

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/324013468>

VOLUME 2: SYNTHESE DES ACTIVITES DE RECHERCHE LA MATIERE ORGANIQUE DES ROCHES MERES DE PETROLE, DES LIGNITES ET DES SEDIMENTS RECENTS: IMPLICATIONS PALEOENVIRONNEMENTALES A TRAVERS...

Book · March 2018

CITATIONS

0

READS

3,330

1 author:



Hassène Affouri

University of Sfax

36 PUBLICATIONS 72 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Organic geochemistry of petroleum source rocks and recent sediments [View project](#)

REPUBLIQUE TUNISIENNE

UNIVERSITE DE SFAX
FACULTE DES SCIENCES DE SFAX
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE
LA TERRE



LABORATOIRE DE RECHERCHE
GEORESSOURCES, MATERIAUX,
ENVIRONNEMENTS
ET CHANGEMENTS GLOBAUX
« GEOGLOB » (LR13ES23)



DOSSIER PRESENTE POUR L'OBTENTION DE L'HABILITATION UNIVERSITAIRE EN SCIENCES GEOLOGIQUES

Spécialité

GEOCHIMIE ORGANIQUE & PETROLIERE

Présenté par

**Hassène AFFOURI, Maître-assistant
Faculté des Sciences de Sfax
Université de Sfax**

Sujet

**LA MATIERE ORGANIQUE DES ROCHES MERES DE
PETROLE, DES LIGNITES ET DES SEDIMENTS RECENTS:
IMPLICATIONS PALEOENVIRONNEMENTALES A TRAVERS
LES BIOMARQUEURS**

VOLUME 2

SYNTHESE DES ACTIVITES DE RECHERCHE

Sommaire

	Page
Préambule	1

CHAPITRE 1

Démarches analytiques et arguments de la synthèse	4
1. Introduction	4
2. Démarche analytique	4
3. Motivations et ambitions	6

SYNTHESE DES ACTIVITES DE RECHERCHE

THEME 1

Les roches mères de pétrole en Tunisie

CHAPITRE 2

Les roches mères de pétrole : Richesse, Type et potentiels pétroliers	13
1. Introduction	13
2. Roches mères et systèmes pétroliers au Nord du Bassin de Ghadames, Sud tunisien	13
3. La formation Chaabet Laataris dans la zone de l'Axe Nord-Sud	20
4. Géochimie organique pétrolière de la Formation Fahdène	20
4.1. La Formation Fahdène au Jebel Hamra (Tunisie centre ouest)	22
4.2. La formation Fahdène dans la zone des diapirs : coupes de Koudiat Barkouchia (BRK) et Jebel Ghazouene (GZ)	24
5. La formation Bahloul en Tunisie Centro-septentrionale : une roche mère de pétrole et un évènement anoxique d'âge Cénomanien-Turonien	29
5.1. Introduction	29
5.2. Contrôle paléogéographique de la richesse, type, degré d'évolution thermique et du potentiel pétrolier de la MO de la Formation Bahloul	30
6. Géochimie organique pétrolière de la Formation Bou Dabbous	35

THEME 1

Les roches mères de pétrole en Tunisie

CHAPITRE 3

Signatures moléculaires des roches mères de pétrole tunisiennes : Précurseurs biologiques, environnements de dépôt, transformations diagénétiques et évolution thermique	42
1. Introduction	42
2. Les biomarqueurs du Toarcien : Formation Chaabet Laataris	43
3. Les biomarqueurs de la Formation Fahdène	45
4. Signature moléculaire de la Formation Bahloul	47
4.1. Apport des « fossiles moléculaires » ou biomarqueurs	48
4.2. Les biomarqueurs indicateurs de la maturité thermique	51
4.3. Biomarqueurs indicateurs de la contribution des organismes	53

4.4. Faciès organique et biodégradation précoce	55
4.5. Répartition paléogéographique de la MO de la Formation Bahloul	55
5. Les biomarqueurs de la Formation Bou Dabbous	56
5.1. Les n-alcanes et les isoprénoides	56
5.2. Les stéranes et les terpanes de la formation Bou Dabbous : précurseurs, maturité thermique et environnements de dépôts	57
5.3. Contrôle paléogéographique et structural de la richesse de la MO de la Formation Bou Dabbous	59

THEME 2
La matière organique des sédiments récents un outil
paléoenvironnemental

CHAPITRE 4

La MO des sédiments du Lac Ichkeul (extrême nord tunisien) outil de reconstitution climatique et hydrologique	62
1. Introduction	62
2. Teneurs en carbonates et résultats de la pyrolyse Rock-Eval	65
3. La fraction lipidique	66

THEME 3
Les lignites d'âge Miocène de la Tunisie

CHAPITRE 5

Les lignites du Miocène de Zeramedine : paléoclimat et paléovégétation	71
1. Introduction	71
2. Géochimie organique de la formation Saouaf	71

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES DES PROJETS DE RECHERCHE

Perspectives de la recherche	85
Projet de recherche 1 :	
Les lignites d'âge Miocène en Tunisie : paléoenvironnemnts, paléoclimat et dynamique végétale	85
Projet de recherche 2 :	
Le maximum thermique du Paléocène-Éocène (PETM) et l'optimum climatique de l'Eocène inférieur (EECO) : L'enregistrement tunisien de la matière organique de la Formation Bou Dabbous	88

Références bibliographiques	91
------------------------------------	-----------

Liste des figures

- Figure 1 – Emplacement des secteurs de mes activités d'encadrement sur terrain et de recherche.
- Figure 2 - Ages des formations objets de mes activités de recherche sur la colonne lithostratigraphique de la Tunisie.
- Figure 3 – Colonne lithostratigraphique du forage OMZ-2 et emplacement des échantillons analysés (Akrout et al., 2011).
- Figure 4 – Emplacement des échantillons du forage OMZ-2 sur un diagramme Index d'hydrogène (mg HC/g COT) en fonction de l'Index d'oxygène (mg CO₂/g COT) (Espitalié et al., 1977). Type I : MO d'origine algaire ; Type II : MO d'origine marine planctonique ; Type III : MO d'origine continentale (Akrout et al., 2011).
- Figure 5 - Emplacement des échantillons du forage OMZ-2 sur un diagramme Index d'hydrogène (mg HC/g COT) en fonction de la température au maximum du pic S2, Tmax (°C) (Akrout et al., 2011).
- Figure 6 – Qualité du potentiel pétrolier des échantillons du forage OMZ-2 sur un diagramme S2b (mg HC/g Roche) en fonction des teneurs en COT (%R) (Akrout et al., 2011).
- Figure 7 – Log géochimique des paramètres de la pyrolyse Rock-Eval et du fractionnement du bitume (fraction extractible par les solvants organiques) du forage OMZ-2 (Akrout et al., 2011).
- Figure 8 - Emplacement des échantillons représentatifs du forage OMZ-2 sur un diagramme Pr/n-C17 en fonction du Ph/n-C18 (Akrout et al., 2011)
- Figure 9 – Colonne lithostratigraphique et variations des rapports Pr/Ph, Pr/n-C17 et Ph/n-C18 du forage OMZ-2 (Akrout et al., 2011).
- Figure 10 – Cadre géographique et géologique du Jebel Hamra et localisation des coupes HM, JH et HN de la Formation Fahdène (Affouri et al., 2011)
- Figure 11 - Emplacement des échantillons analysés de la formation Fahdène au niveau des coupes HM et JH sur les diagrammes IH-IO et IH-Tmax (Affouri et al., 2011).
- Figure 12 - Cadres géographique et géologique schématiques de la Formation Fahdène au niveau des coupes de Koudiat Berkouchia (BRK) et Jebel Ghazouene (GZ) (Khlifa, 2012 ; Khlifa et al., 2013, 2016)
- Figure 13 - Teneurs en carbone organique total (COT%R) en fonction des teneurs en Carbonates des échantillons d'âge Albien au niveau des coupes BRK et GZ et Jebel Hamra (HM) sur un diagramme exprimant l'abondance de la bioturbation et l'oxygénéation du fond (d'après Ricken, 1993). (Khalifa et al., 2013 ; Khalifa et al., 2017).
- Figure 14 - Emplacement sur un diagramme IH-Tmax et IH-IO des échantillons de la Formation Fahdène au niveau des coupes BRK et GZ (Khalifa et al., 2013).
- Figure 15 – Localisation des coupes étudiées sur la carte des ensembles structuraux, de la paléogéographie, des faciès et isophaque de la formation Bahloul (Cénomanien-Turonien) et ses équivalents en Tunisie (modifié après Burolet, 1956; Perthuisot, 1981; Bishop, 1988; Boccaletti et al., 1988; Baird et al 1990, Ben Ferjani et al., 1990, Anderson, 1991, Camoin, 1991, Orgeval,

1994, Grasso et al., 1999, Lüning et al., 2004). [OBL, Oued Bahloul; AZ, Ain Zakkar; DOY, Dyr Ouled Yahia; SM, Kalaat Senan; GH, Garn El Halfaya; JK, Jebel Ksikiss; KEH, Koudiat El Hamra; MR, Koudiat Mghoutti Rassou; JH, Jebel Hadida; 7KT, Jebel Sabaa Koudiat; OBZ, Oued Bazina] (Affouri et al., 2013).

Figure 16 - Répartition des teneurs en COT moyennes de la formation Bahloul en Tunisie centro-septentrionale (Affouri et al., 2013).

Figure 17 - Distribution régionale des valeurs moyennes de (a) Tmax (°C) et (b) IH (mg HC/g COT) des échantillons de la formation Bahloul (Affouri et al., 2013)

Figure 18 – Type et degré d'évolution thermique de la MO de la Formation Bahloul sur un diagramme IH (mg HC/g COT) en fonction de Tmax (°C) (Affouri et al., 2013 ; légèrement modifié).

Figure 19 – Qualité du potentiel pétrolier de la Formation Bahloul sur un diagramme extract organique (A ; ppm R) en fonction du COT (B ; %R) (Affouri et al., 2013).

Figure 20 - Nomenclature chronolithostratigraphique des formations d'âge Yprésien en Tunisie (d'après Fournié, 1978; Moody, 1987; Bishop, 1988; Bailey et al., 1989; Racey et al., 2001; Vennin et al., 2003)

Figure 21 – Carte de l'emplacement des coupes étudiées, des éléments structuraux, du cadre paléogéographique et des faciès de la Tunisie au cours de l'Eocène inférieur (modifié d'après Zaïer et al., 1998; Dhahri et Boukadi, 2010; Tlig et al., 2010; Belayouni et al., 2012; Melki et al., 2012). OS : Oued Souinia, OZ : Oued Zaarour, OSM : Oued Sidi Mansour, OK : Oued Kebir, SA : Sidi Abid, BGZ : Bir Ghezala, JS : Jebel Soumer, RT : Raggoubet Tassera, OBJ : Oued Bou Jabia, BB : Oued Barbara (Affouri et Montacer, 2014).

Figure 22 – Emplacement des échantillons analysés sur les logs lithostratigraphiques des coupes étudiées de la Formation Bou Dabbous en Tunisie centro-septentrionale (Affouri et Montacer, 2014).

Figure 23 – Qualité du potentiel pétrolier de la formation Bou Dabbous en (a) pour tous les échantillons et en (b) avec les valeurs moyennes de S2 et du COT sur un diagramme $S2 = f(COT)$ (Affouri et Montacer, 2014).

Figure 24 – Type et degré d'évolution thermique de la MO de la Formation Bou Dabbous en Tunisie centro-septentrionale sur un diagramme IH-Tmax. En (a) tous les échantillons et en (b) les valeurs moyennes des IH et Tmax pour chaque coupe.

Figure 25 – Variations des IP en fonction des Tmax (a) et (b) et des IH en fonction des IP (c) et (d) des échantillons de la Formation Bou Dabbous. En (b) et (d) les valeurs moyennes des IP, Tmax et des IH (Affouri et Montacer, 2014).

Figure 26 - Exemples de chromatogrammes de masse des alcanes (TIC) des terpanes ($m/z=191$) et des stéranes ($m/z=217$) de l'échantillon T10 de la Formation Chaabet Laataris d'âge Toarcien (Jebel Mnara, Axe Nord-Sud) (Ben El Haj Mohamed, 2014).

Figure 27 - Emplacement des échantillons de la Formation Fahdène sur un diagramme [Pr/n-C17]-[Ph/n-C18] (Khalifa et al., 2017, soumis)

Figure 28 – Emplacement des échantillons de la Formation Bahloul sur un diagramme [Pr/n-C17]-[Ph/n-C18] (Affouri et al., 2013, légèrement modifié)

Figure 29 - Répartition régionale de (a) %22SC31 et (b) Ts/Ts+Tm.

%22SC31, $22Sx100/(22S+22R)C31$ -homohopanes; Ts/Ts+Tm, $18\alpha(H)-22,29,30$ -trisnornéohopanex $100/(18\alpha(H)-22,29,30$ -Trisnornéohopane $+17\alpha(H)-22,29,30$ -trisnorhopane)] (Affouri et al., 2013).

Figure 30 - Distribution de la maturité thermique de la MO de la formation Bahoul issue des stéranes ($[20S/(20S+20R)]14\alpha(H),17\alpha(H)$, (% $\alpha\alpha S$)). (Affouri et al., 2013).

Figure 31 - Répartition régionale de (a) Terpanes Totaux/Stéranes Totaux (TT/ST) et (b) abondance relative des stéranes réguliers $14\alpha(H),17\alpha(H)20R$ (C27 et C29). [%C27 $\alpha\alpha 20R$: $\alpha\alpha 20R-C27$ stéranes $\times 100/(\alpha\alpha 20R-C27 + \alpha\alpha 20R-C28 + \alpha\alpha 20R-C29)$; %C29 $\alpha\alpha 20R$: $\alpha\alpha 20R-C29$ stéranes $\times 100/(\alpha\alpha 20R-C27 + \alpha\alpha 20R-C28 + \alpha\alpha 20R-C29)$] (Affouri et al., 2013).

Figure 32 - Emplacement des échantillons de la Formation Bou Dabbous sur un diagramme [Pr/n-C17]-[Ph/n-C18] (Affouri et Montacer, 2014, légèrement modifié).

Figure 33 - Bloc diagramme synthétique en 3D (sans échelle) illustrant le contrôle structural et paléogéographique sur le développement des conditions anoxiques lors du dépôt de la Formation Bou Dabbous (Yprésien) en Tunisie centrale (Affouri et Montacer, 2014).

Figure 34 – En haut : emplacement de la carotte IL2009 dans le Lac Ichkeul à l'extrême nord de la Tunisie avec les Oueds qui l'alimentent en eaux douces, et la communication (Oued Tinja) avec la Lagune de Bizerte. En bas, les barrages construits sur les cours des oueds dans les années 1990 (Affouri et Sahraoui, 2017).

Figure 35 – Variations (a) des teneurs en $CaCO_3$, (b) en COT et (c) de l'index d'hydrogène (IH) en fonction de la profondeur de la carotte IL2009. (d) Corrélations entre les hydrocarbures libres (S1) et potentiels (S2) issus de la pyrolyse Rock-Eval, (e) diagramme IH/Tmax donnant le type de la MO dans les sédiments de la carotte IL2009 (Affouri et Sahraoui, 2017).

Figure 36 – Chromatogrammes de masse (TIC et $m/z=183$) de la fraction des HCS extraits des sédiments de la carotte IL2009 (Affouri et Sahraoui, 2017)

Figure 37 - Chromatogrammes de masse des terpanes ($m/z=191$) et des stéranes ($m/z=217$) de la fraction des HCS extraits des sédiments de la carotte IL2009 (Affouri et Sahraoui, 2017)

Figure 38 – Photo du front de taille de la carrière de Zeramedine montrant les argiles grises organiques de la formation Saouaf (Miocène supérieur) et le log lithologique correspondant avec les emplacements des échantillons récoltés. Au sommet les sables et argiles continentaux de la formation Segui (Mio-Pliocène) (Affouri et Khelifi, 2017). Photo prise par Affouri H. (31 mai 2014).

Figure 39 – Log lithostratigraphique, analyses sommaires et paramètres de la pyrolyse Rock-Eval des échantillons de la Formation Saouaf dans la région de Zaremedine (Affouri et Khelifi, 2016).

Figure 40 - Emplacement des échantillons de la formation Saouaf sur un diagramme IH-Tmax (Affouri et Khelifi, 2016).

Figure 41 - Variation du résidu de la calcination (%R) en fonction de la température de chauffe. (1) : Humidité ; (2) : teneur en eau liée ; (3) teneur en MO ; (4) Matières volatiles; (5) : Teneur en Cendres ; (6) : Carbone fixe (Toumi, 2008).

Figure 42 – Chromatogrammes de masse ($m/z=57$) des n-alcanes et des iso-alcanes extraits de deux échantillons de lignites Li A (haut) et Li B (bas) dans la région de Zaremedine (Affouri et Khelifi, 2016). Pr : Pristane ; Ph : Phytane ; C17, C18,..., C34 : n-alcanes avec 17,..., 34 atomes de carbone.

Figure 43 – Chromatogrammes de masses des terpanes ($m/z=191$) de deux échantillons de lignites Li A (haut) et Li B (bas) dans la région de Zaremedine (Affouri et Khelifi, 2016). C24/4 : Terpanes tétracycliques ; Tm : 17 β -22,29,30-Trisnorhopane ; 28-30 BNH : 28,30-Bisnorhopane, C29Hopane : 17 α (H),21 β (H)-C29Hopane ; Oléanane : 18 α (H)-C30-oléanane ($C_{30}H_{52}$) ; $\beta\beta$: 17 β (H),21 β (H).

Liste des photos

Photo 1 – La formation Fahdène au Jebel Hamra. (A) Les alternances marno-calcaires à la base de la Formation Fahdène surmontant les dolomies de la Formation Serdj (Aptien) au niveau de la coupe HM (Jebel Hamra, NW Tunisie) ; (B) Le sommet de la coupe HM (passage Albien-Cénomanien); (C) Empreinte d'ammonite au niveau de l'échantillon HM10 (largeur de la photo 20 cm) ; (D) calcaires de couleur bleu pétrole finement laminés (Jebel Hamra, coupe JH). Sur les photos A et B Khadija Boussaid et le Professeur Adel Rigane. (Vues prises vers l'Ouest par moi-même le, 26 mai 2009)

Photo 2 : Les microfaciès de la coupe de Koudiat Berkouchia (Khelifi et al., 2017). (O) ostracodes ; Bit. : Bitume ; R : radiolaires.

Photo 3 : Les microfaciès de la coupe de Jebel Ghazouene Khelifa et al., 2016). HC : bitume, O : Ostracodes, F : Foraminifères, Ta : Traces d'algues

Photo 4 - Observations microscopiques en lumière naturelle transmise de résidu de l'attaque au HCl-HF de l'échantillon Li8. La flèche indique une cellule végétale bien conservée en (2), et en voie de putréfaction en (3) et (4).

Liste des tableaux

Tableau 1 – Résultats de la calcination à 400 et 800°C et du COT par pyrolyse Rock-Eval des échantillons de la Formation Saouaf dans la région de Zeramedine (Khelifi, 2014 ; Affouri et Khelifi, 2016)

Préambule

Ce mémoire présente le bilan de mes travaux de recherche et les principaux résultats obtenus. Dans cette introduction, j'aimerai positionner cette Habilitation à diriger la recherche (HDR) dans le cadre de mes « occupations scientifiques » que j'ai envisagé durant mon parcours académique et professionnel au département des Sciences de la Terre à la Faculté des Sciences de Sfax.

C'est une étape que je considère indispensable afin de mettre à la communauté scientifique un cheminement de mes connaissances et de mes activités de recherche. Le plus important, c'est de mieux placer mon expérience dans le contexte de cette spécialité qui est la géologie de la matière organique (MO). Entre autre il est ainsi justifiable, après toutes ces longues années, de présenter ce bilan de mes acquis dans ce domaine et de rejoindre mes collègues habilités à diriger des recherches. C'est avec une obligation académique et également une nécessité essentiellement scientifique que je me délivre aujourd'hui à cet exercice pour présenter l'état des lieux des recherches dans mon domaine.

Au cours de cet exercice je vais essayer de présenter ma vision et mes idées qu'au profit des avenirs « géochimistes organiciens » et d'une façon globale aux futurs habilités. C'est avec beaucoup de recul scientifique et d'inspection de mon parcours académique et scientifique, datant d'une vingtaine d'années déjà, que je vais essayer de passer certaines idées et de tirer les leçons de la manière et des attitudes de faire et de développer la recherche scientifique dans ma spécialité de géochimie organique et pétrolière.

C'est intéressant de « savoir faire » des choses mais le plus important c'est de « faire savoir ». Incontestablement, un chercheur scientifique est évalué par le nombre de publications. C'est un aspect quantitatif qui, de mon point de vue et je ne veux pas généraliser cette attitude, peut cacher une circonvolution et une mono-spécificité des axes de recherches et des publications. Une habilitation à diriger la recherche est plutôt, de mon point de vue, une présentation d'une méthodologie des compétences techniques et scientifiques pour la formation et l'encadrement des étudiants et des chercheurs en mastères et en Thèse de Doctorat. L'appui à la formation des chercheurs n'épargne jamais ceux des autres spécialités où un habilité ou celui qui est en préparation d'une habilitation universitaire se trouve sans qu'il s'aperçoive au secours et à l'aide de tous ceux qui en ont besoin.

Aborder la matière organique sédimentaire en tant qu'un objet de recherche scientifique me met dans un vaste domaine d'application et de divers axes de recherches. La MO est un constituant ubiquiste dans les sédiments récents, anciens, dans les eaux et les sols. Elle joue un rôle essentiel dans l'environnement. Elle est une source majeure de carbone et d'énergie pour les micro-organismes. La MO peut être approchée pour comprendre les processus de sa fossilisation dans les sédiments. En parallèle les différentes fractions qu'on sépare de cette MO sont utilisées en même temps comme outils d'étude des archives sédimentaire et des environnements de dépôt. A titre d'exemple, la MO dans les sols, conditionne ses propriétés chimiques et physiques. Elle intervient

dans la composante atmosphérique par sa minéralisation et dans sa capacité à retenir les polluants organiques et métaux lourds. La matière organique est constituée de molécules issues essentiellement des plantes, des animaux et des microorganismes (bactéries, champignons, ...). Elle fait partie de deux cycles : un cycle biologique court et un cycle géologique ou sédimentaire long. Une partie de la MO peut échapper au cycle biologique et s'accumuler pour former un sédiment organique. Au cours de la diagenèse précoce, ces molécules sont biodégradées puis altérées avec l'enfouissement croissant, sous l'influence de la température et de la pression. La géochimie organique est la spécialité des sciences de la Terre qui s'intéresse à cette matière organique depuis son origine, ses modèles de dépôt, son rôle dans les sols, les sédiments et les eaux jusqu'à sa transformation en combustibles fossiles (charbon, pétrole et gaz).

Les différentes transformations diagénétiques depuis l'arrivée de cette MO à l'interface eau-sédiments jusqu'à la formation des hydrocarbures, leur migration et leur accumulation dans les gisements laissent les choix et les objectifs très variés et très diversifiés. C'est là que réside la difficulté d'aborder cette spécialité de géochimie organique. La disponibilité aussi bien du matériel organique et des techniques analytiques m'ont énormément orienté dans la définition des objectifs et des méthodologies à développer et à suivre. Je ne délivre pas un secret quand je précise que je ne me suis pas délibérément intéressé à la MO dans les sols. Un choix que je considère fait partie de ma conviction de la variété des formations dans notre département. Depuis, mon intégration dans cette équipe pluridisciplinaire j'ai essayé de placer mes recherches sur la MO dans cet esprit d'équipe. Etant solide de l'aide et de la bonne détermination de tous mes collègues, géochimistes, structuralistes, sédimentologues, minéralogistes, pétrographes, j'ai pu développer modestement cet aspect de géochimie organique et pétrolière au sein de notre département des Sciences de la Terre. Mon intégration dans cette équipe m'a énormément permis d'améliorer mes connaissances de la Géologie tunisienne, mes déplacements sur terrain, que ce soit dans le cadre de mes recherches sur les roches mères de pétrole en Tunisie ou dans l'encadrement des étudiants dans les modules des écoles de terrain. C'est cette confiance de la part de toute l'équipe du département qui a abouti à la préparation de cette synthèse. C'est avec cette motivation que la MO des sédiments anciens a gagné mon principal choix. La géologie tunisienne est riche en formations riches en MO facilement accessibles à l'affleurement ou en forages pétroliers. Ces formations qui ont fossilisé des quantités importantes de MO ont enregistré les évènements anoxiques à l'échelle globale et sont considérées comme les roches mères de pétrole et de gaz des gisements tunisiens. D'autre part, la MO a joué un rôle primordial dans la concentration des gîtes métallifères (Pb et Zn) de type stratiforme ainsi que dans le mécanisme de la phosphatogenèse. A part l'aspect pétrolier, j'ai essayé modestement par l'étude de la MO et son contenu moléculaire de soutenir des modèles des environnements de dépôt de ces sédiments en relation avec le contexte paléogéographique et structural et/ou climatique des zones de mes interventions scientifiques. Dès lors, je ne me considère pas comme le pionnier de la géochimie organique ni celui l'inventeur des aspects de la géochimie organique moléculaire. Ce sont des outils que j'ai essayé d'appliquer et de valoriser en

fonction des objectifs fixés tout en les transmettant aux chercheurs que j'ai assuré ou participer à leur encadrement scientifique.

