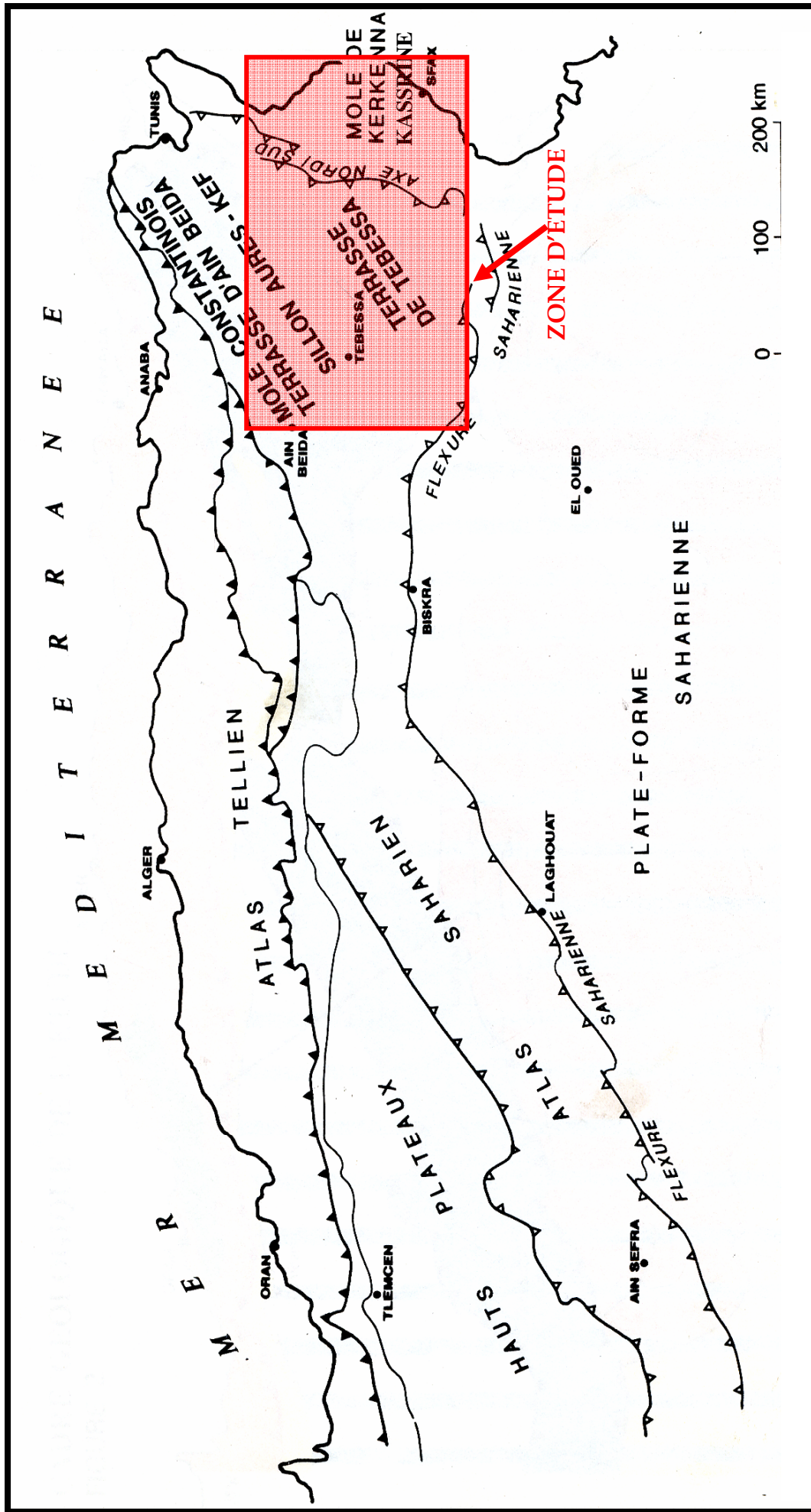


Figure 01 : Les principaux éléments morpho - structuraux de la Chaîne des Maghrébides (Sonatrach, 2002)

I.1.c. CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL

Le bassin du Sud Est Constantinois correspond à la région délimitée par le môle du constantinois au Nord Ouest, la plate-forme saharienne au Sud, l'Atlas Tunisien à l'Est et la région de Biskra à l'Ouest (Fig.1).

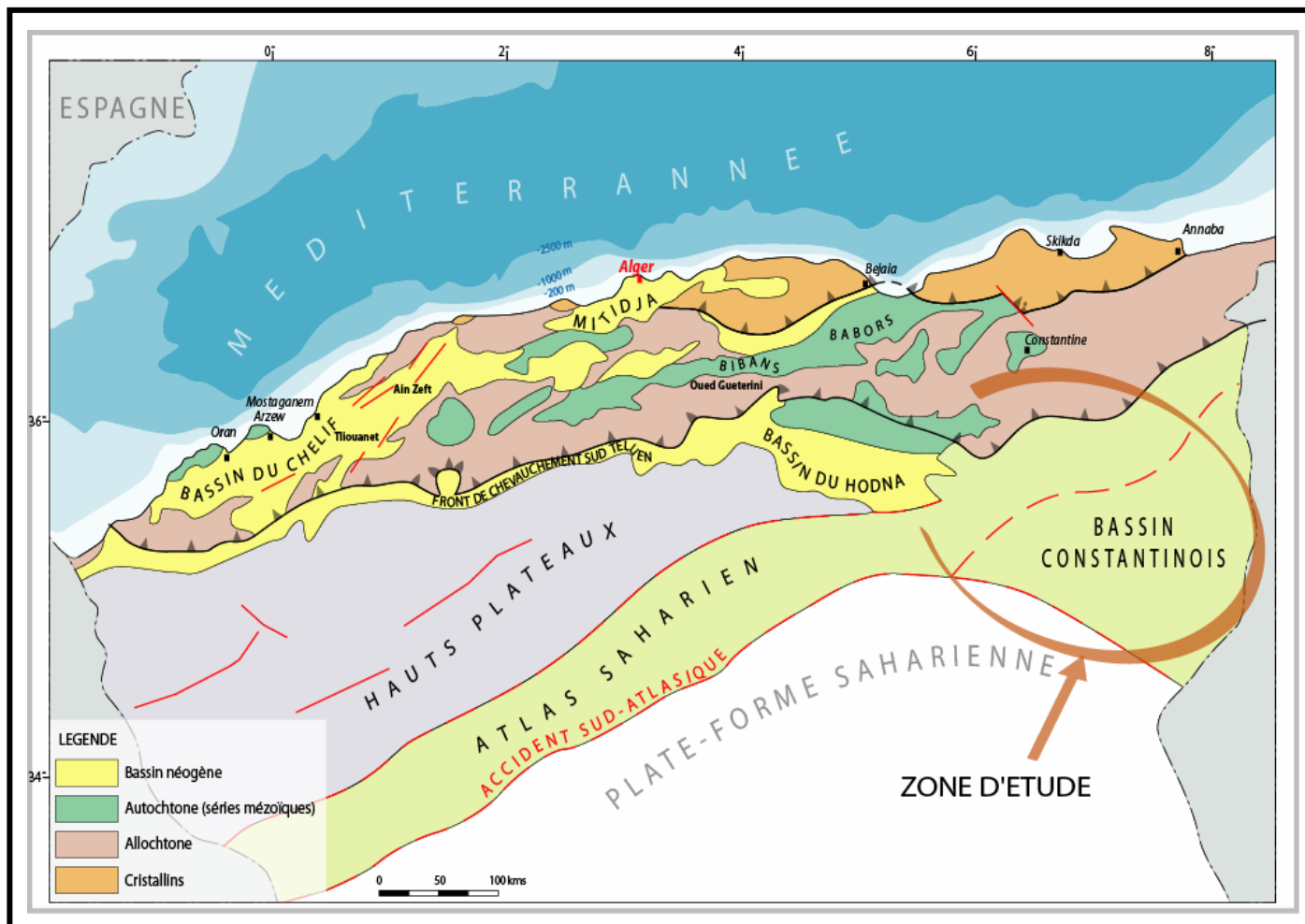


Figure 02 : Carte structurale de l'Algérie du Nord (Sonatrach, 2006)

Dans le bassin du Sud Est Constantinois, les principaux affleurements ont été datés aux : Mio-Plio- Quaternaire, Eocène, Crétacé et Trias (Fig. 2, Fig. 3).

Les terrains du Crétacé Supérieur affleurent largement dans tout le bassin, alors que ceux du Crétacé moyen et inférieur ne sont représentés qu'en surface et uniquement dans la partie septentrionale du bassin.

Des terrains jurassiques ont été localement reconnus et sont le plus souvent liés aux faciès triasiques exclusivement diapiriques dans toute la région. Alors que les formations du Mio-Plio-Quaternaire sont essentiellement détritiques, les terrains céno-mésozoïques sont à grande composante carbonatée (calcaires et marnes) généralement riches en fossiles, donc relativement bien datés.

De nombreux travaux ont abouti à des interprétations différentes de la structuration de l'Atlas Saharien Oriental et de ses implications sur sa bordure méridionale; deux concepts seront cités:

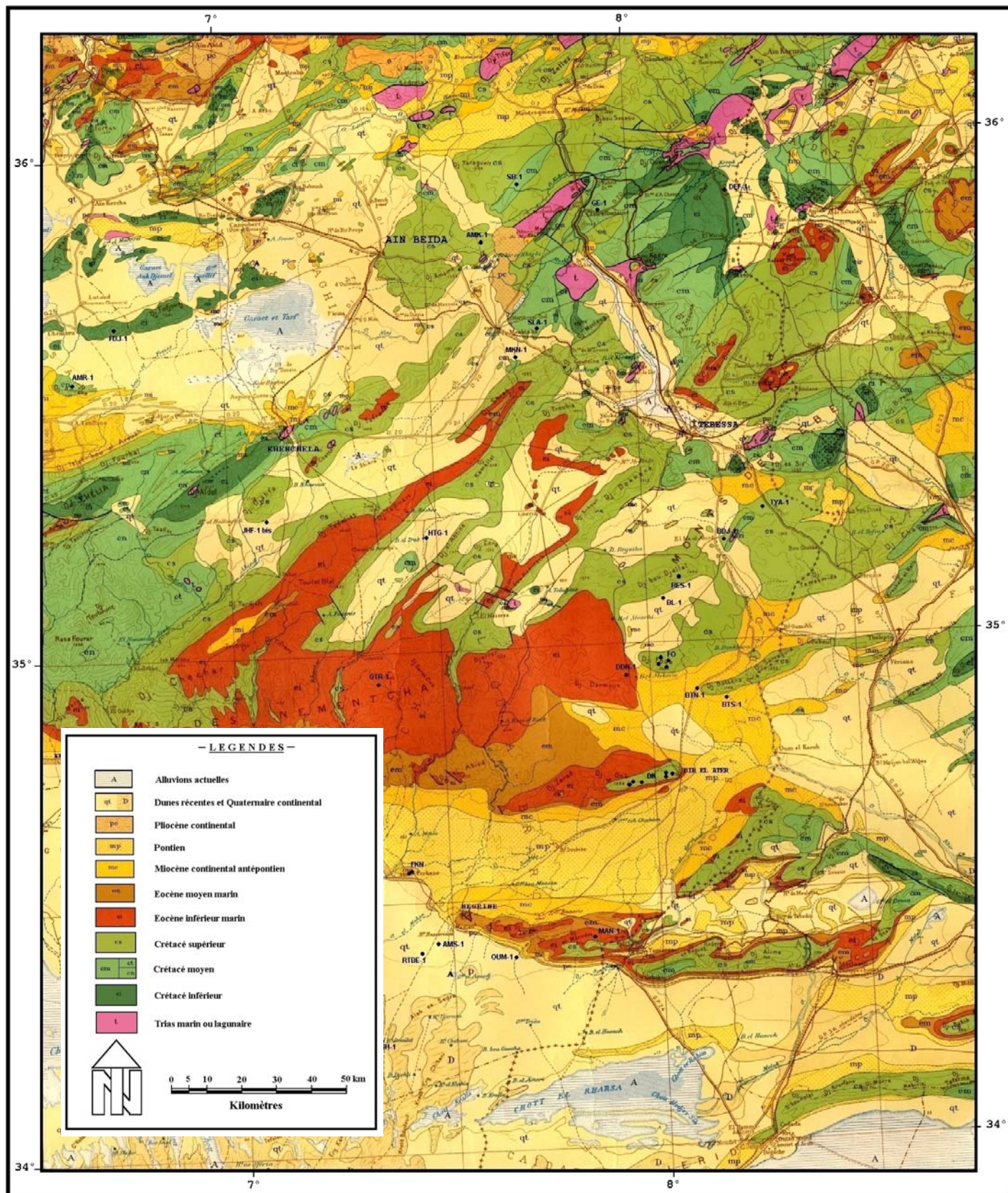


Figure 03 : Carte géologique de l'Est de l'Algérie (Extrait de la carte géologique de l'Algérie, 1952)

hercyniennes et panafricaines (Durand Delga et Fontboté, 1980; Aissaoui, 1984; Zargouni, 1985; Kazi Tani, 1986; Bureau, 1986; Bergheul, 1991; Vially *et al*, 1994 et Bedir, 1995). L'accident sud atlasique se traduit alors par un jeu inverse avec une composante décrochante dextre. Aussi, les plis en échelon sont interprétés comme le résultat de l'accommodation de la déformation de la couverture au dessus d'un décrochement de socle (Aissaoui, 1984; Zargouni, 1985; Kazi Tani, 1986 et Vially *et al*, 1994).

- Le second concept est basé sur l'interprétation de la structure atlasique en plis de rampe (Frizon De Lamotte *et al*, 1989; Ghandriche, 1991 et Addoum, 1995). Selon cette interprétation, tout l'Atlas Saharien Oriental serait un vaste domaine allochtone; le décollement se situerait au niveau du Trias dans les Aurès et les Hamimats, et au niveau du Crétacé plus au Sud. L'expression de ce décollement en surface serait l'accident sud atlasique qui correspondrait donc au front du domaine allochtone atlasique.

I.2. LA STRUCTURATION DU SUD EST CONSTANTINOIS (Fig. 2)

L'Atlas Saharien Oriental auquel appartient notre région d'étude est un bassin de forme rhombique (Kazi-Tani, 1986) bordé par deux accidents, l'Accident Nord Atlasique et l'Accident Sud Atlasique.

I.2.1. L'Accident Nord Atlasique

Le premier auteur à avoir cité le terme Accident Nord Atlasique est Laffitte (1939). Ce dernier définit l' Accident Nord Atlasique de direction générale Est-Ouest comme une faille bordière séparant les Hauts Plateaux au Nord de l'Atlas Saharien au Sud. Guiraud (1970) considère cet accident comme un ensemble de cassures importantes qui se raccordent. En 1990, le même auteur suggère que cet accident est un décrochement dextre actif avant et après le plissement du Miocène.

L'Accident Nord Atlasique apparaît localement au niveau des Ksour sous forme de relais de direction nord-est/sud-ouest (Cornet, 1959) et, dans la région de Boussaada, il est sous forme d'un accident sensiblement est-ouest. Il a été interprété comme faille bordière séparant dès le Jurassique Inférieur, voir même, dès le Trias (Kazi-Tani, 1986) deux domaines tectoniquement différents: le domaine préatlasique (Hauts Plateaux) peu subsident et le domaine atlasique, fortement subsident. A cette époque, l'Accident Nord Atlasique jouant en faille normale,

provoque une intense subsidence dont témoignent les séries épaisses de l'Atlas Saharien (Kazi -Tani, 1970). Lors des plissements atlasiques, ce même accident fait coulisser le compartiment des Hauts Plateaux vers l'Est, tout en soulevant le domaine atlasique (mouvement vertical), cette tectonique résultant de la réactivation de failles de socle s'est manifestée à plusieurs périodes de l'histoire de la chaîne alpine; au Jurassique, au Crétacé, à l'Eocène Moyen et même postérieurement (Kazi-Tani, 1970).

I.2.2. L'Accident Sud Atlasique :

Cet accident est subdivisé vers l'Est en deux branches :

- Une branche septentrionale qui correspond à l'Accident Sud Aurésien de direction E-O et qui borde, au Sud, les massifs des Aurès et les monts des Nementchas. Elle est décalée par des failles transversales NO-SE (Bejaia-Negrine et Gafsa) et par des failles décrochantes dextres (Kazi-Tani, 1986) ;
- Une branche méridionale qui correspond à l'accident Sud Guerguitt de direction E-O à plongement Nord et qui borde, au Sud, les monts de Négrine et les monts de Guerguitts et de Ferkane (Guiraud, 1975 et Piqué *et al*, 1998).

Au niveau du contact plate-forme saharienne-Atlas saharien, les séries les plus récentes constituant le domaine atlasique plongent sous les terrains sahariens selon une flexure brutale qui engendre une série d'accidents secondaires (Cornet, 1959). Cette séparation entre le Sud et le Nord, de direction générale ENE-OSO s'échelonne sur plus de 2000 km depuis Agadir au Maroc jusqu'à Gabès en Tunisie.

L'Accident Sud Atlasique existerait en tant que limite sédimentaire depuis le Primaire dans le Sud Marocain (Menchikoff, 1936) et en tant que limite tectonique entre un domaine atlasique qui s'élève depuis le Néogène et une fosse sud-atlasique qui s'enfonce depuis le Miocène (Laffite, 1939). Busson (1970) remet en question l'âge ancien de cet accident dans sa portion algérienne, à l'Ouest de Biskra. Selon Kazi-Tani (1986), jusqu'à la fin de l'Albo-Aptien, l'Accident Sud Atlasique est composé de différents tronçons qui n'ont ni la même signification, ni la même orientation, ni le même âge. D'après le même auteur (1970), l'Accident Sud Atlasique montre une histoire complexe; actif dès le Mésozoïque, il est caractérisé par deux rejeux :

- 1- Un jeu à fort rejet vertical, anté-plissement jurassique-crétacé et à regard nord (séparation du sillon atlasique de la Plate-forme Saharienne);
- 2- Une inversion post-plissement du rejeu vertical qui devient à regard Sud.

Une tectonique post-villafranchienne en Tunisie et post- pliocène sur la bordure sud aurésienne a été signalée (Aissaoui, 1984).

I.3. DEFORMATION INTERNE DU DOMAINE ATLASIQUE ORIENTAL

Sur le plan structural, le bassin du Sud Est Constantinois est caractérisé par une tectonique très complexe matérialisée par des plissements et une fracturation très intense (Fig.4).

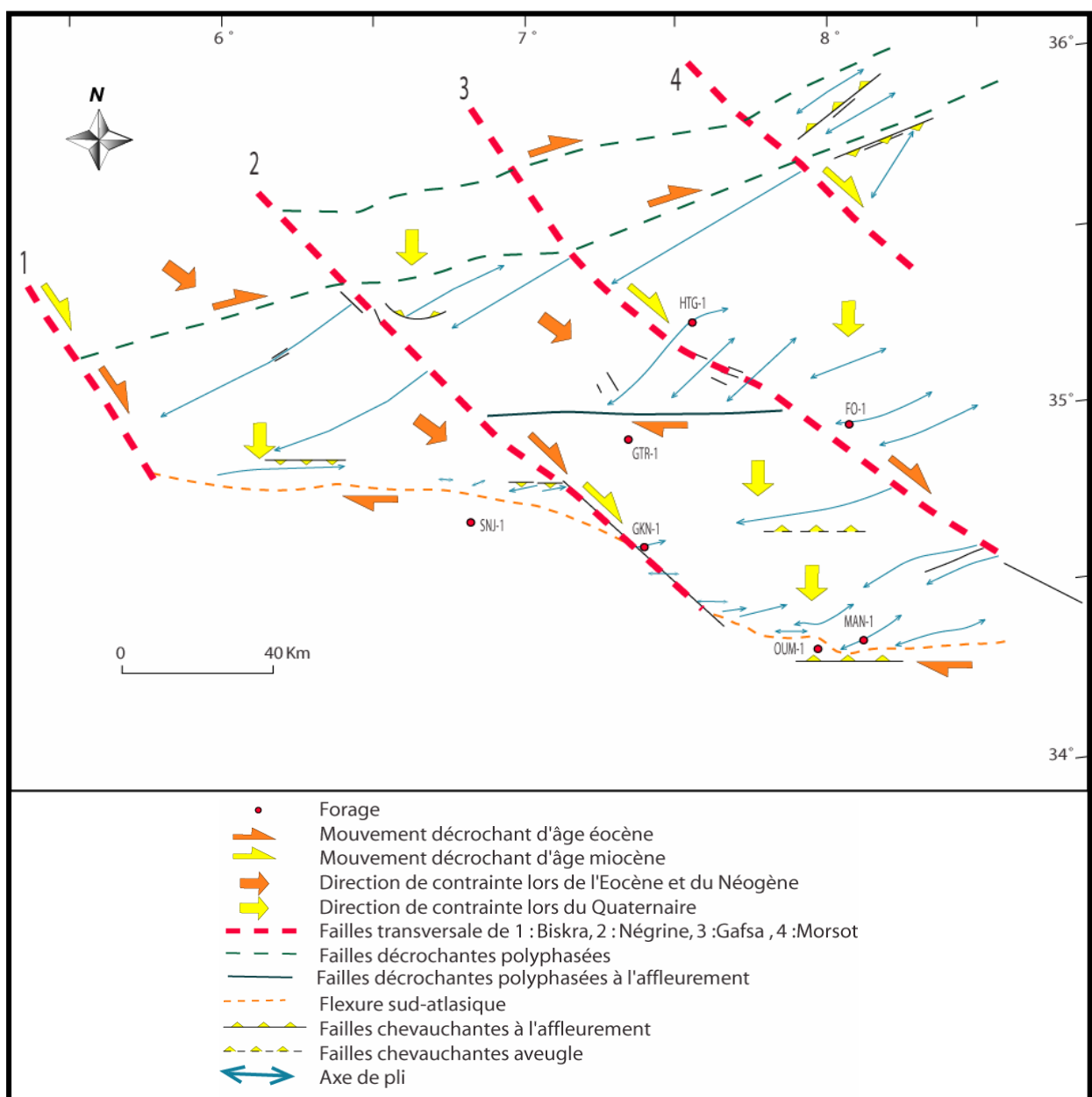


Figure 04 : Schéma structural simplifié du Sud Est Constantinois (Document Sonatrach, 2006)

I.3.1. Les accidents majeurs à l'échelle du domaine atlasique oriental

Le bassin du Sud Est Constantinois est traversé par de nombreux accidents d'orientation variable, dont les plus importants sont ceux de Biskra-Négrine, de Gafsa et de Morsott à déplacement dextre (Fig.4). Ces derniers ainsi que l'accident sud atlasique sont des accidents de socle (Vially *et al*, 1994). Ainsi cette zone est affectée par de nombreuses structures tectoniques fragiles se traduisant par le développement de trois familles principales de failles. Parmi les plus importantes, nous distinguons les directions :

- NE-SO, longitudinales, soulignées par les pointements diapiriques,
- NO-SE, transversales à décrochement dextre,
- E-O déterminant les flexures sud aurésienne et sud atlasique.

Le système de failles E-O défini le long de l'accident sud atlasique, lui-même décrochant, est composé de plusieurs tronçons en relais.

I.3.2. Les plissements

L'Atlas s'étend au Nord du domaine saharien et forme l'avant-pays du Tell-Rif. Les différentes ceintures de chevauchement-plissement constituant ce système orogénique se développèrent sur d'anciens grabens initiés pendant le rifting triasico-liasique (Piqué *et al*, 2002, Frizon De Lamotte *et al*, 2006). Elles résulteraient de l'inversion cénozoïque liée à la convergence Europe-Afrique (Frizon de Lamotte *et al*, 2006).

Benaouali-Mebarek *et al*. (2006) montrent que l'Atlas Saharien Central a subi, au cours du Cénozoïque, un raccourcissement horizontal d'environ 10 km. Cette valeur est significativement plus faible que les 36 km estimés par Beauchamp *et al*. (1999) dans le Haut Atlas. La chronologie de l'inversion de l'Atlas demeure un sujet de débat (Crétacé Supérieur ou fini-Eocène).

Dans le domaine atlasique oriental, les systèmes de plissement montrent des directions NE-SO, des directions E-O et des directions variant de NE-SO à E-O.

- Les plis de direction NE-SO ont été reliés à la phase de raccourcissement NO-SE d'âge fini-éocène (phase atlasique) (Laffite, 1939; Vila, 1980; Aissaoui, 1984 et Kazi Tani, 1986). Elle correspond à la phase majeure d'inversion tectonique initiée dans les grabens triasico-liasiques. Les travaux récents montrent que cette inversion a débuté au Maastrichien (Herkat et Guiraud, 2006).

- Les plis de direction ENE-OSO à E-O, affectant les séries villafranchiennes correspondent à la phase post-pliocène décrite dans les monts de Nementchas (Aissaoui, 1984 et Kazi Tani, 1986). Ils sont engendrés par un raccourcissement N-S.
- Les directions de plissement passant de NE-SO à E-O montrent des formes sigmoïdes induites par des décrochements de direction NE-SO. On notera également que certaines directions de plis correspondent à la réorientation de plis NE-SO liée à la phase atlasique. La réorientation de ces plis est compatible avec des décrochements dextres.

En Tunisie orientale, l'âge des déformations compressives reste mal connu et objet de débat (Piqué *et al*, 2002). Elles seraient d'âge crétacé terminal et paléocène avec un paroxysme à l'Éocène moyen-supérieur (phase atlasique) comme en Algérie, (Frizon de Lamotte *et al*, 2006). Elles ont été mises en évidence en sub-surface dans les séries paléogènes de l'avant-pays de la Tunisie orientale (Khomsi *et al*, 2006). Elles s'expriment par des plis, des structures d'inversion, des duplex (ainsi que des discordances angulaires détectables par la sismique-réflexion).

Les événements compressifs débutent au Campanien-Maastrichtien et s'amplifient au Paléocène pour atteindre leur paroxysme au Lutétien-Priabonien; ce paroxysme s'exprime par la discordance angulaire au sommet de l'Oligocène inférieur.

I.3.3. Les Structures Extensives

Dans les confins algéro-tunisiens, les fossés d'effondrement sont orientés NO-SE à E-O, ils sont bordés par des accidents majeurs à valeur de failles normales ayant un rejet différent d'un fossé à un autre; de 100 à 400 m dans le fossé de Tébessa - Morsott et de 1700 m dans celui de Ouled Ghanem (Dubourdieu, 1956). En Tunisie, ils sont connus et ont fait l'objet de nombreux travaux (Ben Ayed *et al*, 1997, Piqué *et al*, 2002).

Dans le domaine atlasique oriental (Dubourdieu, 1956), ces fossés sont comblés par des dépôts plio-quadernaires pouvant atteindre une puissance de 170 m (fossé de Tébessa-Morsott) à près de 300 m (fossé de Kasserine).

I.4. LES PHASES OROGENIQUES DE L'ATLAS SAHARIEN ORIENTAL

Les travaux antérieurs ont mis en évidence une évolution tectonique polyphasée allant du Trias au Quaternaire.

I.4.1. Les déformations du Trias au Jurassique

Une phase distensive, de direction NO-SE a été mise en évidence du Trias au Jurassique (Laffite, 1939; Guiraud, 1973, Piqué *et al*, 2002). Cet événement a été corrélé avec l'ouverture du bassin atlasique, elle-même reliée à l'ouverture de la Téthys à l'Est et de l'Atlantique au Nord (Kazi-Tani, 1986, Herkat et Guiraud, 2006). Ce régime tectonique distensif se caractérise par des failles normales réactivant des accidents NE-SO et par la mise en place de vastes épanchements volcaniques. Cette tectonique persiste jusqu'au Jurassique (Boudjemaa, 1987). Dans le Sud-Tunisien, la tectonique extensive de direction sub-méridienne semble contrôler la sédimentation du Trias Supérieur au Crétacé inférieur (Bouaziz, *et al*, 1998).

I.4.2. Les déformations au Crétacé Inférieur

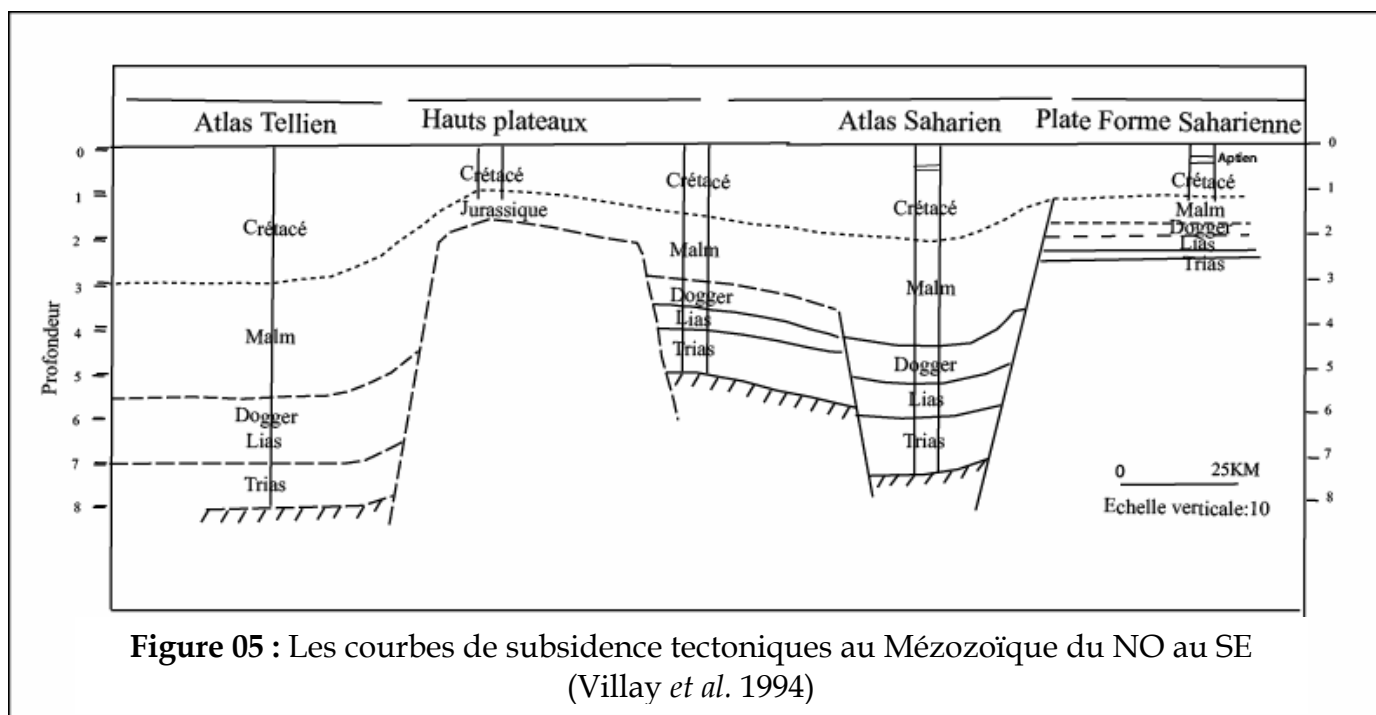
Le débat concernant les événements au Crétacé inférieur est relatif au rôle joué par la tectonique au cours du remplissage des bassins atlasiques (rôles respectifs de la sédimentation syn-extension (l'extension a lieu durant la sédimentation), subsidence thermique (augmentation de la température au cours de la subsidence), eustatisme (changement d'ensemble du niveau des mers); (Vially *et al*, 1994 et Piqué *et al*, 2002).

Le rôle dominant de la subsidence thermique et de l'eustatisme durant tout le Crétacé Inférieur est proposé par Vially *et al*, 1994 et Piqué *et al*, 2002 (Fig.5).

D'autres travaux, au contraire mettent en évidence, le rôle de la tectonique accompagnant la sédimentation au Crétacé Inférieur. Ces travaux montrent que le Crétacé Inférieur est marqué par une extension de direction NO-SE au Néocomien-Barrémien passant progressivement vers une direction NE-SO durant l'Aptien-Albien (Guiraud, 1990; Herkat et Guiraud, 2006).

Il faut également signaler qu'une phase compressive anté-aptien terminal appelée phase autrichienne par les pétroliers, a été décrite par Boudjemaa (1987). Elle précède une période distensive du Crétacé inférieur et serait le résultat d'une inversion du jeu des accidents sub-méridiens de la plate-forme saharienne. Les affleurements de Trias recouverts par les carbonates de l'Aptien Supérieur, aux cœurs de vastes structures anticlinales, seraient un

argument en faveur de cet événement compressif. Ce phénomène a été déjà signalé par Dubourdiou (1956) qui montre que les atolls de l'Aptien ont été édifiés sur des hauts-fonds, eux mêmes liés à cette phase compressive anté-aptienne (Boudjemaa, 1987).



I.4.3. Les déformations au Crétacé Supérieur

Pour Herkat et Guiraud (2006), le début du Crétacé Supérieur correspond à une période de remplissage des bassins résultant d'une subsidence thermique et d'eustatisme (transgression-régression).

Un événement compressif d'âge santonien marqué par des plis de direction NE-SO et des fractures de même direction a été signalé par Kazi-Tani (1986). Cet événement pourrait indiquer qu'une inversion tectonique aurait débuté dès cette période dans certains domaines de l'Atlas saharien. Des serrages de direction N - S à NNE - SSO d'âge turonien supérieur, connaissant leur paroxysme vers la fin du Santonien ont été signalés dans certaines zones de la bordure pré-atlasique et du Hodna (Herkat, 1999). Ils s'exprimeraient par un plissement et l'émersion du Hodna centro-oriental.