Au début de la préparation de ce mémoire je me suis demandé comment présenter cette synthèse de mes travaux de recherches sur des MO très variées qui couvrent des âges allant du Silurien-Dévonien, Toarcien, Albien, Cénomanien-Turonien, Yprésien, Miocène et Actuel. Les résultats sont là aussi les objectifs. Au cours d'un parcours de recherche scientifique, ce qui nous précipite est de publier régulièrement des papiers. A ce moment tous d'entre nous cherche, plutôt, cet aspect quantitatif. La difficulté principale dans la préparation d'une HDR est de valoriser cette activité scientifique. L'objectif principal, à mon sens, de cette synthèse: mettre dans un ordre et organiser des idées et ouvrir des perspectives. Je l'avoue, après des moments d'hésitation, la structure de ce mémoire de HDR me devient de plus en plus plausible et déchiffrable. Quoi que toutes les HDR présentent des structures semblables, à mon avis, un mémoire de HDR est personnalisé. Il reflète la personnalité, les exigences et l'expérience du chercheur.

Mes activités de recherche que je présente dans ce mémoire peuvent être subdivisées en trois grands thèmes : (1) la MO des roches mères de pétrole, (2) la MO des sédiments récents et enfin (3) la MO des séries lignitifères d'âge Miocène en Tunisie.

Le premier thème de cette synthèse a été subdivisé en 3 chapitres. Je présente dans un premier chapitre les méthodologies analytiques de l'étude de la MO sédimentaire. Dans un deuxième chapitre j'aborde la géochimie organique des formations roches mères d'hydrocarbures sous un aspect pétrolier (origines, types, évolution thermique et potentiels pétroliers). Dans le chapitre 3 je passe en revue la géochimie organique moléculaire des roches mères de pétrole en mettant l'accent sur l'apport des fossiles moléculaires (biomarqueurs) en tant que précurseurs biologiques, traceurs des environnements de dépôt, des transformations diagénétiques et de l'évolution thermique.

Dans le deuxième thème je présente les principaux résultats de mes recherches sur la MO des sédiments récents, essentiellement d'une carotte de sédiments prélevée dans le Lac Ichkeul (Extrême nord tunisien). Le troisième thème est consacré à l'étude de la MO fossilisée dans la série lignitifère de la formation Saouaf d'âge Miocène du bassin de Zeramedine (Tunisie orientale).

.

CHAPITRE 1

Démarches analytiques et arguments de la synthèse

1. Introduction

La matière organique (MO) est un constituant ubiquiste mais minoritaire dans les sédiments et les roches. Elle est de ce fait l'un des sujets de recherches scientifiques que se soient académiques ou appliquées afin de répondre à des questions qui touchent à la fois les domaines des sciences de la vie et aussi les sciences de la terre. La géochimie organique est dès lors l'étude des substances organiques dans les roches. Elle a pour objectifs de comprendre sa composition, son origine, les mécanismes de sa formation, ses modes de dépôt et de distribution ainsi que ses interactions vis-à-vis de la matière minérale. L'essor de la géochimie organique remonte aux années 1960 avec le développement des recherches sur l'origine des pétroles. Cette discipline qui se trouve à cheval entre la biologie, la chimie et la géologie lui confère une spécificité pluridisciplinaire. La géochimie organique a vu sa croissance par le développement et l'application de techniques analytiques communément utilisées en biologie (microscopie) et en chimie organique et minérale (Analyses élémentaires, Spectroscopie IR et RX, spectrophotométrie, RMN, et spectrométrie de masse). Elle a pu développer ses propres techniques et méthodes d'analyses. Je citerai à titre d'exemple la technique de la pyrolyse Rock-Eval (Espitalié et al., 1977), mise au point pour l'évaluation du potentiel pétrolier des roches mères de pétrole.

2. Démarche analytique

Les démarches analytiques dans l'étude de la MO sédimentaire sont justifiées par la problématique de recherche et les objectifs scientifiques visés. Les méthodes analytiques utilisées pour l'étude sont alors choisies suivant un ordre en commençant par une caractérisation globale et systématique vers le plus fin. Dans cette logique analytique, l'analyse globale, moins coûteuse, portera sur toute la série d'échantillons récoltés. Les analyses plus fines donc plus « coûteuses » et qui intéressent par exemple l'aspect moléculaire ou isotopique, seront menées sur les échantillons les plus représentatifs de la série étudiée ou concernée d'échantillons (répétition). L'organigramme analytique que j'ai adopté dans mes recherches obéit à cette démarche et est guidé par les difficultés et les obstacles d'ordre matériels. L'étude de la MO que j'ai entrepris au département des Sciences de la Terre à la Faculté des Sciences de Sfax est guidée par la disponibilité des appareillages analytiques et leurs accès. Débutant comme une petite « cellule » de recherches en géochimie organique et pétrolière au sein de l'unité de recherche « *Géologie pétrolière et minière des Bassins sédimentaires* » (E08/C10) dirigée par le Professeur Mabrouk Montacer et faisant partie du Laboratoire « *Eau, Energie et Environnement* » (3E, ENIS), puis dans l'unité de recherches « *Géoressources, environnement et changements globaux* » (03/UR/10-02, GEOGLOB, dirigée par le Professeur Mabrouk Montacer, mes travaux ont progressé, en 2012, sous forme d'un projet de recherche dans notre

nouveau-né le Laboratoire de recherche « Géoressources, Matériaux, Environnement et Changements Globaux » dirigé par le Professeur Néjib Kallel (LR-13-ES-23).

Aborder une spécialité pluridisciplinaire comme c'est le cas de la géochimie organique, était une aventure pour moi. Beaucoup d'obstacles et de contraintes à la fois analytiques mais aussi matérielles sont à remonter pour bien arriver aux objectifs scientifiques et au développement de cette spécialité aussi bien à l'échelle du département des Sciences de la Terre qu'au niveau du laboratoire de recherche. A titre d'exemple la « pauvreté » en équipements analytiques de notre unité puis de notre jeune laboratoire de recherche ainsi que de notre département a beaucoup pesé et ralenti l'essor de cette spécialité. Cela m'a poussé à déployer beaucoup d'efforts pour la réalisation des analyses de la MO.

Dans notre laboratoire nous disposons d'un appareil de chromatographie en phase gazeuse (CPG) et d'un vieux appareil Coulomat 702 C/S, pour le dosage du Carbone organique total (COT) ainsi que de petits matériels et de produits chimiques nécessaires pour la préparation des échantillons aux analyses organo-géochimiques, essentiellement pour l'extraction et le fractionnement du bitume. Les échantillons ainsi récoltés des différentes coupes sur terrain sont divisés en trois parties : une partie est gardée comme archive, une partie pour la confection des lames minces, et enfin une partie est finement broyée au laboratoire. Cette dernière, en quantité suffisante, est utilisée pour les analyses du COT par Coulomat et par la technique de la pyrolyse Rock-Eval (R-E) ainsi que pour l'extraction de la fraction bitumineuse par les solvants organiques et pour les analyses chimiques minérales. Les échantillons choisis sont analysés par pyrolyse Rock-Eval (R-E II ou R-E VI), le seul appareil actuellement disponible est celui de l'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP). Le Rock-Eval est indispensable avant toute investigation ultérieure. Ce dernier nous permet d'avoir une idée primordiale sur la quantité de MO fossilisée (COT%). Le COT et les indices d'hydrogénéation (IH), d'oxygénéation (IO) de la MO ainsi que la température au maximum de pyrolyse obtenue lors de la pyrolyse sous condition inerte nous permettent la réalisation d'une caractérisation globale de la MO en question du point de vue type et maturité thermique. Ces résultats nous amènent à une sélection d'échantillons représentatifs pour des analyses plus fines et des investigations plus approfondies. Quoi que cette démarche suivie dans les analyses, à commencer par une caractérisation globale et systématique des échantillons récoltés n'est toujours pas respectée. En ce sens, dans le cas de mes recherches je me trouve constraint, pas mal de fois, de faire l'extraction du bitume sur tous les échantillons même avant les analyses globales (COT et R-E).

L'aspect quantitatif de l'extrait total et par suite son aspect qualitatif après fractionnement, étaient pour moi un critère de choix et primordial pour aborder l'aspect moléculaire. L'investigation moléculaire de la fraction extractible par les solvants organiques porte essentiellement sur les fractions des hydrocarbures saturés (HCS) et des hydrocarbures aromatiques (HCA), fractions ubiquistes des bitumes et des pétroles bruts. C'était une chance pour nous d'avoir un appareil CPG où la fraction des HCS est analysée « systématiquement ». La qualité des chromatogrammes ainsi obtenus était un critère de sélection pour les

analyses plus fines sous l'aspect moléculaire (biomarqueurs) par la chromatographie en phase gazeuse couplée à la spectrométrie de masse (CPG-SM ou GC-MS). Bénéficiant d'un stage d'un mois en 1999 à l'université d'Orléans en France, actuel Institut Supérieur des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), sous la direction du Professeur Jean-Robert Disnar, où j'ai manipulé moi-même un GC-MS de type « Ion Trap », j'ai pu passer moi-même des échantillons pour les analyses moléculaires sur un appareil GC-MS disponible au Laboratoire de Recherches en Sciences de l'Environnement (LARSEN, E.N.I. Sfax). Les dépouillements des résultats GC-MS ont été effectués par un programme « Automated Mass Spectral Deconvolution and Identification System » (AMDIS) et Xcalibur Version 1.3 (Thermo Finnigan). Un appareil GC-MS est disponible aussi à l'ETAP. Les échantillons (HCS et HCA) destinés aux analyses des biomarqueurs à l'ETAP sont préparés (extraction et fractionnement) au sein de notre laboratoire à la Faculté des Sciences suivant un protocole commun déjà utilisé à l'ETAP. Un obstacle majeur de ces analyses moléculaires à l'ETAP, c'est qu'elles sont assez couteuses et deviennent d'une année à une autre plus onéreuses. De ce fait, je me limite dans la plupart des cas, pour mes étudiants en Master et en Thèse, à un ou 2 échantillons qu'on juge les plus représentatifs d'une série d'échantillons. Plus encore les résultats obtenus à l'ETAP sont traités en fonction de notre demande initiale. Les résultats des analyses rendus sont fournis au format image des chromatogrammes demandés et par suite nous ne pouvons plus manipuler le dépouillement de ces données.

3. Motivations et ambitions

La série lithostratigraphique de la Tunisie fait apparaître des affleurements allant du Permien supérieur (Jebel Tebaga de Médenine) au Quaternaire. Les niveaux antémésozoïques ne sont représentés que par l'affleurement du Permien marin du Jebel Tebaga de Médenine (Sud Tunisien) et, éventuellement, par les grès de Jebel El Haïrech. Cependant, le substratum antémésozoïque a été traversé par des sondages pétroliers dans le sud du pays et les différents termes du Paléozoïque sont ainsi reconnus. Quelques sondages ont, en outre, au sud de Médenine, atteint le socle précambrien panafricain.

Dès lors, plusieurs formations riches en matière organique d'âge allant de l'Ordovicien au Miocène sont déjà connues que se soit en affleurement ou en subsurface par des forages pétroliers. Ces formations sont qualifiées de roches mères d'hydrocarbures prouvées pour la plupart d'entre elles où elles ont généré des huiles et des gaz des gisements actuellement en exploitation sur la plateforme saharienne, au niveau des Golfs de Gabès et de Hammamet, au Sahel, au Cap Bon et dans la région de Kasserine. A titre d'exemples, je cite la Formation Tanzeuft (Silurien inférieur), la Formation Aouinet Ouenine (Dévonien supérieur), la Formation Nara moyen (Toarcien), la Formation Fahdène (Albien-Cénomanien), la Formation Bahloul (Cénomanien-Turonien), et la Formation Bou Dabbous (Yprésien). A l'exception des Formations Tanzeuft et Aouinet Ouenine recoupées par des forages pétroliers dans le domaine de la plateforme saharienne, toutes les autres formations sont bien accessibles à

l'affleurement en Tunisie Centro-septentrionale. L'accès à des échantillons recoupés par un forage pétrolier ne se présente pas couramment. Les seules données qui me sont livrées concernaient le forage pétrolier du Permis Sud Remada (OMZ-2) dans le cadre d'un Master de recherche GAREN (Akrout, 2007 ; Akrout et al., 2011).

C'est cette disponibilité du matériel organique qui m'a orienté et guidé dans mes activités de recherches en géochimie organique. La Figure 1 illustre l'emplacement des secteurs où j'ai effectué mes activités d'encadrement et de recherche.

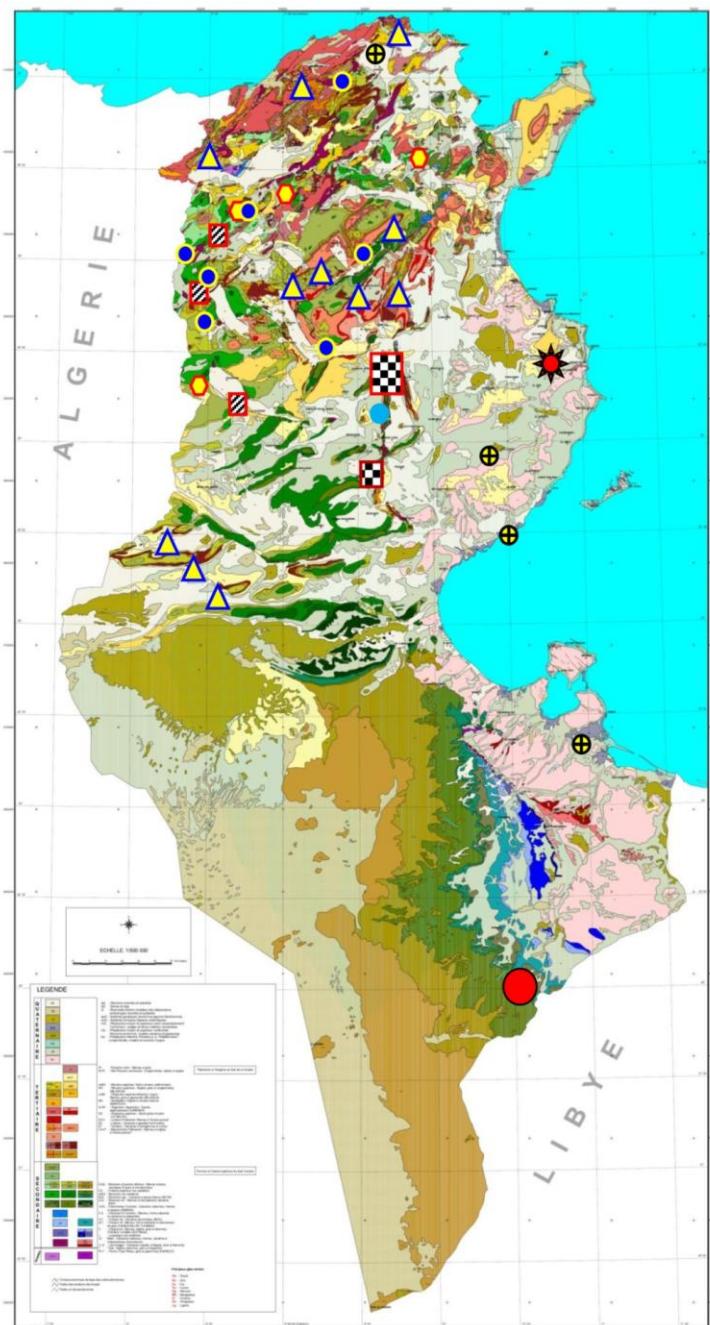


Figure 1 – Emplacement des secteurs de mes activités d'encadrement sur terrain et de recherche.

LEGENDE (Fig. 1)

ENCADREMENT SUR TERRAIN			
SYMBOLE	THEME	LOCALITE	SECTION
	ECOLES DE TERRAIN	JEBEL CHERAHIL-SIOUF	LAGE2 LFSTU2
		JEBEL BOUGABRINE-TOUATI-TOUILA	LAGE3 LFSTU3
	JEBEL BOU ZER	JEBEL BOU ZER	LAGE3
	SORTIES THEMATIQUES	JEBEL BOU ZER	LAGE1 LFSTU1
	EXCURSIONS GEOLOGIQUES	AIN KHEMOUDA, JEBEL SLATA-SIDI AMOR BEN SALEM, JEBEL DEBADIB	SN3

SECTEURS DES ACTIVITES DE RECHERCHES			
SYMBOLE	MATERIELS/FORMATIONS	LOCALITES	AGES
	SEDIMENTS RECENTS	LAC ICHKEUL (EXTREME NORD TUNISIEN), SEBKHA DE BOUJMELO (S-E TUNISIEN), SEBKHA DE BOUJMELO (MENZEL CHAKER, SFAX) LAGUNES COTIERES (SUD SFAX)	ACTUEL SUB-ACTUEL
	FORMATION SAOUAF	ZAREMDINE	MIOCENE
	FORMATION BOU DABBOUS FORMATION CHOUABINE	TUNISIE CENTRO- SEPTENTRIONALE BASSIN DE GAFSA- METLAOUI	EOCENE INFÉRIEUR
	FORMATION BAHLOUL	TUNISIE CENTRO- SEPTENTRIONALE	CENOMANIEN- TURONIEN
	FORMATION FAHDENE	JEBEL HAMRA, KOUDIAT BERKOUCHIA, JEBEL GHAZOUANE AIN ASKER	ALBIEN
	FORMATION NARA MOYEN	CHAABET LAATARIS-JEBEL NARA	TOARCIEN
	FORAGE OMZ-2	PLATEFORME SAHARIENNE	DEVONIEN- JURASSIQUE

Ainsi, je me suis intéressé dans mes travaux de recherches, par ordre chronologique (Fig. 2), aux formations d'âges Jurassique inférieur (Toarcien),

Aptien, Albien et Cénomanien-Turonien (C/T) qui correspondent, respectivement, à des évènements océaniques anoxiques globaux à savoir l'événement anoxique du Toarcien inférieur (Posidonienschiefer event ou T-OAE, ~183 Ma), de l'Aptien inférieur (Sellie event ou OAE1a, ~120 Ma) de l'Albien (Paquier event ou OAE1b, ~111 Ma) et du Cénomanien-Turonien (Bonarelli event ou CTOAE ou OAE2, ~93 Ma).

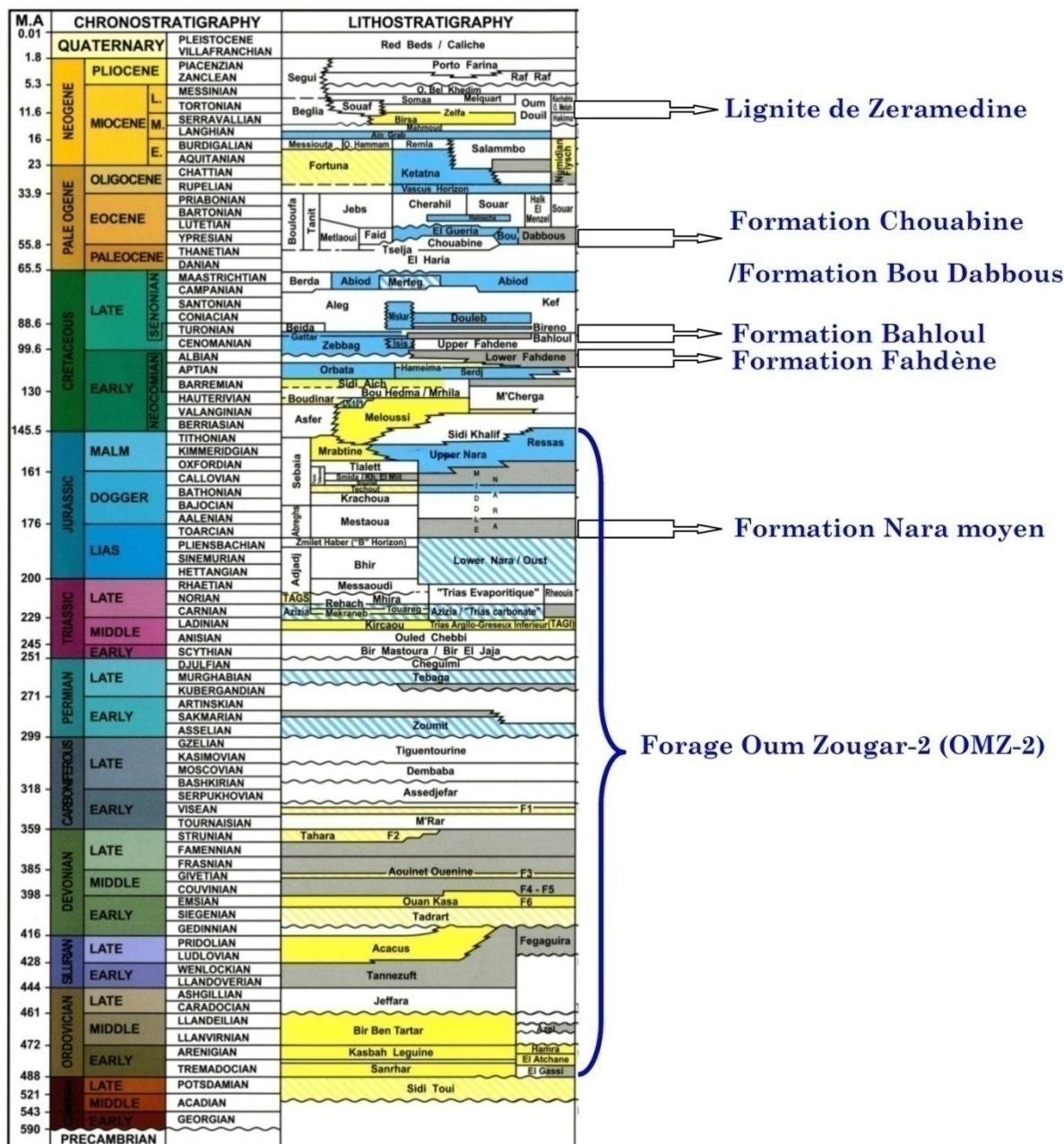


Figure 2 - Ages des formations objets de mes activités de recherche sur la colonne lithostratigraphique de la Tunisie.

Mes recherches ont également porté sur l'époque Eocène inférieur (Yprésien) en Tunisie. Cette période correspond à l'optimum climatique de l'Eocène inférieur (Early Eocene Climate Optimum ; EECO) qui est survenue il y a environ 53 à 51 millions d'années (Anagnostou et al., 2016 ; Zachos et al., 2008). Elle était

l'intervalle le plus chaud des 65 millions d'années, avec une température annuelle moyenne de l'air plus élevée de dix degrés Celsius que celle pendant la période préindustrielle (Caballero et al., 2013). Cette période a enregistré, probablement, le dernier évènement anoxique du Phanérozoïque (Jenkyns, 2010).

En Tunisie, là où la paléogéographie est marquée par l'individualisation de deux zones émergées : la plateforme saharienne au sud et l'Île de Kasserine en Tunisie centrale, les dépôts de l'Eocène inférieur, influencés par ces terres émergées, offrent des variations spectaculaires de faciès. Ces environnements évoluent depuis des milieux de mer épineritique où se déposent des faciès phosphatés ou phosphorites (Formation Chouabine riche en MO) dans le bassin de Gafsa-Métlaoui, passant vers le nord et le NE par l'intermédiaire d'une plateforme carbonatée externe formant un cordon à nummulites (La Formation El Garia) à des dépôts de type bassin profond de calcaires et de marno-calcaires à Globigérines (Formation Bou Dabbous).

Cette paléogéographie au cours de l'Eocène inférieur en Tunisie et les variations latérales de faciès suscitent un intérêt particulier aussi bien du point de vue économique que sur le plan des recherches scientifiques académiques. A cet égard, ces faciès ont intéressé aussi bien les sédimentologues, les minéralogistes, les pétrographes, les chimistes, les paléontologues, les structuralistes et les géochimistes organiciens. La richesse de ces dépôts en phosphates dans le bassin de Gafsa-Métlaoui et autour de l'île de Kasserine (bassins de Meknassi-Mezzouna et Sra Ouertane) est par excellence d'intérêt économique incontestable. Par ailleurs, en Tunisie orientale (Sahel et Mer pélagienne), l'aspect réservoir d'hydrocarbures des calcaires à Nummulites de la Formation El Garia et la roche mère calcaire à Globigérines riches en MO de la Formation Bou Dabbous forment les deux éléments essentiels du système pétrolier tertiaire. En effet, plusieurs accumulations d'hydrocarbures dans le Golfe de Gabès et le Golfe de Hammamet ont été générées de la Formation Bou Dabbous.

Dans un autre volet, les séries Miocènes (Formation Saouaf) en Tunisie sont connues par des intercalations de niveaux de lignites. En Tunisie Centro-orientale, les microbassins miocènes individualisés sous l'effet de la tectonogenèse, sont à remplissages silicoclastiques molassiques et fluviodeltaïques où des dépôts phytogènes, intercalés dans ces séries traduisent un cachet paralique. Cette série a fait l'objet d'études palynologiques (Ben Mokhtar et Mannaï-Tayech, 2012 ; Mannaï-Tayech, 2009) qui ont permis de conclure sur la dynamique végétale et par conséquent, sur l'évolution des paléoenvironnements et du paléoclimat de la région au Miocène. C'est ainsi que mes intérêts à ces niveaux phytogènes, depuis 2008 (Toumi, 2008), ont été ambitionnés essentiellement pour des objectifs paléoenvironnementaux de ces dépôts par une caractérisation organo-géochimique globale et essentiellement par les apports des fossiles moléculaires ou biomarqueurs de cette MO (Khlifi, 2012 ; Affouri et Khlifi, 2016).