Les mouvements tectoniques qui interviennent par la suite, notamment à la fin du Maastrichien, sont largement connus à l'échelle de l'Afrique (Guiraud et Bosworth, 1997), ils paraissent affecter de plus larges zones et correspondent à une tendance générale, en relation

avec le mouvement de la plaque africaine vers le NNE qui s'accompagne des premiers serrages de ce continent avec l'Eurasie (Herkat, 1999).

Le début des compressions annonciatrices de la phase atlasique majeure, peut être daté du Campanien- Maastrichtien, matérialisée par les discordances angulaires du Crétacé Terminal sur différents termes du Crétacé Supérieur. Ces résultats sont déduits de l'interprétation de profils sismiques et de données de forage. Ils sont connus dans les monts des Aurès (Bracène *et al*, 2002 ; Frizon de Lamotte *et al*, 2000 et Herkat et Delfaud, 2000). En Algérie, une deuxième pulsation a lieu au Maastrichtien-Paléocène, bien exprimée en sismique et se traduisant à l'affleurement par des lacunes fréquentes du Maastrichtien ou d'une partie du Paléocène (Ben Ismail-Lattrache *et al*, 1996 ; Bouaziz *et al*, 2002 ; Bracène *et al*, 2002 et Guiraud, 1973).

C'est au Lutétien-Priabonien (Tertiaire) que se développe le paroxysme des compressions atlasiques majeures exprimées par des structures d'inversion et des chevauchements (Khomsi *et al*, 2004 et Naak *et al*, 1992).

I.4.4. La déformation d'âge éocène supérieur (Phase Atlasique)

La déformation responsable de la structuration de la chaîne alpine (phase atlasique) serait d'âge éocène supérieur (Laffite, 1939 ; Aissaoui, 1984 et Addoum, 1995) ou Éocène moyen-supérieur (Frizon de Lamotte *et al*, 2006). Elle s'exprime par des plis orientés NE-SO, ainsi que par une fracturation de directions variables, parallèles ou obliques aux structures compatibles avec une compression majeure NO-SE.

Au Maghreb, elle a été reconnue très tôt par Laffite (1939) dans le massif des Aurès (Algérie). Cet auteur est à l'origine de la dénomination « phase atlasique » suggérant que c'est dans ce domaine structural, commun au trois pays du Maghreb qu'elle est le mieux exprimée. Cette phase fini-Éocène, compressive se développe sur un bassin préstructuré et disloqué par des failles majeures s'organisant suivant les directions E-O, NNE-SSO à N-S et NO-SE. Ces failles expriment un héritage structural anté-paléogène de la marge orientale algérienne et tunisienne, en partie hérité de l'époque du Jurassique-Crétacé (Bedir, 1995; Bouaziz *et al*, 2002 et Khomsi *et al*, 2004).

Les phases compressives paléocènes et fini-éocène ont été mises en évidence dans les Aurès dans l'Atlas saharien et, plus généralement, dans l'ensemble du domaine atlasique maghrébin (Herkat et Guiraud, 2006). La réalité et l'importance de cet événement à l'échelle du Maghreb restent discutées. À ce propos, on constate une divergence importante entre Frizon de Lamotte *et al.* (2000) qui insistent sur la généralité de cet événement à l'échelle du Maghreb, et Piqué *et al.* (2002) qui la restreignent au territoire algérien. En Tunisie, les manifestations de cette phase ont été signalées en sub-surface dans l'Atlas méridional (Bedir, 1995) et en Tunisie orientale (Bédir, 1987-1990-1995; El Euch *et al.*, 2004 et Khomsi *et al.*, 2004).

I.4.5. La déformation d'âge oligo-miocène.

En Algérie orientale, les événements compressifs d'âge éocène supérieur, sont suivis par une phase extensive au cours de l'Oligocène et du Miocène Inférieur (Bracène *et al.*, 2002 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000-2005). C'est une phase compressive donnant naissance à des plis E-O (Aissaoui, 1984).

I.4.6. La déformation d'âge plio-quadernaire

À la fin du Plio-Quadernaire, une phase compressive fini pliocène-quadernaire a été décrite dans le domaine atlasique oriental. Elle serait à l'origine de la réactivation des structures atlasiques le long de l'Accident Sud Atlasique et de chevauchements d'ampleur plurikilométrique démontrés à partir des travaux de sub-surface (Outtani *et al.*, 1995). La phase compressive est matérialisée par des failles d'orientation ENE-OSO et générant des plis de direction E-O, particulièrement dans les régions méridionales de l'Atlas saharien (Burollet, 1956); ce mouvement serait responsable de la réorientation du flanc sud de certaines structures. Les dépôts quadernaires sont souvent étagés et rarement déformés, ils sont affectés par de légers rejeux de quelques plis datés de la fin du Pliocène (Guiraud, 1990).

L'âge des fossés d'effondrement plio-quadernaires est très discuté. Ces fossés résultent d'une intense activité tectonique distensive post-miocène inférieur (Dubourdieu, 1956 et Kazi Tani 1986), ou crétacée avec un effondrement majeur au Pliocène. (Chihi, 1984).

L'ouverture des fossés plio-quadernaires selon une direction E-O est compatible avec ce champ de contrainte N-S.

Chapitre II :

ETUDE STRATIGRAPHIQUE

II-1- Introduction :

L'étude stratigraphique du bassin du Sud Est Constantinois a été réalisée sur la base des travaux de Laffite 1939, Burollet 1956, Aissaoui 1971, Vila 1980, Bureau 1986, Tawfik et Fahmi, et des données des puits de la région et les rapports inédits Sonatrach. L'étude de la partie Paléogène est basée en grande partie sur les travaux de Chabou-Mostefai 1987 :

Dans ce bassin, la série mésozoïque, particulièrement le Crétacé moyen et supérieur, représente le principal objectif traversé par les sondages pétroliers dont l'épaisseur est très appréciable. La série mésozoïque, particulièrement le Crétacé, constitue une importante couverture sédimentaire sur une superficie de l'ordre de 40 000 km, dans le bassin du Sud Est Constantinois. L'épaisseur cumulée des dépôts du Crétacé atteint quelques 10 000 m et s'amenuise en direction de la plate-forme saharienne.

Les nombreux travaux lithostratigraphiques entrepris dans la région ont rencontré des problèmes de chronostratigraphie; particulièrement pour les limites des étages; que ce soit à partir des levés de coupes, ou des forages. Ceci ressort bien sur le tableau que nous avons réalisé (cf. Annexe 04 sur CD), résumant les datations déterminées (sur la base de la microfaune et de la microflore) sur des forages par le C.R.D et d'autres compagnies étrangères (Elf, SN Repal). La raison de cette indétermination, est souvent liée à l'environnement de dépôt, qui évolue dans le temps sans discontinuité majeure.

Les changements latéraux de faciès n'ont fait que compliquer l'avancement de la stratigraphie. Pour cela Burollet 1956, a établi une nomenclature stratigraphique sur le territoire tunisien, pour les dépôts crétacés et tertiaires. Celle ci est basée essentiellement sur le critère faciologique en plus du contenu faunistique.

D'autres géologues (Bouju, Shaller, Tawfik et Fahmy opérant sur le bassin du Sud Est

Constantinois, ont adopté cette même nomenclature, mais à laquelle ils ont intégré de nouveaux groupes. Ces derniers représentent les termes manquants dans le bassin Tunisien, traduisant des passages latéraux. Nous avons complété la coupe en utilisant les datations effectuées par Chabou-Mostefai 1987.

II-2- La Stratigraphie (Fig. 06 et 07) :

II-2-A- Le Mésozoïque :

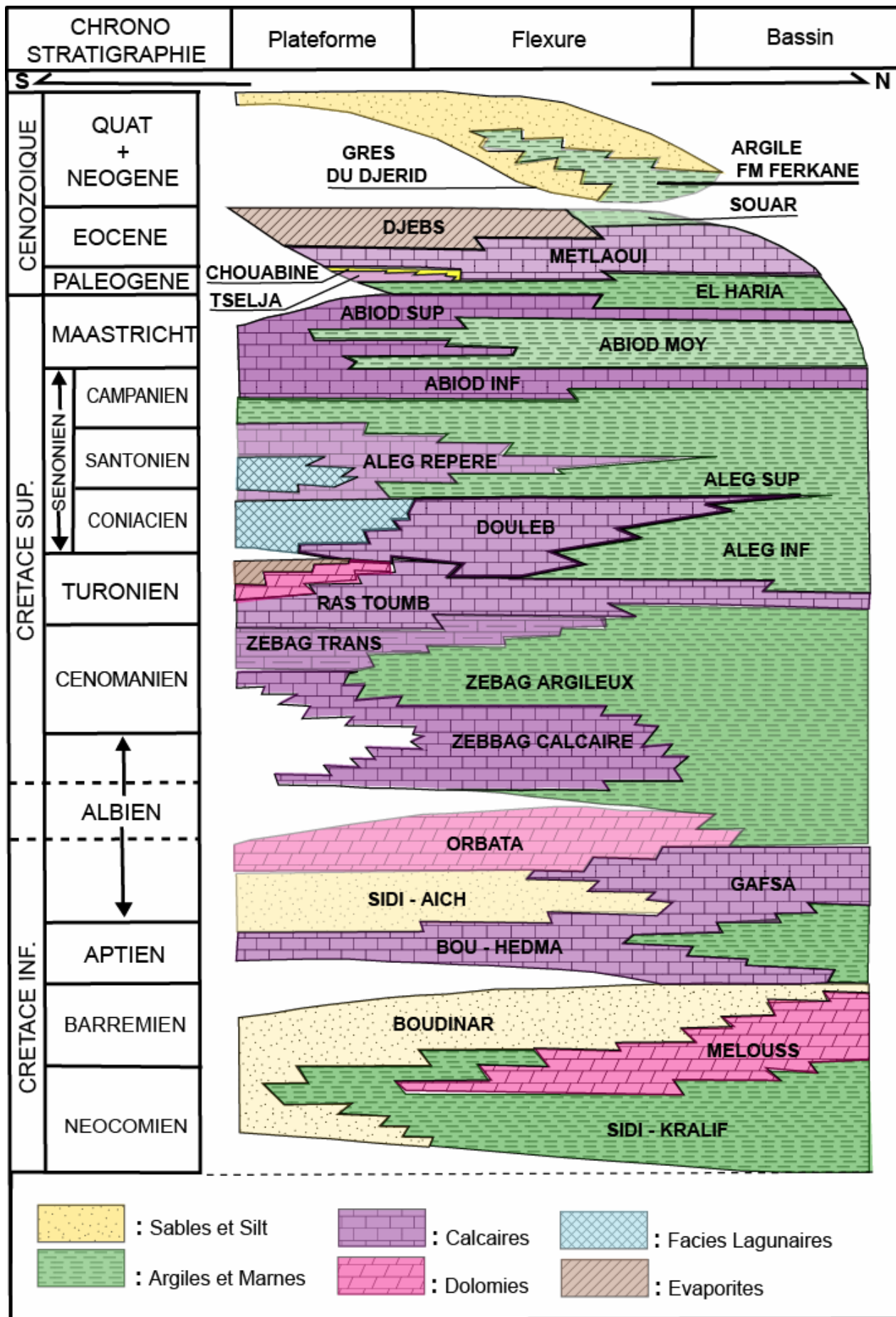
Bien que les forages étudiés n'atteignent pas le Trias et le Jurassique, ces derniers ne sont pas absents dans l'Atlas saharien d'une manière générale, et dans le bassin du Sud Est Constantinois en particulier.

II-2-A-1- Le Trias :

La chaîne atlasique présente un grand nombre de structures intrusives « Diapirs », leur matériel est essentiellement : évaporitique, détritique et carbonaté néritique. Les affleurements triasiques sont localisés le long de grands linéaments structuraux, comme les accidents décrochants NE - SO (Laville, 1985) et NE - SO (Perthuisot et Rouvier, 1985).

Des études effectuées dans le bassin du Sud Est Constantinois, révèlent la présence d'une d'activité diapirique (halocinèse), au cours du Crétacé et du Tertiaire. Les plus anciens témoins sont d'âge aptien, ces derniers ont été mis en évidence dans les monts d'ouenza par Thibieroz et Madre 1976, et au Djebel Mesloula par Masse et Chikhi-Aouimeur 1982 où des galets de dolomie du Trias sont remaniés dans les calcaires aptiens. Puis viennent ceux mis en évidence dans l'Albien, où la base des calcaires vraconiens repose directement sur le Trias, par l'intermédiaire d'un niveau conglomératique ; ce dernier remanie les dolomies perforées du Trias dans l'Ouenza et au Djebel Mesloula. On remarque aussi d'importantes variations d'épaisseurs et de faciès.

Dans notre secteur d'étude, le Trias est très peu connu, car il n'affleure qu'à la faveur des accidents ou des diapirs, où il est constitué par des masses non stratifiées et désordonnées, composées d'argiles versicolores, de grès et d'évaporite.



H. SCHALLER 1978 & S. CHABOU-MOSTEFAI 1987

Figure 06 : Coupe Sud-Nord stratigraphique du bassin du Sud Est Constantinois

ETAGES	LITHOLOGIE	FORMATIONS	RM	RR	RC	Niveaux Phosphatés	Traces de Phosphates	Traces de Fer	Niveaux de Fer Oolithique
Miocène									
Pliocène									
Eocène Moyen		Souar Djebs							
Eocène inf.		Metlaoui CHOUABINE TSELJA							
Maastrichtien		El Hania Abiod supérieur Abiod moyen Abiod inférieur							
Campanien		Aleg Supérieur							
Santonien		Aleg Supérieur Calcaire repère Aleg Supérieur							
Coniacien		Douleb							
Turonien		Hassi Bouras Ras Toumb							
Cénomanién		Zebbag transitionnel Zebbag argileux Zebbag calcaire							
Albien supérieur		Orbata							
Sidi Aich		Sidi Aich							
Albo-Aptien Aptien		Bouhedma							
Barremien		Boudinar							
Neocomien		Meloussi							
Jurassique		Kimméridgien-Portlandien							
		Oxfordien							
		Dogger							
		Lias anhydritique							
		Horizon B S1+S2 S3							
Trias		Argileux supérieur							
		D2 S4							

Figure 07 : Colonne Stratigraphique type du bassin du Sud Est Constantinois (Sonatrach 2005, Modifiée 2008)

Le contact Trias - Jurassique n'a jamais été atteint dans les forages, cette limite reste inconnue.

II-2-A-2- Le Jurassique :

Dans le bassin du Sud Est Constantinois, les principaux affleurements du Jurassique se limitent à la région de Batna (Bureau, 1986) et à Djebel Azreg, dans les Aurès. La rareté des affleurements et le manque d'informations concernant le Jurassique ne permettent pas d'établir des corrélations, entre les différentes zones de sédimentation, et de reconstituer l'évolution paléogéographique des différentes domaines existant à cette époque ; cependant ces quelques affleurements présentent une variation de faciès. Au Nord-Est, ces faciès sont calcaro-marneux, ce sont des dépôts de mer assez profonde mais encore néritique (prédominance des calcaires).

Le Sud-Ouest, est marqué par un faciès dolomitique.

Du point de vue paléogéographique, une zone de subsidence se situe à l'emplacement de l'Atlas saharien, il s'y est accumulé une grande épaisseur de sédiments néritiques. L'important affaissement est compensé par des apports détritiques provenant du continent saharien (Laffite, 1939).

Cet étage est très peu connu dans le secteur d'étude, car il affleure rarement et peu de forages ont traversé cette série.

Les données de terrain, montrent que durant le Jurassique une plate-forme carbonatée s'est développée à l'Ouest de Batna, mais son extension vers l'Est reste inconnue.

A sa base se développent des faciès néritiques, qui s'approfondissent au cours du Dogger. Par contre au sommet du Jurassique se mettent en place, des calcaires à polypiers ou péri-récifaux (Bassetto et Guillemot, 1971 et Emberger, 1960, inédit Sonatrach 2006) et des calcaires oolithiques ou bioclastiques, ou lumachelliques.

Sur la plate-forme saharienne, en général le Jurassique présente un caractère confiné et lagunaire à quelques intercalations de calcaires micro-cristallins, parfois oolithiques et parfois dolomitiques.

II-2-A-3- Le Crétacé :

Dans le bassin du Sud Est Constantinois, le Crétacé affleure largement, et présente des épaisseurs très importantes dépassant les 4000 m ,il est subdivisé en deux principaux sous étages :

- *Le Crétacé Inférieur* à sédimentation essentiellement argilo-carbonatée à influence deltaïque de 2000 m d'épaisseur, il comprend le Néocomien, le Barrémien, l'Aptien ainsi que l'Albien Inférieur et Moyen,

- *Le Crétacé Supérieur*, avec une série marno-calcaire épaisse d'environ 2600 m, il comprend l'Albien Supérieur, le Cénomanién, le Turonien, le Coniacien, le Santonien , le Campanien ainsi que le Maastrichtien. Contrairement à l'étage précédent, le Crétacé, affleure largement dans le bassin du Sud Est Constantinois et présente des épaisseurs très importantes dépassant les 2000m.

Le passage Jurassique - Crétacé n'est pas délimité avec précision, faute d'éléments de datation, puis la sédimentation du Jurassique se poursuit sans grand changement dans le Crétacé. En Tunisie, où le domaine est nettement plus marin, cette limite a pu être positionnée grâce aux Calpionelles.

Le Crétacé est subdivisé en deux sous étages, sur la base de lithologies différentes à savoir :

- Un Crétacé inférieur (Néocomien, Barrémien, Aptien et Albien), essentiellement gréseux,
- Un Crétacé supérieur (Cénomanién, Turonien, Coniacien, Santonien, Campanien et Maastrichtien), essentiellement carbonaté.

a- Le Néocomien :

Bien qu'il ne soit pas atteint par les forages étudiés, il a été atteint dans la région de Timgad, et il affleure dans les Aurès, dans l'anticlinal du Djebel Azreg où le Valanginien forme une ellipse autour du Jurassique (Laffite 1939).

A l'Est, le Néocomien est caractérisé par des grès parfois quartzitiques à intercalations d'argiles silteuses, des calcaires et des dolomies renfermant de la pyrite, de l'anhydrite et de la lignite.

A l'Ouest, il est formé de marnes ou d'argiles carbonatées avec des grès parfois argileux, à intercalations d'argiles carbonatées à traces de pyrite.

Au Djebel Fedjoudj, on rencontre une épaisse série (1845 m) dans laquelle on distingue :

- Le Valanginien (épais de 770 m) : représenté à son sommet par des calcaires argileux gris à brunâtres, compacts, localement pyriteux avec des intercalations de marnes grises à gris foncé parfois silteuses.
- L'Hauterivien (épais de 570 m) : composé de dolomie calcaire, cristalline, compacte avec des passées d'argiles tendres, indurées et silteuses et aussi de grès quartzeux.
- Le Berriasien (épais de 500 m) : comprend essentiellement des argiles grises à gris-foncé, à intercalations de siltstones.

Correspondant aux formations Sidi Kralif et Meloussi, le Néocomien est constitué, dans les Aurès, par des calcaires marneux à ammonites et des marnes à sa base, et au sommet par des grès. Son épaisseur est de l'ordre de 520m.

Sur la plate-forme saharienne, les dépôts du Néocomien ont un cachet plus néritique.

La limite Néocomien - Barrémien est inconnue, du fait qu'elle est entièrement gréseuse et azoïque.

b- Le Barrémien :

Le Barrémien affleure dans les Aurès, il est représenté par un faciès essentiellement gréseux, constituant une série continentale.

Au Djebel Bottena, le toit du Barrémien est à 2971 m de profondeur (la limite inférieure de l'étage n'a pas été atteinte). Son épaisseur est supérieure à 50 m, il est constitué de grès avec de fines passées de calcaire et d'argile.

A Oued Melah, le forage montre que le toit du Barrémien est à 3059 m de profondeur (comme pour Djebel Bottena Sud, la limite inférieure de l'étage n'a pas été atteinte). Son épaisseur dépasse les 300 m ; il est constitué principalement d'alternance de grès fins à très fins et d'argiles.

La série barrémienne est une épaisse série continentale, pouvant atteindre les 1200m à 1500m. Cette série est attribuée à la formation de Boudinar. Ce caractère continental est représenté par des grès grossiers à conglomératiques multicolores, renfermant des débris de bois et de vertébrés, avec quelques bancs dolomitiques. Plus au Nord-Ouest la sédimentation est plus deltaïque. Du point de vue stratigraphique, rares sont des études qui ont pu trancher sur la datation du Barrémien.

Les travaux de Villa et Masse, sur Djebel R' Gheiss, ont pu dater des Ammonites (*Cheloniceras martinii occidental* et *Colombicerac cf. discoïdale*) et des Orbitolines (groupe *Palorbitolina - Praerbitolina*) d'âge aptien inférieur. Celles ci étaient contenues dans des dépôts surmontant les grès du Barrémien. Au Djebel Bou Arif, Guellal et Vila ont déterminé *Choffatella decipiens* (Barrémien à Aptien inférieur) et *Netrocholina friburgensis* (Barrémien).

c- L'Aptien :

L'Aptien affleure sous un faciès calcaro - dolomitique, dans la majeure partie des anticlinaux des Aurès, ainsi que dans les monts des Nementcha et de Tebessa.

Au Djebel Kemakem, le toit de l'Aptien est atteint à une profondeur de 2534 m son épaisseur est supérieure à 166 m, il est constitué de dolomies et de calcaires dolomitiques à argileux intercalés de marnes.

Au Djebel Onk, le toit de l'Aptien est à une profondeur de 2347 m son épaisseur est supérieure à 110 m, il est constitué de dolomies, de calcaires dolomitiques et d'argiles.

Au Djebel Bottena, l'Aptien à une épaisseur de 281 m ; il est représenté par une alternance de calcaires, de marnes et d'argiles, avec présence de quelques bancs d'anhydrite.

Au Djebel Darmoun, le forage montre un Aptien dont le toit est à une profondeur de 3069 m ; son épaisseur est supérieure à 103 m. Il englobe des calcaires bioclastiques 0 passées d'argiles

et de marnes, et se termine par des dolomies. Il est marqué par la présence de quelques bancs de grés fins.

Au Djebel Mandra, l'Aptien présente une épaisseur de 47,5 m, il correspond à des dolomies gris-bruns microcristallines compactes.

A Oued Melah, au Sud de l'accident sud atlasique, le puits montre que le toit de l'Aptien est à 2975 m de profondeur, avec une épaisseur de 81 m, il comprend des dolomies à intercalations de marnes et d'anhydrite.

Les données de forage, indiquent d'une manière générale, que l'Aptien du Sud Est Constantinois est calcaro-dolomitique marqué par des intercalations de marnes et d'argiles.

L' Aptien, correspondant à la formation Bou Hedma, est caractérisé par une vaste transgression marine, matérialisée par une sédimentation carbonatée.

C'est sur la base de cette dernière que l' Aptien a pu être différencié du Barrémien. Mais ceci n'est possible que dans les régions méridionales, où la faune planctonique est omniprésente. Dans le bassin du Sud Est Constantinois les dépôts aptiens peuvent atteindre 900m d'épaisseur et sont constitués essentiellement par des faciès néritiques et récifaux. L'assemblage faunistique est représenté par des formes benthiques et planctoniques (Chofatelles, Orbitolines, Textularidés et Miliolidés). Parmi les formes qui ont pu dater cet étage, on peut citer : *Rotalipora ticinensis* et *Palorbitolina lenticulari*. Sur la plate-forme saharienne, l' Aptien est caractérisé par des dolomies à intercalations de calcaires à Orbitolines. Le contact Aptien - Albien, est aussi mal défini car dans la plupart des cas l' Aptien est surmonté par les dépôts de l' Albien supérieur, ceci s'explique par l'érosion due à la discordance intra-albienne.

d- L'Albien :

L'Albien est représenté dans tous les anticlinaux des Aurés, mais aussi dans les Hamimmats, les Nementchas, et les monts de Négrine.

Au Djebel Darmoun, l'Albien Inférieur a une épaisseur de 233 m ; il débute par des grés fins, suivis d'une épaisse série calcaireuse intercalée d'argiles à passées de marnes suivie d'un

Albien marneux (195 m d'épaisseur) avec quelque niveaux calcaires. Il se termine par le Vraconien épais de 278 m, il est essentiellement calcaire avec quelques intercalations d'argiles et de marnes.

Au Djebel Bottena Sud, on note 567 m d'épaisseur pour l'Albien ; il est constitué à la base de quelques niveaux gréseux suivis d'un ensemble marneux et d'une importante série calcaire intercalée de marnes.

Au Djebel Kemakem, le puits montre un Albien supérieur épais de 338 m, il est constitué de marnes (88 m d'épaisseur) avec quelques intercalations de bancs calcaires Vraconien, épais de 250 m, intercalés de niveaux marneux.

Au Dj Onk le forage a rencontré un Albien marneux de 125 m d'épaisseur, souligné à la base par des argiles et la présence de niveaux calcaires. On note 225 m de Vraconien avec des marnes basales, des argiles, suivies d'une intercalation de calcaires et de marnes.

Au puits Hassi El Karma, l'Albien correspond à une épaisseur de plus de 165,5 m représentée par des dolomies calcaires ,des calcaires argileux et crayeux bioclastiques localement oolithiques , ainsi que des intercalations à passées d'argile carbonatée indurée.

Au Djebel Mandra, le forage comprend un Albien Inférieur (Formation Gafsa), épais de 389m avec une lithologie de grés fins et d'argiles sableuses , avec quelques intercalations de calcaires dolomitiques et d'argiles ainsi que la présence d'anhydrite vers la base.

L'Albien Supérieur (Formation Gafsa) épais de 512,5 m comprend des dolomies brunes massives à intercalations de calcaires et d'argiles.

A Oued Melah, le puits montre un Albien Supérieur épais de 175 m, avec la base, des grés fins, ainsi que des intercalations de calcaires bioclastiques glauconieux et des argiles noires en allant vers le sommet, il y a des dolomies à intercalations de marnes dolomitiques noires en passant par de l'anhydrite blanche.

L'Albien Inférieur et moyen, épais de 122m, il comprend des dolomies à intercalations de marnes versicolores et d'anhydrite. Cet étage désigné par la formation de Fahdene, est

caractérisé par un développement soudain des foraminifères planctoniques avec des Ammonites. Il présente une épaisseur de l'ordre de 200m à 400m.

Dans le Sud du bassin de Sud Est Constantinois et les Aurès, la partie inférieure de la coupe albienne est matérialisée par des argiles bitumineuses ; comportant la forme *Ticinella Roberti*, avec des intercalations de grès. Ces dernières deviennent plus importantes à l'Ouest (Aurès). La partie supérieure est formée de calcaires bioclastiques et elle est parfois récifale ; niveau ayant déjà fourni des hydrocarbures dans les puits de DK- 1 et FO-2. En direction de la plate-forme des niveaux de faciès marins s'intercalent progressivement dans la série détritique, évoluant vers le sommet à des dolomies.

La limite supérieure de l' Albien, placée au dessus des carbonates, est plus lithologique, que biologique, car le niveau attribué au Vraconien, marque la transition entre le Cénomaniens et l' Albien, du fait qu' il contient des formes cénomaniennes et des formes albiennes.

e- Le Cénomaniens :

Le Cénomaniens affleure dans les Aurès, mais aussi dans les monts des Nementchas les Hamimmats, les monts de Négrine et les monts de Tébessa.

Au Djebel Kemaken, le forage révèle pour le Cénomaniens une épaisseur estimée à 291m, il est constitué d'une alternance de marnes à passées dolomitiques, d'argiles et de calcaires argileux.

Au Djebel Onk, on passe à 447 m d'épaisseur pour le Cénomaniens qui est essentiellement marneux, avec à la base des argiles à intercalations de calcaires argileux et de marnes, vers le sommet apparaît une alternance de calcaires et de marnes.

Au Djebel Bottena Sud, le puits montre un Cénomaniens épais de 547 m essentiellement marneux à nombreuses intercalations de bancs calcaires et d'argiles.

Au Djebel Darmoun, le forage révèle un Cénomaniens épais de 565 m, caractérisé par un ensemble essentiellement argilo - marneux avec présence de nombreux bancs calcaires parfois argileux.

Au puits Hassi El Kerma, le Cénomaniien présente une épaisseur de 606,5 m correspondant à des calcaires bioclastiques localement argileux et marneux.

Au Djebel Mandra, (Formation Zabbag), le Cénomaniien est épais de 559,5m montrant une alternance de marnes d'argiles et de calcaire marneux, calcaires lumachelliques intercalés d'argiles.

A Oued Melah , le puits montre un Cénomaniien épais de 396 m , comprenant essentiellement une alternance de calcaires bioclastiques argileux et crayeux , ainsi que des marnes .

Dans l'ensemble, le Cénomaniien est argilo-carbonaté, avec des épaisseurs qui passent de 800-1200 m au Nord du Bassin du Sud Est Constantinois à 400-600m au Sud du bassin. Il surmonte l' Albien en discordance, formant en certains endroits une unité lithologique homogène, d'âge albo - cénomaniien.

La limite inférieure du Cénomaniien est généralement caractérisée par l'apparition de *Rotalipora appeninica*, et la limite supérieure est placée à la zone à *R. greenhornensis* et *R. cushmani*.

Dans le bassin du Sud Est Constantinois et la partie centrale de l' Aurès, le Cénomaniien est bien développé (épaisseur 400 à 1200m) et essentiellement formé à la base par des argiles calcaires avec intercalations de calcaires graveleux à oolithiques ou bioclastiques, appelé Zebbag argileux et transitionnel. Au sommet, c'est le Cénomaniien carbonaté ou l'horizon Ras Toumb.

Ce dernier est formé par des biocalcarénites et biocalcirudites à Echinodermes et Huîtres. Les foraminifères planctoniques sont assez abondants. Plus au Sud, en direction de la plate-forme, les dépôts sont représentés par des calcaires dolomitiques saccharoïdes avec des passées d'anhydrite.

Sur le Môle de Constantine, le Cénomaniien peut-être représenté par :

- un faciès récifal à orbitolines ;
- un faciès de mer ouverte et plus profonde à microfaune planctonique.

Le contenu faunistique est caractérisé par une richesse en formes planctoniques à la base de la série. Ces dernières prédominent toujours au sommet de la formation, mais elles sont associées à des foraminifères benthiques et des ostracodes.

f- Le Turonien :

Cet étage affleure dans les Aurès, les Nementchas, les monts de Negrine et de Tébessa.

Au DjebelKemakem, on note 180 m d'épaisseur pour le Turonien avec une alternance de calcaires argileux et de marnes.

Au DjebelOnk, le forage révèle une épaisseur de 180m , il débute par des calcaires parfois argileux et légèrement dolomitiques , intercalés de marnes noires bitumineuses . Vers le sommet apparaît une alternance de calcaires argileux et de marnes.

Au Djebel Bottena, le puits dans sa partie méridionale révèle 233m d'épaisseur attribués au Turonien. Il est constitué d'une alternance de calcaires parfois argileux et de marnes.

Au Djebel Darmoun, le Turonien avec une épaisseur de 257m, est caractérisé par des calcaires parfois argileux, de marnes et d'argiles.

Au DjebelGuettar, le Turonien de 140 m, comprend des marnes à rares passées de calcaires graveleux.

Au puits Hassi El Kerma, le Turonien a une épaisseur de 166 m correspondant à des calcaires argileux localement bioclastiques et lumachelliques.

Au DjebelMandra (Formation Zebbag), le Turonien est épais de 102,5 m avec des calcaires bioclastiques et crayeux.

A Oued Melah, le puits a un Turonien épais de 210 m, constitué de marnes à intercalations de calcaires marneux.

D'une manière générale, le Turonien débute par une barre de calcaire. Le reste est essentiellement argilo-carbonaté. Son épaisseur varie de 200 à 400 m dans le bassin du Sud Est Constantinois et atteint jusqu'à 800 m dans le centre de la région des Aurès.

Le Turonien, souvent désigné par la formation Bahloul, est différent du Cénomaniens aussi bien du point de vue lithologique que du point de vue paléontologique. Sa limite inférieure est définie à partir de l'apparition du biozone à *Helvetoglobotruncana helvetica* et *Fagesia sp. et Watinoceras sp.* Cet étage est subdivisée en deux ensembles, avec un ensemble inférieur caractérisé par une alternance de calcaires, blanchâtres, fins, sublithographiques et bioclastiques à calcisphères et grosses Globigérines : et des marnes gris blancs, et un ensemble supérieur, essentiellement marneux et argileux (très riche en matière organique), entrecoupées de calcaires noduleux.

Dans le bassin Sud- Est Constantinois, le Turonien est représenté par 300 à 400m de marnes et de calcaires argileux de mer ouverte. Le même type de faciès existe dans le centre de la région des Aurès, mais en y étant plus développé (800m).

Plus au Sud, en direction de la plate-forme saharienne, le Turonien est représenté par des calcaires bioclastiques et oolithiques aux alentours de Ras Toumb, et par des dolomies vacuolaires et graveleuses vers Hassi Bouras. Ce niveau est connu sous le nom de la barre turonienne. Sur le môle Constantinois, le Turonien est peu représenté, soit qu' il n' a pas été déposé, soit qu' il a été complètement érodé.

Le contact Turonien - Coniacien est controversé d'un auteur à un autre. Les travaux de Total, 1978, eux placent la limite supérieure du Turonien au voisinage de l'extinction de *Globotruncana concavata*, *G. renzi* et *G. sigali* *ondulata* et d'autres préfèrent la mettre sur la base de Nannofossiles, avec l'apparition de l'espèce *Marthasterites sp.*

g- Le Sénonien :

Le Sénonien complet affleure dans les Hamimmats, il n'est visible que partiellement au Sud dans les Nementchas , le Djebel Onk et les monts de Négrine . Il affleure également dans les Aurès et les monts de Tébessa.

g-1- Le Coniacien :

Au Sud Ouest de l'Atlas Saharien Oriental, au Djebel Kemakem, le Coniacien atteint les 520 m , il est formé de bancs d'argiles et marnes avec des alternances de calcaires argileux.

Au Djebel Onk, son épaisseur est de 503 m, il est constitué à la base d'une épaisse formation de calcaires ,de calcaires argileux ou dolomitiques, de calcaires lumachelliques intercalés de marnes se terminant par des marnes au sommet.

Au Djebel Bottena, le forage montre un Coniacien qui fait 70,5 m d'épaisseur, montrant des intercalations de marnes et de calcaires argileux parfois lumachelliques.

Au Djebel Darmoun, le Coniacien avec 297 m d'épaisseur, est caractérisé par des marnes à argiles carbonatées avec intercalations de calcaires argileux.

Plus à l'Ouest, le forage du Djebel Guettar, révèle une épaisseur du Coniacien de 760 m ; cet étage couvre la totalité de l'ensemble calcaro-marneux de la formation EL Aleg. Ce sont des marnes et marno-calcaires argileux comportant des intercalations de calcaires.

A Hassi EL Kerma,le forage dont le Coniacien est épais de 536 m, montre une lithologie à calcaires argileux, localement crayeux, bioclastiques, pyriteux par endroits, fossilifères et à marne pâteuse ; on note aussi la présence de niveaux d'argile carbonatée.

Au Djebel Mandra (Formation EL Aleg), le forage montre que le Coniacien a une épaisseur de 465,5 m qui correspond à des calcaires graveleux, glauconieux bioclastiques.

A Oued Melah, le puits avec une épaisseur de 285m, montre essentiellement une alternance de calcaires bioclastiques glauconieux,de calcaires argileux lumachelliques et de marnes noires.

On peut constater que le Coniacien est essentiellement calcaire, avec des intercalations de marnes.

Les dépôts du Coniacien, correspondant à la base de la formation d'Aleg sont généralement concordants avec le Turonien sous-jacent, et présentent une épaisseur allant de

300 à 900m.

Dans le Nord du Bassin Sud- Est Constantinois et le centre du Bassin des Aurès, le Coniacien est bien développé et représenté principalement par des marnes et argiles calcaires avec des intercalations de calcaires argileux en plaquettes à lumachelles d' huîtres, et bryozoaires . Vers le Sud, en direction de la plate-forme, le Coniacien montre une épaisseur de 1' ordre de 200m. Il est marno-calcaire, pyriteux et glauconieux à foraminifères. Beaucoup plus au Sud les intercalations de calcaires récifaux très bioturbés, deviennent plus importantes ; ce niveau correspond à la formation Douleb en Tunisie. Sur le Môle Constantinois, le Coniacien ne s'est pas déposé.

Le passage Coniacien - Santonien est caractérisé par l'apparition de *Dicarinella asymetrica*, et aussi la disparition d' *Hedbergelles* et des *Globigérines*.

g-2- Le Santonien:

Au Sud Est, au Djebel Kemakem, le Santonien atteint 239 m d'épaisseur, il est constitué de marnes à intercalations de calcaires argileux et d'argiles parfois dolomitiques.

Vers l'Est au Djebel Onk, le Santonien avoisine 137 m d'épaisseur, montrant une alternance de marnes et d'argiles à passées de calcaires argileux.

Au Nord-Est, au Djebel Bottena, le Santonien est évalué à 245,5 m d'épaisseur, il est essentiellement argileux avec des alternances de marnes et d'argiles.

En allant vers l'Ouest, le forage du Djebel Darmoun révèle un Santonien épais de 417 m, essentiellement argilo-carbonaté, intercalé de calcaires argileux, localement dolomitiques et comporte des marnes au sommet.

Vers l'Ouest, au Djebel Guettar, l'épaisseur du Santonien est de 315 m, cet étage couvre la totalité d'un ensemble lithologique essentiellement marneux. Ce sont des marnes calcaires et des marno-calcaires argileux.

A Hassi El Kerma, l'épaisseur du Santonien est de 390 m, cet étage comprend des marnes, des argiles carbonatées ainsi que des intercalations de calcaires bioclastiques et graveleux (plus ou moins tendres à compacts). On note la présence de débris de fossiles et de calcite blanche

Au Djebel Mandra (formation EL Aleg).le Santonien est épais de 264,5 m avec des calcaires bioclastiques graveleux et glauconieux à passées d'argiles feuilletées vers le sommet. On note la présence de calcaires repères du Santonien d'environ 50 m d'épaisseur et on signale également la présence de marnes (argileuses et calcaires) à la base.

Plus au Sud à Oued Melah , le puits montre un Santonien épais de 240 m, avec une caractéristique propre qui est la présence de calcaires repères dont l'épaisseur est d'environ 40 m.

La stratigraphie des forages décrits permet d'identifier un Santonien argilo-marneux intercalé par des niveaux calcaire, il constitue la continuité normale du Coniacien, et correspond à la partie moyenne de la formation El Aleg. Son épaisseur varie entre 100m et 350m.

Dans le bassin des Aurès et du Sud Est Constantinois, le Santonien est formé de marnes et d' argiles calcaires à passées métriques de calcaires argileux bioclastiques, localement graveleux, renfermant de grosses empreintes d' inocérames, lamellibranches, échinodermes et parfois même d' ammonites.

La microfaune est caractérisée par des formes planctoniques essentiellement (*Globotruncana renzi*, *G._fornicata*, *Dicarinella concavata* et *Dicarinella assymetrica*). Sur la plate-forme saharienne, la limite Santonien - Campanien peut être reconnu par l'apparition de la forme *Globotruncana elevata Brotzen*, forme typique du Campanien.

g-3- Le Campanien :

Le Campanien du Djebel Kemakem, a une épaisseur de 568 m. On note à la base des marnes intercalées d'argiles puis une série de calcaires argileux lumachelliques ensuite des argiles dolomitiques à passées de marnes, puis une alternance de calcaires argileux dolomitiques et de marnes et il est coiffé au sommet par des marnes dolomitiques.

A l'Est au Djebel Onk , l'épaisseur du Campanien est de 606 m , il débute par des marnes et des calcaires argileux plus ou moins dolomitiques suivis par une alternance de calcaires argileux et d'argiles ainsi que des marnes au sommet.

Au Nord Est à Bottena Sud, le forage révèle 148 m d'épaisseur pour le Campanien , formé des marnes et de calcaires à la base puis d'argiles au sommet.

Vers l'Ouest au Djebel Darmoun , le Campanien a une épaisseur de 381 m , la base est marquée par une série argileuse intercalée de marnes puis des calcaires argileux localement dolomitiques et se termine par une épaisse série d'intercalations de marnes et d'argiles.

A Hassi El Kerma , le forage montre un Campanien épais de 551 m qui correspond à des calcaires localement bioclastiques argileux et crayeux, et marnes localement silteuses. On note aussi la présence d'argile carbonatée ainsi que des débris de fossiles (lamellibranches).

Au Djebel Mandra (formation El Abiod), le Campanien épais de 389,5 m, comprend des marnes à intercalations de calcaires marneux, des calcaires bioclastiques à passées d'argiles, ainsi que des calcaires argileux glauconieux. On note la présence de pyrite et de calcite (traces).

Vers le Sud, à Oued Melah, le forage montre un Campanien de 340 m, débutant par des marnes à la base, puis une barre de calcaires bioclastiques et crayeux passant à des calcaires marneux, au milieu et enfin des marnes dolomitiques et des argiles à intercalations de calcaires glauconieux, au sommet. Ceci correspond à la formation d'El Abiod inférieur et moyen.

Le Campanien est essentiellement marno-calcaire dans la région des sondages étudiés précédemment. Cet étage correspond à la partie supérieure de la formation d'El Aleg. Dans le bassin du Sud Est Constantinois et des Aurès, il présente une épaisseur de l'ordre de 400m à 600m. Il est composé principalement de faciès marin ouvert et relativement profond à intercalations de marnes et de calcaires bioclastiques, renfermant une faune pélagique. En se déplaçant vers l'Est, au Djebel Foua et Onk, les faciès se chargent en carbonates, et en lumachelles, constituant un bon réservoir dans la région.

Le toit du Campanien est généralement marqué par le sommet de la zone à *G. calcarata*. Vers le Sud il y a des dépôts de moindre profondeur, qui sont moins calcaires et où existent de nombreuses formes benthiques et des ostracodes.

La limite Campanien - Maastrichtien est généralement placée à la base des Orbitoïdidae du Maastrichtien.

g- 4 - Le Maastrichtien :

Au DJEBEL Kemakem, on note un Maastrichtien de 144 m, essentiellement calcaire ; il est constitué de calcaires argileux avec quelques intercalations de marnes et des calcaires vers le sommet.

Le forage du Djebel Onk, révèle un Maastrichtien calcaire dont l'épaisseur est supérieure à 124 m ; il est formé de calcaires dolomitiques à la base qui deviennent argileux vers le sommet.

Au Djebel Bottena le Maastrichtien (384 m) comprend des calcaires à passées de calcaires argileux.

Vers l'Ouest, au Djebel Darmoun, le forage montre 255 m d'épaisseur pour le Maastrichtien, avec des calcaires et des calcaires bioclastiques ou argileux ; on signale aussi la présence de dolomies et de marnes.

En allant vers l'Ouest, au Djebel Guettar, le Maastrichtien est associé au Campanien, formant 775 m d'épaisseur. Ces deux étages couvrent assez largement la formation calcaire d'El Abiod, ils sont représentés par des calcaires cristallins avec des intercalations de calcaires marneux microcristallins.

A Hassi El Kerma, le forage révèle un Maastrichtien de 103 m représenté par des calcaires microcristallins à cristallins, localement dolomitiques, argileux. Notons aussi la présence de marnes ainsi qu'une abondance de silex à la base.

Au DJEBEL Mandra, le Maastrichtien est de 94 m, il présente une lithologie à calcaires cristallins devenant argileux avec des traces de marnes à la base ; calcaires cristallins bioclastiques à passées de calcaires crayeux avec un banc de calcaires, au milieu et à calcaires crayeux et calcaires parfois bioclastiques vers le sommet.

Plus au Sud, à Oued Melah, le Maastrichtien adopte une épaisseur de 84 m, avec des calcaires bioclastiques microcristallins et présence de glauconie à la base.

D'une manière générale, nous pourrions conclure que le Maastrichtien est représenté essentiellement par des calcaires et calcaires argileux, désigné par la formation El Abiod, son toit, est défini par la disparition de tous les Globotruncanidae.

Les dépôts du Maastrichtien sont caractérisés par *Globotruncana. contusa*, et *Globotruncana Arca*.

Dans le bassin Sud Est Constantinois et dans la région des Aurès, le Maastrichtien est constitué de calcaire blanc massif, d'une alternance de marnes grises et de calcaires crayeux bioclastiques. Dans certains cas le niveau des alternances se biseaute, et les deux bancs de calcaires forment un seul niveau Vers le Sud et à la périphérie du bassin, les dépôts carbonatés de moindre profondeur, sont plus fréquents et peuvent être sub-récifaux.

Le passage Crétacé/Cénozoïque se fait sans grande interruption, du point de vue paléogéographique, il est souvent placé au sein de la formation El Haria, car cette dernière est diachrone, datée Maastrichtien en Tunisie et Danien à Montien en Algérie. Il se distingue également par l'apparition des Globogérinidae du Danien.

II -2 -B- Le Cénozoïque :

II -2-B-1- Le Paléocène :

Au Sud-Est de l'Atlas Saharien Oriental ,au Djebel Kemakem , le forage traverse un Paléocène de 151 m, constitué de calcaires argileux et de marnes dolomitiques à la base, surmontés de dolomies puis marnes calcaires argileux et se termine par des argiles au sommet.

Vers le Nord, au Djebel Darmoun, l'épaisseur du Paléocène atteint 102 m, il débute par une épaisse série marneuse suivie de marnes intercalées de calcaires et des niveaux de calcaires dolomitiques au sommet.

Le Dano - Montien : défini par les formations El Haria et Tselja. La formation El-Haria souligne le passage sénonien - paléocène au niveau de la plate-forme, et Tselja et dans le Paléocène, ces deux formations sont dominées par un faciès de marnes et d'argiles noires ou vertes avec des cristaux de gypse et quelques intercalations de calcaires argileux et discontinues. Son

épaisseur en général ne dépasse pas les centaines de mètres. La limite Dano-Montien à Eocène est placée au sommet d'un niveau phosphaté d'extension régionale.

Dans la région des Hamimmats, la formation El Haria débute par un niveau phosphaté se poursuit par 80 à 10m de marnes vertes avec des niveaux de calcaires discontinus c'est la formation Tselja Carbonatée, déposée au cours d'une transgression en rebord de talus ou sur la plateforme externe (Chabou-Mostefai 1987), cette formation devient exclusivement calcaire dans les Aurès (Boudjema 1987). Ces faciès se retrouvent également à l'Ouest, dans les monts de Négrine, ou la formation El Haria est épaisse de 40 à 70 m ; aussi au Nord-Ouest dans le Djebel Onk.

A Hassi El Kermma, le forage révèle un Paléocène épais de 197 m qui comprend des argiles carbonatées et marnes grises et la présence de calcaires micro cristallins ainsi que des traces de pyrite à la base, des calcaires à silex dolomitiques microcristallins argileux et crayeux avec une présence locale de gypse vers le sommet.

Au Djebel Mandra, le Paléocène épais de 110 m, renferme des calcaires lumachelliques, des granules de phosphato-noduleux siliceux et à rare présence de marnes et de gypse ; le faciès est caractéristique de la formation Chouabine qui marque le passage Paléocène - Eocène au niveau de la plate-forme.

A Oued Melah le forage révèle un Paléocène épais de 57 m comprenant des marnes dolomitiques.

II - 2 - B - 2. L'Eocène :

Le forage du Djebel Kemakem, nous permet de noter la présence d'un Yprésien épais de 96,5 m cet Yprésien est formé de calcaires dolomitiques, dolomies cristallines à passées de calcaires dolomitiques et de calcaires argileux.

En allant vers le Nord, on note 91,5 m d'épaisseur entre l'Yprésien et le Thanétien, la série débute par des marnes puis une épaisse intercalation de marnes, d'argiles, de calcaires et des niveaux dolomitiques au sommet.

Au Djebel Onk, l' Eocène est caractérisé par des dolomies et des calcaires à la base Yprésien, surmontés par le Lutétien gypseux. Cette série se termine par le Priabonien Inférieur deltaïque.

A Hassi El Kerma, le puits montre un Eocène (Yprésien) de 122 m d'épaisseur dont le faciès est semblable à celui du Paléocène.

Le forage du Djebel Mandra est pratiquement identique à celui du Paléocène.

A Oued Melah, l'Eocène révèle des intercalations de gypse blanc, des argiles phosphatées puis des marnes dolomitiques à la base, la présence de calcaires crayeux blancs à silex, ainsi que du gypse blanc et des marnes vers le sommet, ceci pour une épaisseur de plus de 200 m.

L'Eocène dans sa partie détritique, est constitué essentiellement de séries argilo-carbonatées dans la région d' Ain Télijdène et argilo-carbonatées à la base et évaporitiques au sommet sur la bordure sud des Monts des Nementchas, dans le Djebel Onk et dans le Chott Melrhir.

Cet étage est représenté sur le terrain par les formations, Metlaoui et Djeps. Son épaisseur est de l'ordre de 300m. La base de l' Eocène est constituée de calcaires bioclastiques, à silex noirs et d'argiles vertes gypseuse à huîtres et à fréquents niveaux de fer oolithiques. La partie sommitale est évaporitique (constituée par du gypse) d' où l'appellation Djeps. En se déplaçant vers l'Ouest cette formation s'enrichit en calcaires. L'épaisseur de cet étage est de 300 à 360m.

II - 2 - B - 3. Le Mio - Pliocène :

A Bottena sud, on note 494 m pour le Pliocène formé essentiellement d'intercalations de marnes, d'argiles et de sable fin.

Les formations détritiques reposent directement en discordance sur les terrains de l'Eocène et du Crétacé dans la région des Aurès, des Hamimmats ainsi que dans la région de Bir El Ater. Ces formations affleurent sur de grandes étendues au niveau de la bordure sud-est du domaine atlasique sur les terrains éocènes.

Correspondant au terme régressif de la série, il est représenté par des formations détritiques pauvres en éléments de datation ayant une épaisseur cumulée de 500 à 1000m. Celles-ci affleurent sur de grandes étendues sur la bordure sud-est du domaine atlasique. Ces formations sont désignées par :

1. La formation de Djérid (composé de sables)
2. Les argiles de Ferkane (argile marron à gypse)
3. La formation de Ségui (série argilo-gréseuse)
4. Les conglomérats d' El Marmouthia

La formation de Djérid a été datée éocène (Coiffait, 1992, *in* Addoum 1995), les autres formations sont attribuées au Mio-Pliocène.

Plus à l'Ouest, ces formations sableuses, s'enrichissent en gypse.

II.3. Interprétation des corrélations lithostratigraphiques entre puits (du Barrémien au Quaternaire), (O-E et S-N) :

II.3-1. Méthodologie de Travail :

Les deux coupes sont faites de façon très classique sur une carte de positionnement on a tracé les coupes de façon à faire des coupes représentatives du sous-sol, et mieux comprendre l'évolution des épaisseurs des cartes en isopaques. La réalisation s'est faite manuellement sur un papier millimétrique, et pour la présentation on a utilisé Illustrator CS 11.0, après avoir scanné les coupes.

II.3-2. Interprétation (Fig. 08 et 09) :

- Au niveau du sillon de Melrhir les séries du Crétacés présentent une homogénéité d'épaisseurs, plus ou moins marquée, au niveau du puits BAR -1, les séries crétacées sont en position plus hautes par rapport au puits OUM -1 donc sont influencées par l'érosion.
- En allant de l'Atlas Algéro-Tunisien vers le sillon de Melrhir l'épaisseur des séries crétacées diminue au niveau du puits BAR -1 et OUM -1 ce qui traduit la position haute de ces puits et l'intensité de l'érosion du sillon de Melrhir.
- Dans la zone des Nememthas l'épaisseur des niveaux du Campanien, Santonien, Turonien et du Vraconien atteint son maximum au niveau du puits DK -1, ensuite elle diminue au niveau du MAN -1 et en allant vers le sillon de Melrhir ; par contre le Coniacien, et le Cénomaniens présentent une puissance maximum au niveau du puits MAN -1 ensuite diminue au niveau du DK -1.

II.4. Interprétations des cartes en isopaques du Barrémien jusqu'au Quaternaire :

II.4-1. Méthodologie de la réalisation des cartes en Isopaques :

a. Documents utilisés et logiciels:

1. Carte de position des puits du Bassin Sud Est Constantinois,
2. Logs habillés des puits utilisés,
3. Rapports de fin de sondages des puits sélectionnés,
4. Microsoft Office Excel 2003, pour la réalisation de la base de données,
5. Illustrator CS 11.0 pour la bonne présentation des cartes.

b. Etapes de travail :

1^{ère} Etape : Sélection des puits intéressants, et le choix d'un puits dont le calage est basé sur la datation faunistique, en utilisant le Gama Ray comme repère pour recalibrer tous les autres puits et trouver l'épaisseur qu'on considère juste ;

2^{ème} Etape : Faire la base de données sous forme *.xls et faire les cartes en isopaques en utilisant Surfer 8, et les importer par Illustrator CS 11.0, pour une bonne présentation.

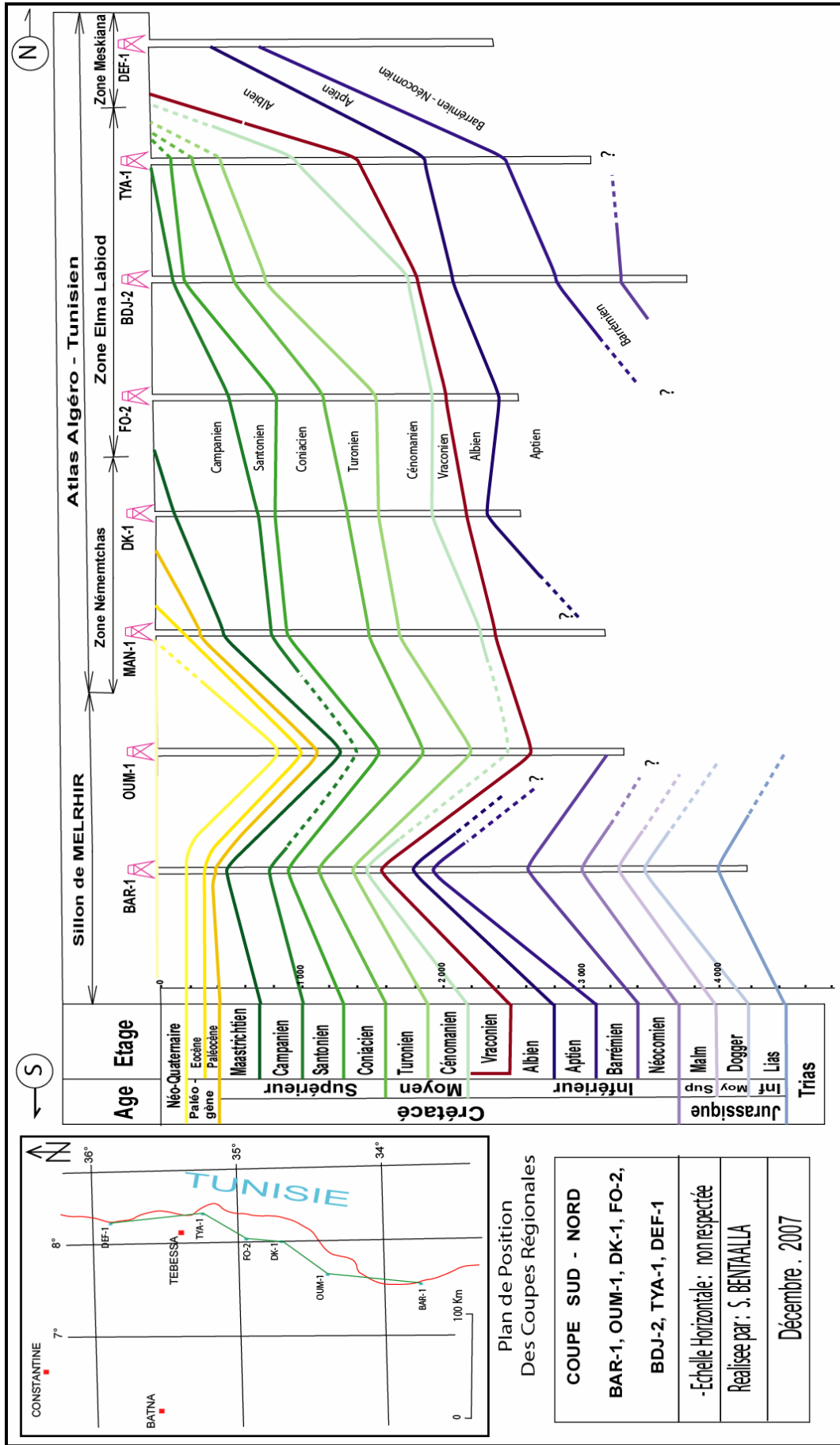


Figure 08 : Coupe schématique sud-nord entre les puits : BAR-1, OUM-1, MAN-1, OK-1, FO-2, TYA-1 et DEF-1

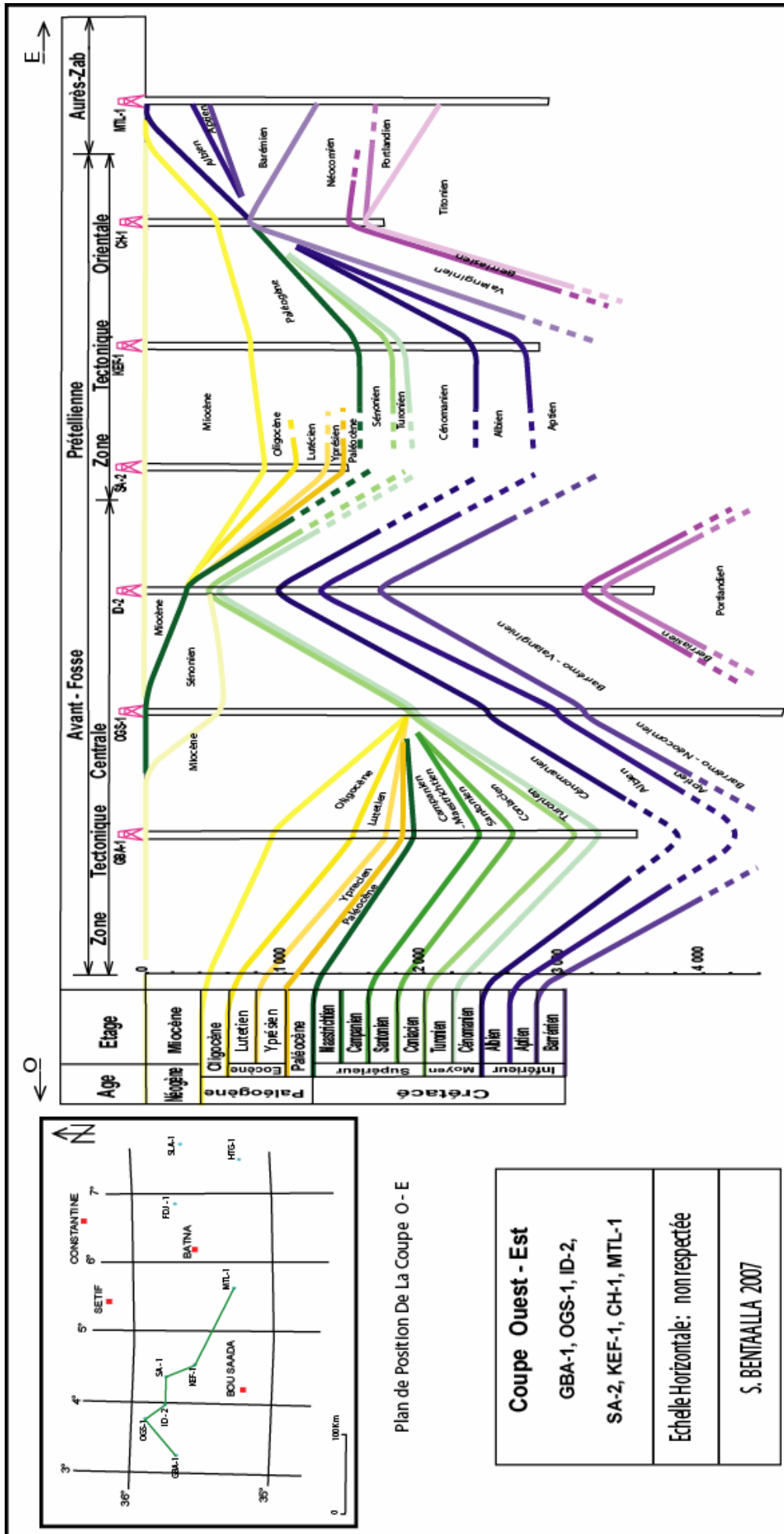


Figure 09 : Coupe schématique à ouest-est entre les puits : GBA-1, OGS-1, ID-2, SA-2, KEF-1, CH-1 et MTL-1

II.4-2. Interprétation des cartes en Isopaques :

1. Quaternaire (Fig. 10) :

D'après la carte en isopaques on constate que les dépôts du Quaternaire se sont développés au Nord avec un maximum de 450 m au niveau du puits SB -1, et au Sud avec un maximum de 180 m au niveau des puits ESF -1, RTB -1 et AMS -1 par contre au centre du Bassin on a un non Dépôt ou/et érosion ce qui explique que la paléogéographie montre une zone haute (Anticlinale).

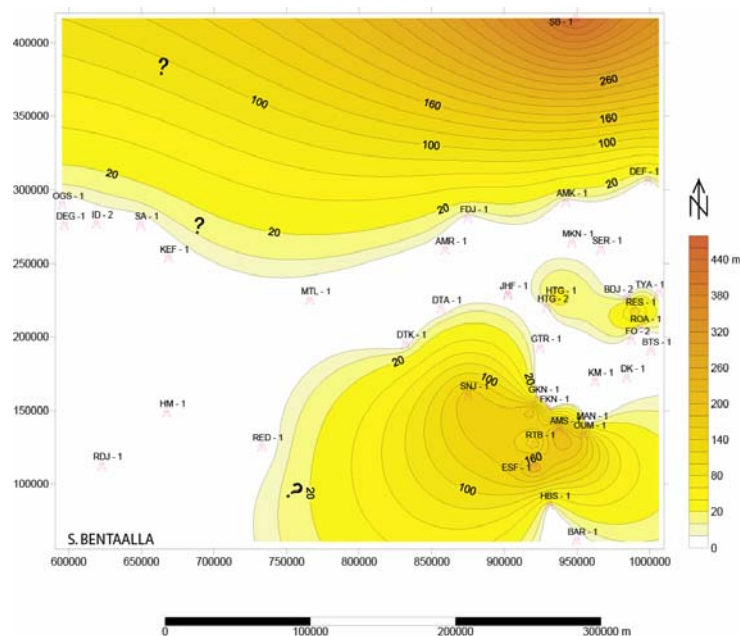


Figure 10 : Carte en isopaques du Quaternaire du Sud Est Constantinois

2. Néogène (Fig.11) :

Le Néogène s'est développé dans presque tout le bassin sauf au Nord Est où il est absent on trouve un maximum de dépôt au Sud Est avec une valeur de 1726 m dans le puits SNJ -1 et à l'Ouest au niveau du puits KEF -1.

Vers le centre du Bassin les puits RDJ -1, HM -100, RED -1 AMR -1, AMK -1, et DEF -1, l'épaisseur est nulle, ce qui explique la position plus haute du centre de bassin ce qui implique un non dépôt ou/et érosion.

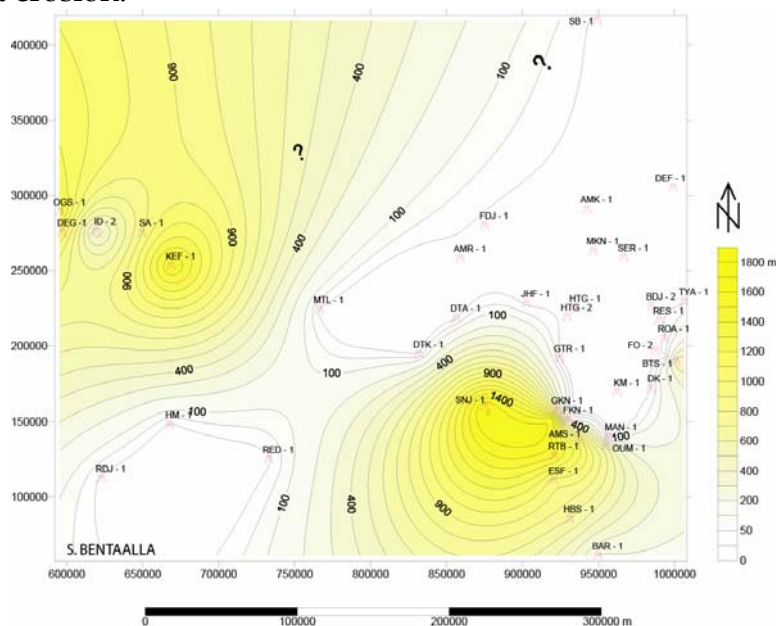


Figure 11 : Carte en isopaques du Néogène du Sud Est Constantinois

3. Oligocène (Fig.12) :

Les dépôts de l'oligocène se sont développés uniquement au Nord Ouest du Bassin avec un maximum de 303 m dans le puits SA-1.

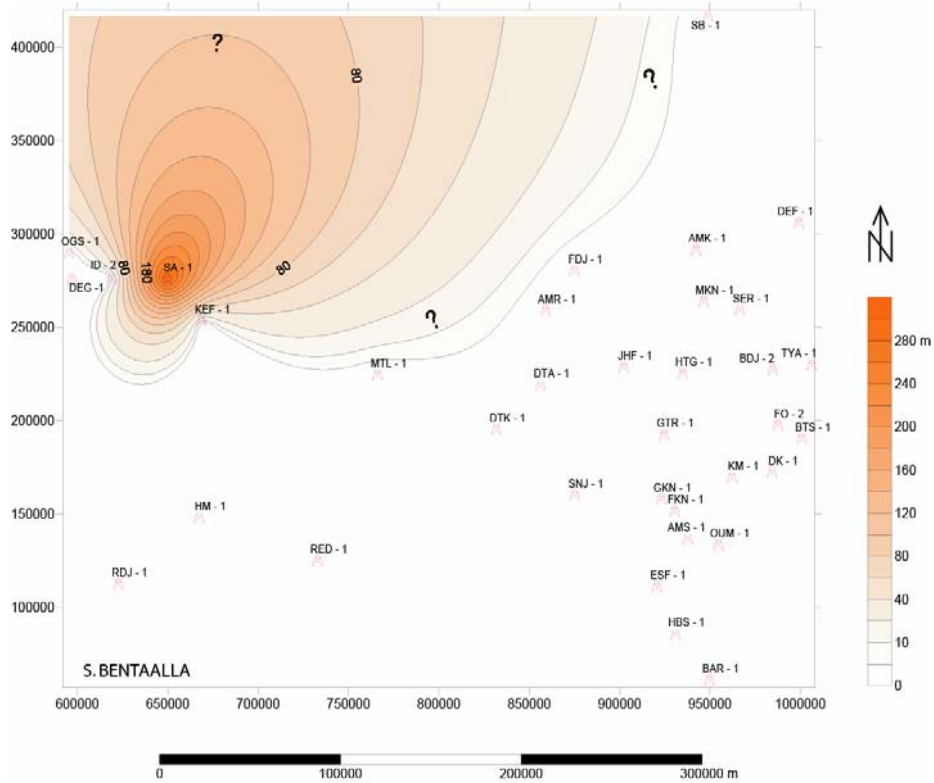


Figure 12 : Carte en isopaque d'Oligocène du Sud Est Constantinois

4. Eocène (Fig.13) :

Contrairement aux dépôts de l'Oligocène l'Eocène ne s'est développée qu'au Sud du Bassin avec un maximum de 675 m dans le puits GKN-1.