Les débuts de mes premières marches de recherche datent depuis 1994. Encore Élève Ingénieur à l'ENIS, j'ai commencé par l'étude du remplissage d'un exemple d'environnement paralique subactuel de la Sebkha de Bou Jmel (S-E

tunisien) (Affouri, 1994). Pourtant les résultats que j'ai acquis au cours de ce projet de fin d'études étaient probants pour une continuation sur les mêmes types d'environnement avec des recherches en troisième cycle (D.E.A), je me suis trouvé orienté à l'étude des roches anciennes (roches mères de pétrole). Cette déviation est tout à fait justifiée. A cette époque, aborder la MO des environnements récents était une aventure, au moins à l'échelle de notre unité de recherche, par un manque de matériels et d'équipements analytiques en place. Les problèmes de datation des carottes, de purification de la MO, des analyses élémentaires et des analyses moléculaires fines en sont les principales causes.

Ceci étant, j'ai toujours gardé l'ambition de l'étude de la MO des sédiments récents et actuels. Après mes travaux de thèse, et en parallèle avec mes activités sur les roches anciennes, je me suis intéressé à ces environnements, par les exemples de la Sebkha de Bou Jmel, la lagune de Nakta et la lagune d'Ouled Ridha (Sud de Sfax), essentiellement par des participations aux encadrements de Master de Recherche (Boussetta, 2004 ; Telahigue, 2005). D'autre part, j'ai toujours gardé à l'esprit le Lac Ichkeul (extrême nord tunisien) comme un environnement particulièrement intéressant pour l'étude de l'origine, de la qualité, de l'abondance et des transformations diagénétiques précoce de la MO. La particularité de ce Lac réside dans la double alternance hivernale et estivale du niveau d'eau et de la salinité qui détermine en grande partie l'originalité écologique de son écosystème laguno-lacustre. Ce site peut enregistrer aussi bien les effets naturels (variations climatiques) qu'anthropiques dus aux activités industrielles, agricoles et des occupations des sols dans le bassin versant et autour du Lac. C'est un aspect que j'ai développé par l'étude de sédiments de carotte prélevée dans ce lac (Affouri et Sahraoui, 2017).

Outre les aspects quantitatifs (richesse en MO) d'une roche ou d'un sédiment, l'aspect moléculaire de la MO prend une part importante dans mes activités de recherches. Ce volet trouve sa justification dans les variétés structurales et la masse de données que livrent ces molécules préservées dans les roches et les sédiments. Cette « géochimie organique moléculaire », une discipline que je qualifie innovatrice, nécessite beaucoup de précautions à la fois analytique, compréhensive et aussi interprétative.

Dès lors, l'approche moléculaire de la MO sédimentaire, sachant qu'il s'agit d'un mélange d'une centaine de molécules avec des structures allant des plus simples aux plus complexes, nécessite une bonne compréhension à la fois de la géologie et de la paléogéographie d'une formation sédimentaire donnée ainsi que de la biologie, de la biochimie, de la chimie organique et de la chimie. Ainsi, et suivant cet ordre d'idées, la MO sédimentaire offre une variété d'indicateurs ou de proxy, qui peuvent être utilisés dans la reconstitution des enregistrements des paléoenvironnements marins et continentaux ainsi que des paléoclimats. La production et la conservation de la MO sont affectées par les changements et les variations de l'environnement de dépôt.

Cet important arsenal de molécules spécifiques de type « biomarqueurs », a permis aux géochimistes organiciens de déduire beaucoup de renseignements sur les écosystèmes passés et les environnements dans lesquels la MO sédimentaire a été créée et déposée. Ces paramètres paléoenvironnementaux (conditions Eh, pH,

oxydo-réduction) reflètent la circulation physique dans les corps d'eau, qui à son tour dépend de facteurs climatiques. Les types de plantes aquatiques et continentales, les types d'organismes eucaryotes ou procaryotes qui proliféraient dans un bassin peuvent être estimés à partir de la composition de la MO dans différents niveaux de sédiments. Ainsi les assemblages biotiques enregistrent également les facteurs paléoenvironnementaux.

Autre particularité de ces composés moléculaires c'est leurs aptitudes à se transformer au cours de l'enfouissement suite à l'augmentation du stress thermique dans un bassin sédimentaire. Les molécules originelles, issues des précurseurs biologiques, sont thermodynamiquement instables et l'évaluation de la maturité thermique est accessible par le biais de l'identification et l'évaluation de ces molécules nouvellement formées

D'autant plus, ces molécules sont retrouvées à la fois dans les extraits de roches mères de pétrole (bitume), dans les suintements d'huiles à la surface (oil seeps) et dans les huiles brutes et les condensats dans les réservoirs. La comparaison des signatures moléculaires entre les huiles et les roches mères est d'un intérêt capital dans l'identification de l'origine, des chemins de migration et des processus de piégeage et d'accumulation des hydrocarbures dans une structure piège. Ces corrélations moléculaires sont la base de l'identification et de la caractérisation d'un système pétrolier.

SYNTHESE DES ACTIVITES DE RECHERCHE THEME 1

Les roches mères de pétrole en Tunisie CHAPITRE 2

Les roches mères de pétrole : Richesse, Type et potentiels pétroliers

1. Introduction

Les investigations que j'ai pu développer dans mes activités de recherche sur la matière organique sédimentaire ont concerné aussi bien les aspects pétroliers que les aspects paléogéographiques et paléoenvironmentaux. En ce sens, les formations riches en MO sont connues comme des roches mères prouvées et potentielles d'hydrocarbures. Dès lors une partie des mes travaux de recherches a intéressé la caractérisation de leurs types, leurs degrés d'évolution thermique, leurs potentiels pétrolières dans des affleurements répartis suivant leurs domaines paléogéographiques. Outre ce caractère pétrolier appliqué, les données que j'ai pu récolter, suite à l'étude de ces niveaux, m'ont permis d'apporter de nouveaux résultats à la compréhension des modèles de dépôt de ces niveaux riches en MO, la mise en place des conditions anoxiques ainsi que leur répartition géographique dans leur domaine d'étude.

Dans ce deuxième chapitre je présenterai les principaux résultats de mes activités de recherches sur cet aspect de roches mères d'hydrocarbures. Compte tenu de la variété du matériel organique étudié et des objectifs visés, j'ai préféré présenter ces résultats suivant un ordre chronologique des âges de chaque formation du plus ancien au plus récent.

2. Roches mères et systèmes pétroliers au Nord du Bassin de Ghadamès, Sud tunisien

L'accès à des échantillons de déblais de forages pétroliers reste problématique, à l'échelle de mes investigations organo-géochimiques. J'ai toujours essayé d'acquérir des échantillons de roches mères d'hydrocarbures et des huiles de réservoirs pétroliers aussi bien on shore que off shore. Au cours de mes recherches en Thèse de Doctorat (Affouri, 2004), j'ai bénéficié de la contribution de Messieurs Moncef Saidi et Ramzi Ghanima de l'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières qui m'ont fourni quelques données d'huiles brutes dans les Golfe de Gabès et la région de Sfax. Mon objectif était de corrélérer les signatures moléculaires de ces huiles de réservoirs avec les roches mères que j'ai analysé en affleurement. Les résultats que j'ai obtenus au cours de cette Thèse ont montré une parenté de ces huiles avec les roches mères des formations Bahloul et Bou Dabbous. Après la Thèse, j'ai toujours gardé cet objectif qui se résume dans l'identification et la caractérisation des systèmes pétroliers par des études organo-géochimiques des roches mères et des huiles de réservoirs. En

2006, une occasion précieuse m'a été présentée lors de l'exécution du forage pétrolier Oum Zougar-2 (OMZ-2) dans le Permis Sud Remada.

Ainsi, j'ai entrepris dans le cadre d'un encadrement de sujet de master de recherche GAREN (Akrout, 2007) des analyses organo-géochimiques sur les déblais de ce forage pétrolier OMZ-2 du permis d'exploration pétrolière Sud Remada. Les objectifs que nous avons fixé dans cette étude visent le suivie de l'évolution des paramètres organo-géochimiques en fonction de la profondeur et leurs relations avec la surpression. Cette dernière joue un rôle capital dans le piégeage et les accumulations des hydrocarbures.

Une partie de nos résultats obtenus, essentiellement sur la MO, acquis au cours de ce Master, a fait l'objet de deux communications (Akrout et al., 2008a et 2008b) et d'une publication parue en 2011 dans la revue « Resource Geology » (Akrout et al., 2011).

1. AKROUT, D., **AFFOURI, H.**, et MONTACER, M. (2008a)- Etude organo-géochimique des déblais de forage OMZ-2 (bloc Sud Remada) : Apport à la compréhension de l'évolution, de la migration, et de la chromatographie naturelle. Troisièmes Journées tunisiennes de géologie appliquée, 21–23 Mars 2008, Sousse-Tunisie (Communication orale).

2. AKROUT, D., **AFFOURI H.** et MONTACER, M., (2008b) – Etude de l'évolution des paramètres organo-géochimiques en fonction de la profondeur (Forage **OMZ-2**) : plateforme saharienne (Sud-Tunisien). 20ème Colloque des Bassins sédimentaires Marocains, 21-23 Mai 2008, Oujda, (Poster).

3. AKROUT, D., **AFFOURI, H.**, AHMADI, R., MERCIER, E., MONTACER, M., (2011) - Source Rock Characterization and Petroleum Systems in North Ghadamès Basin, Southern Tunisia. Resource Geology Vol. 61, No. 3: 270–280. Doi: 10.1111/j.1751-3928.2011.00163.x.

Dans ce qui suit j'expose les principaux résultats que nous avons obtenu dans le cadre de ce master et de la publication Akrout et al. (2011).

Dans cette étude 35 échantillons de déblais du forage pétrolier OMZ-2 couvrant jusqu'à 3050m de profondeur, ont fait l'objet d'une analyse organo-géochimique par la technique de la Pyrolyse Rock-Eval et l'étude de la fraction extractible par les solvants organiques. La Figure 3 illustre la colonne lithostratigraphique et la position des échantillons récoltés du forage OMZ-2. Les différentes formations traversées par ce forage s'étalent de l'Ordovicien inférieur au Jurassique.

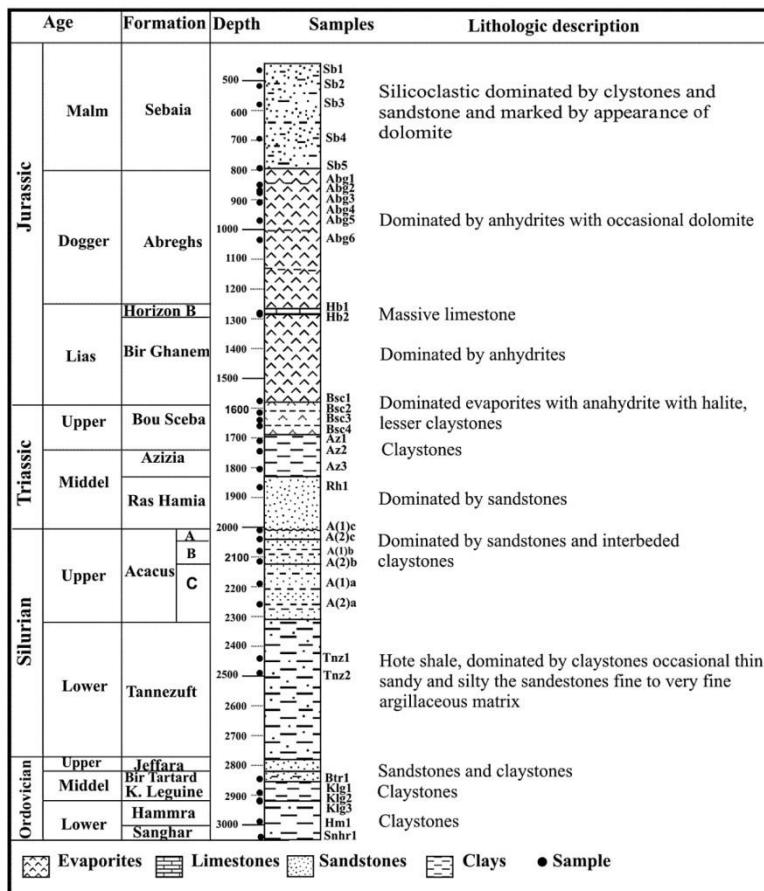


Figure 3 – Colonne lithostratigraphique du forage OMZ-2 et emplacement des échantillons analysés (Akrout et al., 2011).

Les résultats des analyses par la technique de la Pyrolyse Rock-Eval (en mode réservoir) montrent que les niveaux d'âge Ordovicien, Silurien et Trias contiennent des teneurs en COT élevées caractéristiques de bonne à très bonne roche mère d'hydrocarbures. Les échantillons d'âges Ordovicien et Silurien montrent des IH élevés et IO faibles qui dénotent d'une MO essentiellement de Type II d'origine marine planctonique et/ou algale, avec probablement une contribution d'une MO de type I. Les niveaux du Trias et du Jurassique montrent plutôt une MO de Type mixte II/III, d'origine marine et continentale fortement oxydée (Fig. 4).

La maturité thermique de la MO des échantillons du forage OMZ-2 a été évaluée par le paramètre Tmax (°C). Les valeurs de Tmax, entre 433°C et 441°C pour les échantillons d'âge Ordovicien et Silurien inférieur (Formation Tannezuft) placent la MO en question dans le domaine du début de la formation des hydrocarbures et qualifient cette MO de mature du point de vue pétrolier (Fig. 5). Les échantillons d'âge Silurien supérieur (formation Acacus) et du Trias contiennent une MO qui vient juste de commencer de générer des hydrocarbures (début de la fenêtre à huiles). D'autre part, nos résultats ont montré des valeurs de Tmax anormalement faibles (~415°C). Ces niveaux sont remarquablement très enrichis en hydrocarbures libres (S1 et S2a). Les faibles valeurs de Tmax seraient significatives d'une imprégnation par des hydrocarbures qui viennent par voie de

migration et/ou suite à une contamination par la boue de forage (Tissot et Welte, 1984; Peters, 1986; Hunt, 1996).

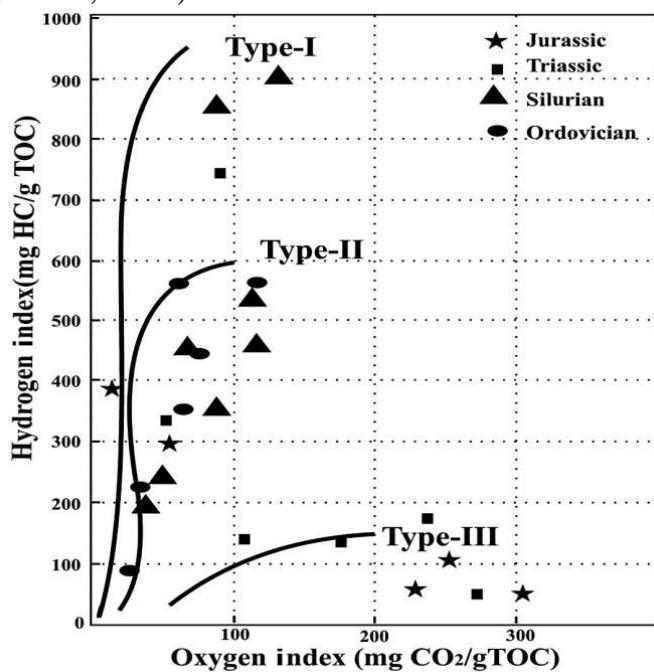


Figure 4 – Emplacement des échantillons du forage OMZ-2 sur un diagramme Index d'hydrogène (mg HC/g COT) en fonction de l'Index d'oxygène (mg CO₂/g COT) (Espitalié et al., 1977). Type I : MO d'origine algaire ; Type II : MO d'origine marine planctonique ; Type III : MO d'origine continentale (Akrout et al., 2011).

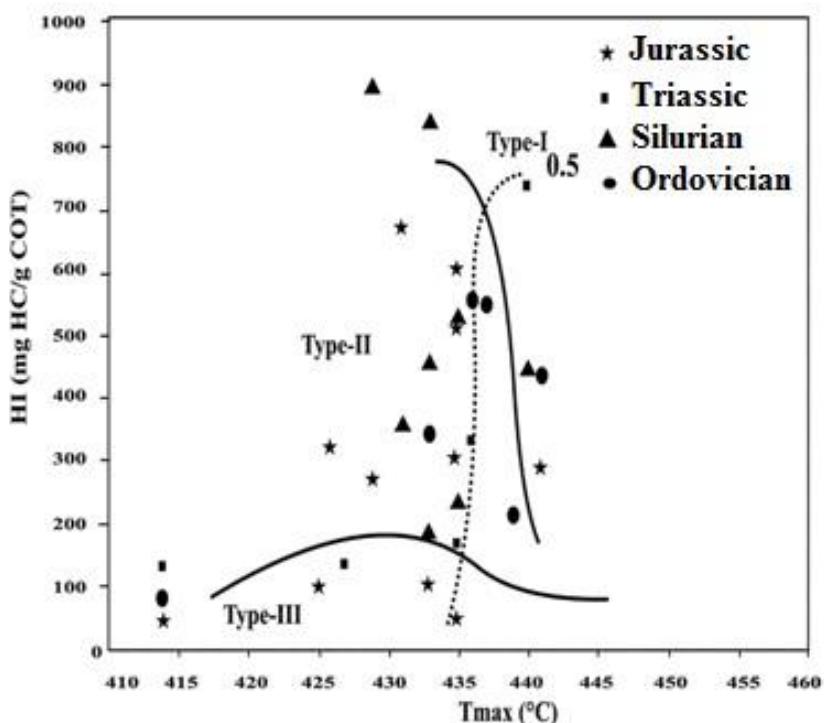


Figure 5 - Emplacement des échantillons du forage OMZ-2 sur un diagramme Index d'hydrogène (mg HC/g COT) en fonction de la température au maximum du pic S2, Tmax (°C) (Akrout et al., 2011).

Nous avons ainsi utilisé le diagramme COT en fonction de S2b pour contraindre la qualité du potentiel à huiles de cette série. Les résultats qu'on a obtenus révèlent que les niveaux d'âges Ordovicien et Silurien sont les plus prometteurs du point de vue potentiel génératrice d'hydrocarbures qu'on peut qualifier de bon à très bon. (Fig. 6).

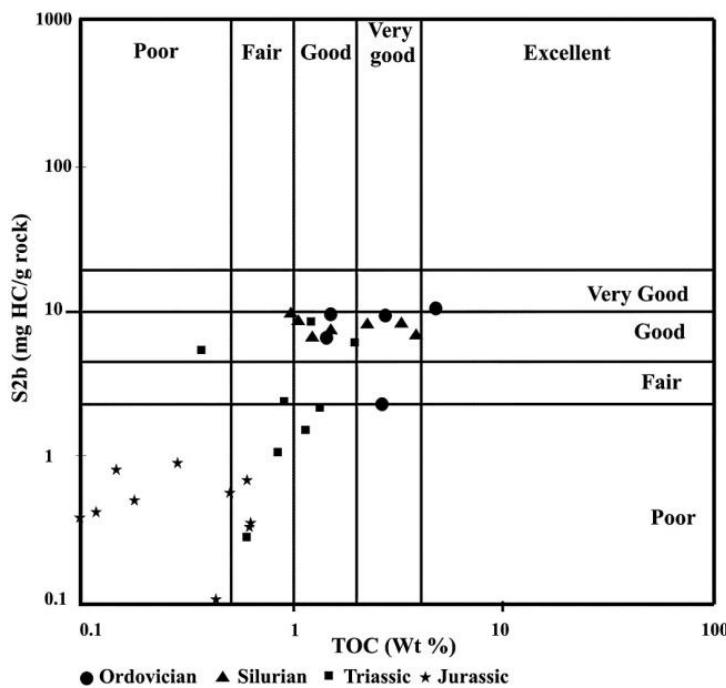


Figure 6 – Qualité du potentiel pétrolier des échantillons du forage OMZ-2 sur un diagramme S2b (mg HC/g Roche) en fonction des teneurs en COT (%R) (Akrout et al., 2011).

Nos résultats nous ont permis d'établir un log géochimique des paramètres de la pyrolyse Rock-Eval ainsi que de la fraction extractible par les solvants organiques (Fig. 7). Sur ce log nous avons pu identifier les niveaux d'accumulation des hydrocarbures (réservoirs), leurs origines et leurs chemins de migrations. Les valeurs très élevées des taux d'extraction, de ($S_1 + S_{2a}$)/S2b) et des IP caractérisent des niveaux réservoirs qui ont emmagasiné des hydrocarbures libres. Ces hydrocarbures proviennent fort probablement d'une migration verticale des niveaux sous-jacents. D'autres parts, ces résultats sont indicatrices à la fois d'accumulations d'hydrocarbures qui sont issus de la MO organique et aussi des hydrocarbures générés des niveaux plus matures sous-jacents. Les niveaux d'âges Silurien inférieur et Ordovicien (2441-3050m de profondeur), contenant une MO mature, ont généré et expulsé leurs hydrocarbures par migration primaire et secondaire vers les niveaux sus-jacents. Tous ces résultats nous ont permis d'identifier un système pétrolier actif ou prouvé où les hydrocarbures générés des roches mères d'âges Ordovicien et Silurien inférieur ont imprégnés et se sont accumulés dans les niveaux gréseux du silurien supérieur (formation Acacus) et du Trias moyen (formation Ras Hamia). Ces résultats nous ont autorisé à donner le nom : Tanzeuft-Ras Hamia (!) à ce système pétrolier prouvé.

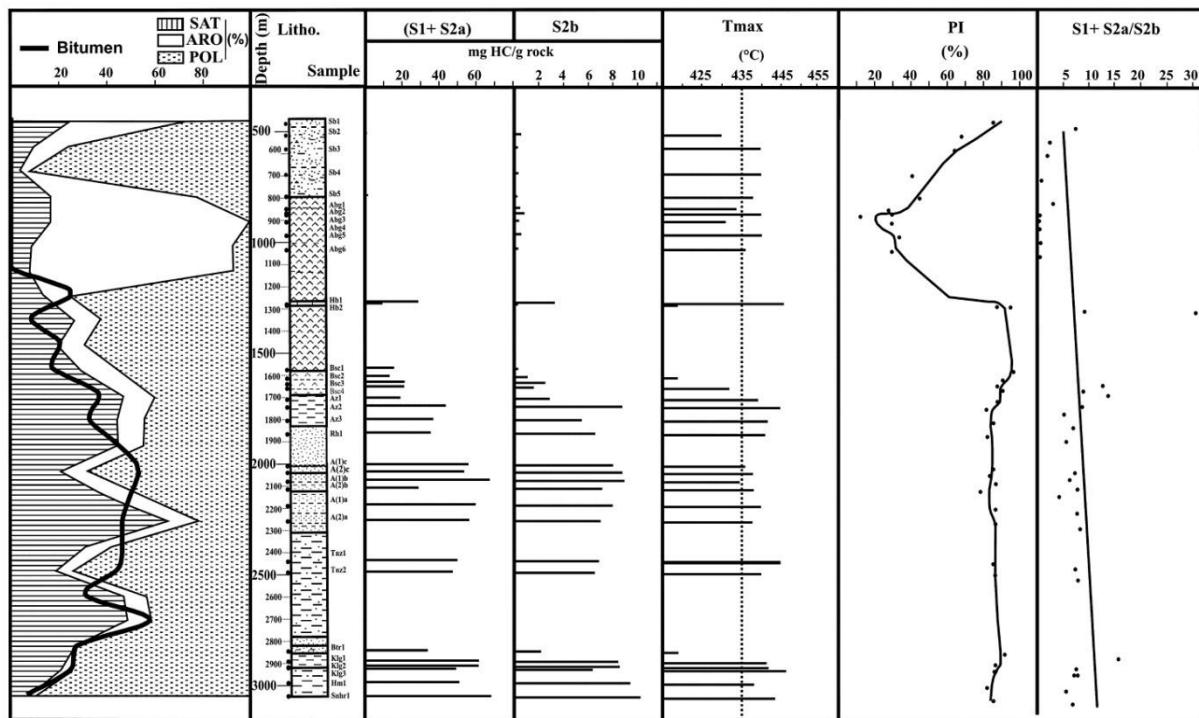


Figure 7 – Log géochimique des paramètres de la pyrolyse Rock-Eval et du fractionnement du bitume (fraction extractible par les solvants organiques) du forage OMZ-2 (Akrout et al., 2011).

Les rapports Pr/Ph, Pr/n-C17 et Ph/n-C18 pour tous les échantillons analysés, dénotent d'un environnement de dépôt réducteur et anoxique et plaident en faveur d'hydrocarbures issus d'une MO d'origine marine planctonique mature. Le suivi de ces rapports en fonction de la profondeur nous a autorisé à identifier deux intervalles d'augmentation. Le premier intervalle dans les formations d'âge Ordovicien (entre 3050 et 2918 m) alors que le second depuis la formation Tanzeuft (Silurien inférieur à 2490 m de profondeur) jusqu'à la Formation Azizia (Trias moyen à 1745m de profondeur). Nous avons suggéré cette discrimination sur le diagramme de la Figure 8 ainsi que l'évolution verticale de ces rapports (Fig. 9) comme un paramètre d'identification du phénomène de chromatographie naturelle ou « géochromatographie » lors de la migration des hydrocarbures (Akrout et al., 2011).