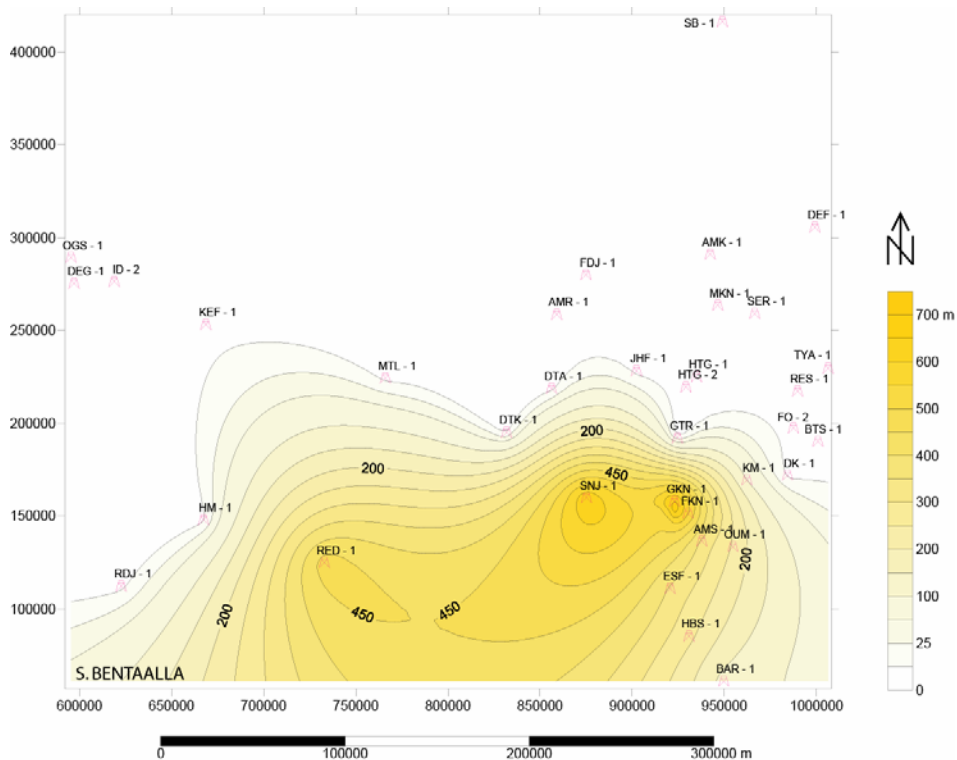


Figure 13 : Carte en isopaques d'Eocène du Sud Est Constantinois

5. Paléocène (Fig.14) :

Le Paléocène s'est développé de la même manière que les dépôts de l'Eocène c'est-à-dire uniquement au Sud du Bassin d'importance car le maximum de dépôt est de l'ordre de 151,5 m, au niveau du puits KM -1.

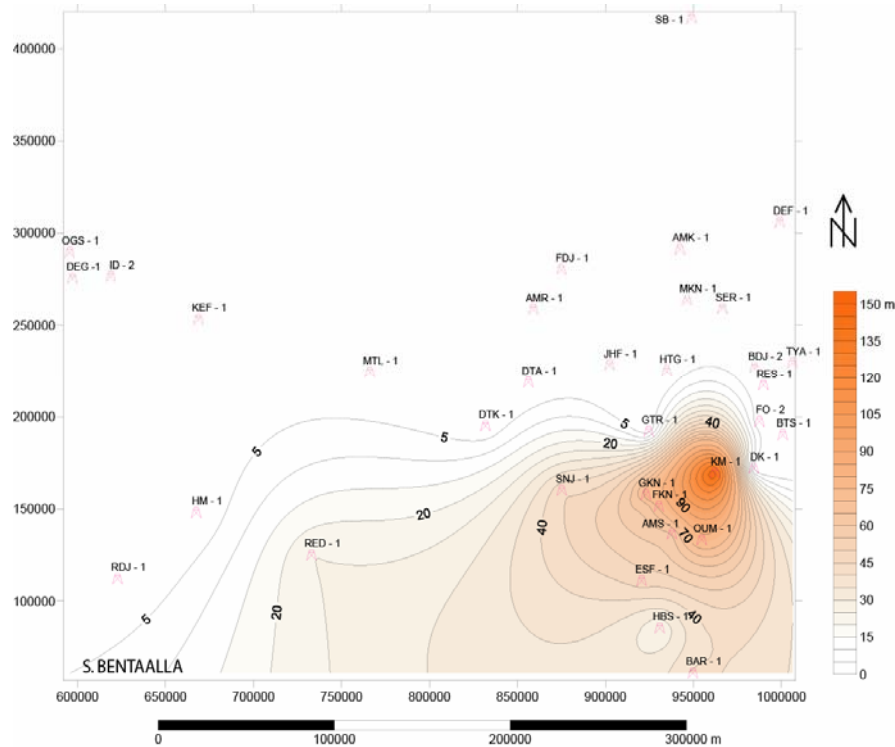


Figure 14 : Carte en isopaques du Paléocène du Sud Est Constantinois

6. Maastrichtien (Fig.15) :

La aussi les dépôts ne se sont développés qu'à l'extrême Sud du Bassin avec un maximum de 634 m au niveau de FKN -1 et avec un minimum au Sud Ouest de 15 m dans le puits HM -1.

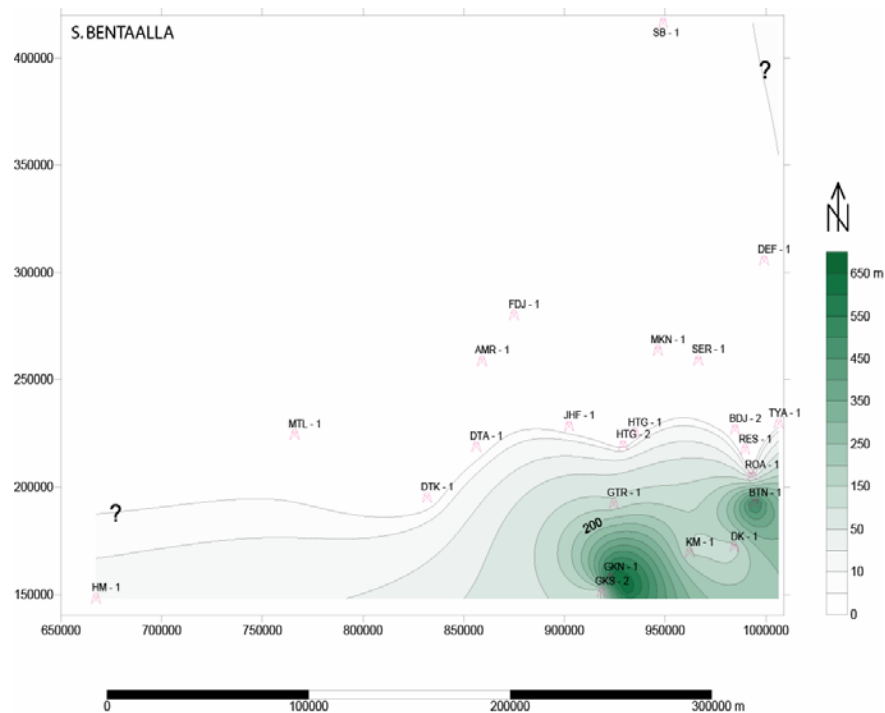


Figure 15 : Carte en isopaques du Maastrichtien du Sud Est Constantinois

7. Campanien (Fig.16) :

Même chose pour les dépôts de Campanien ils se sont développés qu'au Sud du Bassin on retrouve un maximum du dépôt de 666 m dans le puits GTR -1.

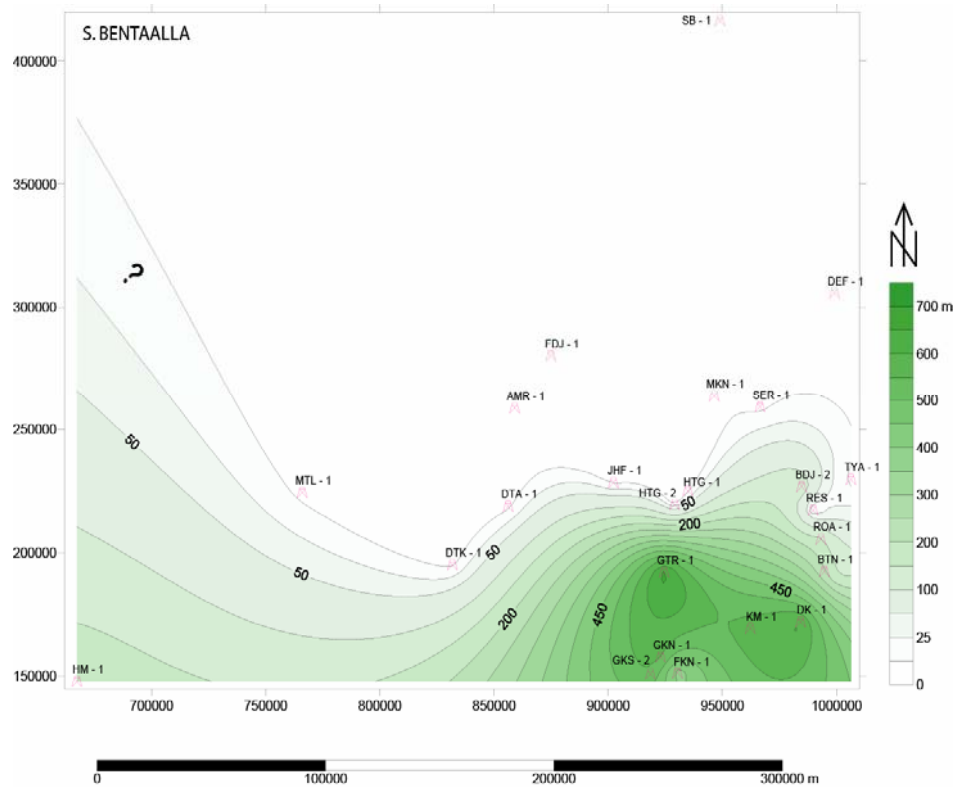


Figure 16 : Carte en isopaques de Campanien du Sud Est Constantinois

8. Santonien (Fig.17) :

Les dépôts du Santonien sont absents au Nord Est du Bassin, dont le maximum de dépôts est au Sud avec une valeur de 377 m, traversé par le puits RTB -1.

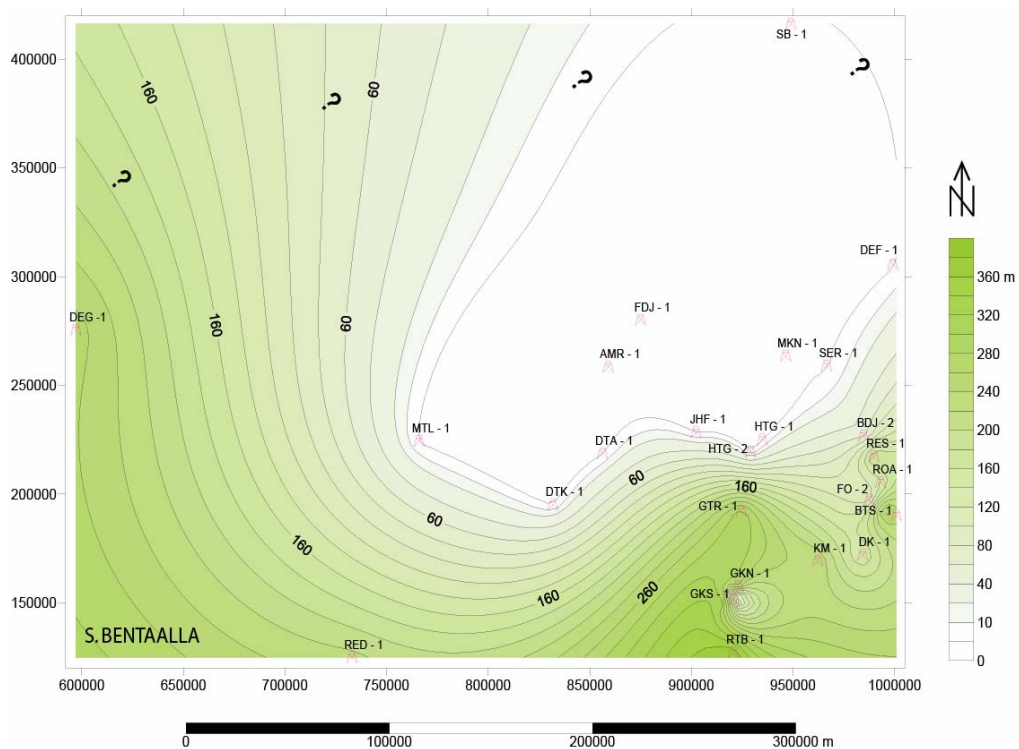


Figure 17 : Carte en isopaques de Santonien du Sud Est Constantinois

9. Coniacien (Fig.18) :

Les Dépôts du coniacien se sont développés dans tout le bassin sauf au Nord Est où ils sont Absents, on a un maximum de 584 m au niveau du puits FO-2.

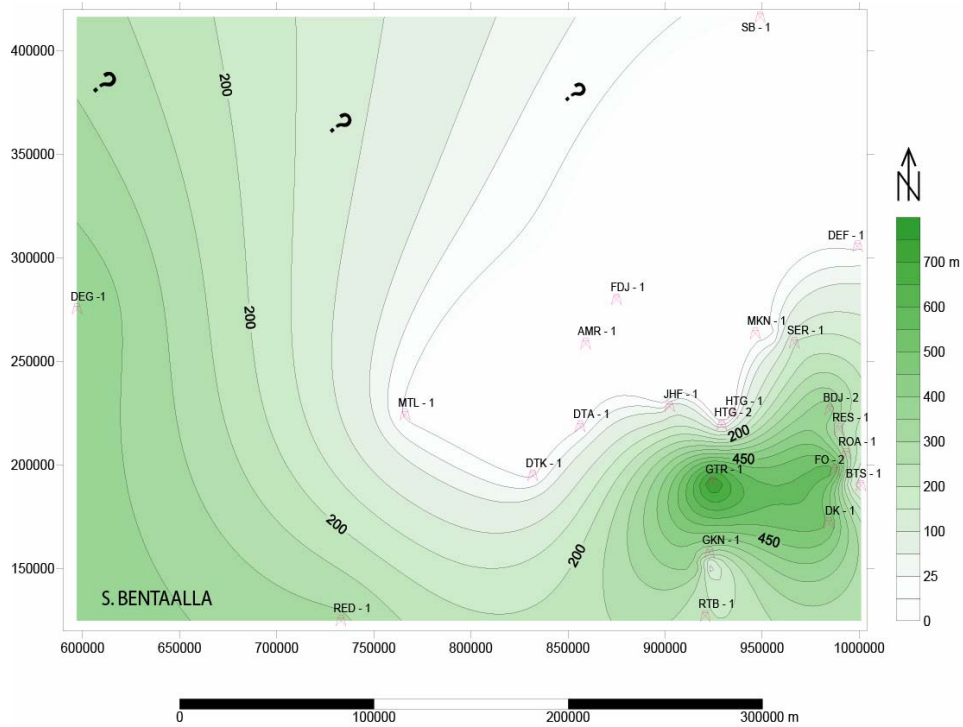
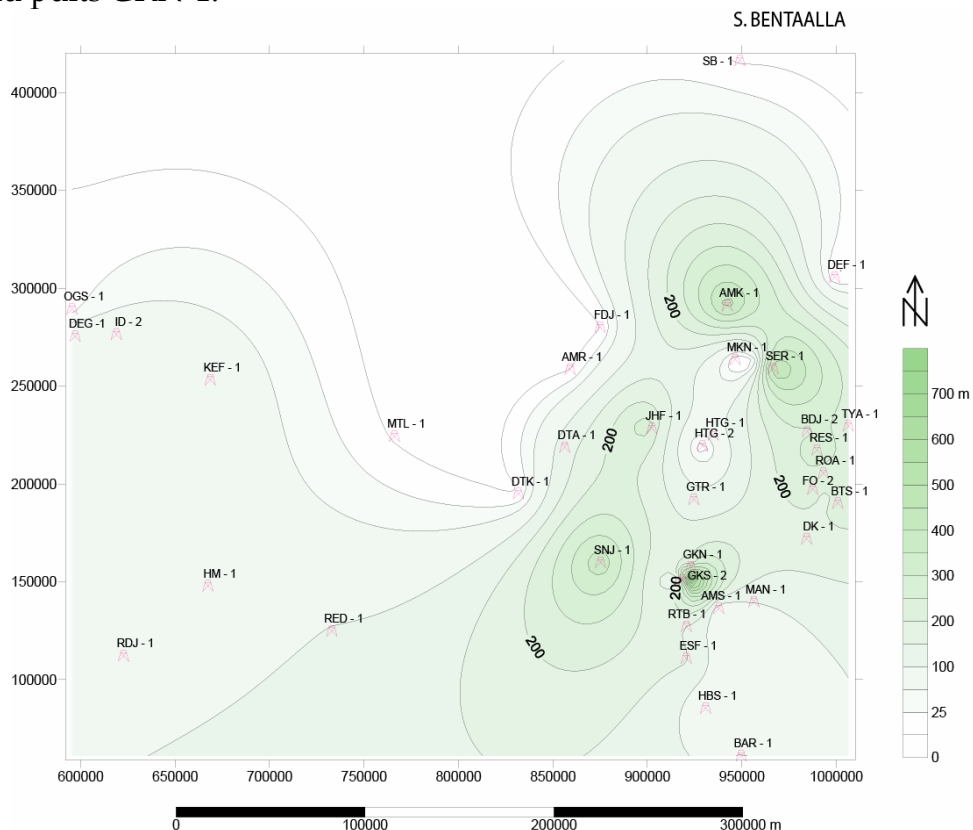


Figure 18 : Carte en isopaques de Coniacien du Sud Est Constantinois

10. Turonien (Fig. 19) :

Les Dépôts du Turonien se sont développés de la même manière que le Coniacien, ils se sont développés dans tout le bassin sauf au Nord Est où ils sont Absents, on a un maximum de 903 m au niveau du puits GKN-1.



11. Cénomaniens (Fig.19):

Par contre les dépôts du Cénomaniens, se sont développés dans tous le bassin sauf au niveau du puits MTL -1 ou il est absent indiquant un non dépôt ou une érosion locale.

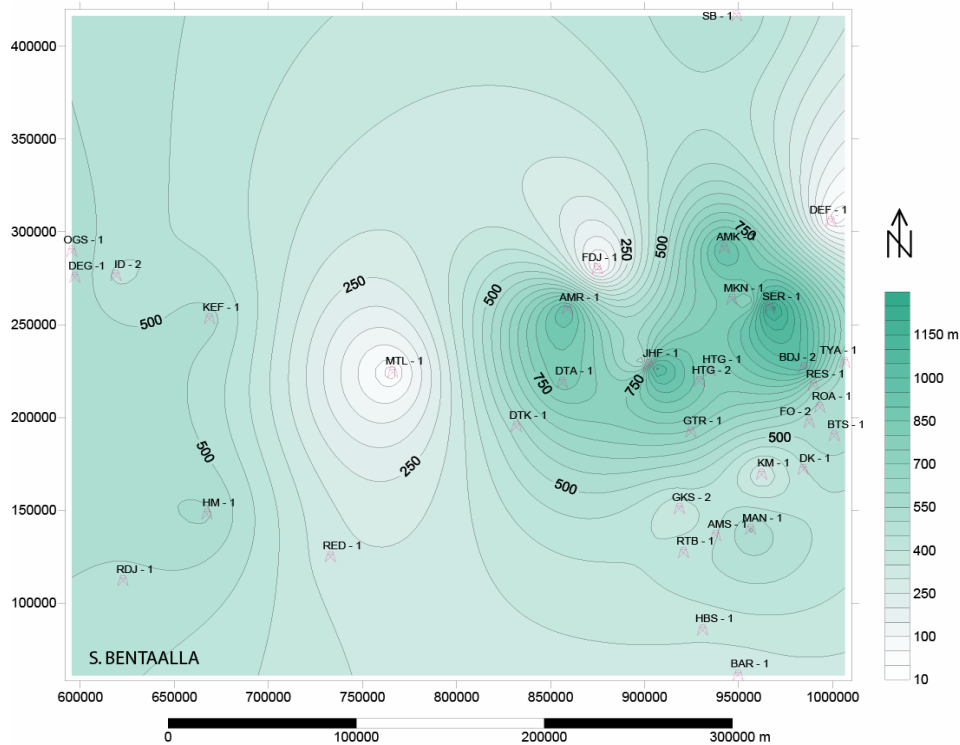


Figure 19 : Carte en isopaques de Cénomaniens du Sud Est Constantinois

12. Vraconien (Fig.20) :

Les dépôts du Vraconien ne sont présents que dans la partie Nord du bassin et à l'extrême Est avec une épaisseur de 464 m traversée par le puits RES -1.

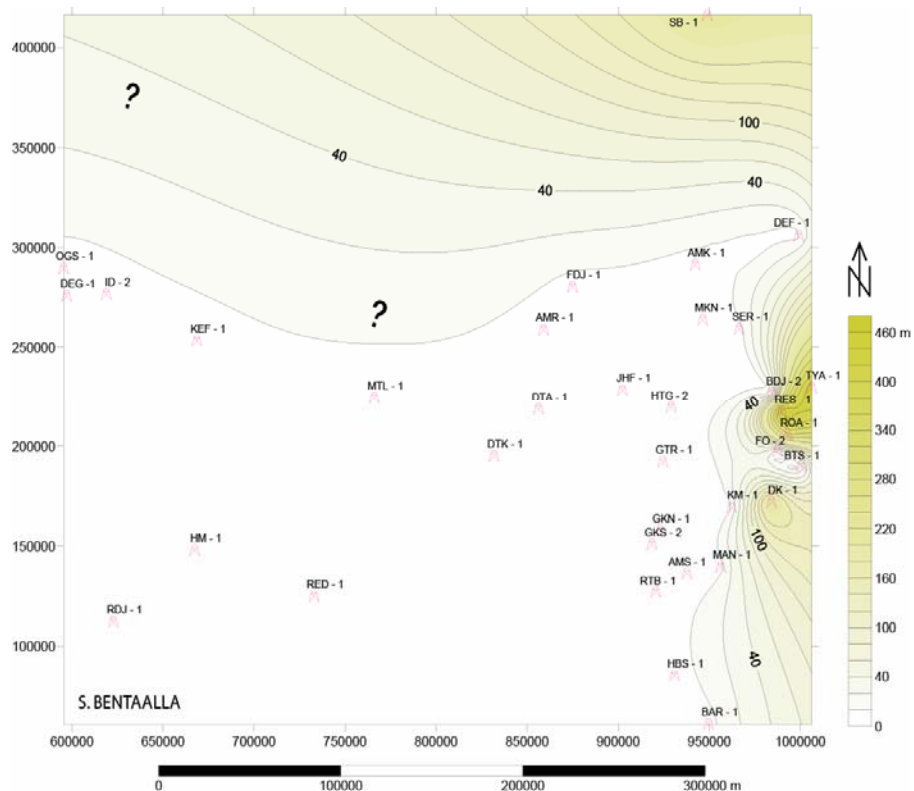


Figure 20 : Carte en isopaques de Vraconien du Sud Est Constantinois

13. L'Albien (Fig.21) :

L'Albien s'est développé dans tout le bassin, il est très développé à l'Est du bassin où il atteint des valeurs allant jusqu'à 1249 m, traversée par le puits MKN -1 ; Il est presque absent dans le Nord Est, au niveau du puits FDJ -1 est nulle.

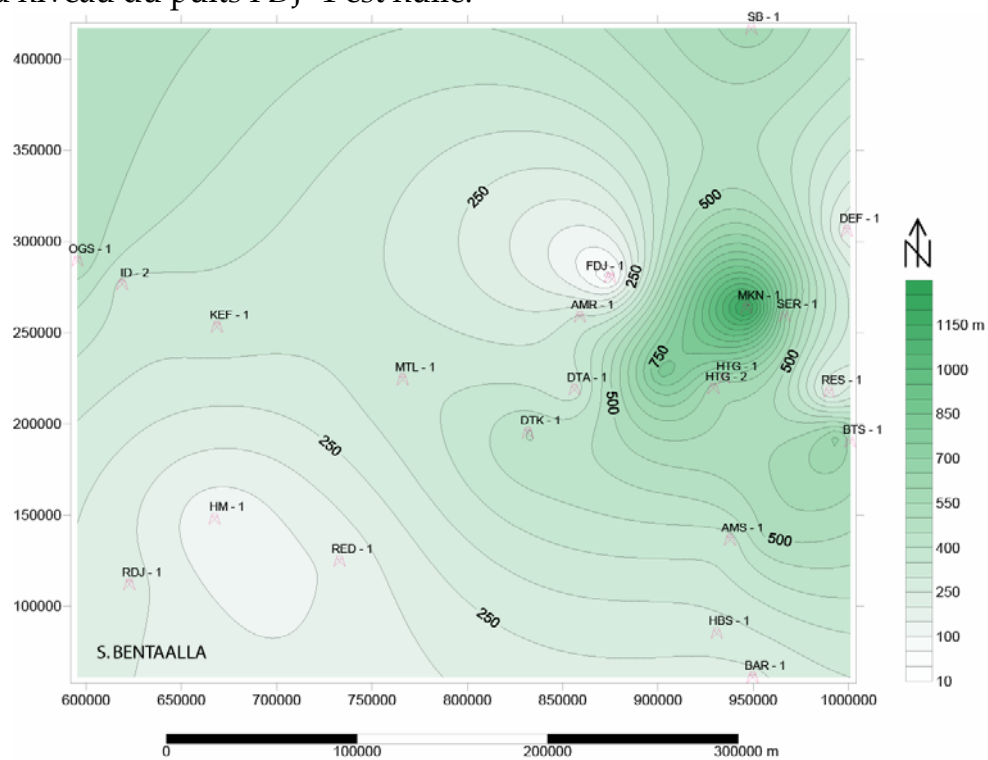


Figure 21 : Carte en isopaques de l'Albien du Sud Est Constantinois

14. L'Aptien (Fig.22) :

L'épaisseur de l'Aptien est nulle à l'extrême Sud, l'augmentation de l'épaisseur se fait du Sud au Nord Est où on rencontre un maximum de dépôts au niveau de puits SER -1 de l'ordre de 1399 m.

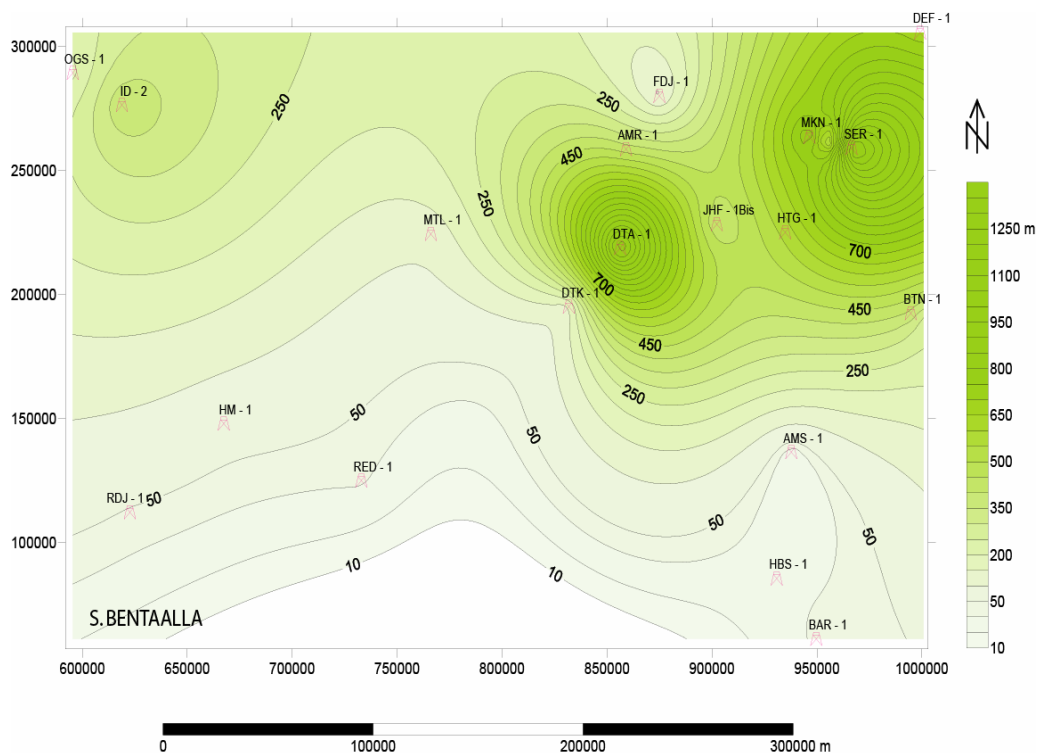


Figure 22 : Carte en isopaques de l'Aptien du Sud Est Constantinois

15. Barrémien (Fig. 23):

Le Barrémien s'est bien développé dans tout le Bassin, on remarque qu'au niveau des puits DTK -1, TYA -1, et BDJ -2 dans le Nord Est que la zone est haute par rapport à d'autres niveaux.

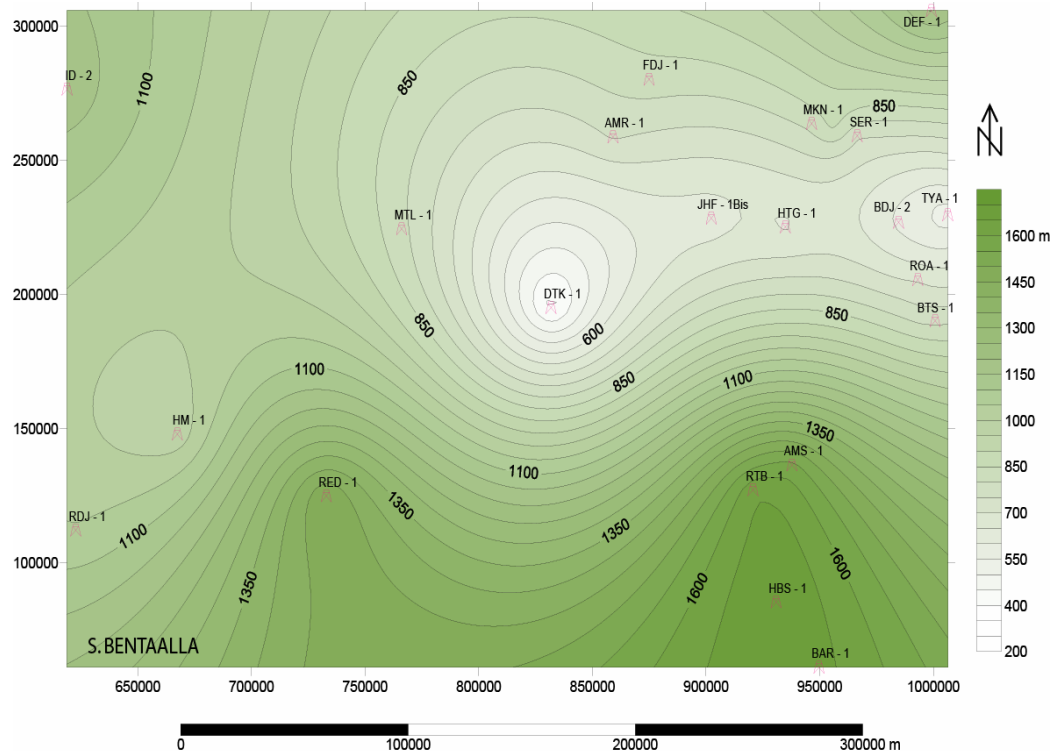


Figure 23 : Carte en isopaques de Barrémien du Sud Est Constantinois

II.5. Conclusion :

Les corrélations lithostratigraphiques et les cartes en isopaques à travers la région étudiée, montrent des variations latérales et verticales de faciès et d'épaisseurs.

Dans les Aurès, il existe quatre méga-séquences liées à la transgression - régression, correspondant à des cycles de 2^{ème} ordre (Herkaat et Guiraud, 2006):

- I. Albien supérieur- Cénomanién
- II. Turonien
- III. Coniacien-Santonien
- VI. Campanien-Maastrichien

Les méga-séquences I et II ont été interprétées comme le résultat d'une subsidence rapide profonde illustrée par une transition brusque d'une mer peu profonde à une sédimentation continentale profonde. En effet, ces dépôts sont typiques d'une sédimentation en contexte

extensif, réactivant des failles du socle. Ces dépôts sont d'âge albien supérieur- cénomaniens et turonien.

La méga-séquence III comprend des marnes oolithiques bioclastiques. La mégaséquence IV est composée par des marnes avec des bivalves et des échinodermes du Campanien et des sables bioclastiques oolithiques du Maastrichtien. Par ailleurs, le Maastrichtien est marqué par une réduction de la subsidence et un affaiblissement du taux d'affaissement.