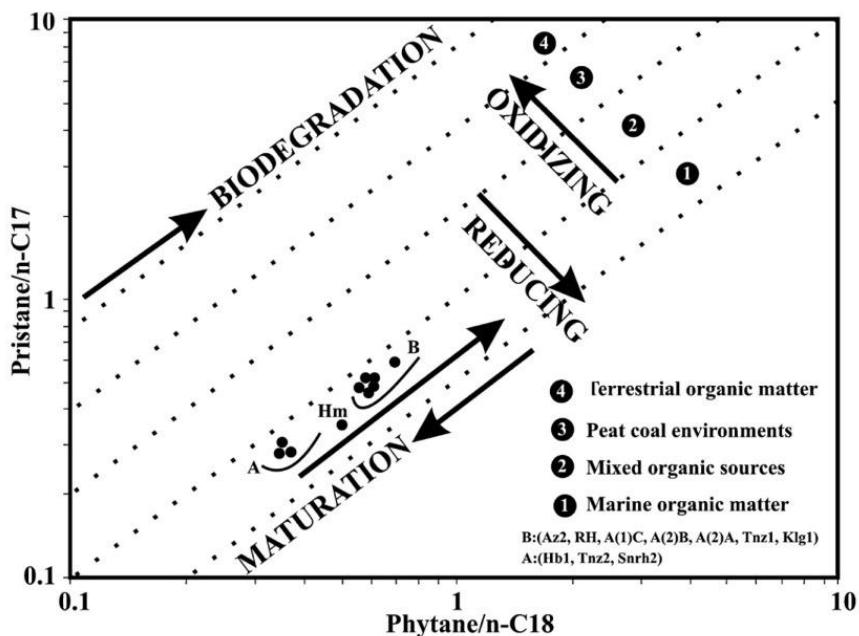


Figure 8 - Emplacement des échantillons représentatifs du forage OMZ-2 sur un diagramme Pr/n-C17 en fonction du Ph/n-C18 (Akrout et al., 2011)

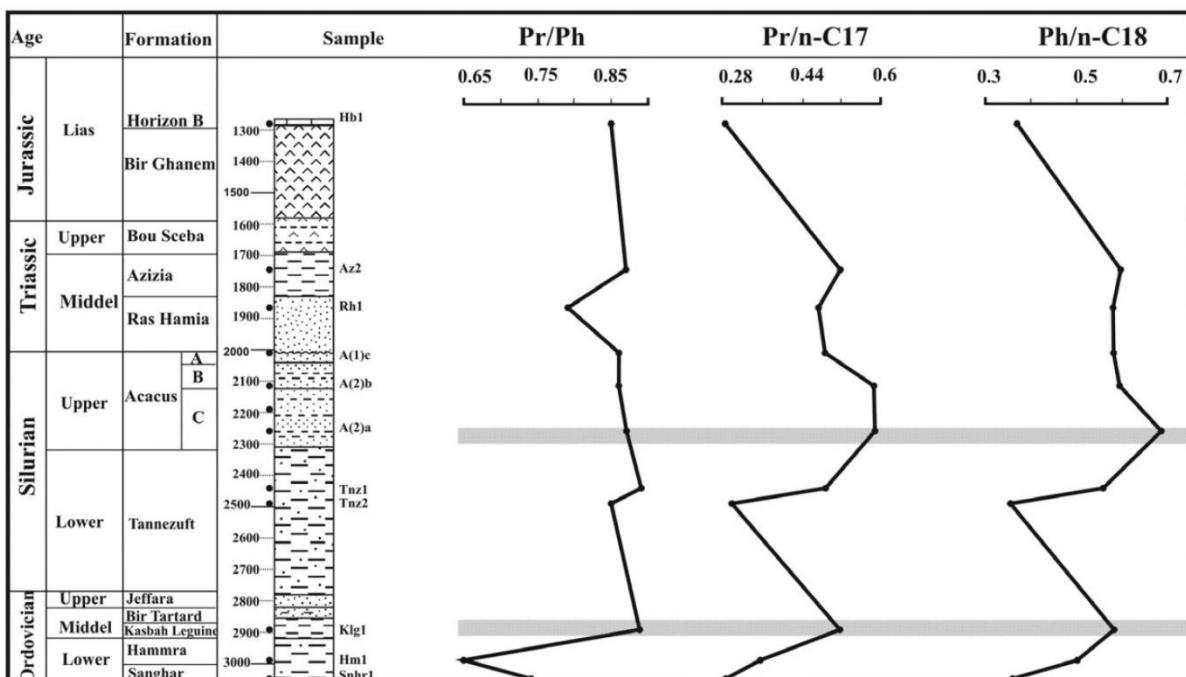


Figure 9 – Colonne lithostratigraphique et variations des rapports Pr/Ph, Pr/n-C17 et Ph/n-C18 du forage OMZ-2 (Akrout et al., 2011).

3. La formation Chaabet Laataris (Toarcien) dans la zone de l'Axe Nord-Sud

Le seul affleurement qui a enregistré l'évènement anoxique du Toarcien (T-OAE) en Tunisie a été décrit au niveau de la coupe de Chaabet Laataris (Jebel Mnara). Mes recherches sur cet évènement ont débuté en 2014, par un encadrement d'un sujet de master de recherche en Sciences de la Terre à la F.S. Sfax (Ben El Haj Mohamed, 2014). La coupe de Chaabet Laataris que nous avons analysé est représentée par environ 20 mètres d'alternances de niveaux de marnes grises feuilletées et des niveaux marno-carbonatés de couleur grise en bancs décimétriques. Nous avons pu observer sur terrain des « hard grounds » ferrugineux ainsi que des niveaux riches en brachiopodes, des traces d'ammonites et des bélémnites.

L'objectif de ce travail était la caractérisation organo-géochimique de l'évènement anoxique du Toarcien qui est accessible au niveau de cet affleurement. Partant avec beaucoup d'ambitions et de motivations pour parvenir aux objectifs fixés, nous avons eu beaucoup d'obstacles, essentiellement, d'ordre analytique, étant toujours dépendant de la disponibilité du budget et des coûts des analyses à l'ETAP. Pour surmonter ces difficultés, nous avons adopté, pour l'évaluation de la richesse en MO, la méthode de la perte au feu (PAF : calcination à 400°C/24h) sur les 24 échantillons récoltées de cette coupe, l'oxydation de la MO au H₂O₂ sur 5 échantillons et la pyrolyse Rock-Eval (5 échantillons).

Les teneurs en MO totale que nous avons déterminé par PAF varient entre 0,22 et 5,11% de la roche. Les teneurs en MO, des échantillons T5, T8, T10, T16 et T23, déterminées par attaque au H₂O₂ varient entre 0,27% et 3,19%R.

Les analyses par la technique de la pyrolyse Rock-Eval ont donné des teneurs en COT qui varient entre 0,39% et 3,48% R. Ces dernières montrent une très bonne corrélation avec celles déterminées par PAF et par oxydation au H₂O₂. Quelle que soit la technique que nous avons utilisée, ces teneurs confirment la richesse de ces échantillons en MO totale et qualifient cette formation de roche mère potentielle d'hydrocarbures. D'autant plus, ces teneurs témoignent d'une bonne préservation de la matière organique et caractérisent l'évènement anoxique océanique « OAE » d'âge Toarcien inférieur au niveau de la coupe de Chaabet Laataris. Cette MO est de type II marine planctonique (36mg HC/g COT<IH<337mg HC/g COT) qui renferme un bon à très bon potentiel à huiles (4mg HC/g R<S2<10,65mg HC/g R) se situ à la fin du stade de la diagenèse et début de la catagenèse (435°C<Tmax<444°C).

4. Géochimie organique pétrolière de la Formation Fahdène

Une autre formation riche en MO a suscité mon intérêt. Les travaux de recherche que j'ai mené sur la MO de la Formation Fahdène ont commencé depuis 2009, en collaboration avec le Professeur Adel Rigane, dans le cadre d'un encadrement de mémoires de Master GAREN (F.S.S) de Khadija Boussaid (Affouri et al., 2011) et en ST : BR (LMD) de Khalifa Zina (Khalifa, 2012). Actuellement cette MO est l'objet de la Thèse de Khalifa Zina où j'assure la co-

direction avec le Professeur Adel Rigane (F.S.S). Les échantillons de cette formation ont été sélectionnés au niveau de trois coupes : Jebel Hamra (HM, Photos 1), Koudiat Barkouchia (BRK) et Jebel Ghazouene (GZ). Le choix de ces différentes coupes a été guidé par différents contextes structuraux (Fig. 10). C'est cette relation entre le contexte structural du bassin au cours de dépôt de la Formation Fahdène et la richesse en MO qui fait le principal objectif de nos travaux sur cette Formation. En ce sens, la structuration en blocs basculés, en horst et grabens et l'activité diapirique des évaporites du Trias ont été évalués dans la répartition de la richesse de cette formation en MO.

La base de cette formation est représentée par des alternances marno-calcaires qui correspondent globalement à l'Albien. Toutefois, les subdivisions stratigraphiques en Albien inférieur, Albien moyen et Albien supérieur, dans ce vaste domaine d'investigation, restent toujours des sujets de désaccords entre les auteurs. Ceci étant, nous avons essayé, par l'étude de la MO de cette formation, de révélé les enregistrements des événements anoxiques océaniques de l'Albien, OAE1b et OAE1c, sur la marge sud téthysienne suivant une transversale Sud-Nord. Les coupes que nous avons sélectionnées suivant cette transversale couvrent le bassin « Albien » depuis le domaine de plateforme jusqu'au bassin profond du Sillon Tunisien.

La méthodologie que nous avons adopté dans l'étude de la caractérisation de la MO de cette formation s'est basée sur des méthodes quantitative et qualitative des composés organiques (dosage du carbone organique total), Pyrolyse Rock-Eval, Extraction et fractionnement du bitume, Chromatographie en phase gazeuse couplée à la spectrométrie de masse (GC-MS) ainsi que sur des méthodes pétrographiques des microfaciès en lames minces des niveaux calcaires.

Je présente dans ce qui suit les principaux résultats des analyses organogéochimiques ainsi que quelques analyses de microfaciès qui ont fait l'objet de communications orales (Affouri et al., 2011, Khalifa et al., 2013, 2016, 2017a) et d'un article (Khalifa et al., 2017, en cours de soumission).

1. **AFFOURI, H., BOUSSAID, Kh., RIGANE, A., SAIDI, M., MONTACER, M., (2011)** - Origine et maturité thermique de la matière organique dans le contexte structural du bassin apto-albien : exemple de la série albienne du Jebel El Hamra (Tunisie Centro-occidentale). 4^{èmes} journées de Géologie Appliquée, Sousse-Tunisie, 2011 (Abstract).
2. KHLIFA, Z., **AFFOURI, H., & KALLEL, N. (2013)** L'événement anoxique d'âge Albien à Koudiat Barkouchia et Jebel Ghazouene (région de Nebeur; Tunisie septentrionale) : Apport de l'étude des biomarqueurs. 5^{èmes} journées de Géologie Appliquée, Hammamet-Tunisie, 2013 (Abstract).
3. KHLIFA, Z., **AFFOURI, H., RIGANE, A. (2016)** – The Albian Oceanic Anoxic Event (OAE) in central-northern Tunisia: structural and sedimentary control of anoxia versus productivity. International Conference on Applied Geology & Environment (iCAGE 2016), May 19-21, 2016, Mahdia, Tunisia, extended abstract, pp. 89-90. http://icage2016.atga.fr/files/volume_of_EA.pdf
4. KHLIFA, Z., **AFFOURI, H., RIGANE, A. (2017)** - The Albian Oceanic Anoxic Event (OAE) in central-northern Tunisia: structural and sedimentary control of anoxia versus productivity. 1st Atlas Géoressources

International Congress AGIC 2017, 20- 22 Mars 2017, Hammamet, Tunisie. Communication orale.

5. KHLIFA, Z., **AFFOURI, H.**, RIGANE, A., JACOB, J. (*under review*) - The Albian Oceanic Anoxic Events record in central and northern Tunisia: paleogeographic and structural control settings.

4.1. La Formation Fahdène au Jebel Hamra (Tunisie centre ouest)

Au niveau de Jebel Hamra (Fig. 10 ; photos 1), situé à Nord Ouest de la ville de Kasserine, la sédimentation apto-albienne est liée à une activité halocinétique du Trias représentée aujourd’hui par l’affleurement triasique de Henchir Nechla. Les analyses par pyrolyse Rock-Eval des échantillons de la Formation Fahdène (Albien-Cénomanien) récoltés au niveau de trois coupes (Fig. 10) autour du Jebel Hamra (HM et JH) et de Henchir Nechla (HN) révèlent des teneurs en COT moyennes (~ 1% Roche) et très variables (Affouri et al., 2011). La MO contenue dans ces faciès est de type II/III d’origine marine planctonique et/ou continentale (Fig. 11) qui se situe dans le domaine de la fenêtre à huile ($440 < T_{max} < 450^{\circ}\text{C}$). Du point de vue pétrolier, cette formation renferme un potentiel pétrolier moyen (médiocre à bon) et des taux d’extract hydrocarboné moyens à bons avec une probable imprégnation par voie de migration primaire in situ.

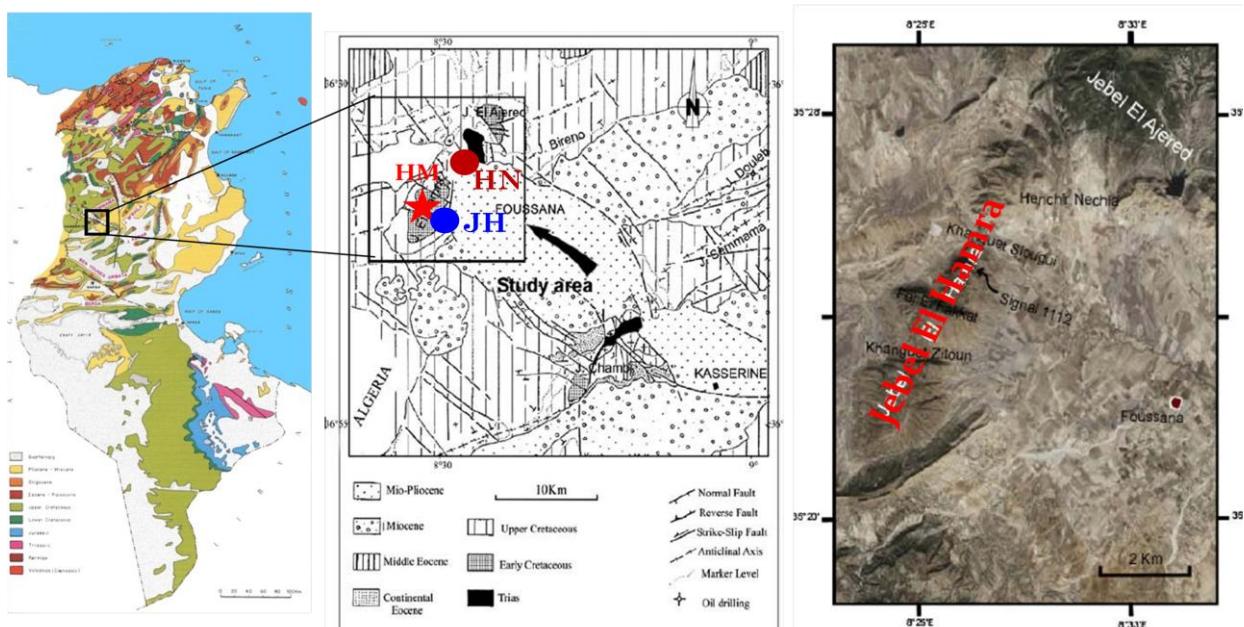


Figure 10 – Cadre géographique et géologique du Jebel Hamra et localisation des coupes HM, JH et HN de la Formation Fahdène (Affouri et al., 2011)

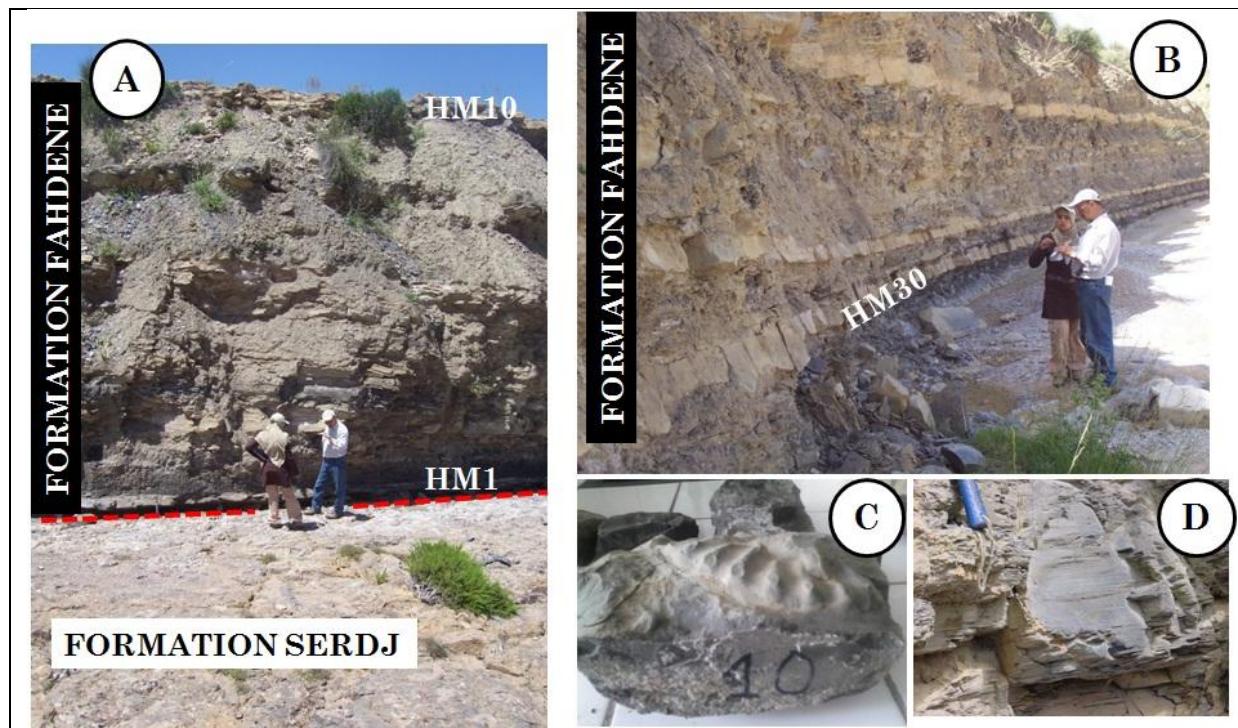
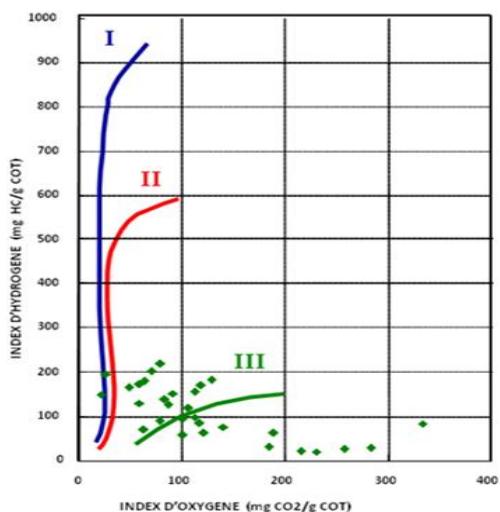
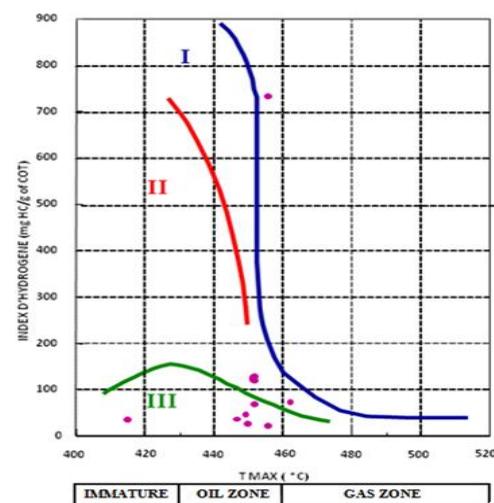


Photo 1 – La formation Fahdène au Jebel Hamra. (A) Les alternances marno-calcaires à la base de la Formation Fahdène surmontant les dolomies de la Formation Serdj (Aptien) au niveau de la coupe HM (Jebel Hamra, NW Tunisie) ; (B) Le sommet de la coupe HM (passage Albien-Cénomanien); (C) Empreinte d'ammonite au niveau de l'échantillon HM10 (largeur de la photo 20 cm) ; (D) calcaires de couleur bleu pétrole finement laminés (Jebel Hamra, coupe JH). Sur les photos A et B Khadija Boussaid et le Professeur Adel Rigane. (Vues prises vers l'Ouest par moi-même le, 26 mai 2009)

Coupe HM : Diagramme IH-IO



Coupe HM Diagramme IH-Tmax



Coupe JH : Diagramme IH-IO

Coupe JH : Diagramme IH-Tmax

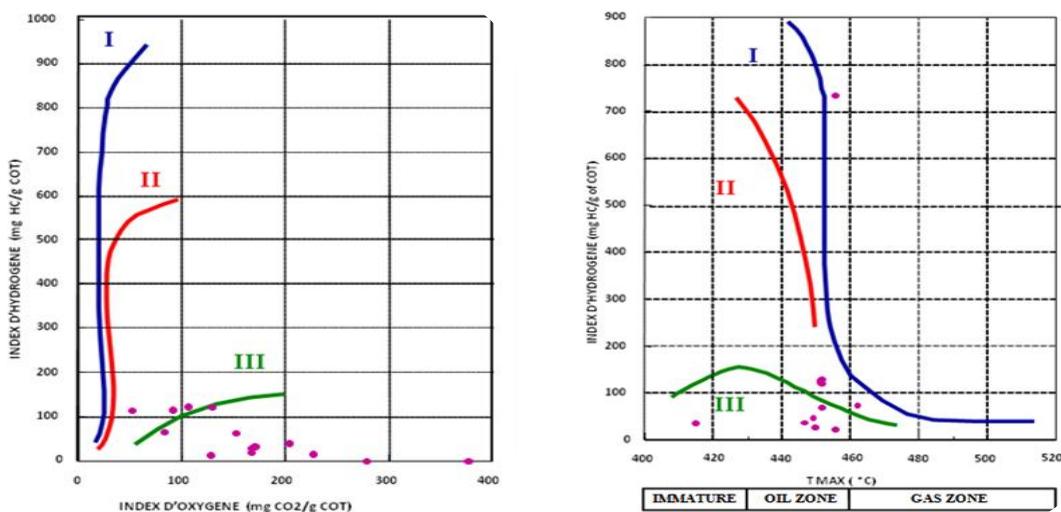


Figure 11 - Emplacement des échantillons analysés de la formation Fahdène au niveau des coupes HM et JH sur les diagrammes IH-IO et IH-Tmax (Affouri et al., 2011).

4.2. La formation Fahdène dans la zone des diapirs : coupes de Koudiat Barkouchia (BRK) et Jebel Ghazouene (GZ)

Les résultats très probants que nous avons acquis aux alentours du Jebel Hamra, nous ont orientés pour étaler la zone d'étude vers le nord : la zone des diapirs et le « sillon tunisien ». Dans cette partie, je présente les principaux résultats de l'étude organo-géochimique entreprise sur des échantillons prélevés au niveau des coupes BRK et GZ (Fig. 12) qui ont fait l'objet d'un sujet de Master (Khalifa, 2012) et de communications orales (Khalifa et al., 2013 ; 2016 ; 2017) et actuellement d'un papier de synthèse, des résultats de la Thèse de Khalifa Zina (Khalifa et al., 2017, à soumettre).

En plus de l'aspect organique nous avons entrepris dans le cadre de ces travaux une étude portant sur les teneurs en carbonates et des descriptions de microfaciès en lames minces. Notre objectif visait l'identification de l'éventuelle présence de radiolaires qui peuvent dénoter d'une forte productivité organique primaire.

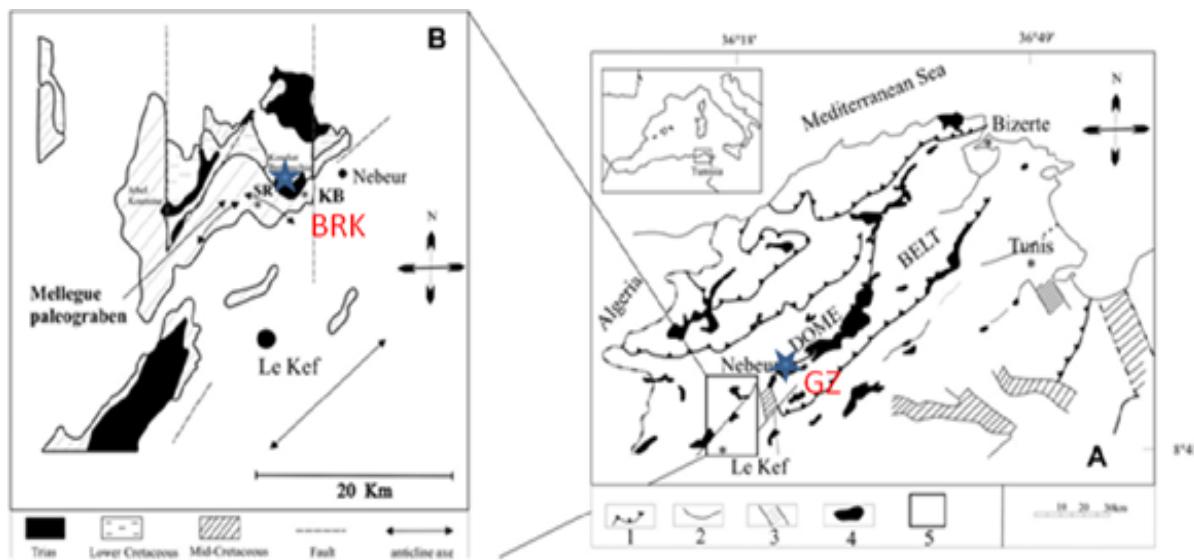


Figure 12 - Cadres géographique et géologique schématiques de la Formation Fahdène au niveau des coupes de Koudiat Berkouchia (BRK) et Jebel Ghazouene (GZ) (Khalifa, 2012 ; Khalifa et al., 2013, 2016)

Les teneurs en COT, que nous avons enregistré dans les coupes de Koudiat Berkouchia et Jebel Ghazouene sont assez élevées et témoignent d'une bonne préservation de la matière organique dans ces faciès. Ainsi, nous pouvons admettre que ces niveaux sont la signature des événements anoxique de l'Albien « OAE1b » et OAE1c (113-109 Ma) (Bréhéret et al., 1986). Toutefois nous avons remarqué une certaine cyclicité de ces teneurs qui peut être en relation avec des fluctuations dans la productivité organique planctonique primaire, des variations des conditions d'oxydo-réduction du milieu de dépôt au cours de l'Albien et aussi à des effets de la dilution par des apports terrigènes.

Afin d'identifier la principale cause des différences dans les teneurs relatives en carbonate et la matière organique dans ces calcaires et de marnes, nous avons utilisé le diagramme COT- CaCO_3 (Ricken, 1993). Les teneurs en COT et en CaCO_3 ne montrent aucune corrélation dans les coupes analysées. L'emplacement des échantillons sur ce diagramme (Fig. 13) coïncide avec un environnement dysaérobie modérément bioturbé. A notre sens, cette variabilité des teneurs en COT est expliquée par un effet de dilution dans les alternances marno-calcaires conséquence d'une augmentation relative des apports détritiques (argiles).

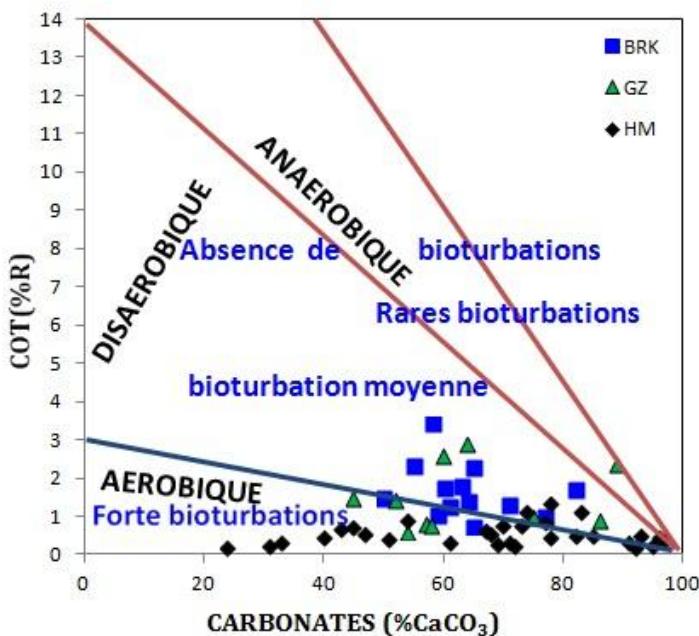
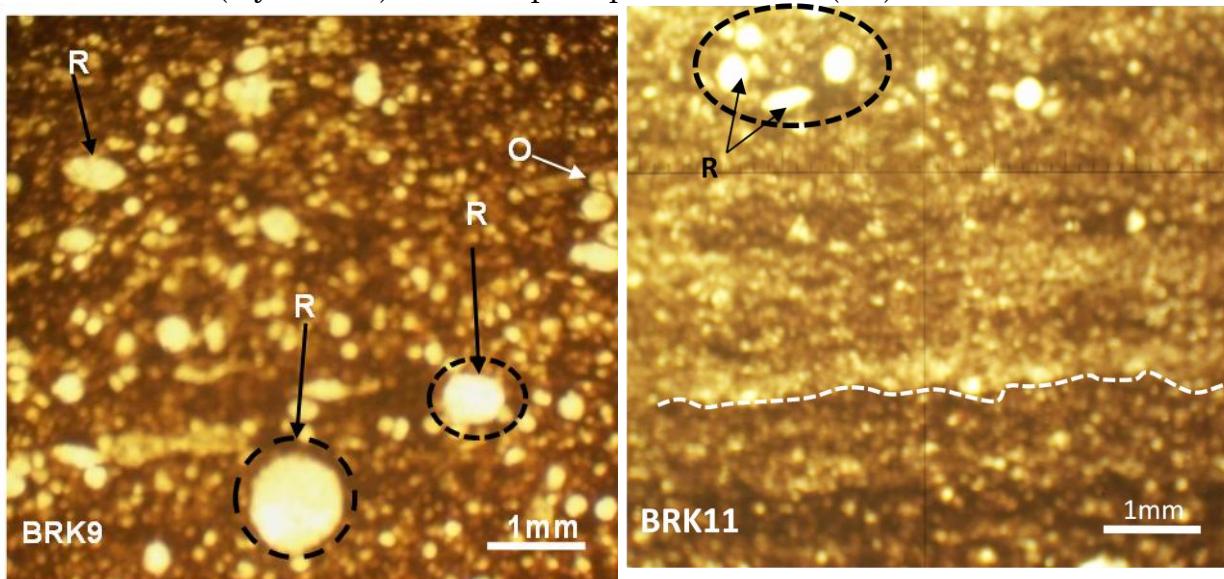


Figure 13 - Teneurs en carbone organique total (COT%R) en fonction des teneurs en Carbonates des échantillons d'âge Albien au niveau des coupes BRK et GZ et Jebel Hamra (HM) sur un diagramme exprimant l'abondance de la bioturbation et l'oxygénéation du fond (d'après Ricken, 1993). (Khalifa et al., 2013 ; Khalifa et al., 2017).

Les observations de microfaciès, montrent des calcaires micritiques à radiolaires (pithonelles, BRK9) qui correspondent bien au membre Mouelha d'âge Albien supérieur (Zghal Ihcen, communication personnelle) (photo 2). Ces observations décèlent des alternances fines de lames sombres et claires (ligne interrompue sur BRK11). Il s'agit d'un calcaire wackestone renfermant des radiolaires (R), des ostracodes, des calcisphères et d'autres bioclastes. Des microfractures (stylolithes) sont remplies par du bitume (Bit).



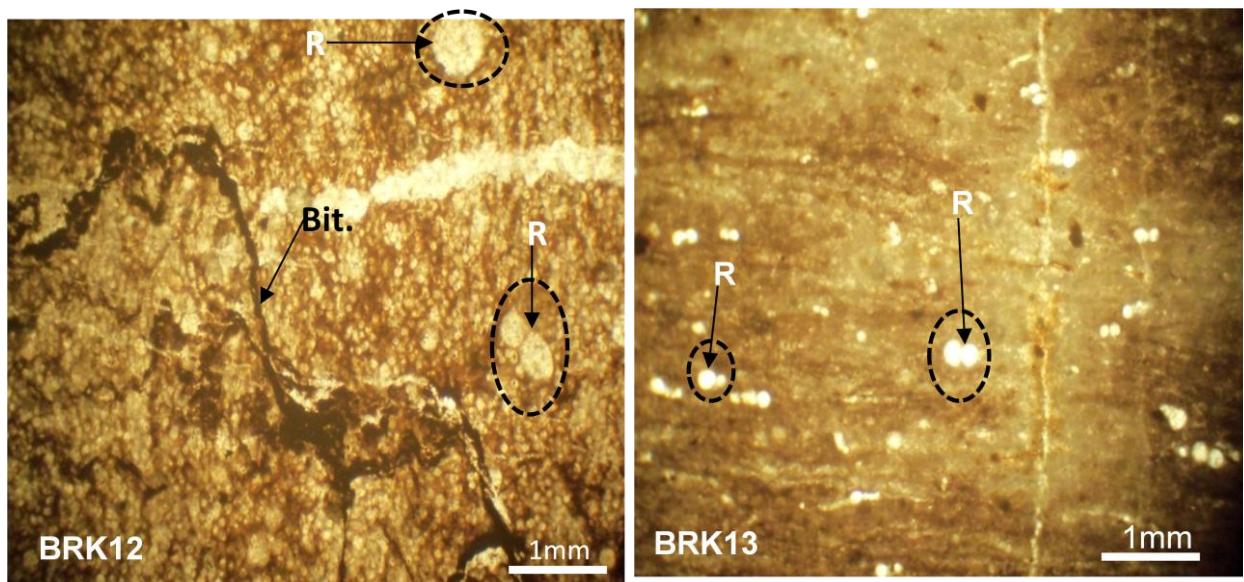


Photo 2 : Les microfaciès de la coupe de Koudiat Berkouchia (Khalifa et al., 2017). (O) ostracodes ; Bit. : Bitume ; R : radiolaires.

Les observations des microfaciès de la coupe GZ (Planche photos III) montrent une texture Wackestone (GZ9) à mudstone (GZ12), à calcisphères, foraminifères (F) et des traces d'algues (Ta) cimentés par la microsparite.

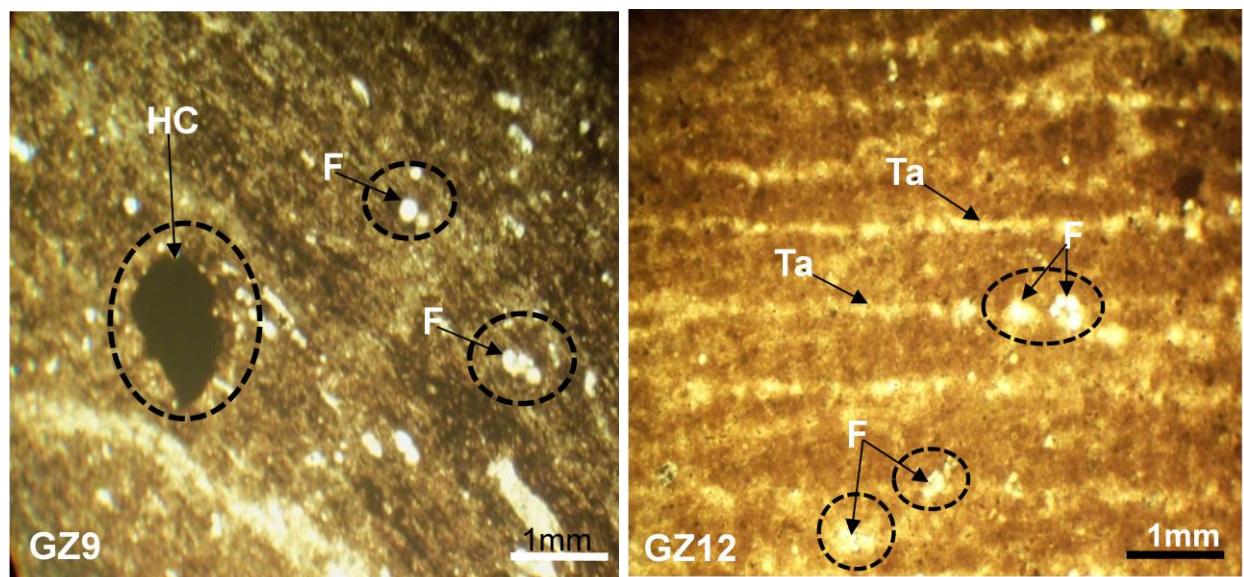


Photo 3 : Les microfaciès de la coupe de Jebel Ghazouene Khalifa et al., 2016). HC : bitume, O : Ostracodes, F : Foraminifères, Ta : Traces d'algues

Toutes ces observations microscopiques révèlent l'aspect finement laminé avec des alternances de lames claires et sombres. Ces caractères dénotent d'un environnement de dépôt profond et calme. La richesse de ces calcaires en radiolaires et en traces d'algues serait en faveur du développement d'une zone de forte productivité organique primaire dans une tranche d'eau superficielle riche en éléments nutritifs en relation avec le phénomène d'upwelling.

Les résultats des analyses par la technique de la pyrolyse Rock-Eval montrent des index d'hydrogène (IH) très variables et comprises entre 7 et 263 mg HC/g COT. Pourtant les teneurs en COT sont assez élevées ($0,72 < \text{COT} < 3,43\%$) cette

grande variabilité est due essentiellement aux valeurs très variables de S2 ($0,09 < S2 < 4,74$ mg HC/g roche). Cette variabilité dénote des variations des conditions de préservation de cette MO. Ceci étant, les IH les plus représentatifs (BRK7 à BRK13) caractérisent une MO de type II d'origine marine planctonique ou algaire (Fig. 14). Les valeurs de Tmax les plus significatives seraient autour de $440\text{--}442^\circ\text{C}$. Celles-ci indiquent que le stade d'évolution de la matière organique se place en plein fenêtre à huiles. Ceci étant les index de production $IP = S1/S1+S2$ ne dépassant pas 0,1 suggérant à priori un début de migration primaire des hydrocarbures déjà générés.

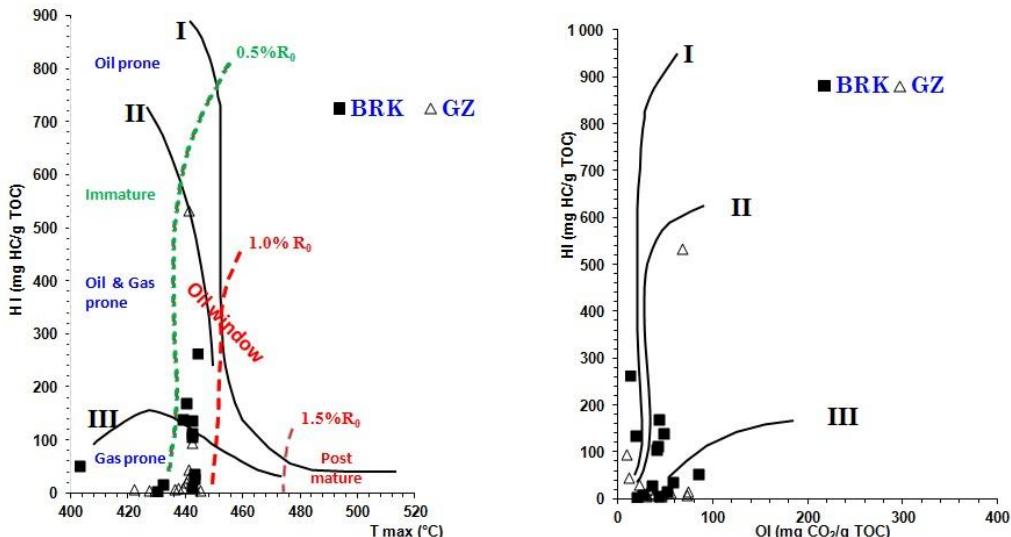


Figure 14 - Emplacement sur un diagramme IH-Tmax et IH-IO des échantillons de la Formation Fahdène au niveau des coupes BRK et GZ (Khalifa et al., 2013).

De point de vue maturité thermique, nous avons noté une grande variabilité des valeurs de Tmax. En effet, ces valeurs oscillent entre 353°C et 445°C (Fig. 14). Comme pour les échantillons de la coupe BRK, les valeurs admises pour Tmax oscillent autour de 441°C , témoignant d'un état de maturité thermique dans la zone de la fenêtre à huile de la matière organique du faciès albien, au niveau de cette coupe. Un tel résultat prouve bien les valeurs modérées des indices d'hydrogène ne dépassant pas 100 mg d'HC/g de COT (exception faite pour GZ9). Ces valeurs sont à rapporter à une matière organique d'origine marine de type planctonique et/ou algaire (type II) qui a vu son potentiel pétrolier entamé suite à cette évolution thermique avancée. Les index de production (IP) montrent des valeurs élevées mais assez variables, allant de 0,07 jusqu'à 0,25. De telles valeurs sont en accord avec l'état évolué de la matière organique. Cependant, tout en regardant l'état d'évolution thermique ce résultat justifie que les hydrocarbures ainsi formés ont été expulsés, au moins en partie, de la roche mère par voie de migration primaire et/ou secondaire.

5. La formation Bahloul en Tunisie Centro-septentrionale : une roche mère de pétrole et un événement anoxique d'âge Cénomanien-Turonien

Mes premières recherches sur la MO de la Formation Bahloul d'âge Cénomanien-Turonien (C/T) en Tunisie Centro-septentrionale ont commencé depuis 1996 par la préparation d'un mémoire pour l'obtention du diplôme d'études approfondies (Affouri, 1996). J'ai poursuivi mes recherches sur la MO de cette Formation par une partie au cours de ma Thèse de Doctorat à côté de la Formation Bou Dabbous d'âge Yprésien. Les résultats acquis sur cette formation ont fait l'objet de communications orales et de posters dans des congrès nationaux et internationaux. Une synthèse des résultats de l'étude de cette MO est parue dans un article publié en 2013 dans la revue « Resource Geology ».

1. AFFOURI, H., MONTACER, M., (2002a) - Organic geochemistry characterisation of two oil source rocks in northern Tunisia. *6th international conference on the Geology of the Arab Word (GAW-6), Cairo University, February 2002, communication orale.*

2. AFFOURI, H., MONTACER, M., GHANIMA, R., SAIDI, M. (2002b) - Bahloul and Bou Dabbous source rocks biomarkers correlation with reservoir Oils and surface oil seeps. *EPC' 2002, 8th Tunisian Petroleum Exploration and Production Conference, poster, ETAP, Tunis, 7-11 may 2002.*

3. AFFOURI, H., MONTACER, M., (2005) - Biological markers distribution in Bahloul source rock extracts in central-northern Tunisia. 22nd International Meeting on Organic Geochemistry, Seville, Spain 12-16 September 2005, 22 IMOG Seville, Spain 2005, Organic Geochemistry: Challenges for the 21st Century (Vol. 1), pp. 344-345.

4. AFFOURI, H., MONTACER, M. (2007) - Molecular fossil biomarkers of Cenomanian-Turonian Bahloul source rock extracts from central-northern Tunisia. *ASF, 11^e Congrès français de sédimentologie, 21-27 octobre 2007, Caen, France, Livre des résumés.*

5. AFFOURI, H., MONTACER, M., DISNAR J-R. (2013) - Organic geochemistry of the Cenomanian-Turonian Bahloul Formation petroleum source rock, central and northern Tunisia. *Resource Geology*, Vol. 63, No. 3: 262–287.

Dans cette partie je vais présenter les principaux résultats de l'étude de la MO de cette Formation sous un aspect pétrolier.

5.1. Introduction

En Tunisie Centro-septentrionale, au cours du passage Cénomanien-Turonien (C/T), se déposent des calcaires en plaquettes, sur une épaisseur de l'ordre d'une vingtaine de mètres, riches en matière organique dénommés Formation Bahloul par Burolet (1956). Il s'agit de calcaires argileux, laminés à microfaune planctonique assez diversifiée et ayant les caractéristiques de « black shale » (Orgeval et al., 1986 ; Montacer, 1989 ; Layeb, 1990). Cette formation a été déposée au cours d'un événement anoxique océanique global connu sous le

nom de « OAE2 » (Schlanger et al., 1987a, b) ou « E2 event » (Graciansky et al., 1982). En Tunisie, la Formation Bahloul est connue à la fois comme une roche mère prouvée des réservoirs pétroliers d'âge Crétacé supérieur et aussi pour les minéralisations stratiformes en Pb-Zn de type MVT (Bishop, 1988; Montacer et al., 1988; Montacer, 1989, 1991; Layeb, 1990; Layeb et Belayouni, 1991, 2000; Yukler et al., 1994; Hughes et Reed, 1995; Bechtel et al., 1996, 1998). D'autre part, des suintements d'huiles dans la zone des diapirs sont interprétés, au moins en partie, issus de cette formation (Belayouni et al., 1992; Gaaya et Ghanima, 1998).

Les analyses organo-géochimiques que j'ai réalisés sur cette formation ont montré qu'elle a fossilisé une matière organique d'origine marine planctonique qui couvre un large degré de maturité thermique depuis la zone immature à la zone en plein fenêtre à huile du point de vue pétrolier (Affouri, 1996, 2004).

Ainsi il est redénable de comprendre les causes de cette grande variabilité dans ce vaste domaine paléogéographique de notre investigation (Fig. 15). C'est le principal objectif que nous avons fixé dans cet article de synthèse (Affouri et al., 2013).

5.2. Contrôle paléogéographique de la richesse, type, degré d'évolution thermique et du potentiel pétrolier de la MO de la Formation Bahloul

Les travaux que j'ai réalisés sur la formation Bahloul ont montré que le contenu organique varie considérablement entre les échantillons de la même coupe et aussi entre les différentes localités (Affouri et al., 2013). Toutefois, nous pouvons les grouper en deux tendances: (i) les teneurs les plus élevées en COT sont enregistrées à l'Est de la zone d'étude (localités OBL, DOY et AZ) et (ii) au niveau de chaque coupe, ces teneurs sont, en général, plus élevées à la base et diminuent vers le sommet de la Formation Bahloul. Quoi qu'il en soit, ces teneurs restent assez élevées pour qualifier cette formation de roche mère potentielle d'hydrocarbures.

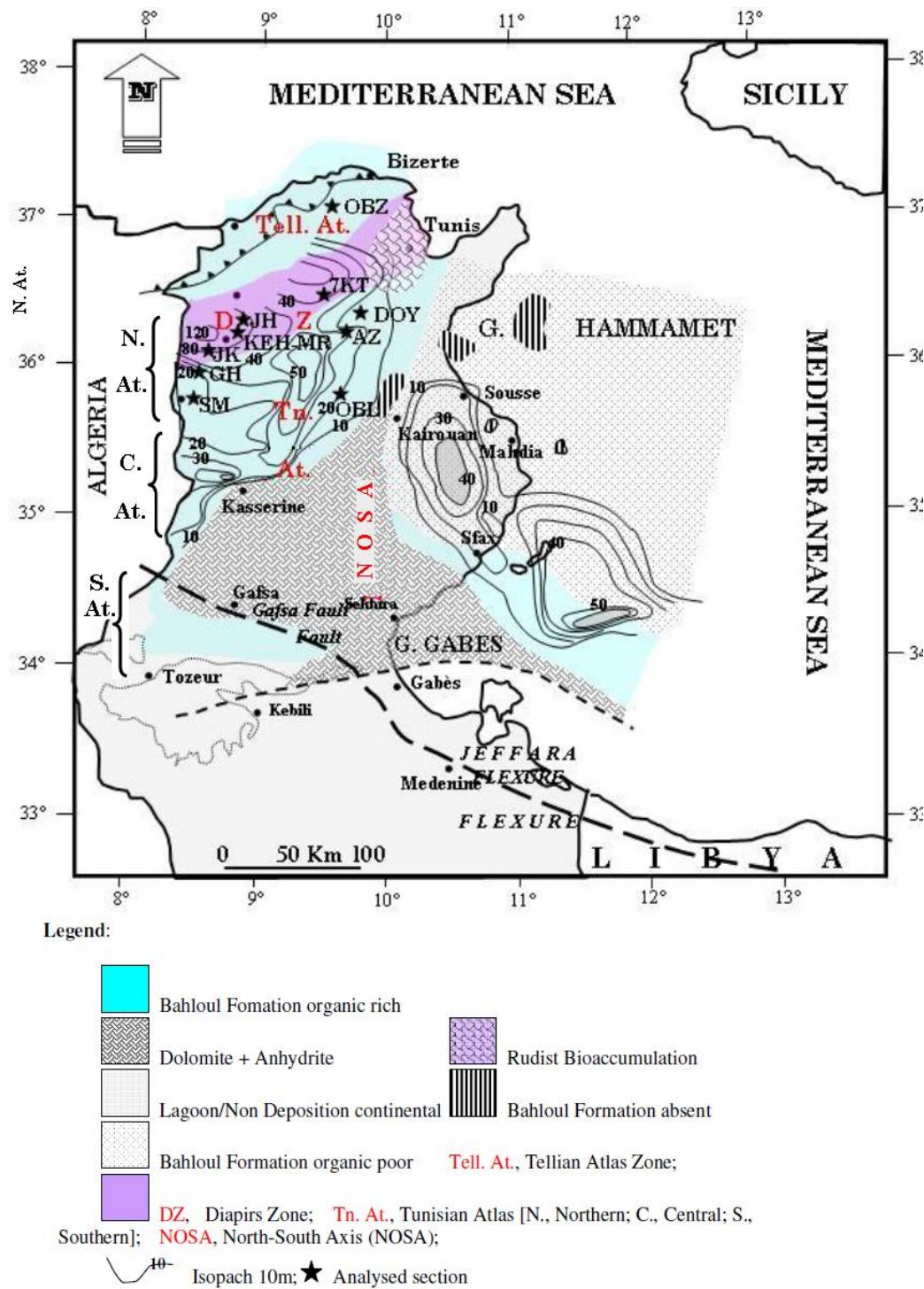


Figure 15 – Localisation des coupes étudiées sur la carte des ensembles structuraux, de la paléogéographie, des faciès et isopaque de la formation Bahloul (Cénomanien-Turonien) et ses équivalents en Tunisie (modifié après Burollet, 1956; Perthuisot, 1981; Bishop, 1988; Boccaletti et al., 1988; Baird et al 1990, Ben Ferjani et al., 1990, Anderson, 1991, Camoin, 1991, Orgeval, 1994, Grasso et al., 1999, Lüning et al., 2004). [OBL, Oued Bahloul; AZ, Ain Zakkar; DOY, Dyr Ouled Yahia; SM, Kalaat Senan; GH, Garn El Halfaya; JK, Jebel Ksikiss; KEH, Koudiat El Hamra; MR, Koudiat Mghoutti Rassou; JH, Jebel Hadida; 7KT, Jebel Sabaa Koudiat; OBZ, Oued Bazina] (Affouri et al., 2013).