La sédimentation commence à l'Albo-Aptien. L'axe N-S semble avoir contrôlé la sédimentation comme les accidents subméridiens, en Tunisie orientale (Bouaziz *et al*, 1998, Zouaghi *et al*, 2005). Dans le bassin des Aurès, l'Albien Supérieur est caractérisé par une phase d'affaissement tectonique accélérée (Herkat et Guiraud, 2006). Sur les courbes de subsidence réalisées dans les Aurès (Fig. 24), les ruptures de pente observées à l'Albien terminal (97-96 Ma) et dans une moindre mesure au Turonien (92-90 Ma) sont les indices de cette subsidence tectonique.

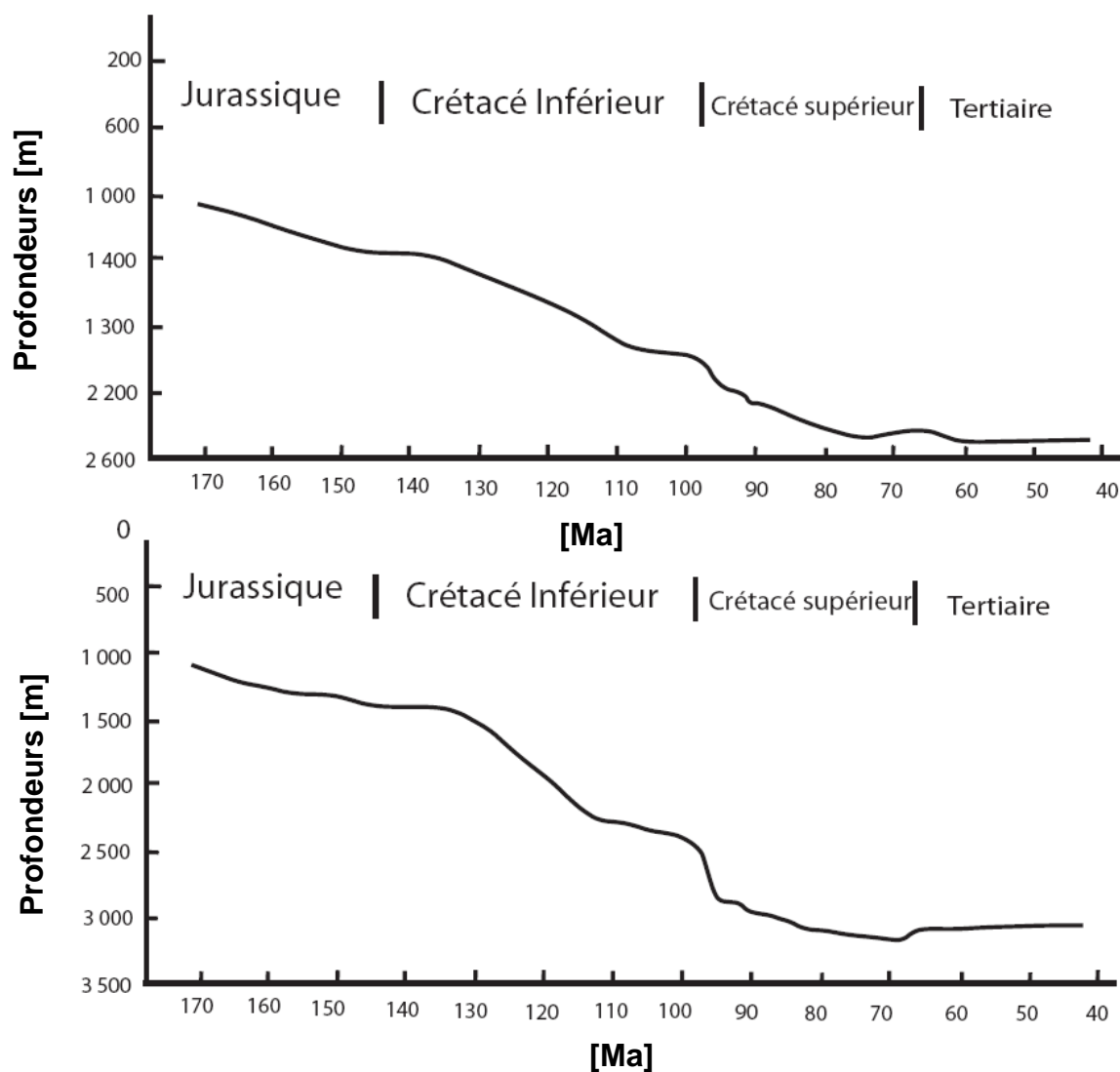


Figure 24 : Les courbes de la subsidence tectonique dans l'Atlas Saharien et les Aurès (HERKAT & GUIRAUD, 2006)

La période du Coniacien au Santonien a été décrite par Herkat et Guiraud 2006, comme une période de subsidence thermique marquant un épisode de transgression avec l'arrêt de subsidence. A l'inverse, l'étude montre que cette période correspond comme dans l'Atlas Tunisien Central (Zouaghi *et al*, 2005) à une nouvelle organisation des zones hautes et des dépressions guidée par les axes NS et NO-SE. Cette configuration refléterait un contrôle tectonique, bien que mineur, sur la zonation paléogéographique. L'axe de direction globalement E-O de l'Albien au Turonien et NO-SE au Sénonien Inférieur est de même direction que la faille de Gafsa.

La période allant du Maastrichtien jusqu'à l'Éocène Terminal, correspond à une période d'inversion liée à une tectonique compressive avec création de structures positives. Du Crétacé Supérieur au Mio-Plio-Quaternaire, le Nord de la région d'étude a joué en zone haute, ce qui explique le changement latéral d'épaisseur et le non dépôt ou l'érosion des séries. Par contre, la partie sud a joué en zone basse permettant le dépôt des séries supérieures. Le Pliocène est discordant sur le Maastrichtien (non dépôt ou érosion). Ces caractéristiques suggèrent un plissement à la fin du Crétacé. L'affaissement progressif au NE du bassin atlasique est interrompu par la phase distensive au Crétacé Supérieur.

L'extension d'orientation NO-SE à ESE-OSO provoque le changement de la direction des failles du socle qui délimitent les blocs basculés. Cette tectonique fait partie d'une plus large zone de déformation affectant la partie nord-est de l'Afrique pendant le Crétacé Supérieur et impliquant la réactivation des accidents hercyniens et des accidents hérités du Panafricain (Inédit Sonatrach 2006).

Chapitre III :

ETUDE STRUCTURALE

III.1. Introduction

Le Bassin du Sud Est Constantinois forme un grand périclinal (S'applique à des structures, dont à partir d'un point les pendages divergent en éventail vers le haut) asymétrique d'axe grossièrement E - O ; l'étude de cette région est basée sur des données de surface en corrélation avec l'exploitation de données sismiques de sub-surface.

III.2. Etude de surface

L'étude de surface est basée sur l'étude d'image satellite et de la carte géologique de la région.

III.2.1. Analyse des linéaments à partir de l'image satellite

Le terme de linéament, remonte à HOBBS, qui le définissait ainsi «les plus importants linéaments de la physionomie terrestre peuvent être désignés comme crêtes ou limites de régions élevées, comme lignes de drainage ou lignes de côtes et comme limites linéaires des formations géologiques ou des types pétrographiques ou des lignes d'affleurements».

Avant l'apparition et l'utilisation des images satellites, seules les méthodes géophysiques associées à des études géologiques permettaient de mettre en évidence des mégastructures d'échelle supérieure à la centaine de kilomètres.

Afin de faire ressortir les structures majeures de la région, nous avons procédé selon trois étapes principales :

- Le report systématique des linéaments avec l'élaboration d'une carte et le traitement des données présentées sous forme d'un tableau (Tabl. 01) ;
- La réalisation de la rosace directionnelle (Fig. 27);
- La description des linéaments et de leurs répartitions.

L'étude de la carte linéamentaire ainsi réalisée à partir de l'image satellite de la région étudiée a permis de mettre en évidence l'ensemble des éléments structuraux résultant des différentes phases tectoniques ayant affecté la région. A partir de la rosace effectuée sur cette carte

linéamentaire, quatre directions principales ont été mises en évidence : NO-SE, NE-SO, E-O et N-S.

Les Directions	Nombre	N° %
0° - 10°	14	4.73%
10° - 20°	7	2.36%
20° - 30°	7	2.36%
30° - 40°	5	1.69%
40° - 50°	6	2.02%
50° - 60°	7	2.36%
60° - 70°	4	1.35%
70° - 80°	5	1.69%
80° - 90°	14	4.73%
90° - 100°	14	4.73%
100° -110°	12	4.05%
110° -120°	25	8.44%
120° -130°	36	12.16%
130° -140°	44	14.86%
140° -150°	32	10.81%
150° -160°	29	9.80%
160° -170°	20	6.75%
170° -180°	15	5.06%
TOTAL	296	99.95%

Tableau 01 : Récapitulatif des linéaments de la région d'étude à partir de l'image satellite
(Résultat de la photo satellite de la partie Est du bassin Sud Est Constantinois)

III.2.2. Interprétation de la carte linéamentaire à partir de l'image :

Quatre familles de linéaments différents avec des directions principales distinctes sont établies:

La famille I de direction NO-SE. La plupart de ces linéaments sont alignés pour former le grand couloir décrochant de Gafsa subparallèle aux grands accidents de Morsott-Tébessa et de Négrine. Cette famille de linéaments est marquée dans l'ensemble de la région par un jeu apparent globalement dextre de direction N-S et d'âge post-pliocène. La direction NO-SE décale en plusieurs endroits la direction globale E-O, elle lui est donc postérieure (Fig. 26).

La direction NO-SE correspond à la direction des fossés d'effondrements soulignés par des failles normales en relation avec une phase de distension.

La famille II de direction E-O. Cette direction E-O est bien marquée dans la région, en particulier, au Sud de la partie orientale du bassin Sud Est Constantinois (Fig. 26), les linéaments de direction E-O sont parallèles à l'Accident Sud Atlasique et passent par les structures anticlinales de direction E-O: Dj-Ez Zarar, Dj- Manndra, Dj-Negueb, Dj-Chouabina, Dj-Alima, Dj-Ez Zerf et Dj-Es Stah. Ces anticlinaux sont bordés par l'Accident Sud Atlasique vers le Sud. La présence de structures positives en forme de sigmoïdes de direction NE-SO à E-O (exp : Dj-Bottna, Dj-Boudjellal), résulte d'une réorientation de ces structures liée à une compression subméridienne post pliocène avec un raccourcissement Nord Sud.

La famille III de direction N-S ; parfaitement visible sur les cartes linéamentaires, cette famille présente une direction N-S des linéaments avec un décrochement senestre. Ces linéaments sont des accidents hérités de l'orogénèse panafricaine.

La famille IV de direction NE-SO. Ces accidents sont jalonnés d'intrusions diapiriques du Trias. Les plis de direction NE-SO (exp : Dj-Dokkane, Dj-Djerissa, les anticlinaux des trois Hamimats) s'expriment par une géométrie en échelon ; ils sont le résultat de la phase atlasique.

III .2.3. Conclusion : L'analyse des linéaments basée sur l'interprétation des cartes et des rosaces établies à partir du traitement des photos aériennes et des images satellites confirme la direction prédominante NO-SE, avec un décrochement dextre, des accidents principaux, ainsi donc, de direction parallèle aux grands accidents du bassin Sud Est Constantinois résultant de la phase atlasique et de la phase post-pliocène. Les linéaments de direction E-O sont probablement dus à la compression subméridienne d'âge Quaternaire. Les linéaments de direction NE-SO et N-S sont d'âge Albo-Aptien.

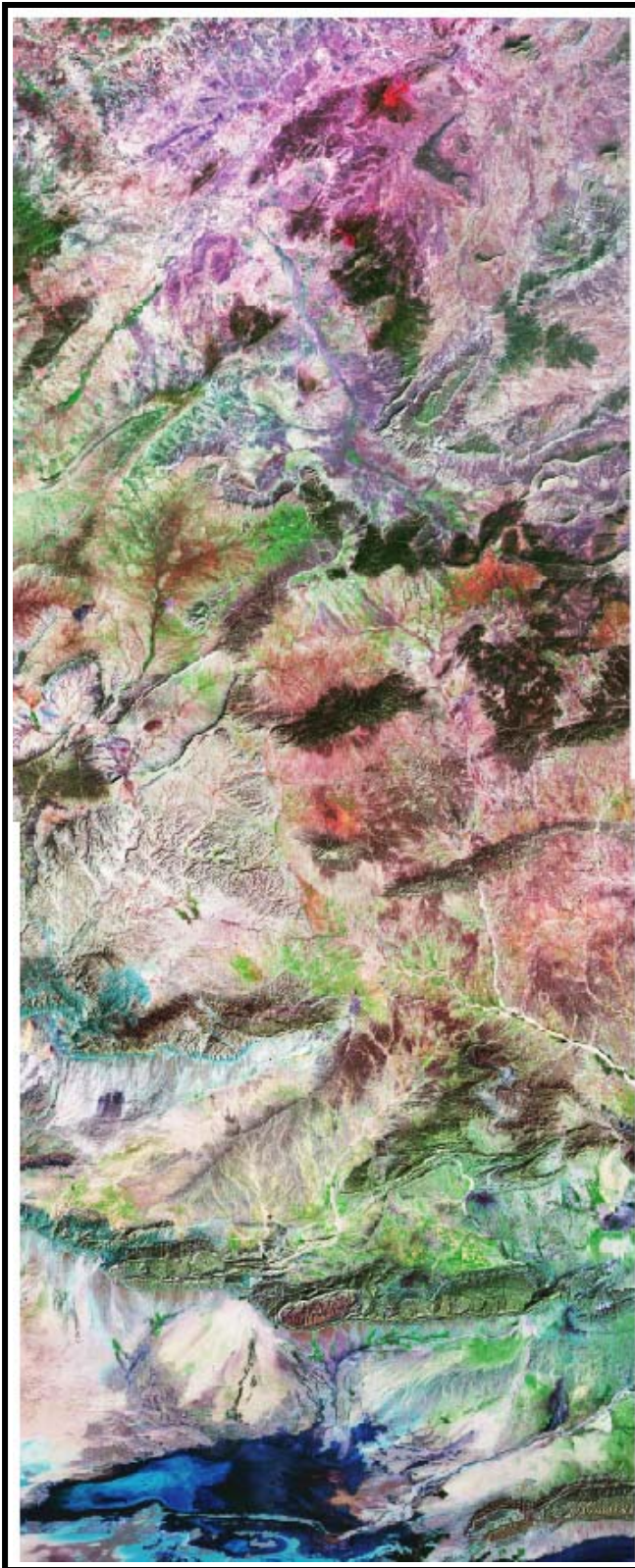


Figure 25 : Carte satellite de la partie est de l'atlas saharien (Satellite LANDSAT)

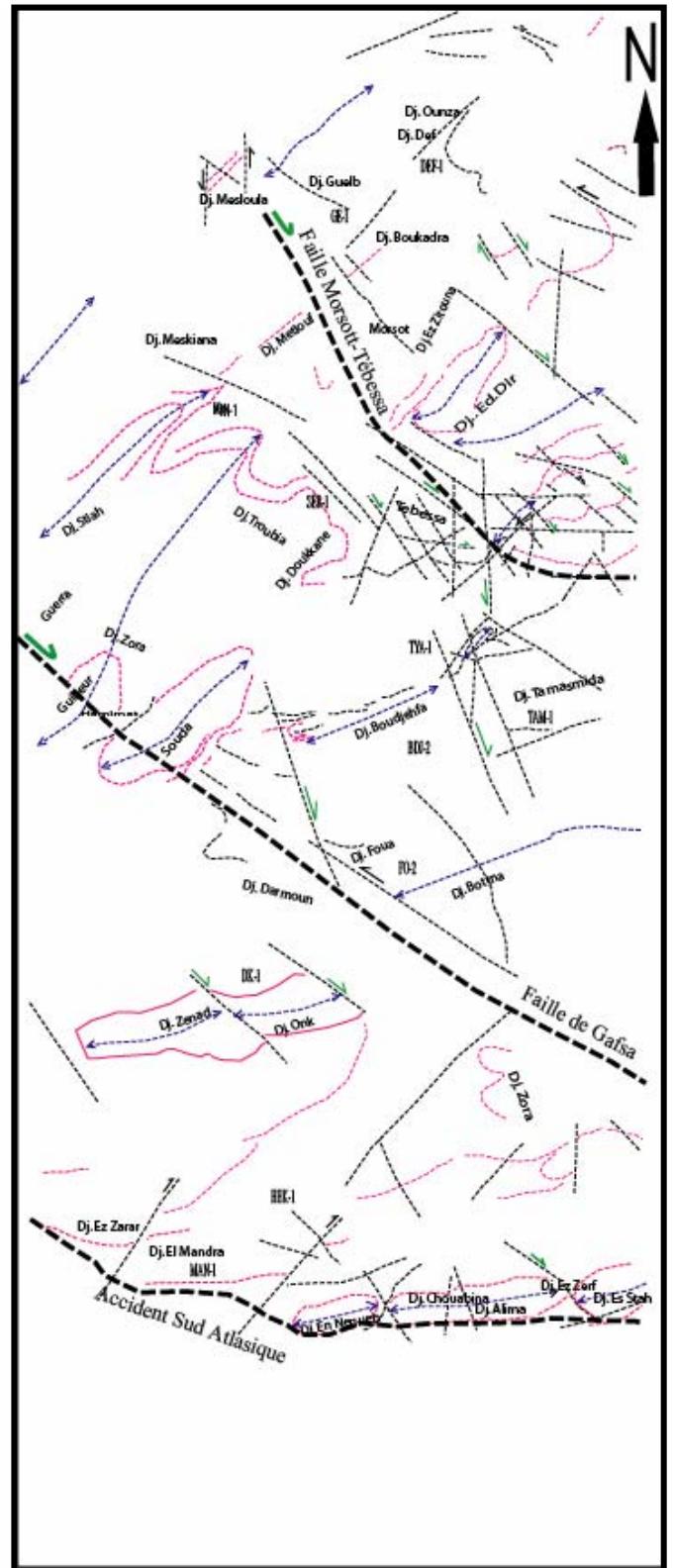


Figure 26 : Carte linéaire à partir de la photo satellite

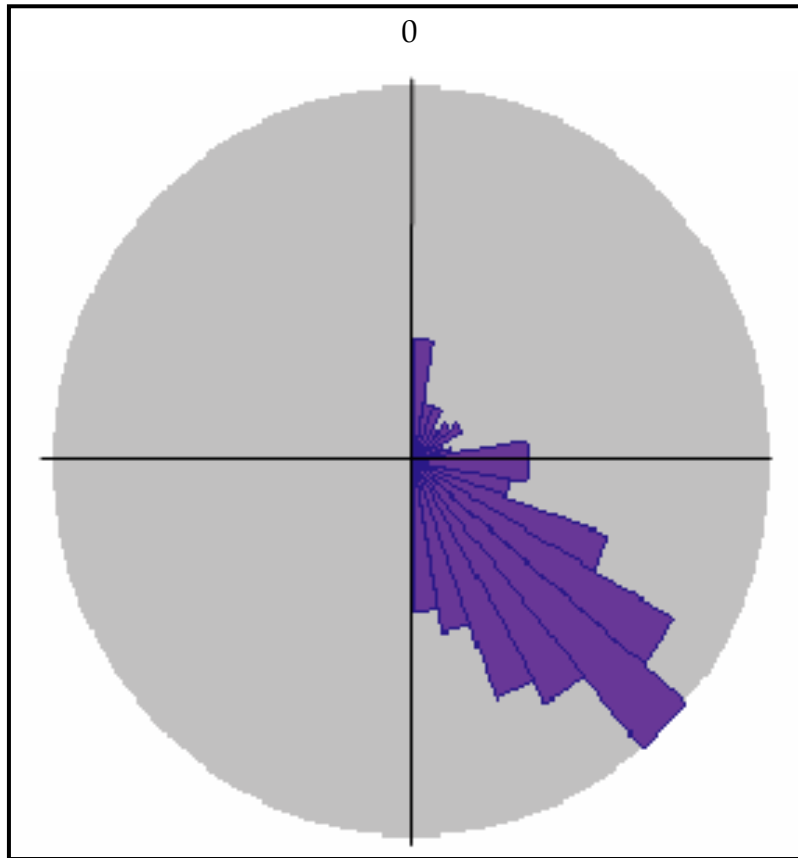


Figure 27 : Rosace de la carte linéaire de la photo satellite de la partie Orientale de l'atlas saharien

III.3. ETUDE DE SUBSURFACE (Méthode sismique)

III.3.1. Documents utilisés

La réalisation de cette étude a nécessité les documents suivants :

- Les rapports de fin de sondages (fiches stratigraphiques et des logs habillés) ;
- Les carottages sismiques ;
- Les sections sismiques ;
- Le plan de position de la région d'étude.

III.3.2. Les sections sismiques

Les sections sismiques qui existent dans la région d'étude, à savoir une vingtaine, ont été utilisées. Ces sections recouvrent différentes directions.

III.3.3. Identification des horizons et calage

Une section sismique est cartographiée à partir des documents déjà cités. La méthode utilisée est la suivante :

Sur une section sismique, on positionne les puits à partir du plan de position. La fiche stratigraphique d'un puits nous donne les profondeurs en mètres des unités choisies. Ces profondeurs sont converties en temps double grâce à la courbe temps-profondeur du carottage sismique. Une correction de DP (Datum-plane) entre le carottage sismique et la section est nécessaire. Les valeurs obtenues doivent être positionnées sur la section sismique. Enfin, on arrive à la corrélation des sections, en tenant compte de la continuité des horizons. La discontinuité d'un horizon peut être interprétée comme une zone de fracturation.

III.3.4. Interprétation des sections sismiques

Les sections sismiques utilisées sont de qualité sismique moyenne à médiocre. Et les coupes réalisées, sont présentées sur la figure 28.

A- L'interprétation de la partie nord des sections qui passent par les puits : AMK-1, SLA-1, SER-2 et BDJ-2, montre en profondeur une géométrie des failles NO-SE assez droite, de fortes épaisseurs depuis le centre vers les bordures, ainsi que des phénomènes d'"on lapping" c'est à dire très apparents à partir du sommet de l'Aptien. Elle montre aussi une structuration qui se manifeste par les grands plis Aurèsiens, qui s'accompagnent d'un système de fracturation. Le cœur de ces plis montre une zone sourde qui peut correspondre à des dômes de sels qui n'affleurent pas en surface.

B- L'interprétation de la partie sud des sections qui passent par les puits : GTR-1, GKN-1, BGH-1 et BAR-1, montrent le passage de la plate forme saharienne vers l'Atlas Saharien, un amincissement des séries mésozoïques du Nord vers le Sud et un épaissement des séries néogènes à l'aplomb de la flexure sud atlasique (qui va en diminuant vers le Sud). Elle montre aussi des chevauchements à vergence sud avec une géométrie variable.

Le passage depuis la plate-forme saharienne vers l'Atlas saharien dans la région de Négrine-Seiar selon une direction O-E et N-S, se fait par l'intermédiaire d'un couloir d'accidents. Ce dernier se matérialise soit par une zone de transferts soit par une coupure directe par le biais d'une faille.

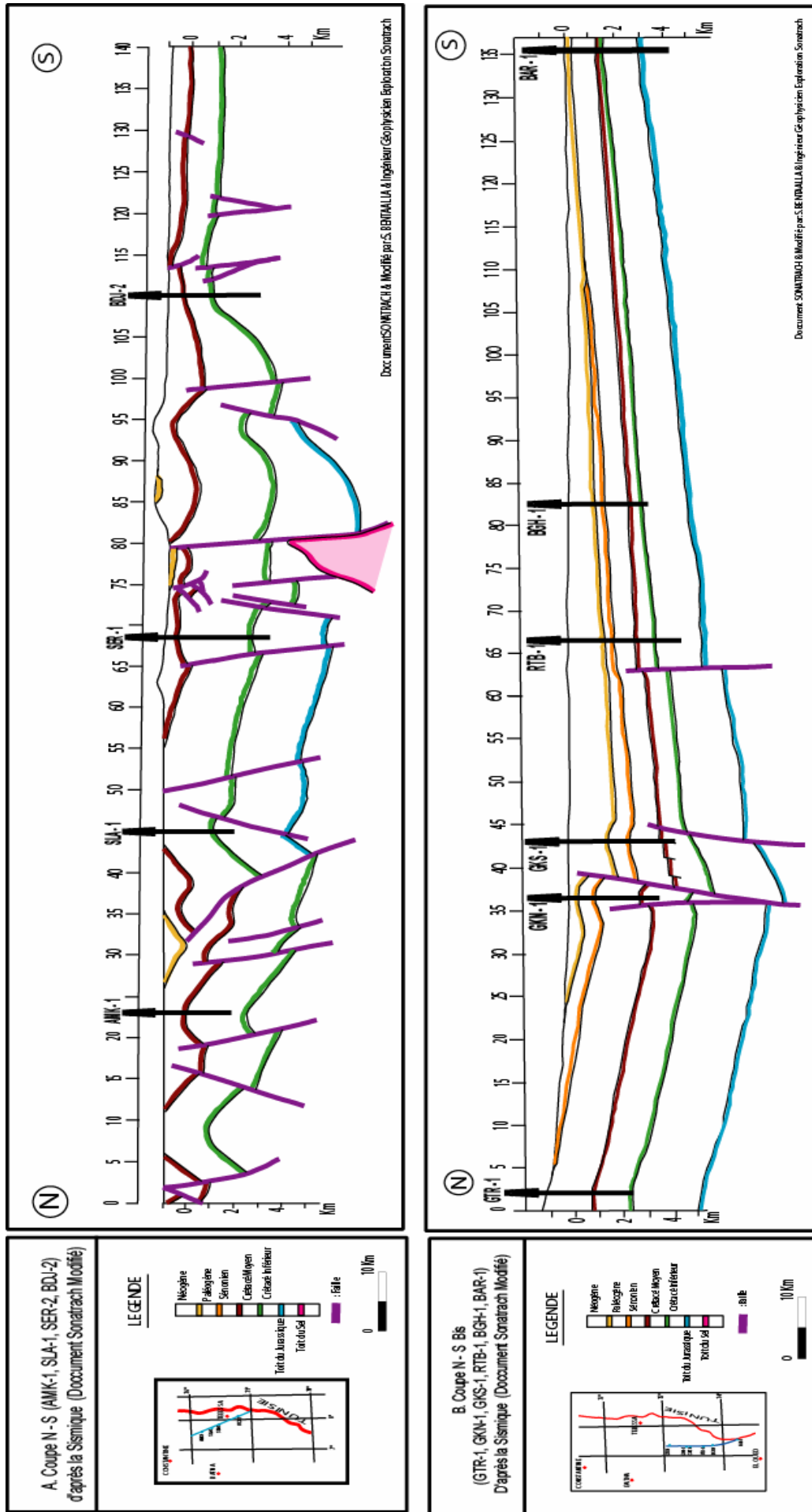


Figure 28 : Coupes N-S basées sur l'interprétation des profils sismiques

III.3.5. Conclusions:

On peut interpréter la composante normale observée sur les coupes réalisées (Fig. 28) à partir de l'interprétation sismique, comme le résultat d'une extension liée d'après les cartes en isopaques au Crétacé Inférieur. Leurs composantes inverses correspondrait à une inversion tectonique post turonienne, et selon d'autres auteurs cette inversion commencerait au Maastrichtien.

Les petites failles normales observées sur les coupes, pourraient illustrer la phase extensive qui affecte le bassin quaternaire.

Sur le profil, le Miocène semble impliqué dans la compression post-atlasique.

Chapitre IV :

ESQUISSE PALEOGEOGRAPHIQUE (BARREMIEN / PALEOGENE) DU SUD EST CONSTANTINOIS)

IV.1. Introduction :

L'étude paléogéographique de la région consiste à chercher et à reconstituer les zones d'accumulation des dépôts à des périodes données notamment du Barrémien au Paléogène du domaine du Sud Est Constantinois sur la base des travaux antérieurs et des données de sondages.

IV.2. Méthodologie de Travail :

Cette partie est basée principalement sur les données des puits, et plusieurs études.

La première étape consiste en la récolte des données de sondages et des cartes (isopaques et isobathes), avec les cartes paléogéographiques des différents auteurs ; La seconde étape consiste à superposer les cartes à l'aide du logiciel Illustrator CS 11.0 et par le biais de calque on trace l'esquisse paléogéographique ; les vérifications relatives aux tracés sont faites à l'aide des données de sondages et des résultats des diverses études.

IV.3. Interprétation des cartes :

1. Crétacé inférieur

Le Crétacé inférieur est caractérisé par la diminution de la sédimentation carbonatée au profit de la sédimentation détritique. Dans l'Atlas Saharien le passage des séries franchement carbonatées aux séries grés-argileuses est progressif lorsqu'on se déplace vers le Sud-Ouest. Ainsi, vers le Nord (Guellalia) les premières manifestations silico-clastiques se font ressentir au Valanginien inférieur et ne peuvent être qu'antérieures dans la région de Bou Saâda (Bérriasien). Plus à l'Est, les premières arrivées de grès apparaissent au Bérriasien supérieur, par contre au Sud (Djebel Azreg des Aurès) elles sont d'âge Bérriasien moyen (Guiraud, 1990).

Dans les Aurès la sédimentation est essentiellement grés-argileuse de type deltaïque (Kazi-Tani, 2001) dans laquelle s'intercalent des niveaux carbonatés qui se sont déposés lors de l'Hautérvien, l'Aptien moyen et supérieur et l'Albien supérieur.

Dans le môle Constantinois, la sédimentation carbonatée du Jurassique se poursuit au Crétacé inférieur, le faciès montre temporairement des influences pélagiques et détritiques. Au sommet du Gargasien (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 gréso-argileuse de type fluvio-deltaïque dans laquelle s'intercalent deux niveaux carbonatés marins à l'Aptien et à l'Albien moyen à supérieur.

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.

Les cartes de faciès interprétées en termes d'environnement de dépôt à différentes époques appellent un certain nombre de remarques, à savoir :

- Le Néocomien présente des faciès récifaux et péri-récifaux dans le môle d'Aïn Mlila-Constantine, par contre plus au Sud dans le sillon Aurès-Kef, il est de type flyschöide et passe au Sud (Sahara septentrional) à un faciès essentiellement détritique.
- Au Barrémien (Fig. 29), on assiste à la progradation progressive vers le Nord et le Nord Est de puissantes séries détritiques de type fluviale. Ces dernières se sont déposées dans les zones les plus méridionales et passent au Nord à des faciès de type lagunaire. Dans les Aurès et les Nementchas on assiste à l'installation d'un système deltaïque. Les régions du Hodna et du Belezma restent épargnées à cause de leur position haute. Dans le môle d'Aïn Mlila on a des dépôts carbonatés de plate-forme qui prédominent.
- L'Aptien (Fig. 30) est caractérisé par une vaste transgression marine, accompagnée par une sédimentation carbonatée. Du Sud vers le Nord, on a des faciès de plus en plus marins, passant d'un domaine lagunaire dans le Sahara septentrional à des faciès de plate-forme interne dans les Monts des Aurès et les Nementchas. Dans les Monts du Hodna et le môle d'Aïn Mlila et Constantine on a des faciès plus profonds avec notamment des développements de récifs (Batna, Tébessa).
- A l'Albien inférieur (Fig.31), on assiste à une reprise de l'activité deltaïque confirmée par l'afflux des faciès détritiques. Seuls les monts de Tébessa restent épargnés, où une sédimentation de type carbonatée s'est déposée.
- A l'Albien supérieur (Fig. 32), on assiste à une transgression généralisée, avec une disposition de faciès de plus en plus profonds selon une direction nord sud.

2. Crétacé Supérieur

Au cours du Crétacé supérieur l'Atlas Saharien Oriental correspondait à une zone de plate-forme 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 Srou et Djelfa (Guiraud, 1990).