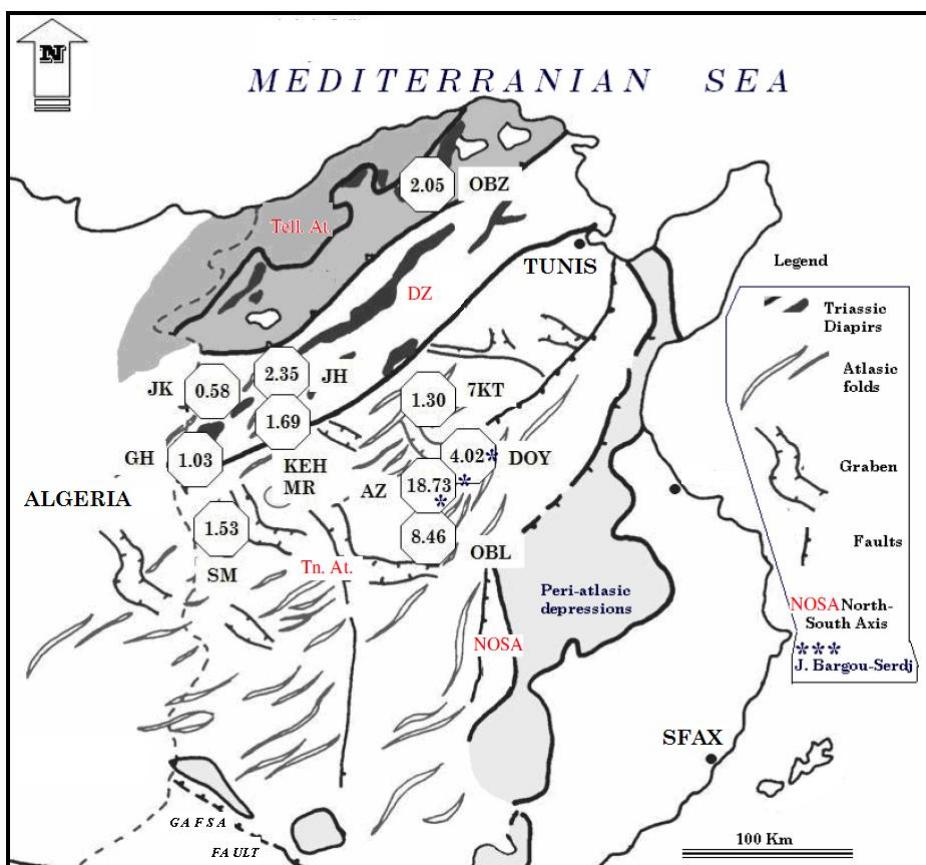


Figure 16 - Répartition des teneurs en COT moyennes de la formation Bahloul en Tunisie Centro-septentrionale (Affouri et al., 2013).

Dans la démarche de mes travaux de recherches sur la MO de la formation Bahloul j'ai cherché à trouver des interprétations à cette grande variabilité des teneurs en COT dans ce vaste domaine d'étude (Fig. 16), en fonction des paléoenvironnements de dépôt. Ces teneurs enregistrent effectivement des cyclicités qui sont dues à la fois à des variations de la paléoproduction organique primaire et aussi (et/ou) à l'efficacité de la préservation sur le fond du bassin.

Les données paléogéographiques ont montré que la formation Bahloul a été déposée dans un bassin contrôlé à la fois par les mouvements verticaux locaux des évaporites du Trias (Orgeval, 1994, Patriat et al., 2003) et une structuration en demi-graben (Abdallah et Meister, 1997; Soua et al., 1999 ; Soua et Tribouillard, 2007). Dans ces contextes structuraux, la forte productivité organique primaire à la surface liée au phénomène d'Upwelling serait responsable du développement d'une ZMO dans une colonne d'eau intermédiaire comme ont suggéré Lüning et al. (2004). Toutes ces données concordent bien avec le jeu concomitant de la forte productivité organique primaire et de la ZMO dans l'enrichissement de la formation Bahloul en MO. Les variations régionales de la richesse en MO que nous avons enregistrées dans notre étude (Affouri et al., 2013) dénotent de l'intervention locale de l'efficacité de la préservation de cette MO sur le fond ou même dans la colonne d'eau. Cette préservation serait induite par la forme du bassin et les irrégularités du fond. Le modèle que nous

proposons pour cette formation suggère l'existence de bassins sédimentaires isolés séparés par des paléoreliefs induits par la montée diapirique et à des structures hautes héritées de la phase de *lifting* (demi *graben*), limitant les échanges entre les domaines profonds et la plateforme continentale (Affouri et al., 2013).

La variation qualitative et quantitative du contenu organique de la Formation Bahloul est ainsi due à cette cyclicité. Les valeurs moyennes élevées des IH (298 mg HC/g COT < IH < 696 mg HC/g COT, Fig. 17b) enregistrées aux localités OBL, AZ, DOY, 7KT, KEH-MR, GH et OBZ dénotent d'une MO de type II bien préservée, immature qui a conservé son potentiel pétrolier intact (Figure 17b). En revanche, les valeurs moyennes faibles des IH (IH < 300 mg HC/g COT) des localités SM, JK et JH sont compatibles avec une MO dans un état de maturité thermique plus avancée, qui a réduit son potentiel pétrolier (Fig. 13a).

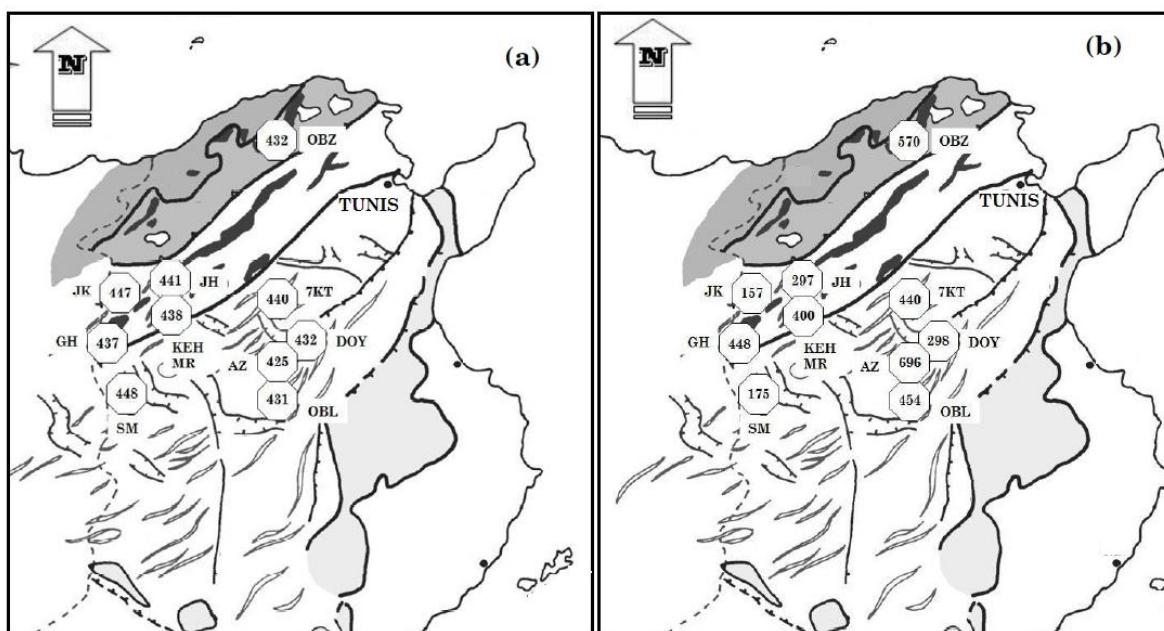


Figure 17 - Distribution régionale des valeurs moyennes de (a) Tmax (°C) et (b) IH (mg HC/g COT) des échantillons de la formation Bahloul (Affouri et al., 2013)

L'évolution thermique de la MO de la Formation Bahloul que nous avons enregistré par le biais des températures Tmax de la pyrolyse Rock-Eval, couvre une large gamme de maturité thermique dans le domaine d'étude. Ainsi nous avons tracé une évolution croissante, d'Est en Ouest, de la maturité thermique (Fig. 17a). Dans la localité d'Ain Zakkar la MO est immature que nous avons placé au stade de la fin de la diagénèse (Espitalié et al., 1977, Peters, 1986). Les échantillons OBL, DOY, GH, KEH, MR et OBZ (Fig. 17a), ont atteint le début de la fenêtre à huile ($429^{\circ}\text{C} < \text{Tmax} < 440^{\circ}\text{C}$, Espitalié et al., 1985). Les échantillons SM, JK et JH ont atteint le domaine en plein fenêtre à huile compatible avec les valeurs de Tmax qui sont comprises entre 439°C et 453°C . Cette évolution thermique dénote d'un enfouissement plus important et/ou d'un gradient géothermique plus élevé dans ces zones (Ben Dhia, 1987). Le diagramme IH-Tmax (Fig. 18) indique que la Formation Bahloul a préservé une MO de Type II

d'origine exclusivement marine planctonique. Ce diagramme montre également que la diminution d'Est vers l'Ouest des valeurs des IH est corrélable avec l'augmentation des valeurs Tmax et par suite aux stades d'évolution thermique.

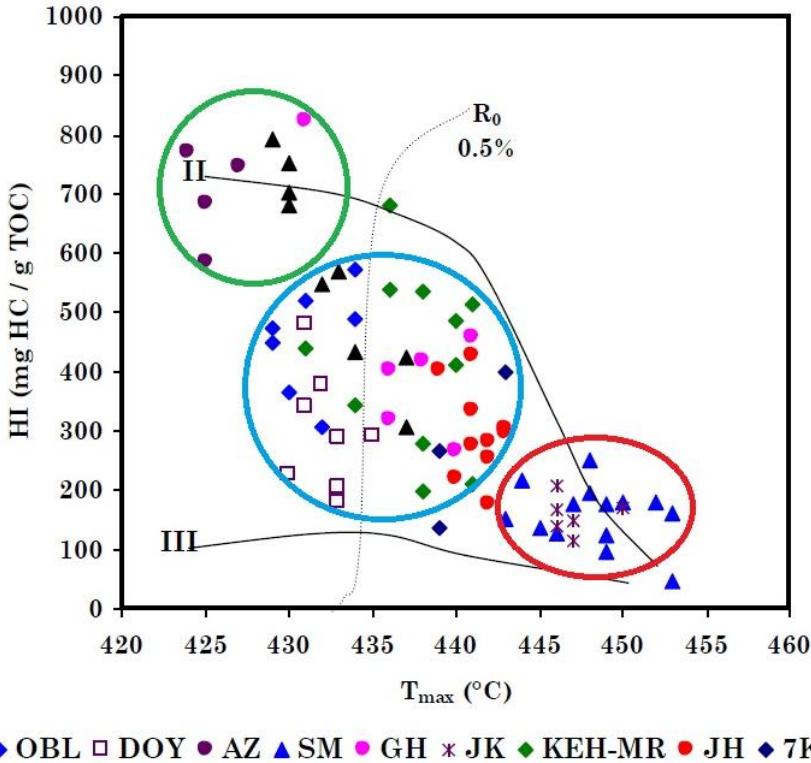


Figure 18 – Type et degré d'évolution thermique de la MO de la Formation Bahloul sur un diagramme IH (mg HC/g COT) en fonction de Tmax (°C) (Affouri et al., 2013 ; légèrement modifié).

Les données de la pyrolyse Rock Eval que nous avons acquis pour cette formation ont montré des quantités appréciables en hydrocarbures libres (S1) avec des IP assez élevés témoignant d'un piégeage et d'une absence de migration primaire de ces hydrocarbures. Ces résultats nous ont amené à quantifier ces hydrocarbures par extraction aux solvants organiques. La fraction bitumineuse ainsi extraite des échantillons de la formation Bahloul qualifient cette formation de bonne à excellente roche mère d'hydrocarbures (Fig. 19) (Peters & Moldowan, 1993). D'autre part, l'importance et la nature de cette fraction dépendent de l'origine, essentiellement, issue de l'héritage direct des organismes vivants ou par les transformations chimiques ou biochimiques de la biomasse originelle (Albrecht, 1969; Albrecht et al., 1971; Tissot et Welte, 1978), de la nature et du degré d'évolution de la matière organique ainsi que de la nature lithologique de la roche (Waples, 1985). Entre autre, nous avons noté, des teneurs en bitume largement variables aussi bien le long de la même coupe que d'une coupe à une autre. La composition du bitume extrait de ces échantillons, montre que la fraction des résines et asphaltènes (composés lourds ou composés « NSO ») domine généralement les hydrocarbures saturés et aromatiques (HCS et HCA). A noter qu'au niveau de la localité de Kalaat Senan, les HCS des échantillons SM représentent des teneurs de 14 à 74% de l'extrait total. Ces qualités des bitumes extraits de la formation Bahloul concordent avec les états d'évolution thermique et l'origine exclusivement marine de cette MO.

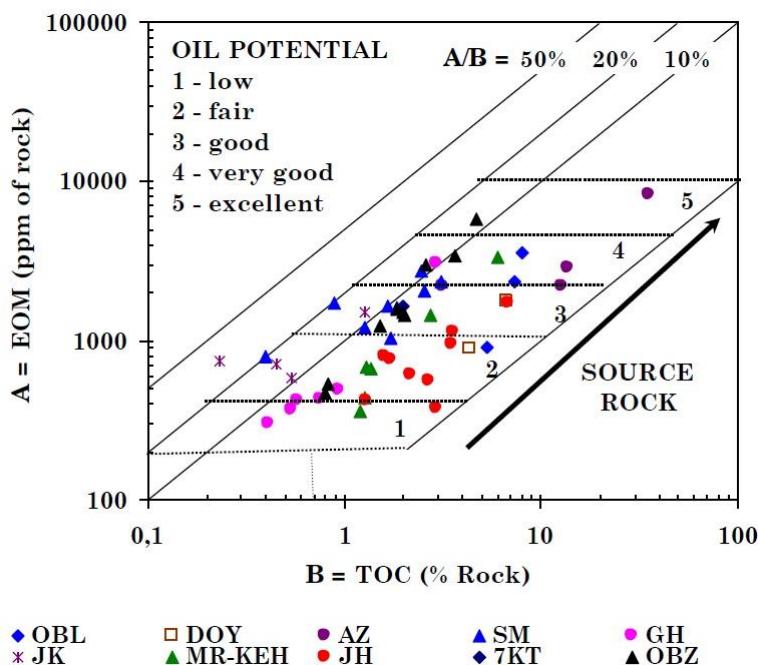


Figure 19 – Qualité du potentiel pétrolier de la Formation Bahloul sur un diagramme extrait organique (A ; ppm R) en fonction du COT (B ; %R) (Affouri et al., 2013).

6. Géochimie organique pétrolière de la Formation Bou Dabbous

Dans un autre volet et dans un autre contexte paléogéographique, mes recherches ont intéressé la MO de la Formation Bou Dabbous aussi bien pour des objectifs pétroliers, comme étant une roche mère de pétrole, mais aussi pour comprendre les environnements de dépôt et les transformations diagénétiques de cette MO dans ce vaste domaine d'investigation.

Mes intérêts sur la période de l'Eocène inférieur en Tunisie (Yprésien) trouvent leurs justifications dans les variétés de faciès qui sont déposés au cours de cette époque. Ainsi, les dépôts de l'Eocène inférieur, le long de la marge tunisienne se sont produits sur des rampes et ont été influencés par des zones émergées telles que les îles de Kasserine et de la Djaffara, apparues au cours du Crétacé supérieur (Fournié, 1975 ; Moody et Grant, 1989 ; Philip et al., 1997 ; Loucks et al., 1998 ; Zaïer et al., 1998, Anketell et Mriheel, 2000 ; Beavington-Penney et al., 2005). Les dépôts autour de l'île de Kasserine sont représentés par le Groupe Métlaoui, dont la formation Bou Dabbous en fait partie (Fig. 20).

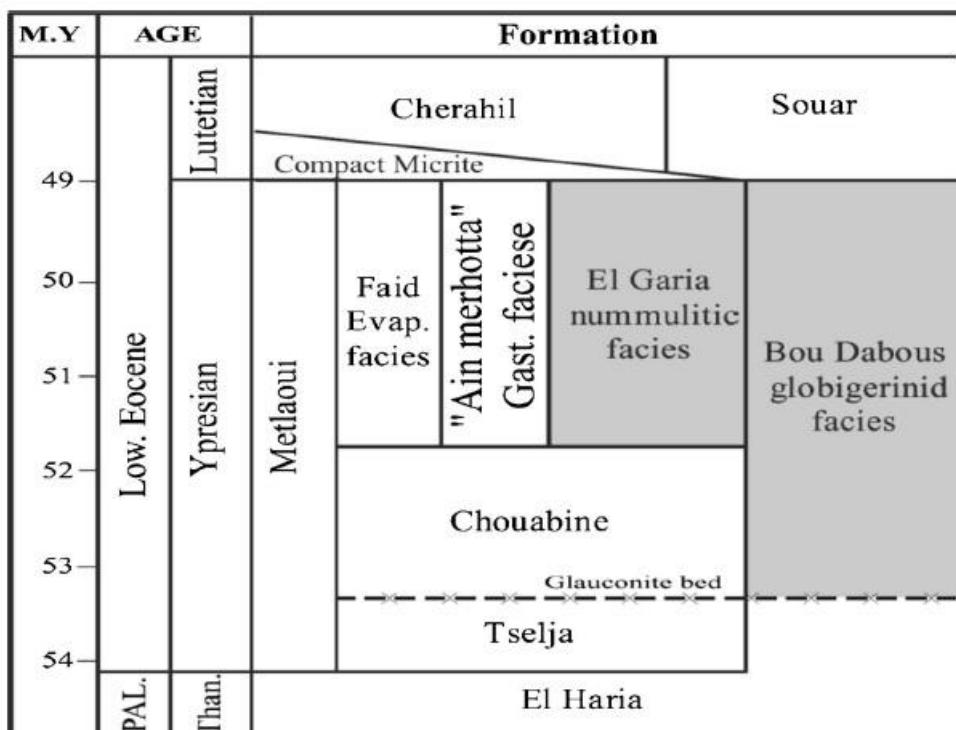


Figure 20 - Nomenclature chronolithostratigraphique des formations d'âge Yprésien en Tunisie (d'après Fournié, 1978; Moody, 1987; Bishop, 1988; Bailey et al., 1989; Racey et al., 2001; Vennin et al., 2003)

D'autre part, pendant cette période un régime tectonique NW-SE extensif et/ou transtensif a contrôlé la sédimentation (épaisseur et faciès) dans le bassin Yprésien (Rigane et Gourmelen, 2011). Par conséquent, la paléogéographie de l'Eocène inférieur de la Tunisie est marquée par le développement, sur un plateau continental, d'une vaste plateforme carbonatée allongée NE-SW dans la zone des Diapirs, W-E entre Le Kef et Kesra-Haffouz et NW-SE (barrière nummulitique) depuis la région de Kairouan à la frontière libyenne. A titre d'exemple, en Tunisie centrale, à l'ouest de Kairouan, les affleurements Yprésiens SW-NE des Jebels Ousselet-Bou Dabbous-Bou Hjar (OBB, Fig. 21) montrent de nombreuses variations latérales de faciès et d'épaisseur (Rigane 1991; Dhahri and Boukadi, 2007, 2010). Ces changements d'épaisseur permettent de considérer le cadre paléogéographique de l'alignement Ousselat-Bou Dabbous-Bou Hjar comme un graben subsident pendant l'Yprésien (Rigane, 1991; Dhahri et Boukadi, 2010).

Les principaux résultats de l'étude de la MO de la formation Bou Dabbous (mémoires de DEA et Thèse), que je présente ici ont fait l'objet de communications orales, de présentations sous forme de posters et d'un article de synthèse publié en 2014 (Affouri et Montacer, 2014). Les échantillons que nous avons sélectionnés pour l'étude de la MO de la Formation Bou Dabbous proviennent de coupes qui couvrent toute la Tunisie Centro-septentrionale depuis l'Atlas septentrional au domaine de l'Atlas tellien. Le choix de ces coupes a été guidé par une paléogéographie et des contextes structuraux variés (Fig. 21). Ainsi, dix coupes (Fig. 22) ont été étudiés à savoir : Oued Zaarour (OZ) Oued Sidi Mansour (OSM), Oued Kebir (OK), Sidi Abid (SA), Oued Souinia (OS), Oued Jelfa

(OJ), Jebel Soumeur (JS), Bir Ghezala (BGZ), Oued Bou Jabia (OBJ), Raggoubet Tassera (RT) et un échantillon de l'Oued Barbara (BB). Ainsi notre objectif était de suivre les répartitions du comportement de cette MO dans ce vaste domaine paléogéographique et structural.

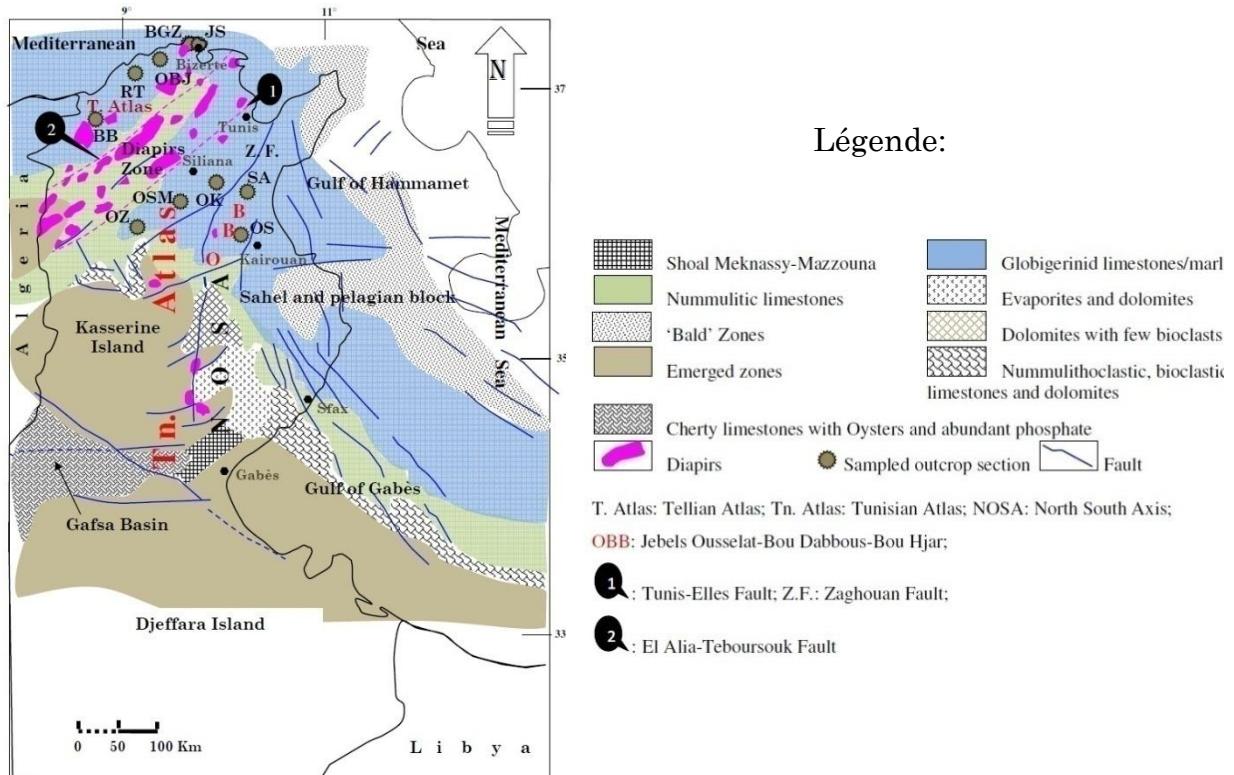


Figure 21 – Carte de l'emplacement des coupes étudiées, des éléments structuraux, du cadre paléogéographique et des faciès de la Tunisie au cours de l'Eocène inférieur (modifié d'après Zaïer et al., 1998; Dhahri et Boukadi, 2010; Tlig et al., 2010; Belayouni et al., 2012; Melki et al., 2012). OS : Oued Souinia, OZ : Oued Zaarour, OSM : Oued Sidi Mansour, OK : Oued Kebir, SA : Sidi Abid, BGZ : Bir Ghezala, JS : Jebel Soumer, RT : Raggoubet Tassera, OBJ : Oued Bou Jabia, BB : Oued Barbara (Affouri et Montacer, 2014).

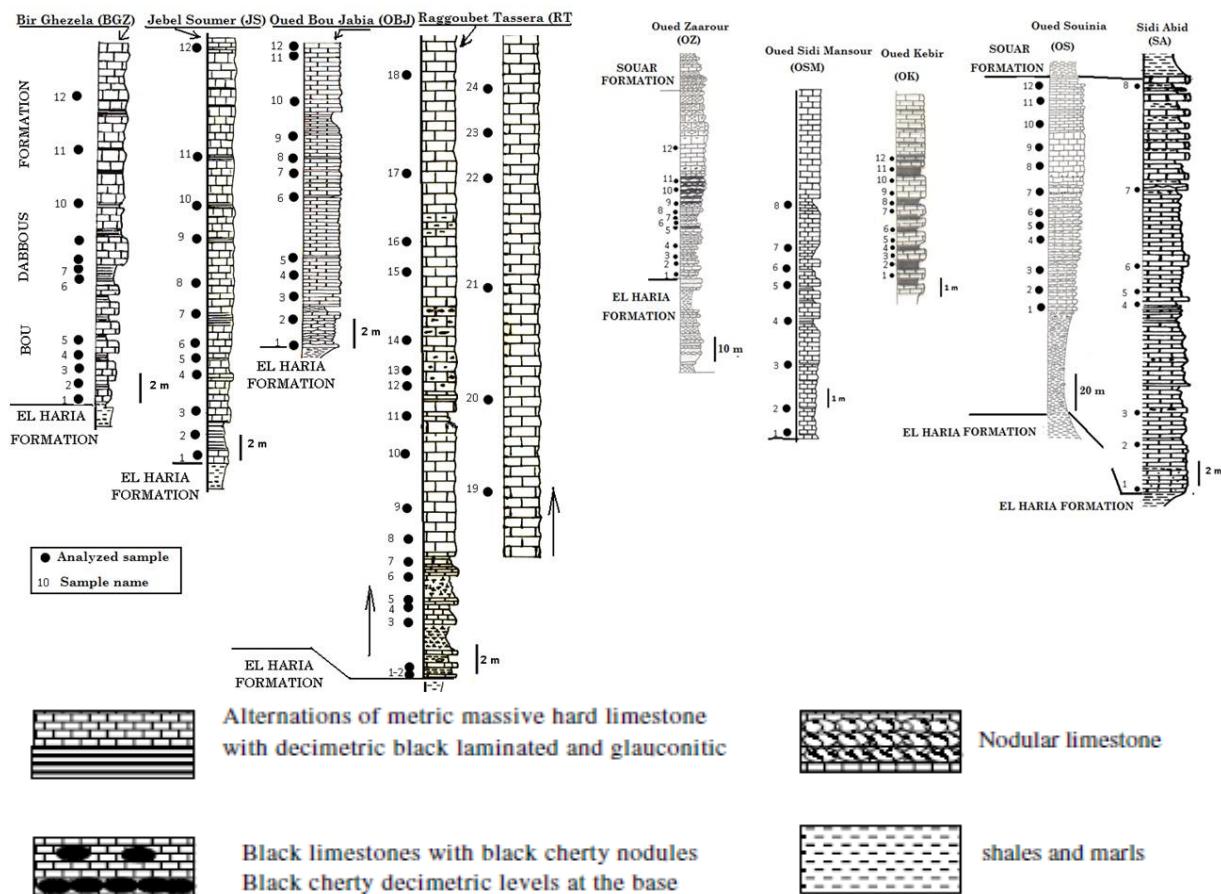


Figure 22 – Emplacement des échantillons analysés sur les logs lithostratigraphiques des coupes étudiées de la Formation Bou Dabbous en Tunisie Centro-septentrionale (Affouri et Montacer, 2014).

Les analyses de la richesse en MO des échantillons prélevés dans la formation Bou Dabbous nous ont permis de classé ces localités OSM>OBJ>BB>RT>OS>OZ>BGZ>JS>OK> SA par ordre décroissant des valeurs moyennes des teneurs en COT (Affouri et Montacer, 2014). Cette formation contient des potentiels pétroliers ($PP=S1+S2$ (mg HC/g Roche)) assez variables. Dans le but de classer la qualité de ce potentiel pétrolier, nous avons utilisé le diagramme S2 en fonction du COT de Peters et Cassa (1994), (Fig. 23). Sur ce diagramme la majorité des échantillons qualifient la Formation Bou Dabbous comme étant une bonne à excellente roche mère d'huiles (Affouri et Montacer, 2014).

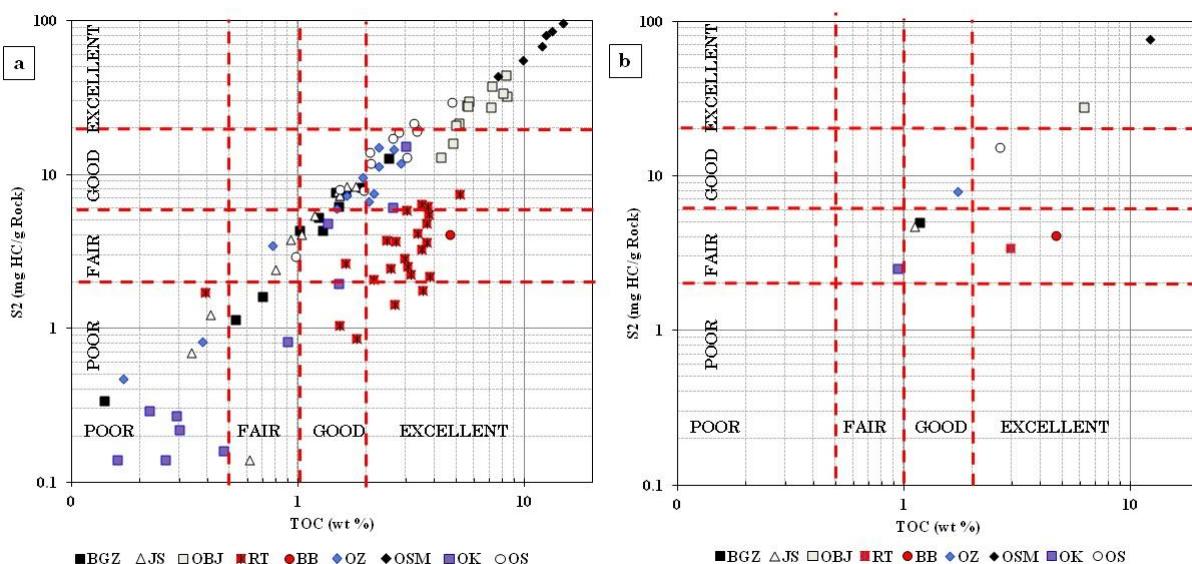


Figure 23 – Qualité du potentiel pétrolier de la formation Bou Dabbous en (a) pour tous les échantillons et en (b) avec les valeurs moyennes de S2 et du COT sur un diagramme $S2 = f(COT)$ (Affouri et Montacer, 2014).

Les résultats de la pyrolyse Rock-Eval sont souvent représentés par un diagramme IH en fonction de Tmax pour contraindre aussi bien le type et la maturité thermique de la MO. Dans le domaine de notre investigation les valeurs des index d'hydrogène (IH) indiquent que la MO est de type II/III d'origine mixte marine/continentale (Tissot et al., 1974) qui couvre un large domaine de maturité thermique (Fig. 24a).

Nous avons utilisé les valeurs moyennes de Tmax, pour chaque coupe, afin de classer la maturité thermique de la Formation Bou Dabbous. Ainsi, nos résultats ont permis, en Tunisie Centro-septentrionale, de classer cette formation en trois domaines de l'évolution thermique. Les valeurs de Tmax d'environ 424-426°C (Fig. 24a), dans les localités OZ, OS et l'OSM (Tunisie centrale) caractérisent une MO immature que nous avons limité à la fin du stade de la diagénèse (Espitalié et al., 1977, Peters, 1986). La MO, avec des Tmax moyennes de 436°C, a atteint le début de la fenêtre à huile, à l'extrême nord Tunisien, dans les localités BGZ, JS et OBJ (Fig. 24a), (Espitalié et al., 1985). La maturité thermique de la MO de la formation Bou Dabbous dans les localités OK, RT et BB, a atteint le pic de la fenêtre à huiles et probablement de gaz, comme en témoignent les valeurs moyennes de Tmax, respectivement, de 442°C, 446°C et 454°C. Le diagramme $IH = f(Tmax)$ (Fig. 24) dévoile que, malgré les variations observées de la maturité, les échantillons de la Formation Bou Dabbous s'accordent bien avec une MO de type II d'origine marine planctonique (Fig. 24a). Afin de contraindre cette discrimination de l'évolution thermique, nous avons utilisé les valeurs moyennes des IH et Tmax pour cette Formation. L'emplacement de ces valeurs moyennes (Fig. 24b) trace convenablement une lignée et un sens d'évolution thermique d'une MO de type II d'origine exclusivement marine planctonique et algare (Affouri et Montacer, 2014).

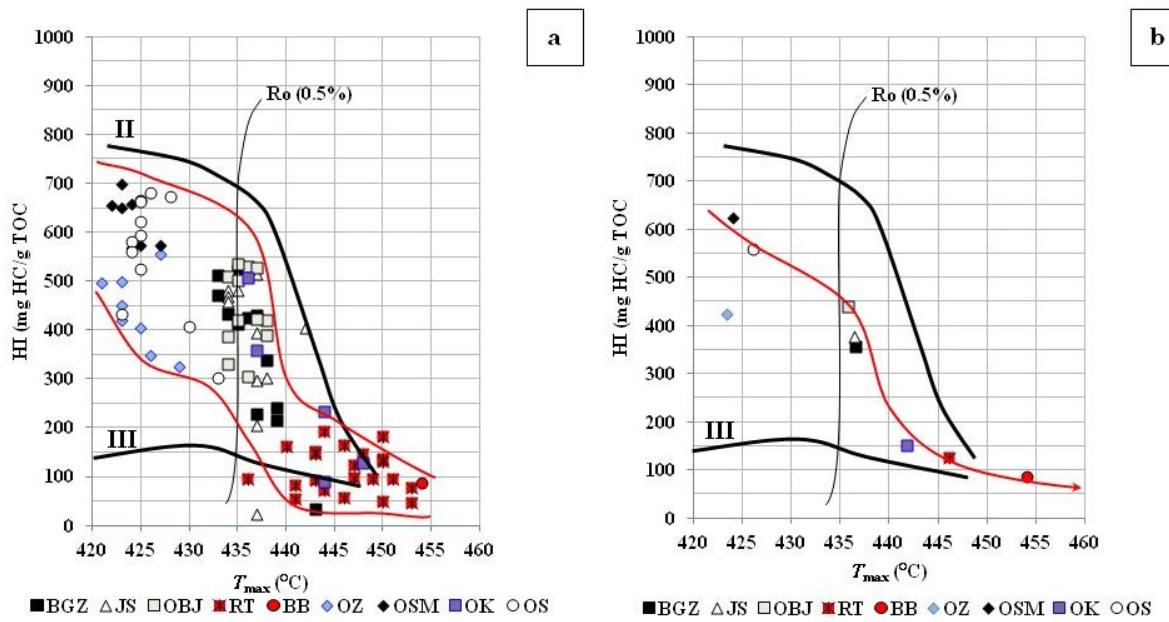


Figure 24 – Type et degré d'évolution thermique de la MO de la Formation Bou Dabbous en Tunisie Centro-septentrionale sur un diagramme IH-Tmax. En (a) tous les échantillons et en (b) les valeurs moyennes des IH et Tmax pour chaque coupe.

Ce sens d'évolution thermique que nous avons tracé sur ce diagramme nous a poussé à déterminer la valeur moyenne réelle de l'IH, l'effet de la matrice minérale par l'adsorption des hydrocarbures et le type de kérogène (Langford et Blanc-Valleron, 1990) en utilisant une corrélation linéaire entre les hydrocarbures S2 et les teneurs en COT pour la Formation Bou Dabbous (Affouri et Montacer, 2014). Nos résultats montrent que la majorité des échantillons de la Formation Bou Dabbous se placent entre les kérogènes de type II et III (IH = 600mg HC/g COT et IH = 100mg HC/g COT). La pente de la droite de régression pour tous les échantillons donne un «IH réel» de 606mg HC/g COT. La pente de cette droite de régression sans les échantillons matures (RT et BB) donne un «IH réel» de 625mg HC/g COT. Ces valeurs sont très proche des IH moyens pour les kérogènes de type II (600 mg HC/g COT). L'intercepte de cette courbe de tendance sur l'axe des abscisses (%COT) nous donne une teneur en COT minimale de 0,53%. C'est cette teneur qui est nécessaire pour libérer les hydrocarbures de ces échantillons.

Nos résultats montrent des valeurs de l'IP des échantillons de la Formation Bou Dabbous qui sont très variables et sont comprises entre 1 et 83%. Ces valeurs sont globalement compatibles avec la maturité thermique, comme le suggèrent les valeurs Tmax (Fig. 25a). Ainsi la même classification régionale des IH et des Tmax, de ces localités a été retrouvée dans les valeurs moyennes des IP. Les échantillons provenant des coupes OZ, OS et OSM présentent des IP<10% caractéristiques d'une MO thermiquement immature au stade de la fin de la diagénèse et l'absence d'une contamination par des hydrocarbures migrés. Les valeurs des IP entre 10 à 20% des échantillons JS, BGZ et OBJ concordent avec le début de la fenêtre de production d'huiles, tandis que les échantillons OK, RT et BB avec des valeurs moyennes de IP, respectivement, de 33, 48 et 55 %,

indiquent une MO à un stade de maturité thermique qui se situe au début du pic de production des huiles (Fig. 25a). D'autant plus, ces valeurs supposent la plupart des hydrocarbures libres générés, exprimés sous forme de S1, sont encore piégés dans la roche mère et, par conséquent, ils n'ont pas encore été expulsés par migration primaire. Les valeurs moyennes des IP présentent une augmentation exponentielle avec les valeurs de Tmax (Fig. 25b). Une diminution régulière des IH est observée avec des valeurs des IP croissantes (Fig. 21c, 21d). Ces tendances sont cohérentes de la relation entre les paramètres de maturité thermique Tmax et IP et le potentiel d'hydrocarbures (IH) de la Formation Bou Dabbous sur l'ensemble du domaine étudié.

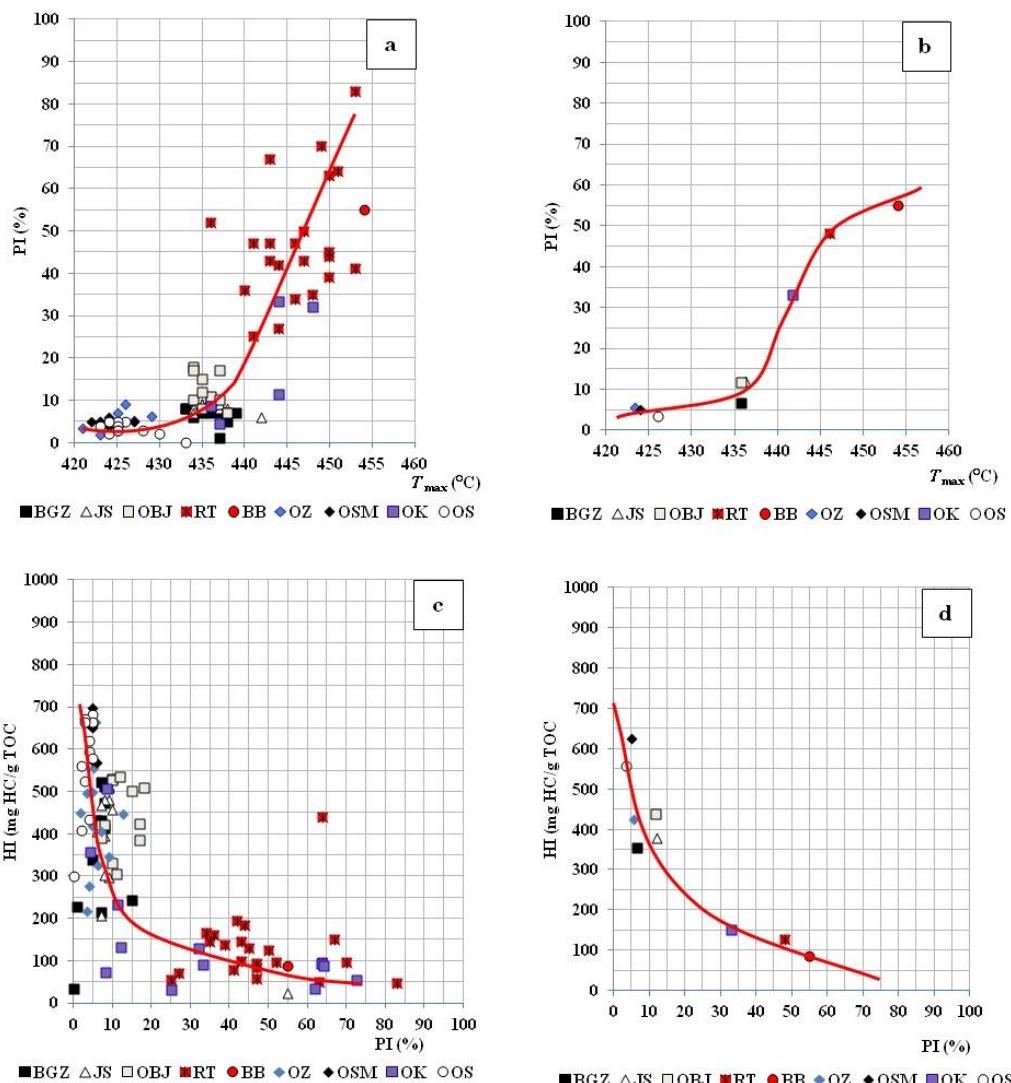


Figure 25 – Variations des IP en fonction des Tmax (a) et (b) et des IH en fonction des IP (c) et (d) des échantillons de la Formation Bou Dabbous. En (b) et (d) les valeurs moyennes des IP, Tmax et des IH (Affouri et Montacer, 2014).

THEME 1

Les roches mères de pétrole en Tunisie

CHAPITRE 3

Signatures moléculaires des roches mères de pétrole tunisiennes :

Précursors biologiques, environnements de dépôt, transformations diagénétiques et évolution thermique

1. Introduction

Les échantillons que nous avons analysés dans toutes les coupes et de différents âges ont montré que ces Formations sont assez pourvues en extraits lipidique (bitume). La matière organique extractible par les solvants organiques (ex. chloroforme) constitue la fraction lipidique dite "libre" ou "bitume libre" (Pelet, 1978; Tissot et Welte, 1978). L'importance et la nature de cette fraction dépendent de l'origine, essentiellement, par héritage direct des organismes vivants ou par transformations chimiques ou biochimiques de la biomasse originelle (Albrecht, 1969; Albrecht et al., 1971; Tissot et Welte, 1978), de la nature et du degré d'évolution de la MO ainsi que de la nature lithologique de la roche (Waples, 1985).

L'étude de cette fraction trouve sa justification dans les informations qu'elle peut fournir. Ainsi, et sous un aspect quantitatif, il est admis que les roches mères immatures ne fournissent que très peu d'extraits lipidiques, essentiellement, constitués de résines et asphaltènes (Tissot et Welte, 1978 ; Huc, 1978 ; Durand, 1993 ; Vandenbroucke et al., 1993). A l'inverse, des matières organiques suffisamment évoluées fournissent davantage d'hydrocarbures s.s (alcanes + aromatiques) surtout dans le domaine de la fenêtre à huile (Tissot et Welte, 1978 ; Waples, 1985).

Dans ce thème, je présenterai les principaux résultats de mes activités de recherche sur les biomarqueurs que j'ai extraits, analysés et identifiés dans les formations d'âges Toarcien, Albien, Cénomanien-Turonien et Yprésien. L'objectif est d'établir les signatures moléculaires de ces formations, de révéler leurs répartitions géographiques et les différentes informations quant à leurs origines, leurs milieux de dépôts ainsi que leurs transformations diagénétiques et thermiques dans ce vaste domaine paléogéographique. Ces résultats ont fait l'objet de deux publications parues en « Resource Geology » (Affouri et al., 2013) et « Arabian Journal of Geosciences » (Affouri and Montacer, 2014). Un papier sur les événements anoxiques d'âge Albien est en cours de soumission (Khalifa et al. 2017).

2. Les biomarqueurs du Toarcien : Formation Chaabet Laataris

Le seul affleurement qui a enregistré l'évènement anoxique du Toarcien (T-OAE) en Tunisie a été décrit au niveau de la coupe de Chaabet Laataris (Jebel Mnara). Mes recherches sur cet évènement ont débuté en 2014, par un encadrement d'un sujet de master de recherche en sciences de la Terre à la F.S. Sfax (Ben El Haj Mohamed, 2014). Les analyses par la technique de la pyrolyse Rock-Eval montrent des teneurs en COT qui varient entre 0,39% et 3,48% R. Ces valeurs témoignent d'une bonne préservation de la matière organique et de la signature de l'évènement anoxique océanique « OAE » d'âge Toarcien inférieur (T-OAE) au niveau de la coupe de Chaabet Laataris. A l'affleurement, la MO est de type II marine planctonique qui se situe à la fin du stade de la diagenèse et début de la catagenèse ($435^{\circ}\text{C} < \text{Tmax} < 444^{\circ}\text{C}$).

Malheureusement, dans le cadre de ce Master, nous n'avons pas pu analyser suffisamment d'échantillons par GC-MS. Un seul échantillon (T10 : COT = 3,16% R et IH = 337mg HC/g COT) a fait l'objet d'une étude des biomarqueurs (Ben El Haj Mohamed, 2014). Ces résultats sont très prometteurs pour une nouvelle investigation de cet évènement. La distribution des n-alcanes que nous avons obtenu pour ce seul échantillon (T10) montre une série allant du n-C15 jusqu'au n-C34 avec une distribution unimodale centrée autour du n-C16 et n-C17 et une diminution régulière des n-alcanes lourds (>20 atomes de carbone) (Fig. 26). Nous pouvons relier cette distribution à une origine exclusivement marine planctonique ou algale qui a été enrichie par une contribution bactérienne comme en témoignent les pics assez intenses, qu'on reporte à la série des hopanes bactériens, qui apparaissent à côté des n-alcanes dans la zone des n-C30 à n-C34.

La distribution des terpanes (Fig. 26) montre toute une série de composés allant des terpanes tricycliques (TriC19 au TriC28-29), des terpanes tétracycliques (TT24) et toute la série des hopanes du C27 aux C35 hopanes. Dans la série des Hopanes le C30 est le plus dominant avec toute une série des homohopanes (C31 à C35 homohopanes). La bonne conservation des homohopanes en C34 et C35 (HH35) est significative d'une forte contribution bactérienne et d'un environnement de dépôt anoxique à très réducteur.

La distribution des stéranes (Fig. 26) de cet échantillon montre qu'il s'agit d'une matière organique exclusivement d'origine marine planctonique ou algale. La série des stéranes montre également des pics assez intenses en stéranes réarrangés ou diastéranes (C₂₇ $\beta\alpha$ R et S). La valeur du rapport Ts/Tm=0,74 et le taux d'isomérisation des stéranes en C29 ($[\beta\beta(R+S)/\alpha\alpha(S+R)=0,88]$) à partir du spectre de masse m/z=218 dénotent d'un stade de fin de la diagenèse début de la catagenèse et concordent avec les résultats de la pyrolyse Rock-Eval et la distribution des n-alcanes.

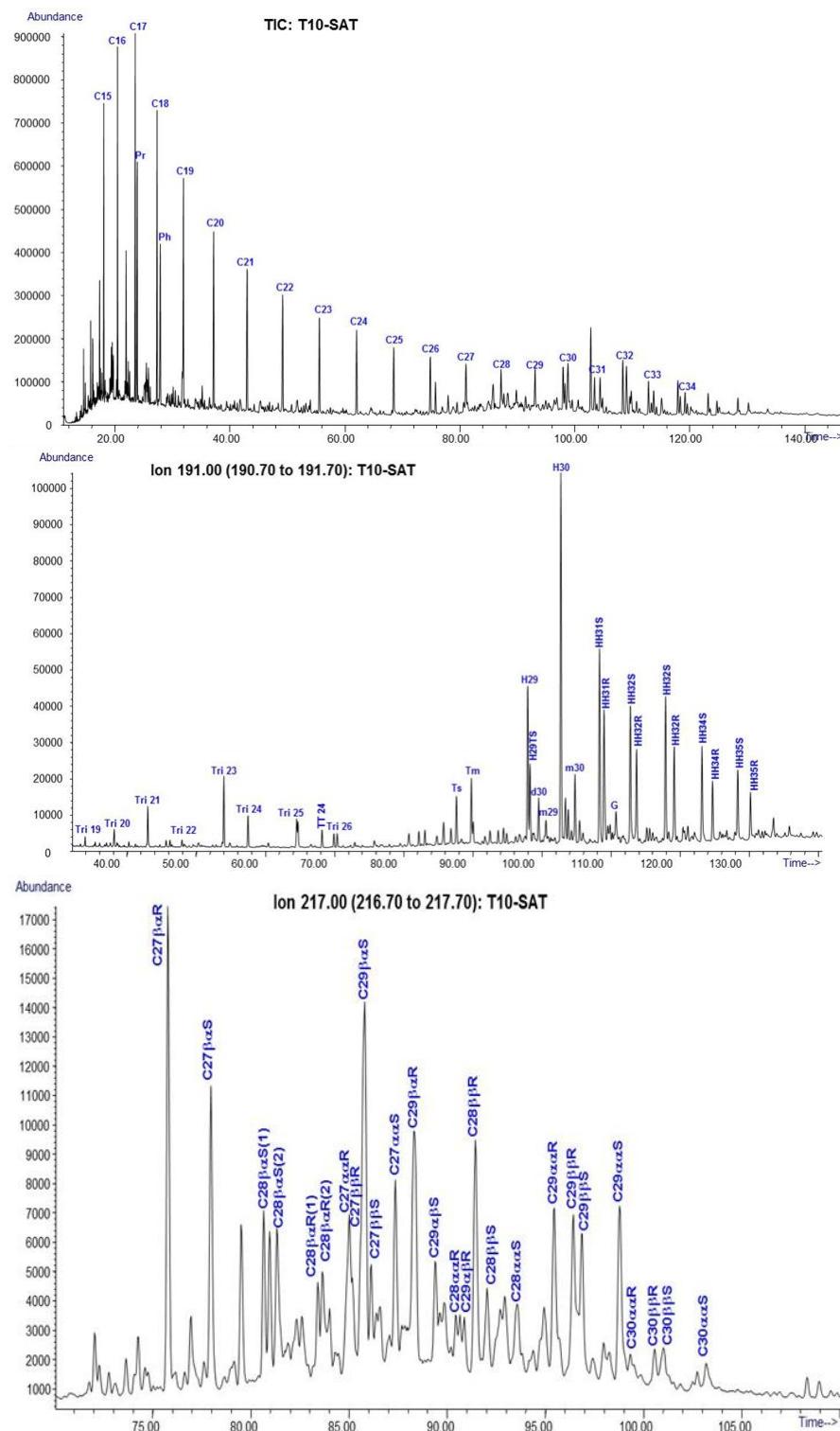


Figure 26 - Exemples de chromatogrammes de masse des alcanes (TIC) des terpanes ($m/z=191$) et des stéranes ($m/z=217$) de l'échantillon T10 de la Formation Chaabet Laataris d'âge Toarcien (Jebel Mnara, Axe Nord-Sud) (Ben El Haj Mohamed, 2014).