Figure : 29

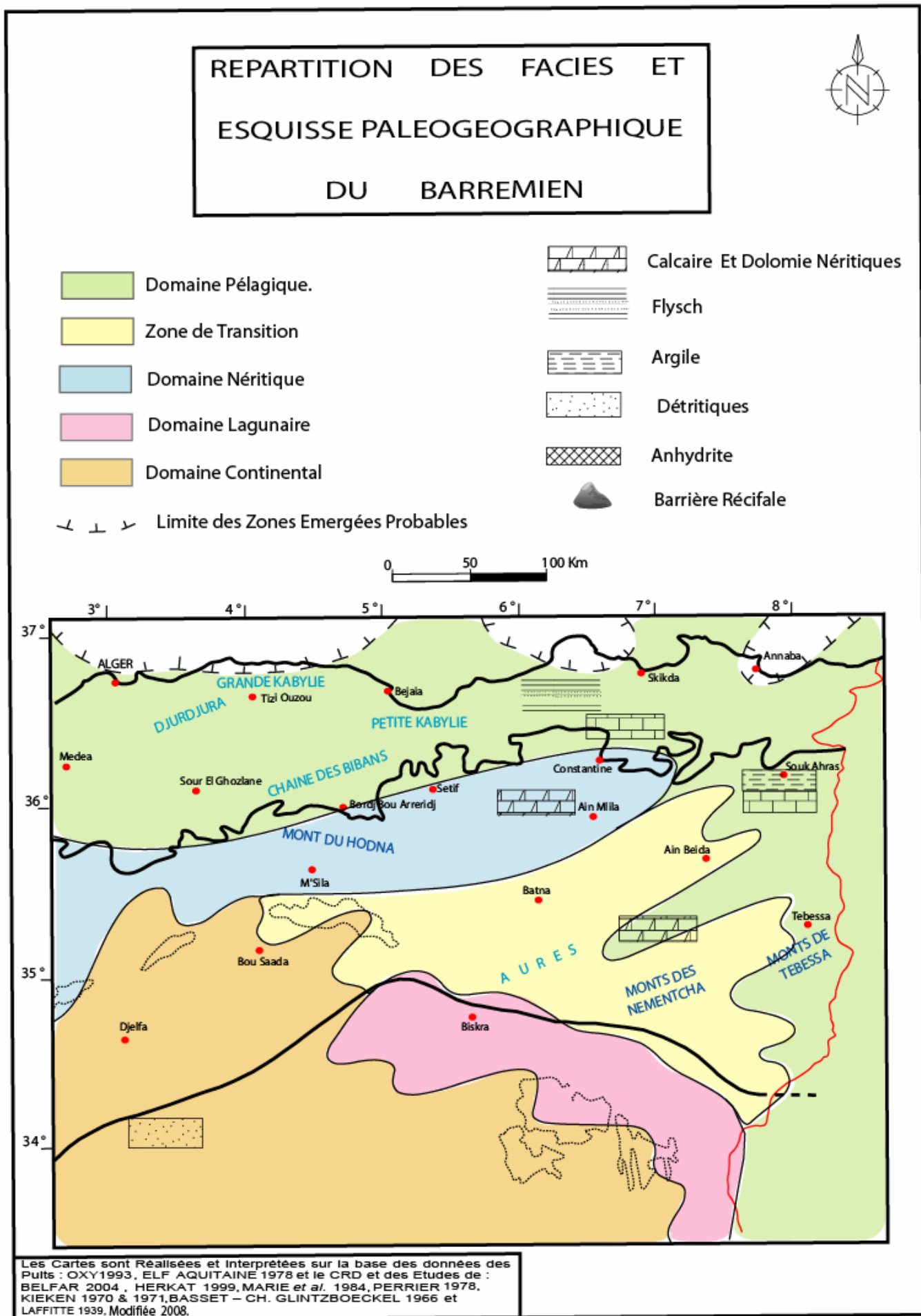


Figure: 30

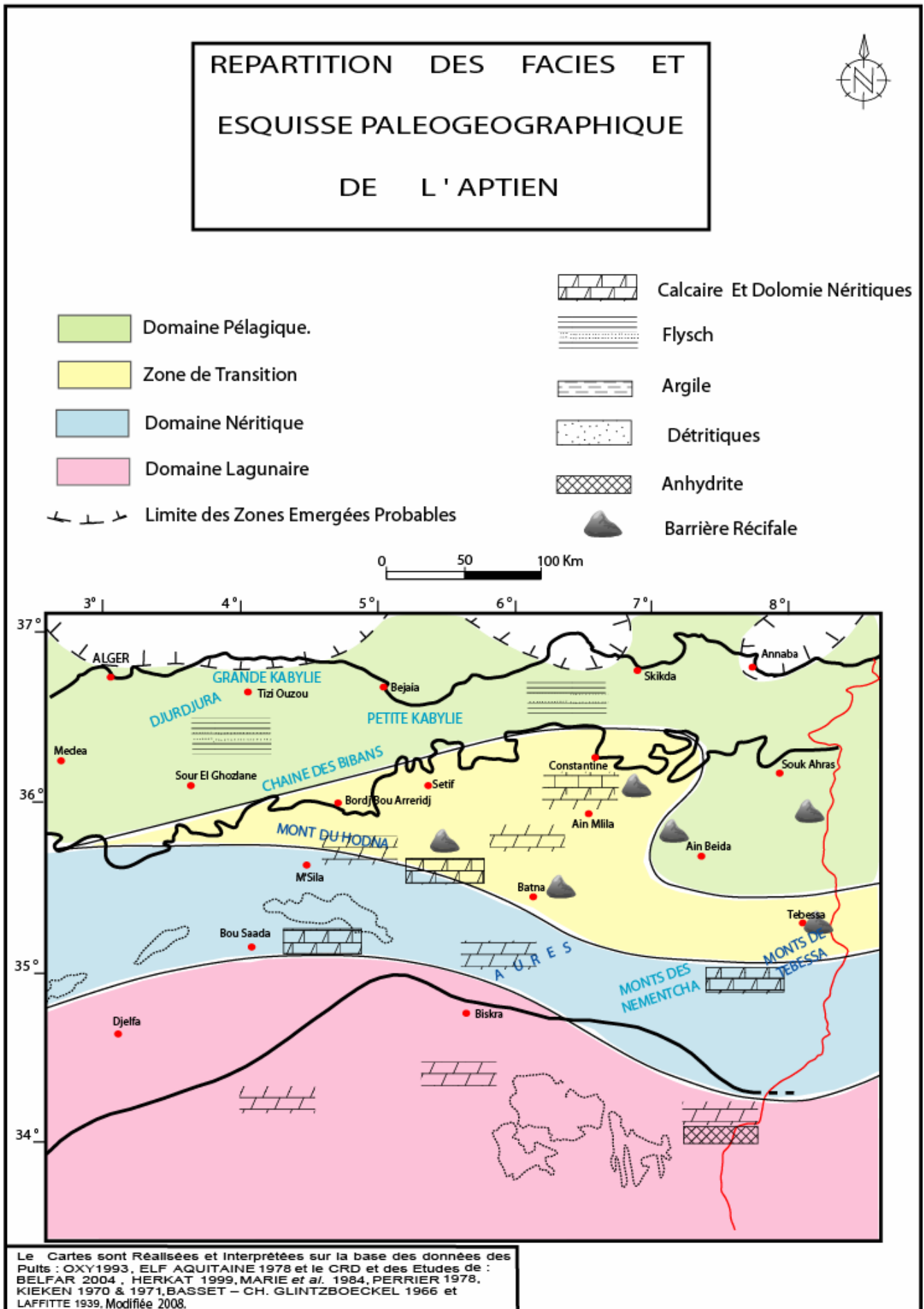
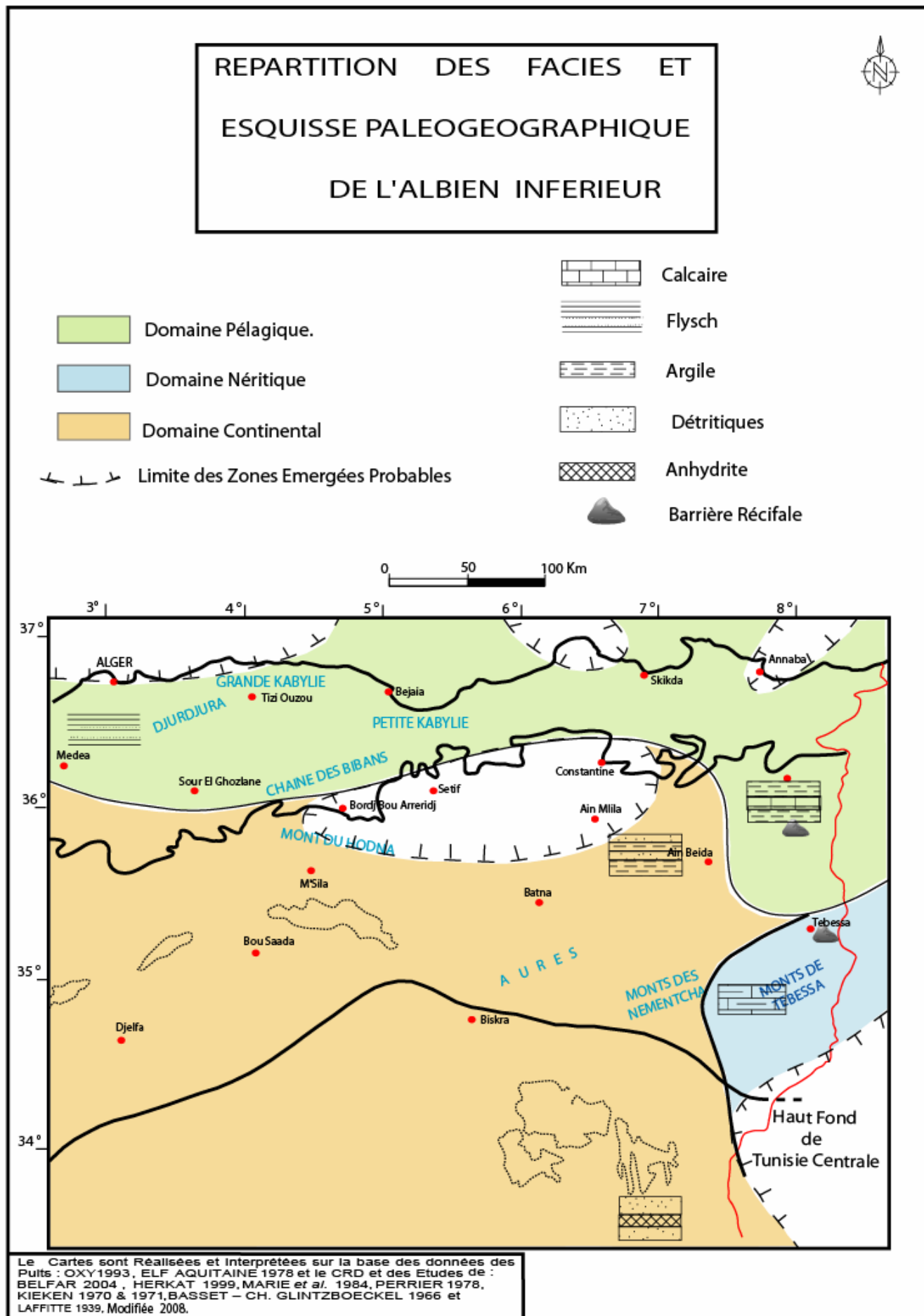
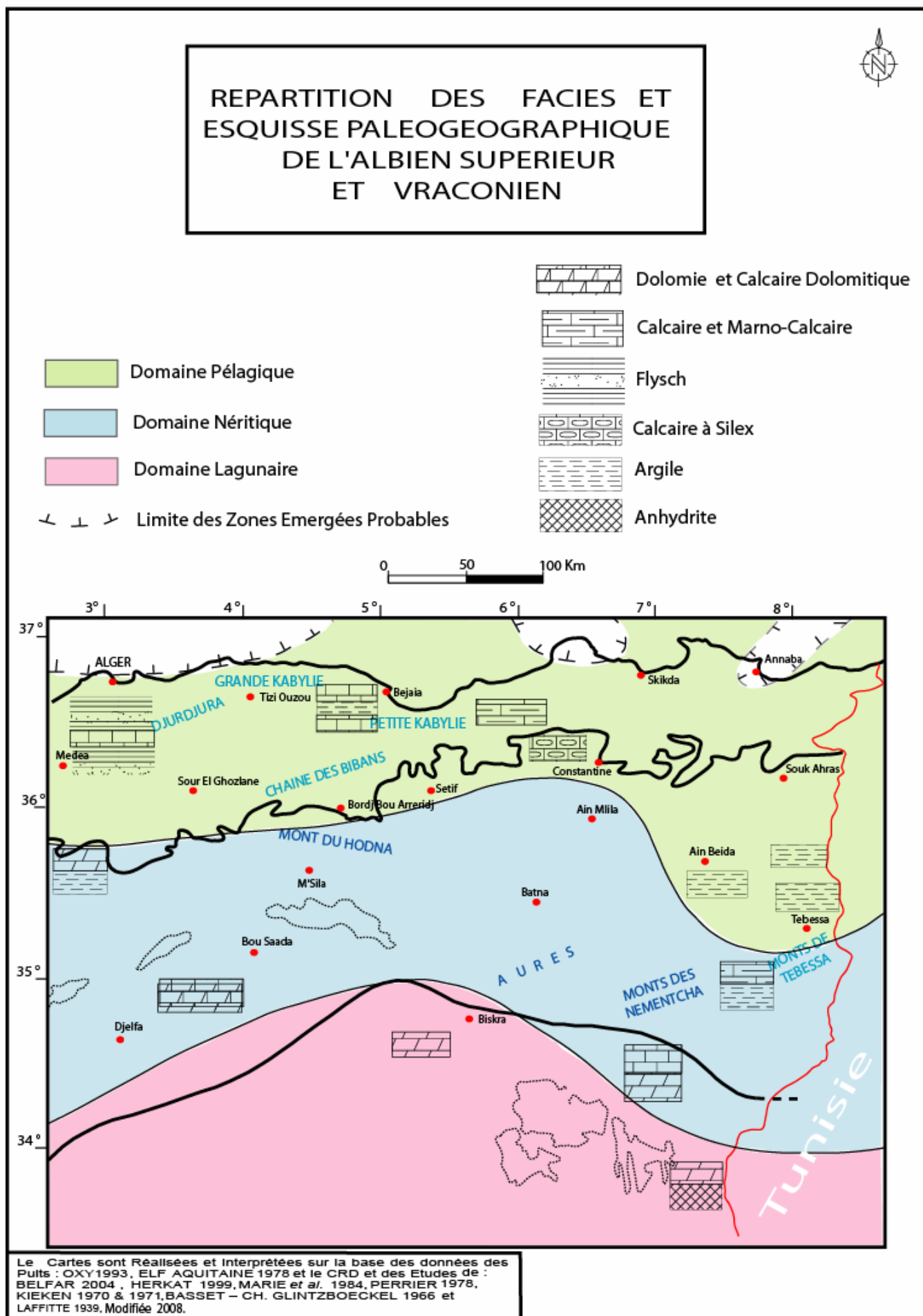


Figure :31



Le Cartes sont Réalisées et interprétées sur la base des données des Puits : OXY1993, ELF AQUITAINE 1978 et le CRD et des Etudes de : BELFAR 2004, HERKAT 1999, MARIE *et al.* 1984, PERRIER 1978, KIEKEN 1970 & 1971, BASSET - CH. GLINTZBOECKEL 1966 et LAFFITTE 1939, Modifiée 2008.

Figure :32



Le domaine sud constantinois était le siège d'une forte subsidence où la sédimentation de type pélagique y est largement dominante. Localement on note une instabilité du niveau marin avec l'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), 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 marne à gypse persistent et sont rencontrés au Cénomaniens inférieur et au Sénonien inférieur.

Les cartes de faciès interprétées en termes d'environnement de dépôt montrent du Cénomaniens au Turonien :

- Au cours du Cénomaniens (Fig. 33) la sédimentation est essentiellement marine, les provinces paléogéographiques sont très diversifiées. Dans le môle Constantinois le Cénomaniens est représenté par des dépôts calcaires bioclastiques parfois récifaux, par contre au centre de la fosse aurésienne le faciès est plus profond constitué de marnes à Ammonites et à microfaunes pélagiques. Dans la région de Tébessa, on a des marnes à huîtres et des calcaires lumachéliques. Plus au Sud, les dépôts deviennent de moins en moins marins, il s'agit de calcaires dolomitiques à passées d'argiles et d'anhydrites.
- Au cours du Turonien (Fig. 34) et à travers les différents puits étudiés, on note une évolution progressive des faciès du Sud vers le Nord. Ces derniers reflètent un approfondissement vers le Nord indiquant le passage d'un environnement supratidal à un environnement plus ouvert au Nord.

Dans le bassin du Sud Est Constantinois trois zones paléogéographiques s'individualisent du Sud vers le Nord. On distingue ainsi une zone supratidale à intertidale, une zone subtidale et une zone de plate-forme externe avec des influences de mer morte.

La zone supratidale à intertidale

Au Sud (ZH-1), le Coniacien est marqué par un grand développement d'évaporites (Fig. 35), représentées par une alternance de dolomie micro à crypto cristalline, d'anhydrite fibreuse et d'argile carbonatée. Ce faciès passe à BAR-1 à une alternance de dolomie microcristalline, parfois vacuolaire et de calcaire wackstone à packstone dolomitisé à pellets et à foraminifères benthique. Cet ensemble caractérise une zone supratidale à intertidale.

La zone subtidale

Cette zone subtidale s'étend au Nord de BAR-1 et jusqu'à la région de Ras Toumb, Guerguit El Kihal, Kemakem et Djebel Doukane. Le Coniacien ici est représenté par des calcaires gris, graveleux, bioclastiques et pseudo oolithiques à intercalations de calcaires crayeux, d'argiles indurées et de marnes.

Localement (SNJ-1, DK-1 et KM-1), dans le Coniacien, on note l'existence de cordons oolithiques et/ou bioclastiques.

Domaine de plate-forme externe

Situé au Nord de la région d'étude (BTS-1, BTN-1, ROA-1), les dépôts deviennent de plus en plus marins du type mer ouverte, il s'agit d'une alternance de calcaire crypto à microcristallin, lumachéllique, de calcaire crayeux parfois argileux, d'argile indurée feuilletée et de marnes, passant (RES-1 et GTR-1) à une sédimentation très fine et calme formée par des marnes et des marno-calcaires.

Les conditions paléogéographiques qui ont prévalu depuis le Santonien jusqu'au Maastrichtien (Fig. 36) indiquent une sédimentation marine sur l'ensemble du bassin constantinois.

3. CÉNOZOÏQUE

Au Cénozoïque (Fig. 37), 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 ; cette période marque une transformation progressive des conditions de sédimentation. Débutant avec un milieu marin infra néritique dans la région du Kef, les dépôts acquièrent un caractère euxinique et évoluent peu à peu vers des milieux lagunaires dans la région de Gafsa-Metlaoui (Chabou-Mostefai 1987,1998). Au Thanétien apparaît un régime épi néritique caractérisé par une vie animale très intense, en rapport avec la sédimentation phosphatée et les courants. L'Yprésien marque un retour à des conditions plus marines.

Figure :33

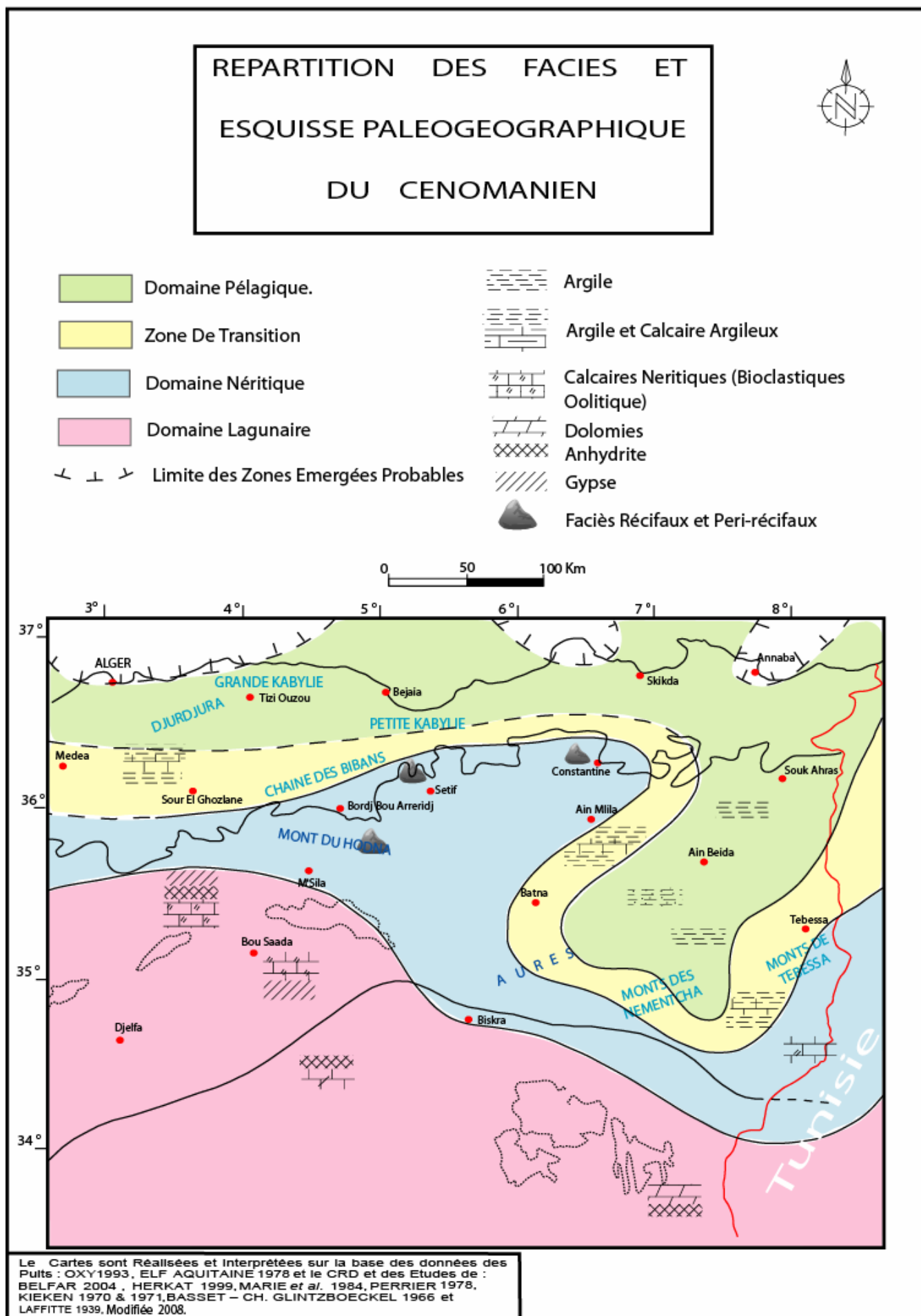


Figure : 34

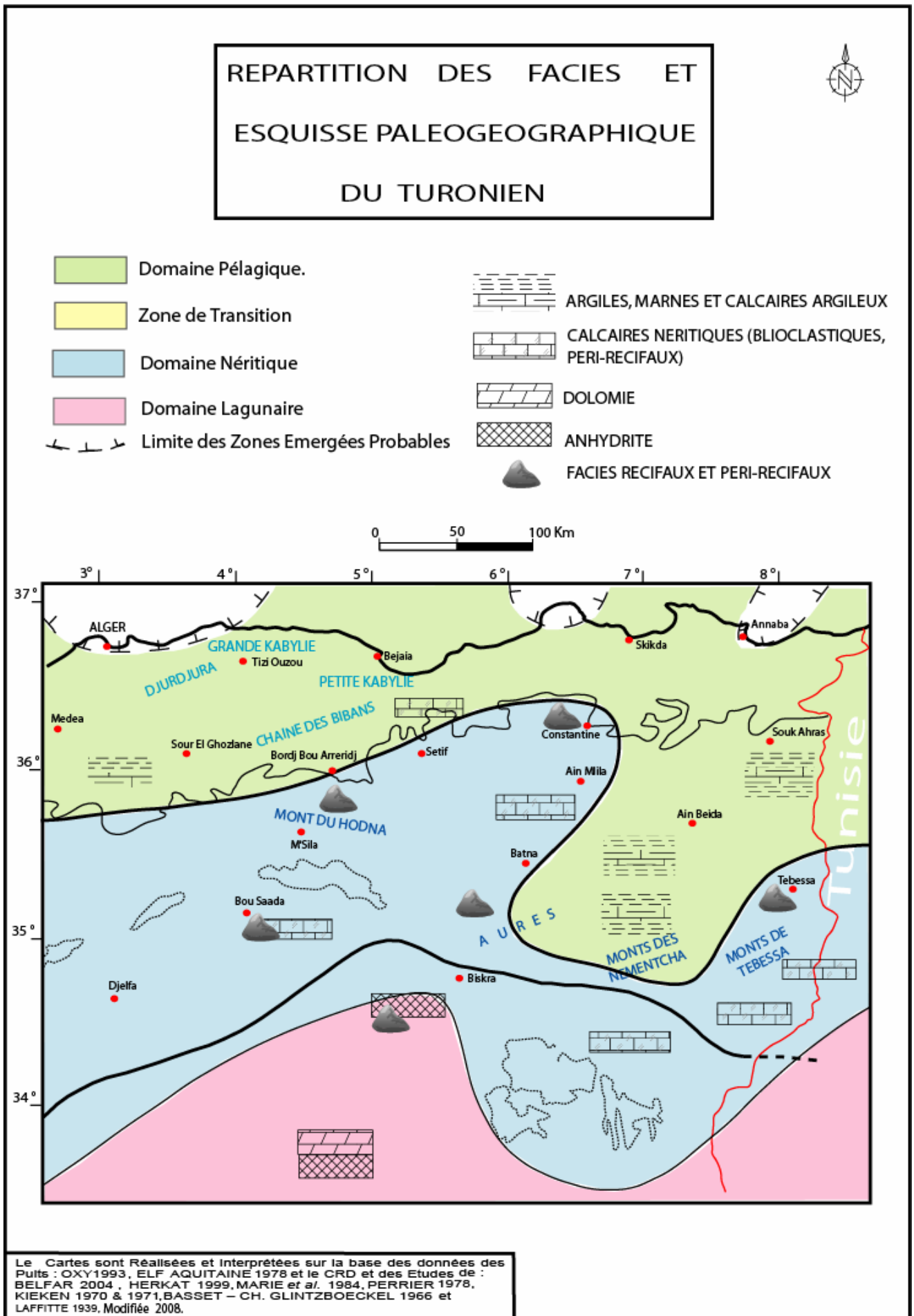


Figure :35

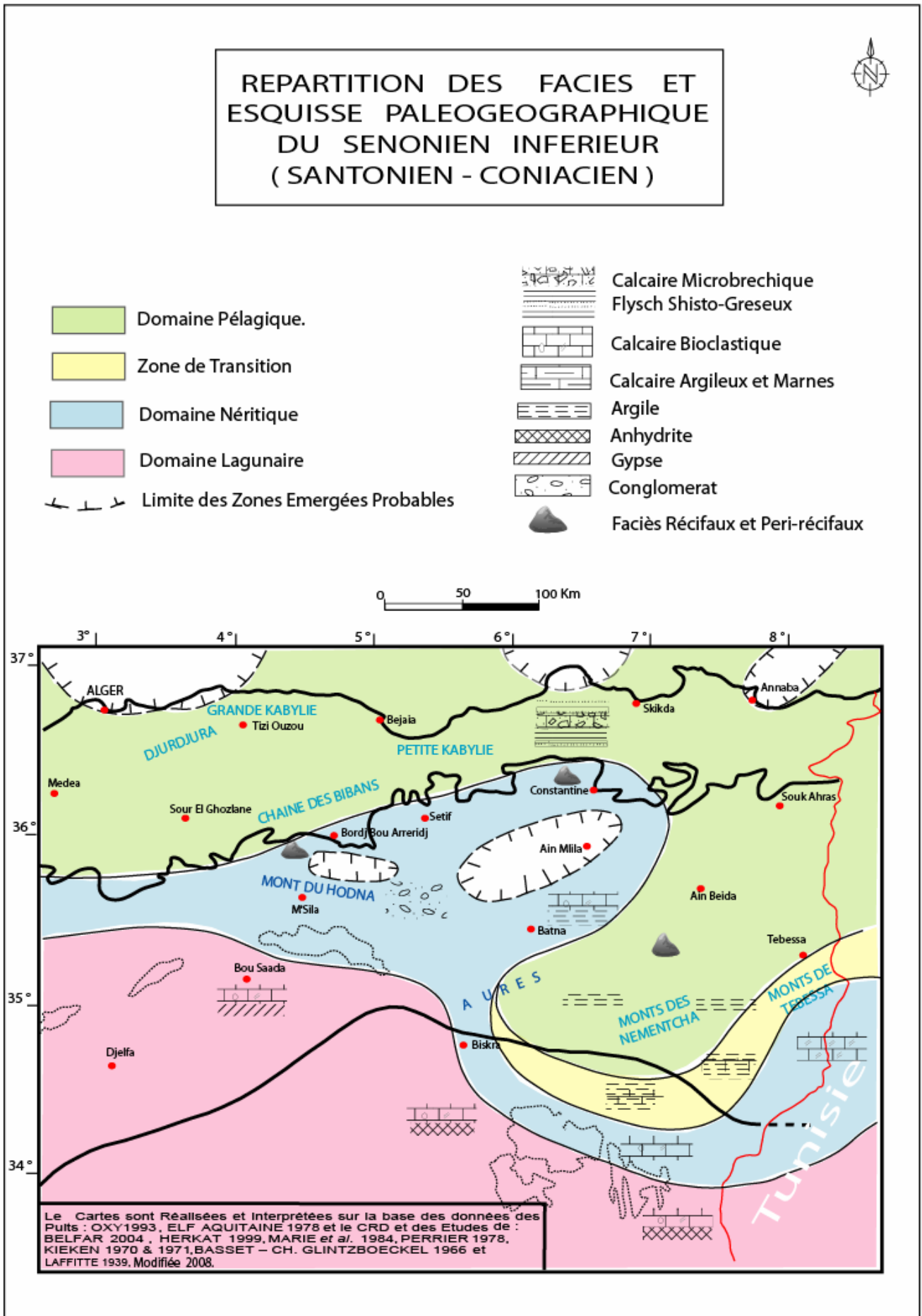


Figure : 36

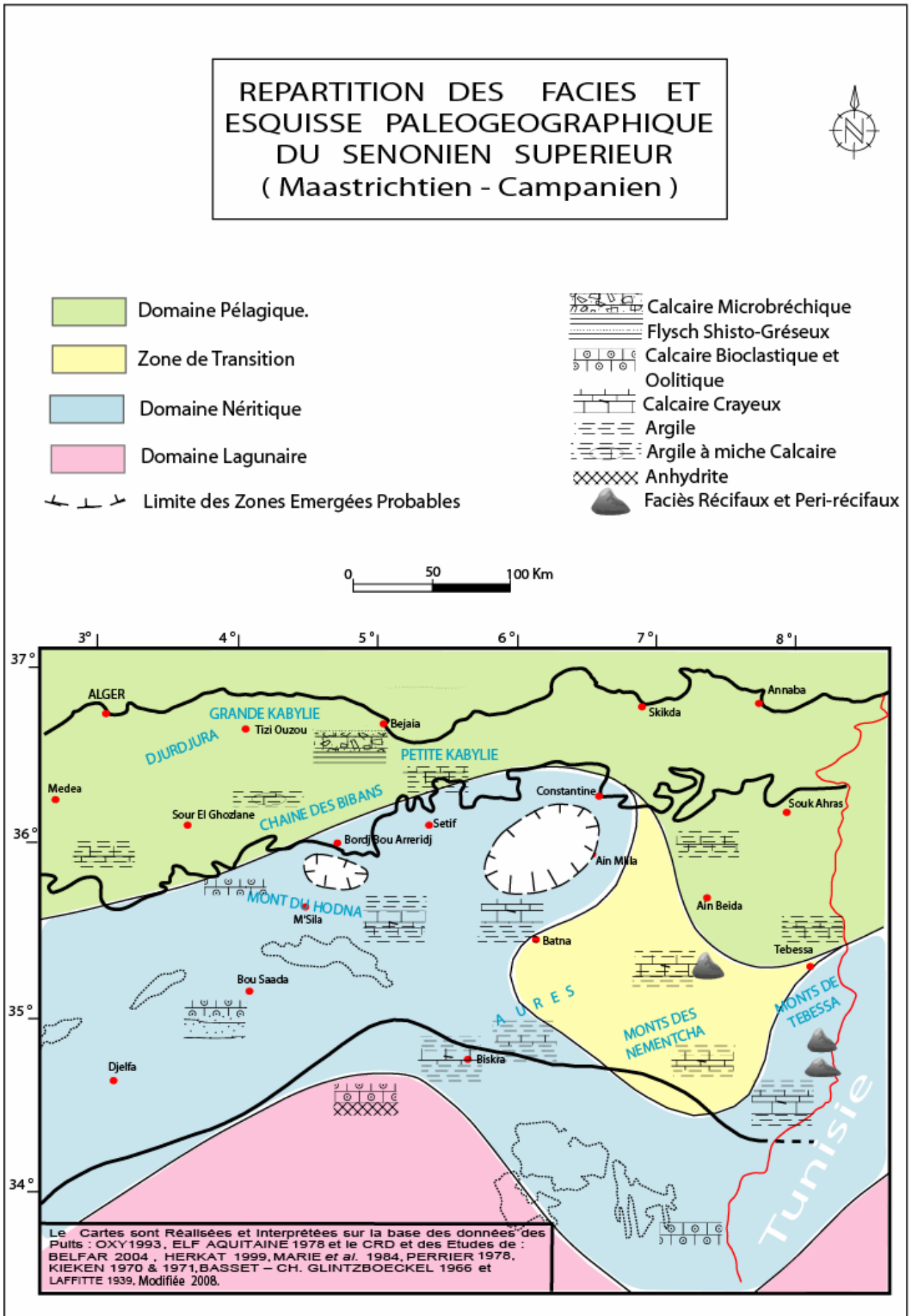
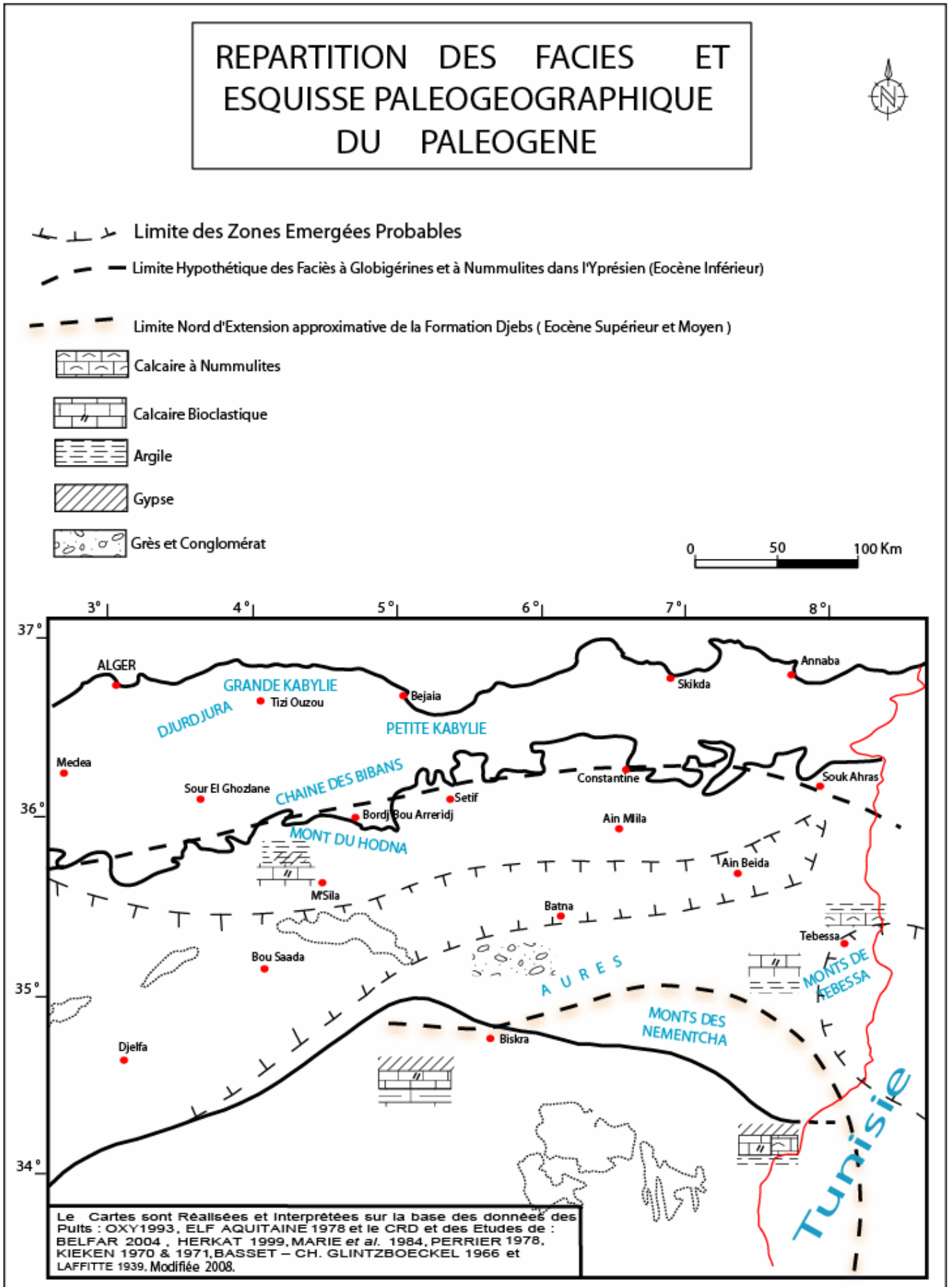


Figure :37



Chapitre V :

LES GISEMENTS SEDIMENTAIRES DU SUD EST CONSTANTINOIS

V.1. Introduction :

Nous avons répertorié les puits signalant les indices minéralisés en fer, phosphates et hydrocarbures et tracé une carte de leur répartition (fig.38). Nous avons établi les corrélations lithostratigraphiques entre ces puits (Fig.39) et tenté de montrer leurs distributions dans l'espace et à travers le temps.

Le but est d'établir les relations, si elles existent, entre les conditions de dépôts et les caractéristiques communes de la minéralisation.

PUITS	Cotes	ETAGES	ESPECES INDEX ET ASSOCIATIONS	FACIES ET CONTENU FAUNISTIQUE
N -1	2897.15 - 2901.35 m	Turonien sup. - Coniacien	L'association se limite à quelques Hedbergelles et des Margonotruncana. La limite Turonien - Coniacien n'a pu être définie.	Il s'agit d'un calcaire Packstone à Wackstone à nombreux entroques de Polypiers, Algues (C#3), nombreuses plages de dolomie et petites ammonites ferrugineuses (C#4); calcisphères, foraminifères planctoniques et pyrite (C#5 et 6).
K -1	96,5 - 186m	Paléocène supérieur	Globorotalia acuta TOULMIN.	Succession de marnes et d'argiles phosphatées; de calcaires argileux au sommet, des dolomies et de calcaires argileux dolomitique à la base. Tests de Lamellibranches, Echinodermes et fragments de Bryozoaires. Granules de phosphate.
K -1	2196 - 3380m	Albien	Microfaune pauvre. Rares formes à affinités Biticinella breggiensis Glob. washtensis; Radiolaires (C#10), des Arénacées; Textularia sp.; plaques d'Ophiures.	2196 - 2446m, des calcaires compacts légèrement dolomitisés, souvent argileux et en général lumachelliques à Lamellibranches, Gastéropodes, Echinodermes, Bryozoaires et Algues. Des débris phosphatés abondants, pyrite et glauconie sont présents.
S -1	4361 - fin sondage	Cénomanién	Pauvre en microfaune, avec les mêmes foraminifères: Hedbergelle; Thomasinella et Charentia.	Calcaire brunâtre, localement pyriteux et glauconieux, alterné de calcarénite beige, grossière et d'argiles grises, indurées, carbonatées, localement pyriteuses, renfermant des débris de mollusques.
O -2	2310 - 2757.20 m	Albien supérieur	Zone à Globigérinidae et Radiolaires qui caractérisent l'Albien sup. / Vraconien. Ces derniers sont associés à des Hedbergelles, des Ostrcodes de Ticinelles.	Toit de l'Albien fixé par l'apparition de Gbt. et Radiolaires. L'ensemble est marno-argileux marin franc, à quelques intercalations de calcaire riche en lumachelle, de la glauconie et du phosphate, traduisant un environnement épinéritique peu profond.
M -1	2690	Albien supérieur	Le toit de l'Albien supérieur a été fixé arbitrairement, à l'entrée dans la formation dolomitique à polypiers, Echinodermes, Lamellibranches, Mélobésiées et Bryozoaires. Des traces de glauconie et de phosphate sont notées.	La formation dolomitique à polypiers, Echinodermes, Lamellibranches, Mélobésiées, Bryozoaires et des traces de glauconie et de phosphate. Quelques niveaux de grès très fins, s'intercalent (C# 23). A partir de 2690m, biomicrite à Lamellibranches et Echinodermes.

TABLEAU 02 : Puits contenant des indices phosphatés et ferrifères

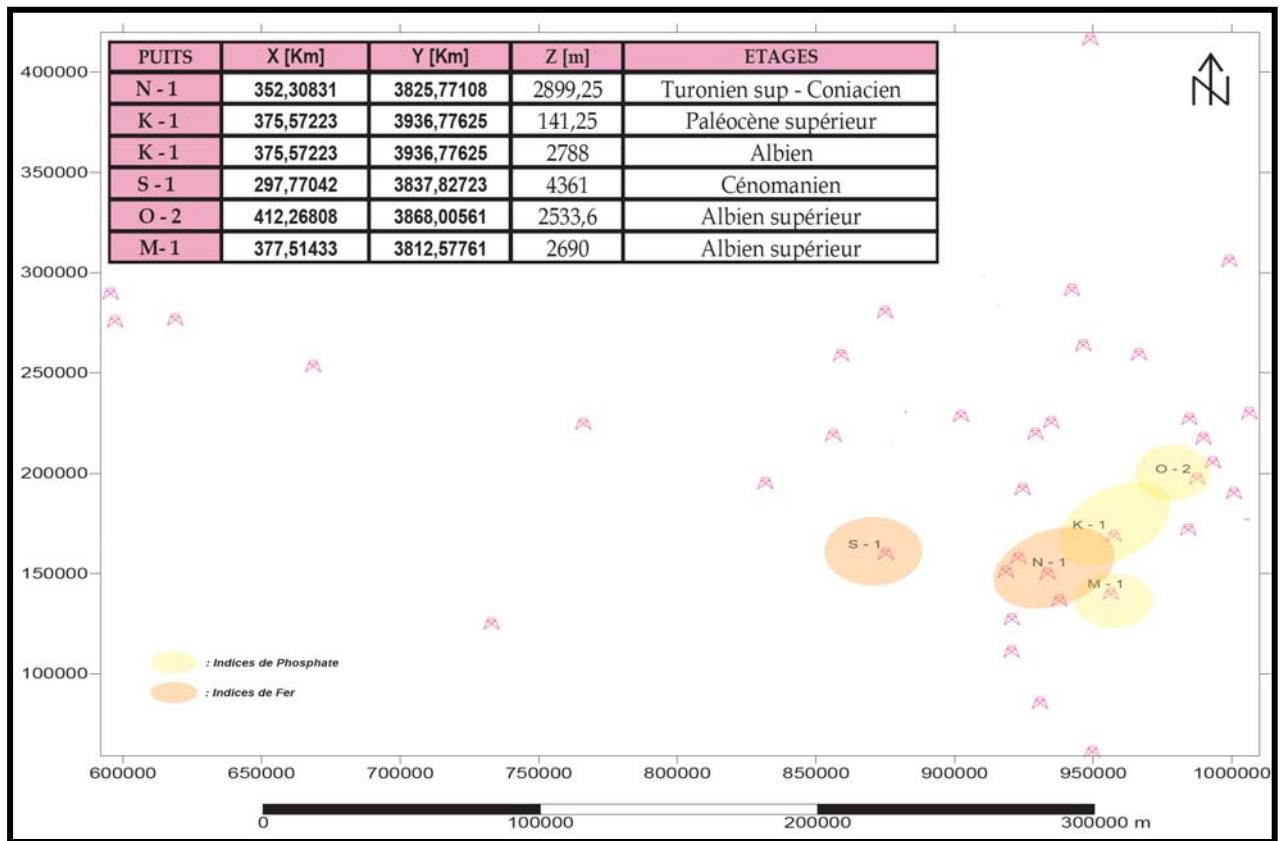


Figure 38 : Distribution des indices minéralogiques [phosphate & fer] d'après les données des puits pétroliers après l'analyse minéralogique des niveaux

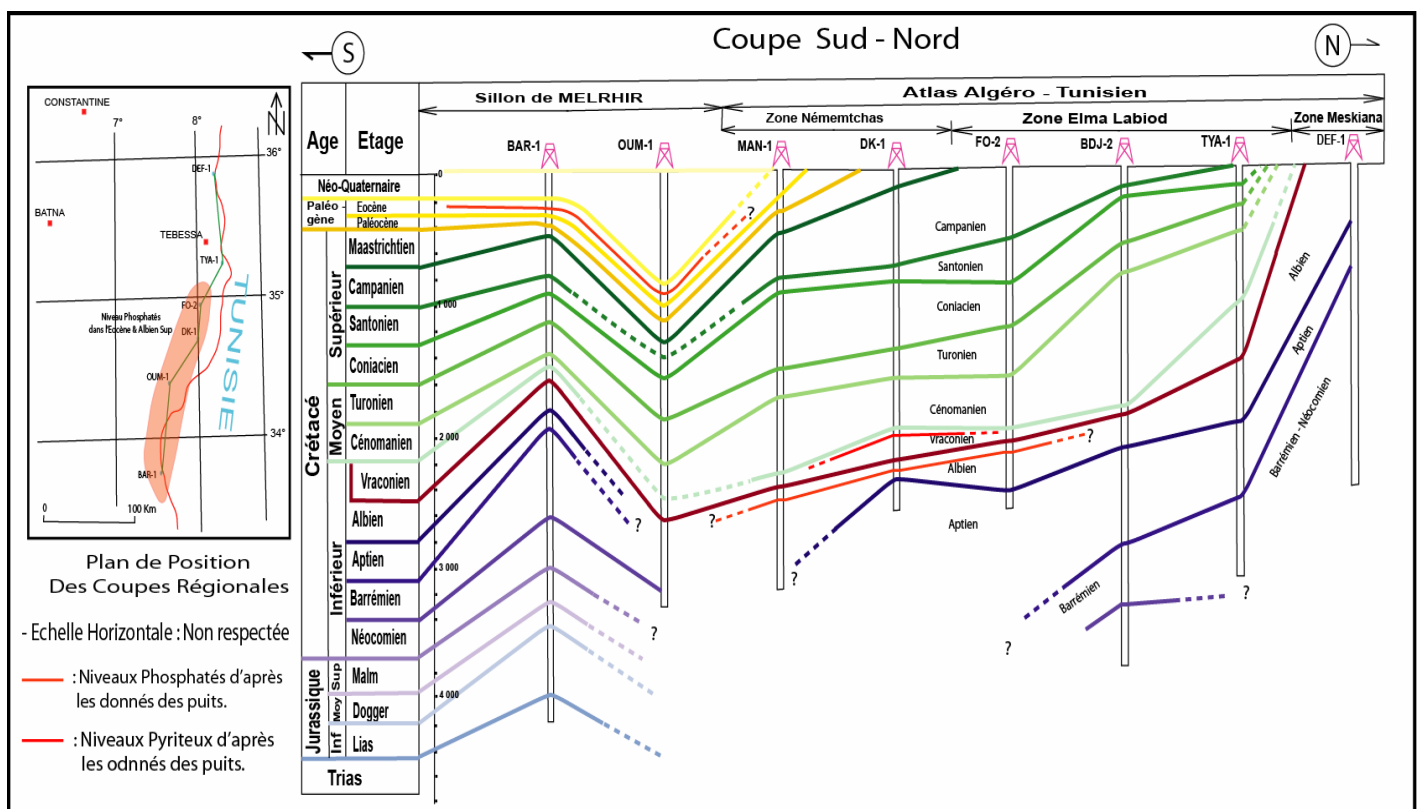


Figure 39 : Corrélation lithostratigraphique Sud-Nord entre les puits de la région d'étude et les indices de fer et de phosphate

On remarque (Tabl.02 et Fig.36) la présence de la matière organique et des microorganismes dans les particules des niveaux albien, cénonanien et turonien des puits N-1, M-1, J-1, O-2, et M-1. Ces niveaux à traces de phosphates et de fer correspondent à des réservoirs à hydrocarbures. Les particules phosphatées et ferrifères dans ces réservoirs sont présentes même à l'état de traces.

V.2. Les Hydrocarbures du Sud Est Constantinois :

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 la fossilisation dans un milieu dépourvu d'oxygène.

Dans le bassin du Sud Est Constantinois (Fig. 40) les niveaux porteurs des roches mères se situent essentiellement au passage Cénomanien-Turonien, au Cénomanien et au Vraconien (Fig. 07). Ces dernières présentent des paramètres géochimiques appréciables.

- 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 COT (Carbone Organique Total) qui varient de 0.5 à 11.53%. Cette roche est potentielle sur la partie S-E du bassin notamment à Guerguit El Kihal, Ras Toumb, Kemakem et Djebel Foua.
- La roche mère cénonanienne est constituée par une alternance de bancs fins marneux, des calcaires marneux, des dolomicrites et des argiles noires. Le COT varie de 0.5 à 2%.
- La roche mère du Vraconien (Fig.41 : A-1 et A-2) est perspective au Nord, du bassin, le COT varie de 0.61 à 0.92%.

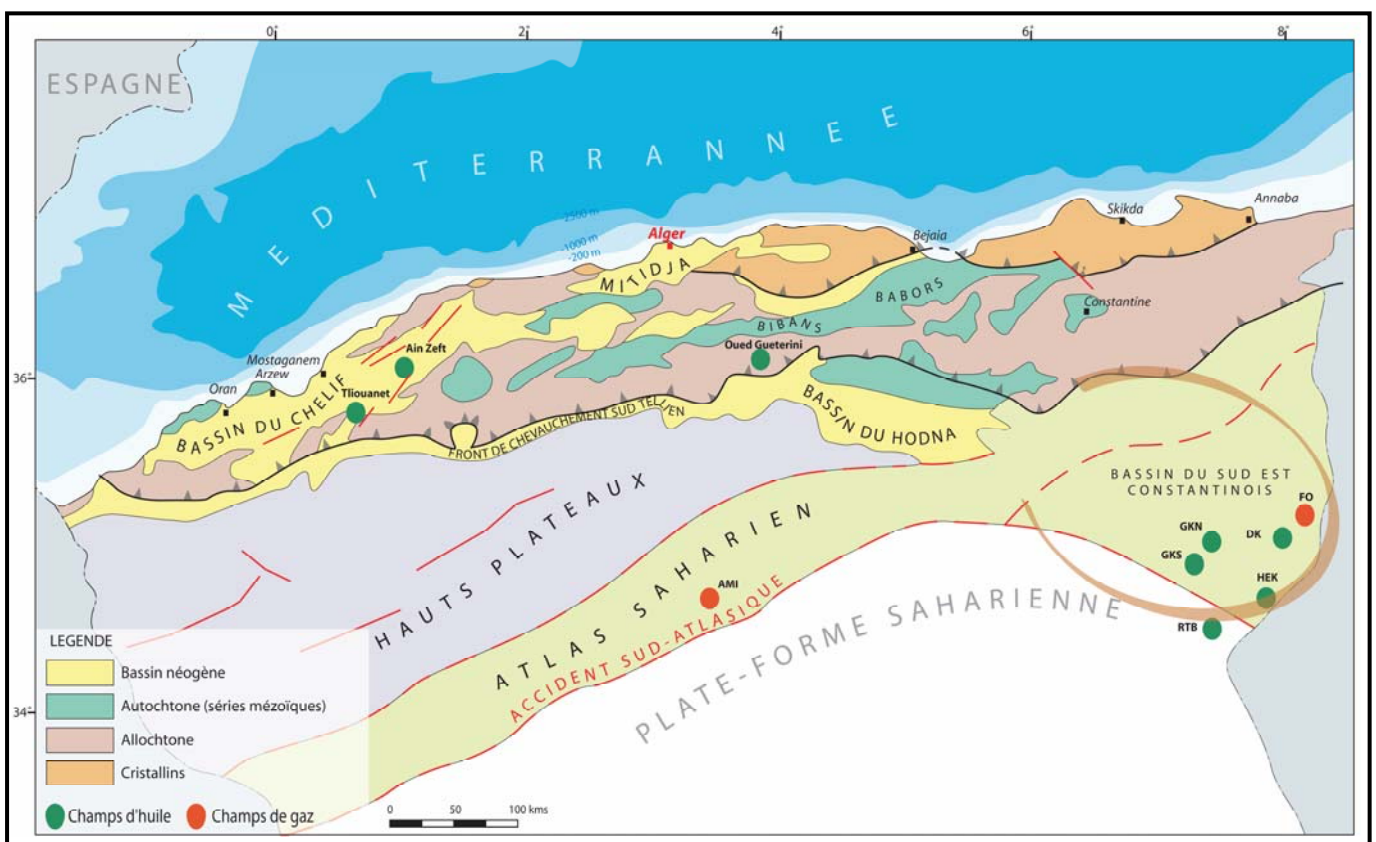
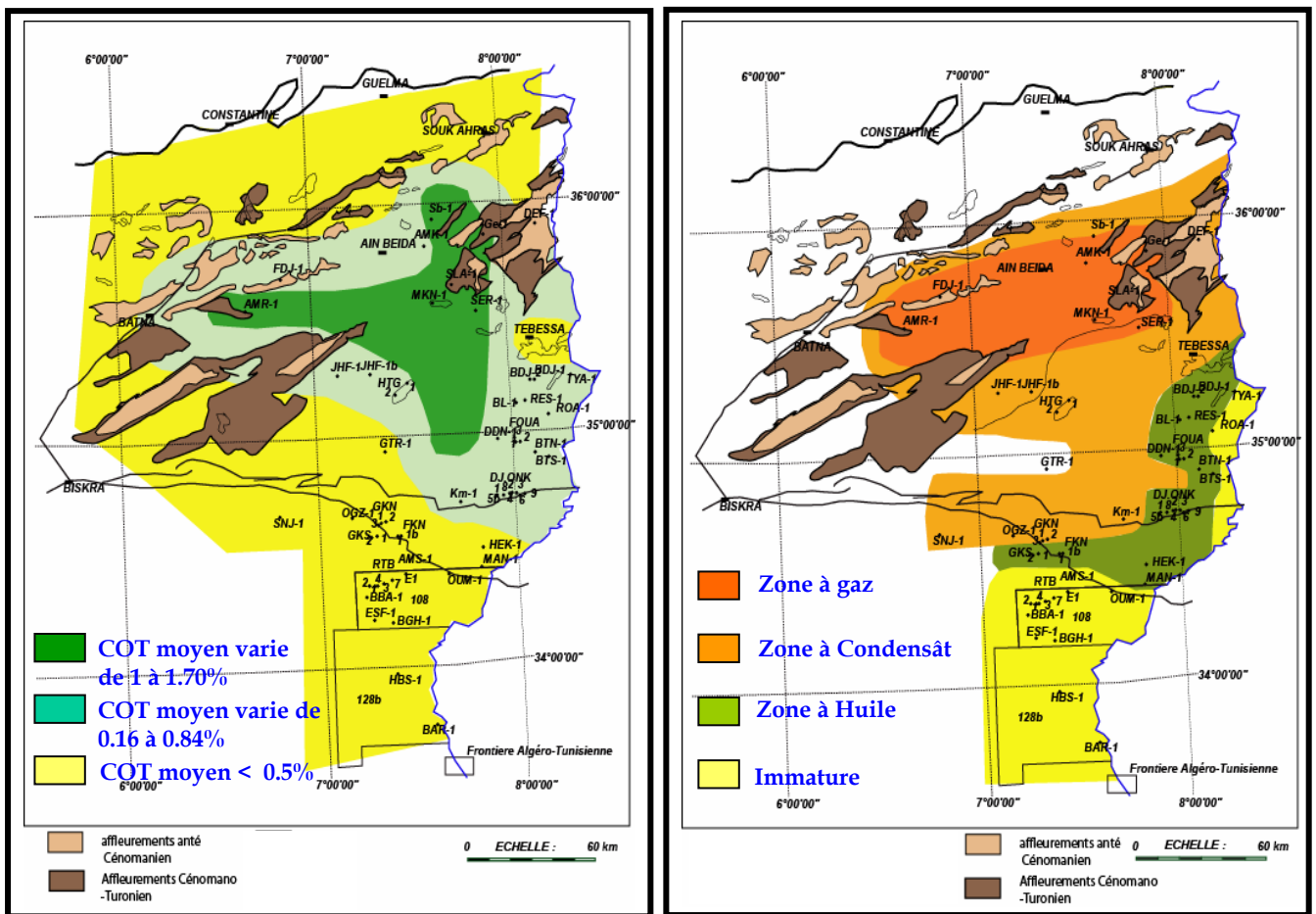


Figure 40 : Schéma structural du Sud Est Constantinois et les résultats pétroliers de la région (Sonatrach, 2006)

➤ La modélisation géochimique établie à travers le puits S-2 a montré que :

- La roche mère du Turonien se situe à l'Actuel dans un état mid-mature, atteint vers 4 Ma, avec un taux de transformation de 9% ;
- La roche mère du Cénoomanien avec un taux de transformation de 25% ;
- Pour la roche mère du Vraconien : Elle rentre dans la phase principale de génération d'huile vers 40 Ma, avec un taux de transformation de 80%.

Ces niveaux ont probablement généré et expulsé des hydrocarbures qui ont alimenté les réservoirs du Cénomano-Turonien et du Coniacien.



A-1. Carte d'isochristes des niveaux roches mères du Vraconien

A-2. Carte de maturation des niveaux roches mères du Vraconien

Figure 41 : Cartes d'isochristes des niveaux roches mères et cartes de maturation des niveaux roches mères du Vraconien (Sonatrach, 2008)

V.3. Les phosphates du Sud Est Constantinois :

La région d'étude est connue par ses gîtes phosphatés (Fig.42) ; l'âge attribué à ces niveaux phosphatés commence par la limite paléocène supérieur et se termine à l'Eocène Inférieur,

daté à l'intérieur de la couche phosphatée principale (Chabou- Mostefai 1987). Il est cependant plus pratique de fixer cette limite à la base de la couche phosphatée. Les études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques ont conduit à distinguer parmi les occurrences phosphatées importantes d'âge thanétien supérieur - yprésien basal (Fig.07), deux types de phosphates :

- (1) Des phosphates autochtones à dominante biogénique, c'est-à-dire synsédimentaire *in situ*;
- (2) Des phosphates allochtones dont les grains remaniés ont subi une action mécanique.

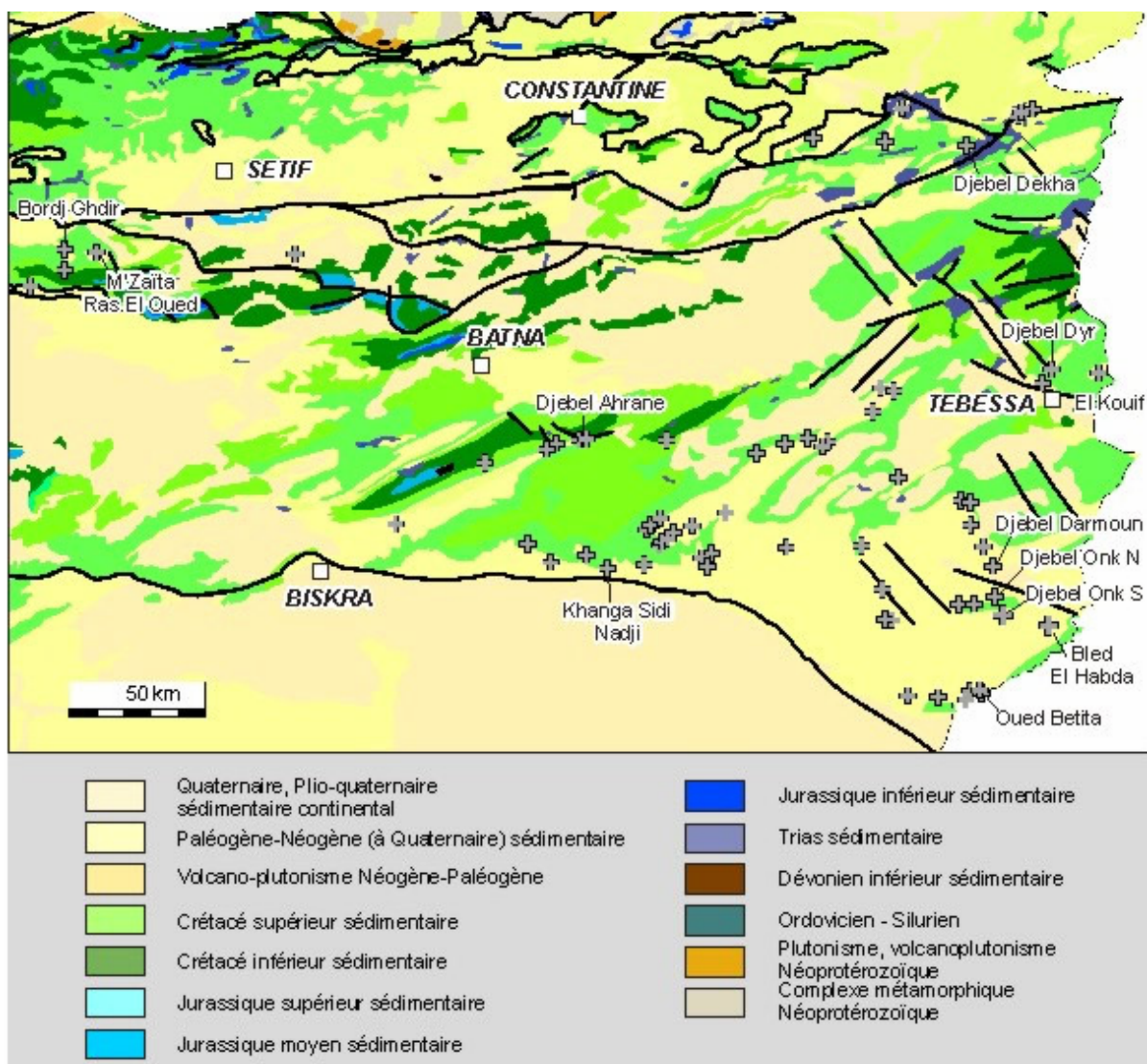


Figure 42 : Carte géologique de la région Est avec la position des principaux gisements et occurrences de phosphate (ANPM, 2009)

La phosphatogenèse a eu lieu dans une plate-forme faiblement pentée directement ouverte aux influences océaniques ; sur cette plate-forme la présence d'une zone à oxygène minimum,

à l'interface eau-sédiment, crée le confinement nécessaire à la naissance des phosphates et de la paragenèse minérale qui leur est associée, indépendamment de la paléobathymétrie et en l'absence de tout apport de terrigènes.

V.4. Le fer oolithique du Sud Est Constantinois

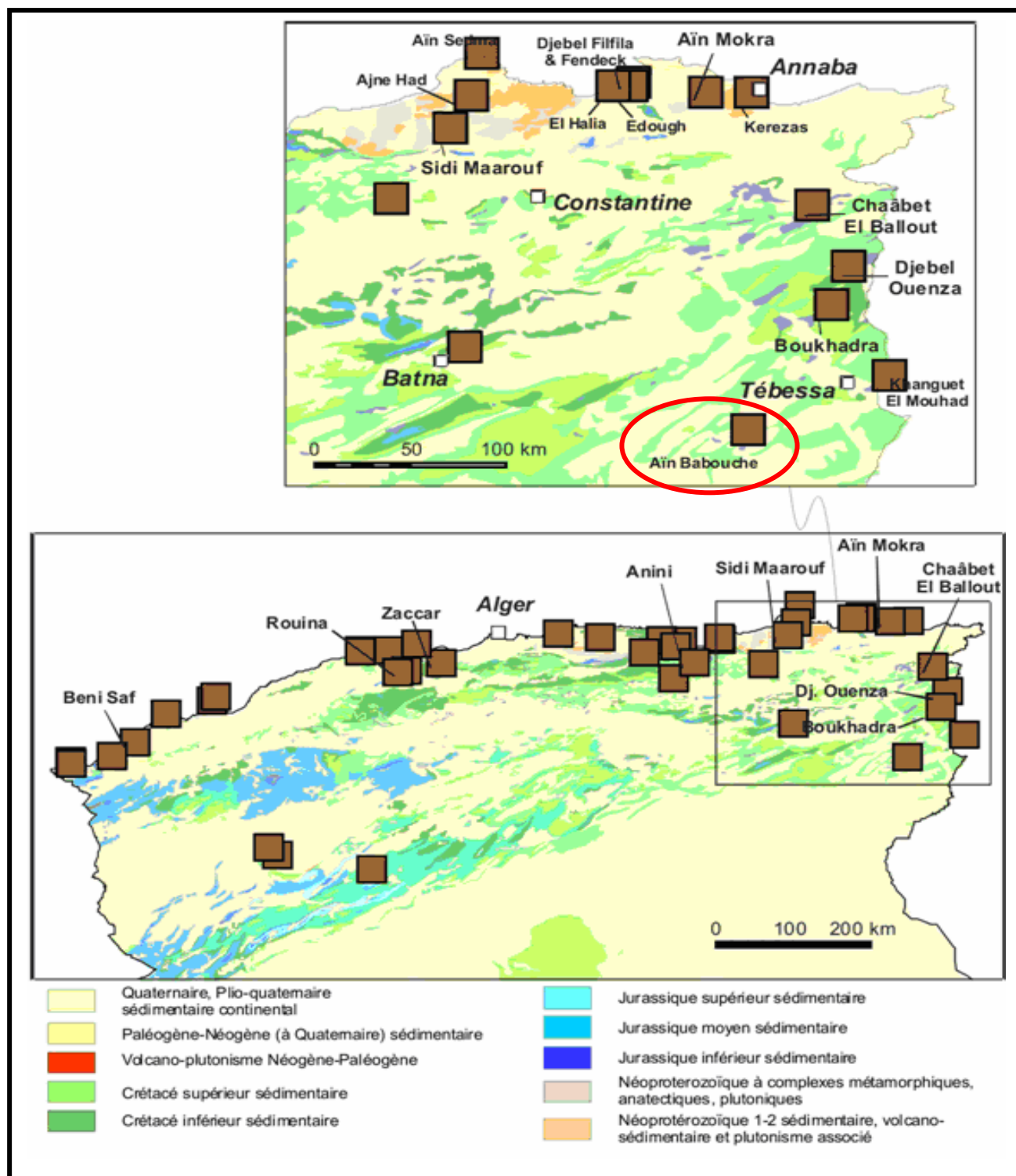


Figure 43: Gîtes et indices ferrifères du Nord de l'Algérie avec détail pour la zone du Nord Est algérien (ANPM, 2009)

En Algérie le gisement de fer oolithique de Ain Babouche (Fig.43) est le seul représentant connu de ce type dans la chaîne atlasique (bordure sud orientale). Les ressources globales ont été évaluées à 10,6 Mt de minerai à environ 40 % Fe et 0,8 % P. La minéralisation est représentée par deux couches de calcaire oolithique ferrugineux d'une puissance atteignant 2,5 m (45,7-52 % Fe), séparées par un intercalaire de marnes ferrugineuses de 4 à 6 m (38 % Fe). Des couches à nodules phosphatés sont présentes plus bas dans la série. Le fer oolithique de Aïn Babouche (proche de Chéria) est d'âge Eocène moyen (Fig. 07).

Deux modèles de genèse ont été proposés:

(1) La reprise sédimentaire en milieu marin d'altération ferrugineuse pédologique telle des latérites au Jurassique, avec des colloïdes de matière organique ;

(2) La formation des ooïdes dans un milieu marin, soit dans des lagons ou sur le littoral, avec un apport de fer remonté d'un milieu euxinique profond: un tel processus a été observé en Mer Noire, où précipitent des sulfures, mais pas de carbonates. La fixation du fer sous forme de limonite a lieu dans les oolithes: la teneur en fer dépend de la teneur en oolithes, puis d'effets diagénétiques et organiques. La formation de ces gisements serait associée à une rupture dans l'apport détritique, un apport continu de fer et une remobilisation. Les oxydes, hydroxydes et silicates de fer sont à grain fin.

Chapitre VI :

CONCLUSIONS

L'étude des données (en affleurements et en sondages) du bassin du Sud Est Constantinois a permis :

- D'établir et de tracer les corrélations entre quelques puits notamment ceux allant jusqu'au Paléogène ;
- De représenter les cartes en isopaques des niveaux intéressants pour les occurrences minérales comme les hydrocarbures, le phosphate et le fer ;
- De tracer une esquisse paléogéographique.

On a ainsi remarqué :

- Des corrélations entre les niveaux riches en matière organique et des phosphates en traces dans les roches mères des hydrocarbures ;
- La présence de particules phosphatées en traces dans les niveaux albiens, cénomaniens et turoniens ;
- La présence de niveaux de pyrite corrélables entre les puits, ce qui est un indicateur de milieu réducteur.

Il serait intéressant de comprendre les relations qui existent entre ces minéralisations.

Des études sont envisagées, géochimiques notamment, pour étudier :

- La matière organique associée aux gisements phosphatés des niveaux paléocènes et des traces contenues dans les niveaux sous jacents ;
- L'origine des hydrocarbures dans les roches mères ;
- Le taux d'oxygène minimum nécessaire pour la formation des phosphates ;
- L'origine du phosphore et du fer des gisements présents dans le bassin.

REFERENCES

- AISSAOUI D., 1984** : Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Dj Manndra, Algérie. Evolution géométrique et cinématique. Pub spec ONIG. Bulletin n°51. 105p.
- AISSAOUI D. (1986)** - Les Structures liées à l'accident Sud Atlasique entre Biskra et Djebel Manndra, Algérie. Evolution géométrique et cinématique. Service de la carte Géologique de l'Algérie, Alger. 105 p.
- ADDOUM B , (1995)** - Atlas saharien Sud oriental : Cinématique, chevauchements et reconstruction du bassin du Sud -Est Constantinois (Confins Algéro- Tunisiens). Thèse doctorat, Université Paris II, Orsay, 158 p.
- BEAUCHAMP W., ALLMENDINGER R.W., BARANZAGI M., DEMNATI A., EL ALJI M. & DAHMANI M. (1999)** - Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geologicalgeophysical transect. *Tectonics* 18, 163-185.
- BÉDIR M ET BOBIER C. (1987)** - Les grabens de Mahdia et Sidi Chérif (Tunisie orientale). Dynamique des fossés oligo-miocènes induits au toit d'anticlinaux crétacés-éocènes par les jeux, au Néogène, de décrochements est-ouest et nord-sud. *Bull. Soc. géol. France* III (6) 1143-1151.
- BÉDIR M. (1990)** - Ouvertures spatio-temporelles de grabens méso-cénozoïques en mégafentes de transtension en Tunisie. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. II* 3111443-1448.
- BEDIR M., (1995)** - Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de décrochements de la marge atlasique de la Tunisie. Séismo-stratigraphie, Séismo tectonique et implications pétrolières, Thèse d'État, université de Tunis, 407 p.
- BEGHOUL M. (1974)** - Etude de la région des Hamimats (Sud Est Constantinois). Thèse Doctorat, Université Paris VI, 128 p.
- BEN AYED N., CHKHMA H. & GUEDDICHE M. (1997)** - La zonation des structures compressives de la Tunisie centrale et ses relations avec les décrochements. *C.R.Acad.Sci.Paris*, t.324, série II a, p.485 à 490.
- BEN ISMAIL-LATTRACHE K. & BOBIER C. (1996)** - Étude biostratigraphique, paléo-écologique et paléo biogéographique des séries éocènes (Yprésien-Lutétien basal) de Tunisie centrale, in : *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique nord*. Elf-Aquitaine Editions, France, pp. 563-575.
- BENAOUALI-MEBAREK N., FRIZON DE LAMOTTE D., BRACÈNE R., ROCA E., SASSI W & ROURE F. (2006)** - Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation. *C. R. Geoscience* 33.
- BERGHEUL M. (1991)** - Structure géologique et perspectives en hydrocarbures du bassin du Sud- Est Atlasique (SE constantinois), Algérie. Thèse Acad. d'état du pétrole et du gaz. J.M Goubrine (Moscou), 211p. 36 fig.

BOUAZIZ S., BARRIER E., ANGELIER J., TRICART P. & TURKI M.M. (1998) - Tectonic evolution of the southern tethyan margin in southern Tunisia. In: S. Crasquin - Solean and E. Barrier (eds), *peri_ Tethys Memoir3: stratigraphy and evolution of peri- tethysplat form.* Mém.Mus. natn.hist.nat.177.215-236. Paris ISBN : 2- 85653- 512 -7.

BOUAZIZ S., BARRIER E., SOUSSI M., TURKI M.M. & ZOUARI H. (2002) - Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record, *Tectonophysics* 357, 227-253.

BOUDJEMAA A. (1987) - Evolution structurale du bassin pétrolier "triasique" du Sahara Nord-Oriental (Algérie). Thèse, Université Paris IX, Paris, France : 1-289.

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 (4).

BOUZENOUNE A. (1993) - Minéralisations périadiapiriques de l'Aptien calcaire : Les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale). Thèse Doct, d'Univ. Paris IV. P 206.

BOUZENOUNE A., ROUVIER H. & THIBIEROZ J. (1995) - Trias de l'Ouenza: contexte diapirique, zonation minéralogique et conséquences métallogéniques. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, vol 6, n°1, pp3-24.

BRACÈNE R. et FRIZON DE LAMOTTE D. (2002) - The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic-Quaternary inversion, *Tectonophysics* 357 207-226.

BUREAU D. (1986) - Approche sédimentaire de la dynamique structurale: Evolution mésozoïque et devenir tertiaire de la partie septentrionale du fossé pré-saharien (Sud-Ouest Constantinois et Aurès, Algérie). Résumé de Thèse de doc. ès. Sce., Univ. P. M. C. , Paris VI.

BUROLLET P.F. (1956) - Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann.Min. et Géol., Tunis*, 18, 345 p.

BUSSON G. (1970) - Esquisses paléogéographiques du Sahara Algéro- tunisien depuis le salifère principal (trias lias) jusqu'à la fin du crétacé. *Comptes rendus sommaires de la société géologique de France*, 5, 1- 142.

CHABOU-MOSTEFAI S. (1987) - Etude de la série phosphatée tertiaire du Djebel el Onk, Algérie, Stratigraphie, Pétrographie, Minéralogie et Analyse Statistique, Thèse Doctorat, Univ. Droit, d'Economie et des Sciences d'AIX-MARSEILLE, 376 p.

CHABOU-MOSTEFAI S. (1998) - Caractérisation des phosphates du Djebel Onk, *Mem, Serv, Géol, Alger* N° 09 PP 147 - 156.

CHIH L. (1984) - Etude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine (Tunisie centrale) et des structures voisines (Jebel Selloum Jebel Maargaba). Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay, France, 116p.

CORNET A., GOUSKOU N & PINARD C. (1959) - Sur la fosse sud-aurésienne. C.R. somm, Soc, Géol. Fr, 4, p, 83- 84.

DUBOURDIEU G. (1956) - Etude structurale et intérêt pétrolier de l'Ouenza (Confins Algéro-Tunisien). Bull. sce. Géol. Algérie, 659 p.

DUBOURDIEU G. (1959) - Esquisse géologique du Djebel Mesloula (Algérie orientale). Publ. Serv. Carte géol. Algérie, n.s, Bull., n°21, 162p.

DURAND-DELGA M. & FONTBOTE J.M. (1980). - Le cadre structural de la Méditerranée occidentale.- 26 th Intern.Geol. Congr., C5 « Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys », Paris, 67-85.

EL EUCHI H., SAIDI M., FOURATI L. & EL MARHESSI C. (2004) - Northern Tunisia thrust belt: deformation models and hydrocarbon systems, in: R. Swennen, F. Roure, J.W. Granath (Eds.), Deformation, fluid flow and reservoir appraisal in foreland fold-and-thrust belts, AAPG Hedberg, Series, 371-380.

ELF AQUITAINE. (1978) - Etude sédimentologique des séries Jurassique et Crétacé des sondages ZH-1, HBS-1, BAR-1, OUM-1, et BC-1, Inédit SONATRACH.

ELF AQUITAINE. (1978) - Etude micro-paléontologique et palynologique des séries Crétacé et Jurassique des sondages ZH-1, HBS-1, BAR-1, OUM-1, et BC-1, Inédit SONATRACH.

FRIZON DE LAMOTTE D., GHANDRICHE H. & MORRETI I. (1989) - La flexure Saharienne: trace d'un chevauchement aveugle post- pliocène de flèche plurikilométriques au nord du Sahara (Aurès, Algérie). C. R. ACAD, Sci. Paris, 310.

FRIZON DE LAMOTTE D., SAINT BEZAR B., BRACÈNE R. et MERCIER E. (2000) - The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, Tectonics 19 (4) 740-761.

FRIZON DE LAMOTTE D. (2005) - About the Cenozoic inversion of the Atlas domain in North Africa, C. R. Geoscience 337 475- 476.

FRIZON DE LAMOTTE D., MICHARD A. & SADDIQI O. (2006) - Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb. C. R. Géoscience 338 1-10

FRIZON DE LAMOTTE D., SAINT BÉZAR B., BRACÈNE R. & MERCIER E. (2006) - The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the Western Mediterranean, tectonics.19p.

GHANDRICHE H. (1991) - Modalités de la superposition de structures de plissement-chevauchement d'âge alpin dans les Aurès (Algérie), PhD thesis, University Paris-11, Orsay, France, 190 p.

GOURMELEN C., OUALI J. & TRICART P. (1989) - Les blocs basculés Mésozoïques dans l'axe nord- sud de Tunisie centrale : importance et signification. Bull. Soc. Géol. France, 1989 (8), t. V, n°, pp.117- 122.

GUIRAUD R. (1970)- Sur la présence de décrochements dextres dans l'Atlas saharien. Interprétation mégamétrique. C.R. Somm. Géol. Fr. pp 316-318.

GUIRAUD R. (1973). – Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Hodna et des régions voisines. – Thèse Sci., Univ. de Nice, 270 p.

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 Doct. Sci. Univ. Nice, 259 p. Mémoires n03, Publ. ONIG, Alger.

GUIRAUD R. & BOSWORTH W. (1997) – Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia : synthesis and implications to plate-scale tectonics. – *Tectonophysics*, 282, 39-82.

GUERRAK S. (1986) - Les minéralisations ferrifères du Bassin de Tindouf: les gisements de Fer oolithique dévonien de Mechri Abdelaziz (Sahara Algérien), Doct. 3^{ème} Cycle, U.S.T.H.B., Alger, 316 p.14 pl.

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 Sci. USTHB, Alger. 802 p.

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. Acad. Sci. Paris, Ser. IIa 330 785-792.

HERKAT M. & GUIRAUD R. (2006) - The relationships between tectonic and sedimentation in the Late Cretaceous series of the eastern Atlasic Domain (Algerie). *Journal of Earth Sciences* 46. 346-370p.

KAZI-TANI N. (1970) - Contribution à l'étude du Djebel Fernane et des monts de Bensrouf (étude sédimentologique et structurale). Thèse 3^{ème} cycle, Alger, 156 p.

KAZI TANI N. (1986) – Evolution géodynamique de la bordure Nord Africaine du domaine intra plaque Nord Algérie. Approche méga séquentielle. Thèse Doct Univ Pau. 870 p.

KAZI-TANI N., (2001) - Les provinces pétrolières du monde. Les perspectives énergétiques et les nouveaux challenges. La géologie de l'Algérie. Séminaire Géoressources/Sonatrach

KHOMSI S., BEDIR M., ZOUARI H., BEN JEMIA M.G. (2004) - Mise en évidence et analyse d'une structure atlasique ennoyée au front de la chaîne alpine tunisienne, C. R. Geoscience 3361293-1300.

KHOMSI S., BÉDIR M. & JEMIA M.G. (2004) - Mise en évidence d'un nouveau front de chevauchement dans l'Atlas tunisien oriental de Tunisie par sismique réflexion. Contexte structural régional et rôle du Trias salifère, C. R. Geoscience 336, 1401- 1408.

KHOMSI S., BÉDIR M., SOUSSI M., BEN JEMIA M.G. & LATTRACHE K. (2006) - Ben Ismail, Mise en évidence en sub-surface d'événements compressifs Éocène moyen-supérieur en Tunisie orientale (Sahel): généralité de la phase atlasique en Afrique du Nord. C. R. Geoscience, 338.

LAFFITTE R. (1939) - Etude géologique de l'Aurès. Bull. Serv. Géol. Algérie. 2ème série, stratigraphie description régionale. N°15, 451 p.

LAVILLE E. (1985) - Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc) : modèle en relais multiples de décrochements, Thèse D. Sci., Univ. Montpellier, 166 p.

MARIE J., TROUVÉ PH., DESFORGES G. & DUFAURE PH. (1984) - Nouveaux éléments de la paléogéographie du Crétacé de Tunisie.

MASSE P. & CHIKHI-AOUIEUR F. (1982) - La plate-forme carbonatée de l'Ouenza (Sud constantinois, Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. Géol. Méditer., Marseille, vol. IX, n°3, pp. 259-267.

MATTAUER M., TAPPONNIER P. & PROUST F. (1977) - Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales : l'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. Bull. Soc. géol. France 19 521-526.

MENCHIKOFF N. (1936) - Etude géologique sur les confins Algéro-Marocains du sud. Bull. Soc. Géol. Fr., 5^{ème} série, t.6, p.131- 149.

NAAK M., PEYBERNÈS B. & FONDECAVE-WALLEZ M.J. (1992) - Décrochevements synsédimentaires précoces et resédimentation de blocs jurassiques dans l'Éocène moyen hémiprégiate de la Dorsale kabyle du Djurdjura (Grande Kabylie, Algérie). C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 314 815-819.

OUTTANI F., ADDOUM B., MERCIER E., FRIZON DE LAMOTTE D. & ANDRIEUX J. (1995) - Geometry and kinematics of the South Atlas front, Algeria and Tunisia. - Tectonophysics, 249, 233 - 248.

OXY. (1993) - Mesozoic depositional systems in the Djemaa- Touggourt area and its environs, Algeria (interpretation from core examination), Inédit SONATRACH.

OXY. (1994) - Final report on the seismic acquisition, processing and interpretation of the Djemaa Touggourt permit area, Algeria, Inédit SONATRACH.

PERTHUISOT V. (1978) - Dynamisme et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. Trav. Labo. de Géol., ENS, Paris, n° 9, 312 p.

PIQUE A., AIT BRAHIM L., AÏT OUALI R., AMRHAR M., CHARROUD M., GOURMELEN C., LAVILLE E., REKHISS F. & TRICART P. (1998) - Evolution structurale des domaines Atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine Atlasique d'Afrique du Nord. Bull. Soc. Geol. Fr. 169 (6), 797- 810.

- PIQUE et al. (2002)** - The Mesozoic-Cenozoic Atlas belr (North Africa) : an Overview. *Geodinamica Acta*, 15 (3) 185 - 208.
- ROUVIER H., PERTHUISOT V. & MANSOURI A. (1985)** - Pb-Zn deposits and salt bearing diapirs in Europe and North Africa. *Eco. Geol.* Vol. 84, 1989, pp. 666-687.
- SONATRACH, (2006)** - Documents Interne.
- TAWFIK N. & FAHMY S. (1972)** - Contribution à l'étude de la nature des sédiments du Bassin des Aurès Sud Est Constantinois, Rapport interne, Sonatrach, Division Exploration.
- THIBIÉROZ J. & MADRE M. (1976)** - Le gisement de sidérite du Djebel El Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golfe de la mer aptienne. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du nord, Alger*, t.67, fasc. 3-4, pp. 126-150.
- TOTAL ALGERIE (1978)** - Révision des données géologiques, Inédit SONATRACH.
- VIALLY R., LETOUZEY J., BENARD F., HADDADI N., DESFORGES H., ASKRI H. & BOUDJEMA A. (1994)** - A basin inversion along the North African margin : The Saharan Atlas (Algeria). *In* : F. ROURE, Ed., *Peri-Tethyan platforms*. - Technip, Paris, 79-118.
- VILA J.M. (1980)** - La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-tunisiens- Thèse Doct. d'Etat ,Uni. Paris VI, 663p.
- VILA J.M. & CHARRIÈRE A. (1993)** - Découverte d'Albien calcaire et de Trias resédimenté au Djebel Bou Jaber (partie ouest), Algérie; corrélation avec les forages et conséquences sur l'organisation du Crétacé inférieur des confins Algéro-Tunisiens. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316 (ser. II), 785- 790.
- VILA J.M., BENKHEROUF F & CHARRIER A. (1994)** - Interprétation du matériel triasique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens): un vaste «glacier de sel» sous-marin albien, à l'image des structures off-shore d'Aquitaine. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 318, série II, p. 109.116.
- WILDI W. (1983)**- La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) - Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* 24, 201-297.
- VISSE L.D. (1952)** - Genèse des gites phosphatés du Sud Est Algéro - Tunisien. XIX Congrès Géol. Intern., Alger, Mono. Région.1ère série, 27 p.
- ZARGOUNI F. (1985)**.- Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie. Evolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. - Thèse Sciences. Univ. Strasbourg. 296 p.
- ZOUAGHI T., BÉDIR V and INOUBLI M.H (2005)**, 2D seismic interpretation of strike-slip faulting, salt tectonics, and cretaceous unconformities, Atlas Mountains, central Tunisia. *Journal of African Earth Sciences* 43, 464 - 486p.

<http://www.anpm.gov.dz>

<http://scta.uqam.ca/gitnet/mgito/gool.html>

LISTE DES FIGURES

- Figure 01** : Les Principaux éléments morfo - structuraux de la Chaîne des Maghrébides.
- Figure 02** : Carte structurale de l'Algérie du Nord
- Figure 03** : Carte géologique de l'Est de l'Algérie à 1/5000 000
- Figure 04** : Schéma Structural simplifié du Sud Est Constantinois
- Figure 05** : Les courbes de subsidence liée à la tectonique au Mézozoïque du NO au SE
- Figure 06** : Coupe Sud-Nord stratigraphique du bassin du Sud Est Constantinois
- Figure 07** : Colonne Stratigraphique type du bassin du Sud Est Constantinois
- Figure 08** : Corrélation lithostratigraphiques sud-nord entre les puits : BAR-1, OUM-1, MAN-1, OK-1, FO-2, TYA-1 et DEF-1
- Figure 09** : Corrélation lithostratigraphiques ouest-est entre les puits : GBA-1, OGS-1, ID-2, SA-2, KEF-1, CH-1 et MTL-1
- Figure 10** : Carte en isopaques du Quaternaire du Sud Est Constantinois
- Figure 11** : Carte en isopaques du Néogène du Sud Est Constantinois
- Figure 12** : Carte en isopaque d'Oligocène du Sud Est Constantinois
- Figure 13** : Carte en isopaques d'Eocène du Sud Est Constantinois
- Figure 14** : Carte en isopaques du Paléocène du Sud Est Constantinois
- Figure 15** : Carte en isopaques du Maastrichtien du Sud Est Constantinois
- Figure 16** : Carte en isopaques de Campanien du Sud Est Constantinois
- Figure 17** : Carte en isopaques de Santonien du Sud Est Constantinois
- Figure 18** : Carte en isopaques de Coniacien du Sud Est Constantinois
- Figure 19** : Carte en isopaques de Cénomaniens du Sud Est Constantinois
- Figure 20** : Carte en isopaques de Vraconien du Sud Est Constantinois
- Figure 21** : Carte en isopaques de Vraconien du Sud Est Constantinois
- Figure 22** : Carte en isopaques d'Aptien du Sud Est Constantinois
- Figure 23** : Carte en isopaques de Barrémien du Sud Est Constantinois
- Figure 24** : Les courbes de subsidence liée à la tectonique dans l'Atlas Saharien et les Aurès
- Figure 25** : Carte satellite de la partie est de l'atlas saharien
- Figure 26** : Carte linéamentaire à partir de la photo satellite
- Figure 27** : Rosace de la carte linéamentaire de la photo satellite de la partie orientale de l'atlas saharien
- Figure 28** : Coupes N-S basées sur l'interprétation des profils sismiques
- Figure 29** : Répartition des faciès et esquisse paléogéographique du Barrémien
- Figure 30** : Répartition des faciès et esquisse paléogéographique de l'Aptien
- Figure 31** : Répartition des faciès et esquisse paléogéographique De l'Albien Inférieur **Figure 32** : Répartition des faciès et esquisse paléogéographique de l'Albien Supérieur et Vraconien
- Figure 33** : Répartition des faciès et esquisse paléogéographique du Cénomaniens
- Figure 34** : Répartition des faciès et esquisse paléogéographique du Turonien
- Figure 35** : Répartition des faciès et esquisse paléogéographique du Sénonien Inférieur (Santonien - Coniacien)
- Figure 36** : Répartition des faciès et esquisse paléogéographique du Sénonien Supérieur (Maastrichtien - Campanien)
- Figure 37** : Répartition des faciès et esquisse paléogéographique du Paléogène
- Figure 38** : Distribution des indices minéralogiques [phosphate & fer] d'après les données des puits pétroliers après l'analyse minéralogique des niveaux

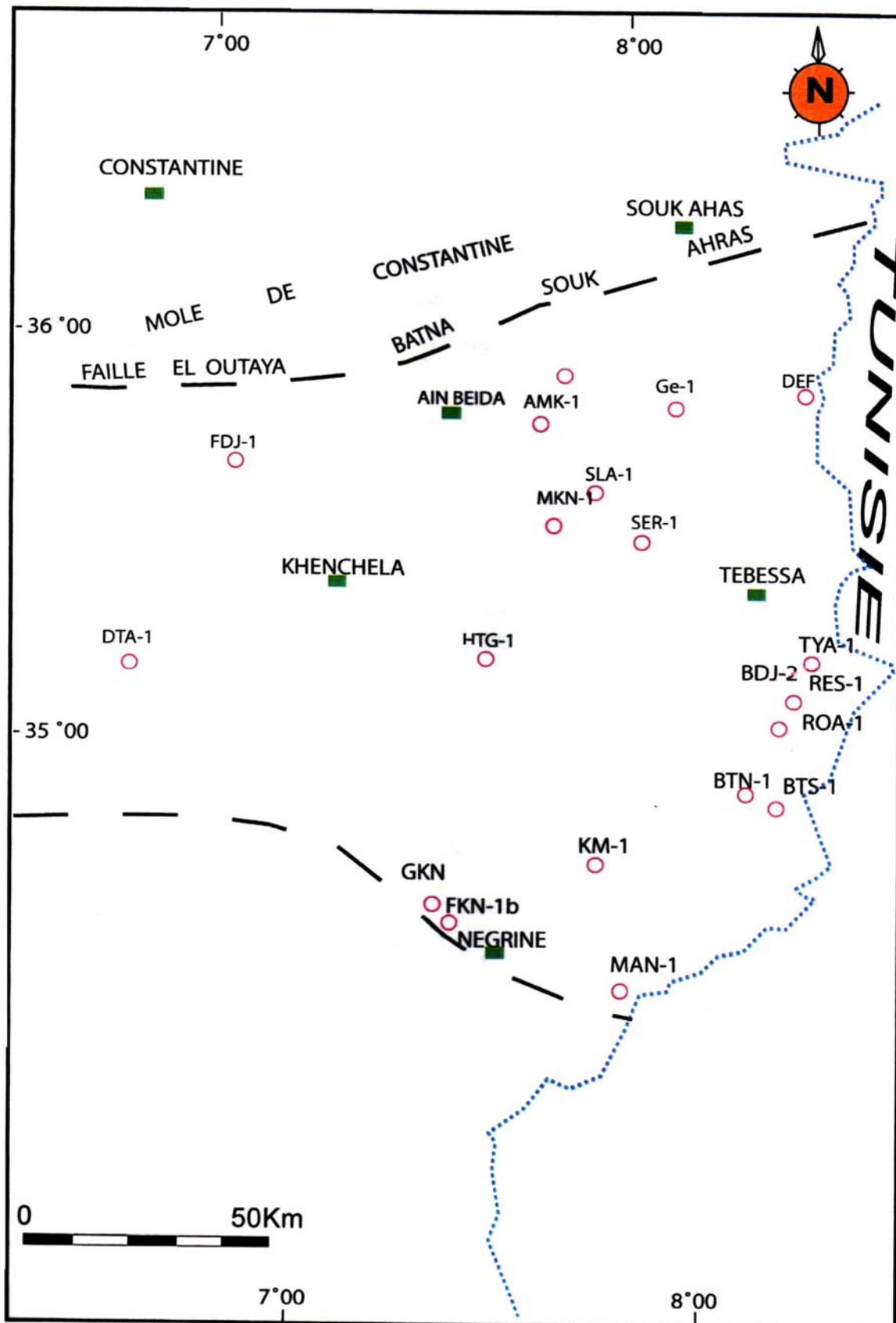
- Figure 39 :** Corrélation lithostratigraphique Sud-Nord entre les puits de la région d'étude et les indices de fer et de phosphate
- Figure 40 :** Schéma structural du Sud Est Constantinois et les résultats pétroliers de la région
- Figure 41 :** Cartes d'isorichesses des niveaux roches mères et cartes de maturation des niveaux roches mères du Vraconien
- Figure 42 :** Carte géologique de la région Est avec la position des principaux gisements et occurrences de phosphate
- Figure 43:** Gîtes et indices ferrifères du Nord de l'Algérie avec détail pour la zone du Nord Est algérien

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 01 : Récapitulatif des linéaments de la région d'étude à partir de l'image satellite (Résultat de la photo satellite de la partie Est du bassin Sud Est Constantinois)

Tableau 02 : Puits contenant des indices phosphatés et ferrifères

Annexes 01 :



Zone d'étude et la position des puits utilisés

Annexes 02 :

RAPPELS DE GÉOLOGIE PÉTROLIÈRE

a. Introduction

L'exploration pétrolière a pour but la découverte d'accumulations d'hydrocarbures liquides et gazeux exploitables. Ces gisements se rencontrent dans les bassins sédimentaires où ils sont reconnus par des forages.

Le pétrole est un sédiment qui se distingue de toutes les autres roches sédimentaires par trois qualités remarquables:

- Il est très complexe et peut être composé de plusieurs centaines de constituants différents ;
- Il est mobile comme l'eau et se déplace au sein des sédiments qui l'abritent, ce qui implique qu'il ne se rencontre généralement pas là où il a pris naissance;
- Il est fragile et se décompose sous l'action de température supérieure à 200 ou 300° C ou au contact de l'atmosphère.

Trois conditions sont nécessaires pour que l'environnement pétrolier soit favorable : la présence de roches mères, de roches couvertures et de roches réservoirs.

b. Les roches mères

Les hydrocarbures étant des produits de transformation de la matière organique, la présence, la conservation et la transformation de celle-ci sont donc indispensables à leur genèse.

Le grand fabricant de la matière organique sur la terre est le plancton qui vit à la surface des océans. Celui-ci est particulièrement abondant dans les régions riches en éléments nutritifs (notamment sels minéraux, nitrates, phosphates) qui proviennent principalement des eaux profondes, remontées à la surface par des courants ascendants, et les continents lessivés par les cours d'eau.

Pour servir en quelque sorte de la matière première à la fabrication d'hydrocarbures, il est nécessaire que cette matière organique vivante soit préservée et conservée. Or, la plus grande partie disparaît avant d'atteindre le fond de la mer et une portion de ce qui parvient au fond

est détruite. Pour que ces pertes soient réduites, il importe que le milieu soit peu profond (200 à 300 m par exemple) et qu'il règne sur le fond des conditions calmes et anaérobies (absence d'oxygène). S'il se dépose de fines particules argileuses en même temps que les substances organiques, on aura formation de vases, milieu particulièrement favorable à la conservation et à certaines transformations de la matière organique.

Dans la vase, la matière organique subit d'abord, principalement sous l'action des bactéries, des transformations biologiques qui donnent naissance à du méthane, ou « Gaz des marais », et à une substance organique complexe et mal connue appelée kérogène. Ce produit est à l'origine d'une série de transformations physico-chimiques qui aboutiront à la naissance des différents hydrocarbures.

Dans les bassins sédimentaires, le fond de la mer s'est enfoncé lentement et progressivement (subsidence), et de nouveaux dépôts sont venus s'accumuler sur les couches précédemment déposées. Les sédiments se trouvent ainsi progressivement enfouis à des profondeurs atteignant 3000 à 5000 m et où la pression et la température peuvent atteindre respectivement des valeurs de plusieurs centaines d'atmosphère et de 100 à 200° C. Si l'augmentation de la pression entraîne d'abord l'expulsion des fluides, surtout de l'eau, contenus dans les vases, l'élévation de température se traduit par une accélération des réactions chimiques, et notamment par une transformation des substances organiques les plus instables. Cette action thermodynamique, principal agent de la diagenèse, se traduit par la constitution de corps organiques plus simples et plus stables, et notamment d'hydrocarbures. Mais si cette action est trop violente; les hydrocarbures eux-même sont détruits, les plus simples et les plus stables, comme le méthane, étant les plus résistants, et il ne reste plus finalement que du graphite et de l'hydrogène.

Il existe ainsi, au cours de l'enfouissement de dépôts sédimentaires, des conditions optimales, entre 1500 et 4000 m de profondeur, où le jeu combiné de la température et de la pression, permet la genèse et l'expulsion des hydrocarbures vers des zones mieux abritées. Le passage des roches mères vers les roches réservoirs où se rassemblent les hydrocarbures est appelé migration primaire.

c. Roches réservoirs

Par opposition aux roches mères, compactes et finalement imperméables, les roches réservoirs sont caractérisées par la présence en leur sein de vides généralement inférieurs à quelques millimètres de diamètre, leur conférant des qualités de porosité et de perméabilité.

La porosité détermine directement la qualité pétrole pouvant s'accumuler dans le réservoir. La perméabilité, liée à la communication des vides entre eux, commande les facilités de circulation de fluides, et en particulier le débit des puits. Si la porosité a une relation directe avec le volume des réserves en place, la perméabilité est liée à la production.

Les roches réservoirs sont constituées essentiellement par des roches détritiques formés par l'empilement de petits grains de quartz ou de calcaire, comme les sables et les grés, et par certaines roches carbonatées, calcaires et dolomies. Les conditions dans lesquelles se sont déposées ces roches ont une grande influence sur les caractéristiques de ces réservoirs, les milieux agités, peu profonds, oxygénés, étant toujours les plus favorables. L'enfouissement en profondeur est généralement nuisible aux qualités de porosité et de perméabilité. Cependant, certains phénomènes de diagenèse, comme la transformation des calcaires en dolomies, ou des déformations structurales provoquant des fractures et des fissures peuvent être à l'origine de nouvelles caractéristiques de ces réservoirs.

d. Les roches couvertures

La roche couverture a pour rôle d'assurer l'étanchéité des réservoirs, son existence constitue une condition fondamentale pour la formation d'un gisement. Elle s'oppose à la migration des hydrocarbures une fois piégée. Ces caractéristiques d'imperméabilité et de plasticité se rencontrent dans différents types de roches qui sont principalement les argiles, les évaporites et quelques carbonates.

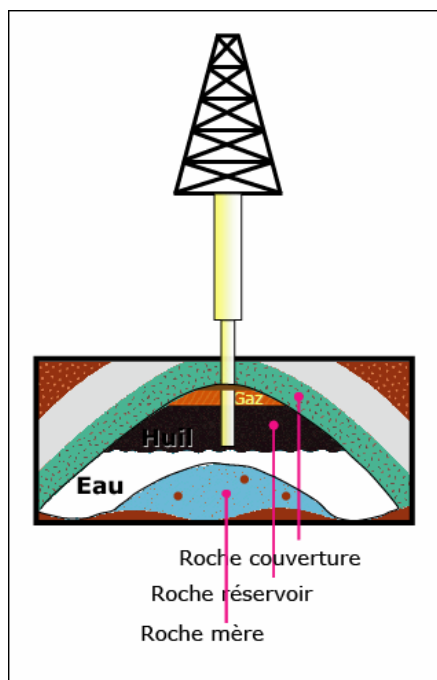
e. Les pièges

Les hydrocarbures, soumis aux sollicitations de diverses actions de pression des terrains, de déplacement des aquifères ou de densité relative par rapport à l'eau, ont tendance à se déplacer au sein des couches perméables: ce sont les migrations secondaires. Pour que le pétrole et le gaz se concentrent et forment des gisements, il faut qu'ils soient arrêtés par des barrières, réalisant ainsi des pièges.

Un piège est une zone où le réservoir est couvert par une couche imperméable et formé latéralement par des terrains imperméables ou par une déformation des couches. On distingue ainsi, classiquement, des pièges stratigraphiques et des pièges structuraux.

Les pièges stratigraphiques sont constitués par une variation latérale des caractéristiques de la roche réservoir passant à des terrains imperméables ou par des phénomènes de sédimentation.

Les pièges structuraux sont constitués par une transformation des couches sédimentaires, généralement postérieures au dépôt. Les pièges par failles correspondent à des fractures brutales qui ferment une couche réservoir en la mettant directement en contact avec un terrain imperméable. Les pièges anticlinaux, de loin les plus nombreux et les plus importants, sont dus à des déformations souples des couches sédimentaires décrivant de simples voûtes naturelles qui permettent l'emprisonnement des hydrocarbures migrant dans les niveaux réservoirs. Les anticlinaux productifs sont souvent alignés suivant de grandes zones hautes régionales. Un certain nombre de pièges structuraux, montrant souvent des failles et des anticlinaux, sont dus à la montée de dômes de sel.



Annexe 03 : Tableaux des données des épaisseurs (CD)

Annexe 04 : Tableau faunistique (CD)