3. Les biomarqueurs de la Formation Fahdène

Les analyses des biomarqueurs contenus dans la formation Fahdène que je présente ici ont été réalisées sur des échantillons provenant des coupes de Jebel Hamra en Tunisie centre ouest et des coupes de Koudiat Berkouchia (BRK) et Jebel Ghazouene (GZ) dans la zone des diapirs. Les résultats de l'étude moléculaire de cette Formation ont fait l'objet de communications orales (Affouri et al., 2011 ; Khalifa et al., 2013 ; 2016 et 2017) et d'un papier de synthèse soumis (Khalifa et al., 2017). Dans cet aspect moléculaire nous nous sommes intéressés aux alcanes linéaires et ramifiés, à la famille des terpanes ($m/z=191$) et à la famille des stéranes ($m/z=217$).

Les chromatogrammes de masse GC-MS (TIC) des hydrocarbures saturés montrent que cette fraction est dominée par des n-alcanes allant du n-C15 au n-C35 ou même au n-C37. Les échantillons représentatifs que nous avons analysés sont caractérisés par des distributions bimodales maximisant dans la gamme n-C17 à n-C20 et n-C24 à n-C28. Le deuxième mode de distribution des n-alcanes en n-C24 ou n-C26 montre une légère préférence des alcanes à nombre de carbone pair. Cette répartition est généralement représentative de l'algue aquatique et des cyanobactéries autochtones (Blumer et al., 1971, Gelpi et al., 1970, Han et Calvin, 1969, Brassell et al., 1978). Le squalane est une caractéristique commune de ces chromatogrammes que nous avons identifiés dans des proportions subordonnées mais relativement élevées dans les échantillons de la coupe BRK. Cet isoprénoïde qui a été identifié dans des environnements marins très réducteurs dénote d'une contribution des bactéries méthanogènes associées à d'autres Archaeobactéries (Holzer et al., 1979, Brassell et al., 1981).

Les valeurs du rapport Pr/Ph ($1 < \text{Pr/Ph} < 2,92$) que nous avons calculés pour ces échantillons traduisent un milieu de dépôt oxique à suboxique (Didyk et al., 1978 ; Didyk et Simoneit, 1989 ; Mello et Maxwell, 1990 ; Hughes et al., 1995). Les valeurs des rapports $\text{Pr}/\text{n-C}_{17}$ et $\text{Ph}/\text{n-C}_{18}$ sont faibles qui ne dépassent pas 1,2 plaident en faveur d'un milieu de dépôt oxique à suboxique et d'une MO assez évoluée (Fig. 27).

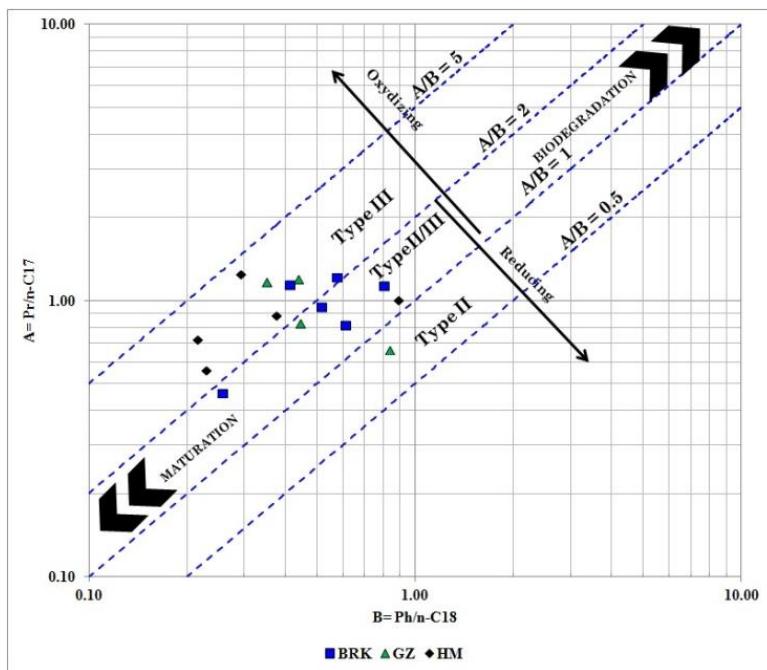


Figure 27 - Emplacement des échantillons de la Formation Fahdène sur un diagramme [Pr/n-C17]-[Ph/n-C18] (Khalifa et al., 2017, soumis)

La distribution des terpanes des échantillons BRK12, GZ10 et HM3, HM16 et HM30 montre des ressemblances indique des origines communes de ces composés dans les localités que nous avons étudiés. Cette ressemblance est corroborée par la distribution des terpanes tricycliques et des terpanes tétracycliques, l'abondance des C27Ts et C29Ts, associée à la prédominance de $17\alpha(H)$ -C30 diahopane, le C30 Hopane et la diminution régulière des homohopanes du C31 au C35. Nos résultats dénotent d'une MO issue d'une contribution marine qui s'est déposée sous des conditions sub-oxiques (Peters et Moldowan, 1991). La forte abondance du terpane tricyclique en C23 associé au C21 par rapport à leurs homologues tricycliques est également indicative d'une OM déposé dans un environnement marin carbonate dans des conditions réductrices (Waples et Machihara, 1991). La forte concentration du $17\alpha(H)$ -C30 diahopane que nous avons identifié dans les séries des hopanes de la formation Fahdène est spécifique de l'origine bactérienne de cette MO (Moldowan et al., 1991; Farrimond and Telnæs, 1996; Peters et al., 2005; Li et al., 2009).

Nous avons utilisé la distribution des stéranes réguliers C27, C28 et C29 ($\alpha\alpha 20R$) comme paramètre de faciès organique (Huang et Meinschein 1979, Shanmugam 1985, Killops et Killops 2005). Les stéranes marins dérivent des stérols des organismes eucaryotes tels que les diatomées, les dinoflagellés, le zooplancton et les plantes supérieures (de Leeuw et al., 1989). Dans les échantillons de la formation Fahdène, les stéranes réguliers sont dominés par les stéranes en C27 suivis par les stéranes en C29. Ces résultats permettent d'attribuer, sans nuance, à la matière organique en question une origine exclusivement planctonique algale déposée dans un environnement marin à estuaire.

Les paramètres de maturité moléculaire que nous avons calculés aussi bien à partir des séries de hopanes et des stéranes sont concordants et dénotent d'une

MO mature dans le stade de la production des huiles (Khalifa et al., 2017, soumis).

La matière organique issue de la formation Fahdène semble avoir un comportement similaire, dans les différentes localités, du point de vue origine, nature et milieu de dépôt. Le bitume extrait de ces faciès est assez pourvu en composés terpaniques issus des organismes procaryotes bactériens (famille des hopanes) et stéraniques issus des organismes eucaryotes (plancton). Cette abondance et la bonne préservation de ces biomarqueurs, dénote d'une part de l'origine exclusivement marine planctonique et bactérienne de cette MO et d'autre part des conditions anoxiques du milieu de dépôt dans ce bassin. L'abondance des terpanes tricycliques et du C30 Diahopane est significative d'une forte contribution des bactéries dans le stock organique de cette formation. L'abondance du C29Ts et du C30 Diahopane, dépassant parfois le C29hopanes est à reporter à un effet d'une maturité thermique très avancée de la MO. A titre indicatif, les biomarqueurs de la Formation Bahloul (OAE2) d'âge Cénomanien-Turonien (Affouri, 2004 ; Affouri et al., 2013) ou encore la Formation Bou Dabbous d'âge Yprésien (Affouri, 2004 ; Affouri et al., 2014) en Tunisie n'ont jamais révélé une abondance significative de ces molécules. A notre sens, l'abondance de ces molécules serait significative aussi bien de la maturité thermique avancée que de la signature moléculaire d'une forte contribution d'organismes bactériens à cette MO (Horstad et al., 1990 ; Kolaczkowska et al., 1990; Moldowan et al., 1991).

4. Signature moléculaire de la Formation Bahloul : Les biomarqueurs

Les analyses par chromatographie en phase gazeuse (GC) et chromatographie en phase gazeuse couplée à la spectrométrie de masse (GC-MS) que j'ai réalisées sur la fraction des HCS extraite de la formation Bahloul m'ont permis une caractérisation de cette MO à l'échelle moléculaire. Nous avons utilisé les distributions des n-alcanes, des stéranes et des terpanes pour retracer l'origine, la maturité thermique et le type d'environnement de dépôt de cette MO dans ce vaste domaine paléogéographique et structural de la zone d'étude.

A commencer par les structures moléculaires les plus simples à savoir les n-alcanes et les iso-alcanes, la plupart des échantillons analysés, montrent des distributions uni-modales centrées autour du n-C17 à n-C20 avec une diminution régulière des n-alcanes plus lourds (>n-C20). Les isoprénoïdes acycliques (iso-alcanes), en particulier le pristane (Pr; i-C19) et le phytane (Ph; i-C20) sont relativement abondants dans la fraction des HCS de la formation Bahloul.

La richesse de la fraction des HCS de cette Formation en composés cycliques (stéranes et terpanes) peut être identifiée déjà sur les chromatogrammes en phase gazeuse où nous pouvons voir l'intercalation et la co-élation de pics correspondant à ces composés entre les pics des n-alcanes.

Tous les échantillons que nous avons analysé dans ce vaste domaine montrent sur les chromatogrammes de masse m/z=191 que la série des terpanes s'étend jusqu'aux composés en C35. Cette série est dominée par le composé en

C₃₀ [17 α (H),21 β (H) C₃₀Hopane ou $\alpha\beta$ C₃₀H]. La série des homohopanes montre une diminution régulière des composés de C₃₁ à C₃₅ (C₃₁> C₃₂> C₃₃> C₃₄> C₃₅) pour les échantillons OBL4, DOY4, GH2, SM14, JK2 et JH5. L'échantillon OBZ1 montre une distribution des homohopanes avec C₃₁> C₃₂ ~ C₃₃> C₃₄> C₃₅ alors que l'échantillon OBZ5 est caractérisé par une distribution C₃₁> C₃₂ <C₃₃> C₃₄> C₃₅ des homohopanes (Affouri et al., 2013). Les morétanes en C₂₉ et C₃₀ [17 β (H),21 α (H)-morétanes $\beta\alpha$ C₂₉ et $\beta\alpha$ C₃₀] sont relativement abondants dans les échantillons OBL4, GH2, DOY4, OBZ1 et OBZ5. Les chromatogrammes m/z=191 pour les échantillons JK2 et SM14 sont caractérisés par des terpanes tricycliques en quantités significatives qui s'étendent des composés en C₂₀ à C₂₉ (Ekweozor and Strausz, 1982), le 18 α (H)-trisnornéohopane (Ts) plus intense que le 17 α (H)-trisnorhopane (Tm), et une concentration très faible des C₂₉ et C₃₀ morétanes. Le gammacérane est représenté par de très faibles concentrations dans la plupart des échantillons.

La famille des stéranes (m/z= 217) s'étend des stéranes en C₂₇ jusqu'au C₃₀. Les proportions des stéranes réarrangées ou diastéranes sont faibles, comparées aux stéranes réguliers à l'exception de l'échantillon JK2.

Tous les échantillons montrent de faibles quantités de stéranes en C₂₈ [14 α (H),17 β (H)-20RC₂₈ ou $\alpha\alpha$ 20RC₂₈] par rapport à leurs homologues en C₂₇ et C₂₉. Les proportions de la stérane 14 α (H),17 α (H)-20RC₂₇ ($\alpha\alpha$ 20RC₂₇) varie de façon irrégulière entre les échantillons. Les échantillons OBL4, GH2, SM14, JH5, OBZ1 et OBZ5 montrent que la stérane en C₂₉ domine légèrement celle en C₂₇ ($\alpha\alpha$ 20RC₂₉ stérane> $\alpha\alpha$ 20RC₂₇ stérane), alors que le composé $\alpha\alpha$ 20RC₂₇> $\alpha\alpha$ 20RC₂₉ dans les échantillons DOY4 et JK2. Les distributions des stéranes dans les échantillons OBL4, DOY4, GH2, OBZ1 et OBZ5 sont dominées par la configuration d'origine biologique ; $\alpha\alpha$ 20RC₂₇, C₂₈ et C₂₉ des stéranes. En revanche, dans les échantillons SM14, JK2 et JH5, les isomères 14 β (H),17 β (H)-20R ($\beta\beta$ 20R) et 14 β (H),17 β (H)-20S ($\beta\beta$ 20S) dominent ceux en $\alpha\alpha$ 20R et 20S.

4.1. Apport des « fossiles moléculaires » ou biomarqueurs

L'approche globale de l'étude de la MO (teneurs en COT et IH) nous a éclairci des idées globales sur les conditions de préservation de la MO, son origine et les conditions du milieu de dépôt. Dès lors, j'ai essayé de développer dans mes activités de recherche sur cette MO l'aspect moléculaire. Cette orientation à la « géochimie organique moléculaire » prend une part importante dans mes activités de recherches. Ce volet trouve sa justification dans les variétés structurales et la masse de données que livrent ces molécules préservées dans les roches et les sédiments. Aussitôt, cette discipline, que je qualifie d'émergeante et d'innovatrice dans mes activités de recherche, nécessite beaucoup de précautions à la fois analytique, compréhensive et aussi interprétative. Dès lors, l'approche moléculaire de la MO sédimentaire, sachant qu'il s'agit d'un mélange d'une centaine de molécules avec des structures allant des plus simples aux plus complexes, nécessite une bonne compréhension à la fois de la géologie et de la paléogéographie d'une formation sédimentaire donnée ainsi que de la biologie, de la biochimie, de la chimie organique et de la chimie. Ainsi, et suivant cet ordre d'idées, la MO sédimentaire offre une variété d'indicateurs ou de proxy, qui

peuvent être utilisés dans la reconstitution des enregistrements des paléoenvironnements marins et continentaux ainsi que des paléoclimats.

Partant d'un précurseur biologique, la MO une fois arrivée dans les sédiments va subir des transformations diagénétiques biogéochimiques dans les premiers centimètres ou décimètres de sédiments en fonction du chimisme de l'environnement de dépôt avant de subir l'enfouissement (subsidence) proprement dit où elle va se transformer par des paramètres physiques (température et pression). Lors de ces transformations les molécules directement héritées des organismes vivants vont voir leurs structures moléculaires se transformer progressivement par isomérisation et épimérisation tout en gardant un squelette qui reflète la molécule biologique rencontrée dans les cellules des organismes vivants. Cette particularité confère à ces molécules la valeur de fossiles moléculaires ou « biomarqueurs » au même titre que les fossiles utilisés en stratigraphie.

Cet important arsenal de molécules spécifiques de type « biomarqueurs », a permis aux géochimistes organiciens de déduire beaucoup de renseignements sur les écosystèmes passés et les environnements dans lesquels la MO sédimentaire a été créé et déposée. Autre particularité de ces composés moléculaires c'est leurs aptitudes à se transformer au cours de l'enfouissement suite à l'augmentation du stress thermique dans un bassin sédimentaire. Avoir la particularité de conserver leurs structures intactes, ces molécules nouvellement formées par réactions d'isomérisations au cours de l'enfouissement dépendent de l'augmentation de la température. Les molécules originelles, issues des précurseurs biologiques, sont thermodynamiquement instables et l'évaluation de la maturité thermique est dès lors accessible par le biais de l'identification et l'évaluation de ces molécules nouvellement formées. Cette particularité de la cinétique chimique leur accorde la qualité de bons paléothermomètres.

D'autres part, ces molécules sont identifiées à la fois dans les extraits de roches mères de pétrole (bitume), dans les suintements d'huiles à la surface (oil seeps) et dans les huiles brutes et les condensats dans les réservoirs. La comparaison des signatures moléculaires entre les huiles et les roches mères est d'un intérêt capital dans l'identification de l'origine, des chemins de migration et des processus de piégeage et d'accumulation des hydrocarbures dans une structure piège. Ces corrélations moléculaires sont la base de l'identification et de la caractérisation d'un système pétrolier.

Dans ce thème j'ai utilisé cette approche moléculaire pour retracer l'origine, les conditions des environnements de dépôts et les transformations thermiques des MO des Formations Bahloul et Bou Dabbous. Les résultats de cette approche ont été publiés sous forme de communications orales dans des congrès et dans deux articles de synthèse (Affouri et al., 2013 ; Affouri and Montacer, 2014). Actuellement un papier sur les biomarqueurs de la Formation Fahdène est soumis (Khalifa et al., 2017).

Nous avons utilisé les distributions des n-alcanes pour retracer l'origine de la MO des roches mères d'hydrocarbures objets de mes recherches (Tissot *et al.*, 1977; Peters & Moldowan, 1993). Nos résultats sur la formation Bahloul ont révélés, pour les MO immatures à faiblement matures, des distributions des n-alcanes avec un mode unique maximisant dans la gamme n-C17 à n-C20 et avec une diminution régulière des n-alcanes plus lourds. Ces caractéristiques dénotent d'une source exclusivement marine phytoplanctonique algaire de ces n-alcanes.

Nous avons estimé les conditions d'oxydo-réduction du milieu de dépôt par les rapports Pr/Ph et par les rapports iso-alcanes/n-alcanes. Ces rapports concordent pour une MO de type mixte II/III qui est déposée dans un environnement sub-oxique (Fig. 28). Cependant, les valeurs très élevées du Pr/Ph, que nous avons enregistrées dans les échantillons de l'Oued Bazina (OBZ), peuvent signifier, au moins partiellement, d'une contribution de divers précurseurs du Pr (Goossens *et al.*, 1984, Powell, 1988, Philip, 1994) et non seulement d'un environnement oxydant ou une contribution des végétaux supérieurs. Pour les autres localités, les valeurs du Pr/Ph comprises entre 1 et 2,84 dénotent d'une MO d'origine algaire et bactérienne déposée sous des conditions sub-oxiques et anoxiques.

Cette interprétation est encore soutenue par l'identification des isoprénoides acycliques C21-C25 dans tous les échantillons que nous avons analysé (Affouri *et al.*, 2013). Cette association suggère que les valeurs du rapport Pr/Ph des extraits de la formation Bahloul ont été contrôlées à la fois par les organismes précurseurs ainsi que par les conditions d'oxydo-réduction du milieu de dépôt. Cependant, l'accroissement de ce rapport sous des conditions oxiques n'est significatif que si le phytol de la chlorophylle-a est la source unique ou au moins la plus prédominante des isoprénoides (Brown & Kenig, 2004). Les valeurs élevées du Pr/n-C17 et du Ph/n-C18 que nous avons enregistrées dans les échantillons des coupes OBZ et AZ se placent vers le pôle biodégradation (Fig. 28) que nous interprétons comme indicateur d'une MO immature et aussi de sources multiples de ces isoprénoides autre que le phytol. Ces rapports, inférieur à 1, dénotent d'une MO mature dans les localités SM, JH, JK et KEH-MR. Ces rapports peuvent être significatifs d'une oxydation et probablement de lessivage météorique tardif pour les échantillons GH.

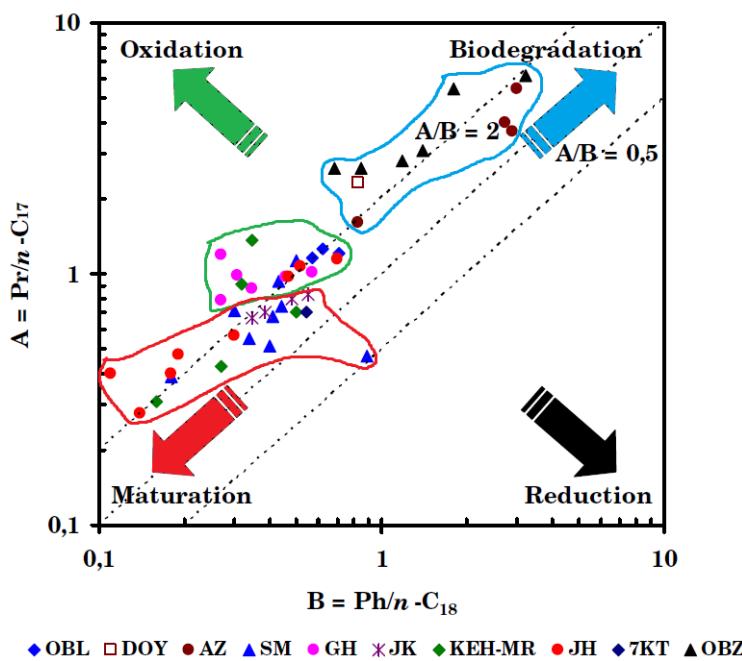


Figure 28 – Emplacement des échantillons de la Formation Bahloul sur un diagramme $[\text{Pr}/n\text{-C}17]$ - $[\text{Ph}/n\text{-C}18]$ (Affouri et al., 2013, légèrement modifié)

4.2. Les biomarqueurs indicateurs de la maturité thermique

L'approche moléculaire que nous avons développé pour la Formation Bahloul ont intéressé l'évaluation des paramètres de maturité moléculaires. Les taux d'isomérisation des homohopanes $17\alpha(\text{H}), 21\beta(\text{H})\text{-C}31$ (%SC31) tendant à une valeur de 57% (Fig. 29a), indiquent que la plupart des échantillons ont atteint l'équilibre thermique (Seifert & Moldowan, 1986). Le rapport $\text{Ts}/(\text{Ts}+\text{Tm})$ (%Ts) augmente avec l'accroissement de la maturité thermique (Peters & Moldowan, 1993). Les échantillons SM14, JK2 et JH5 enregistrent, respectivement, des valeurs de 66%, 73% et 55%, en accord avec une MO mature (Fig. 28b). Les valeurs comprises entre 16 et 40% pour les localités OBL, DOY, GH et OBZ indiquent plutôt une MO immature ou marginalement mature dans ces localités. Les paramètres de maturité thermique issus des triterpanes indiquent la même tendance générale Est-Ouest de la maturité thermique et concordent avec les résultats de la pyrolyse Rock-Eval et de la CPG (Fig. 29b).

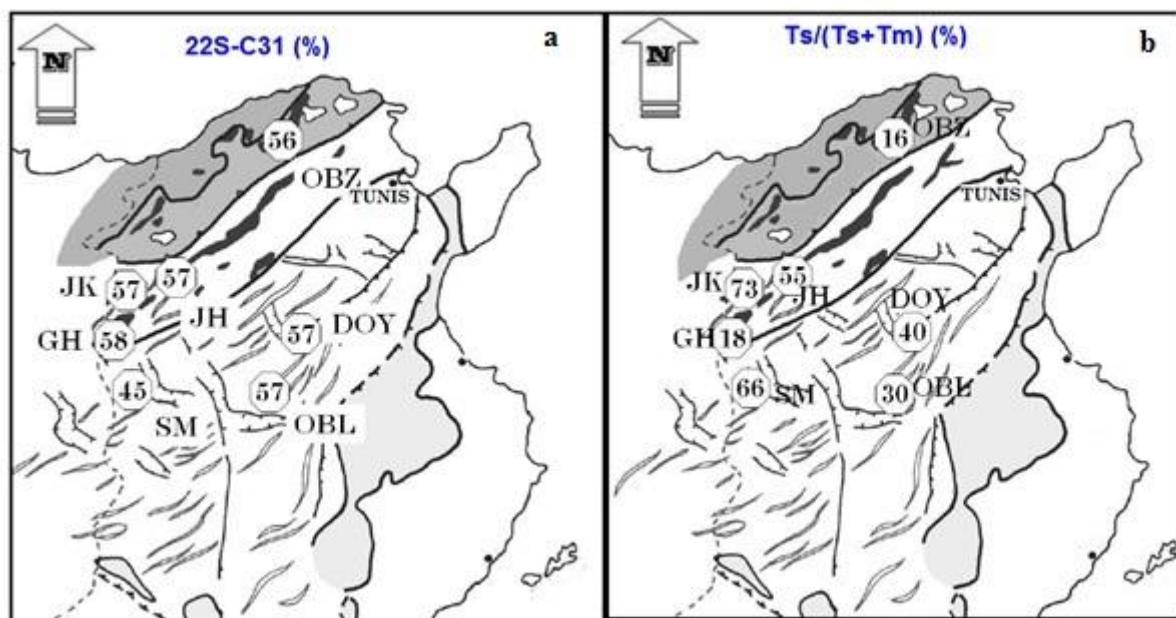


Figure 29 - Répartition régionale de (a) %22SC31 et (b) Ts/Ts+Tm.

%22SC31, $22Sx100/(22S+22R)C31$ -homohopanes; Ts/Ts+Tm, $18\alpha(H)-22,29,30$ -trisnoréohopanex100/ $(18\alpha(H)-22,29,30$ -Trisnoréohopane+ $17\alpha(H)-22,29,30$ -trisnorhopane)] (Affouri et al., 2013).

Comme pour les hopanes, la configuration initiale en $14\alpha(H),17\alpha(H)$ 20R dans les stéranes est progressivement convertie en 20S avec une maturité thermique croissante (Mackenzie et al., 1980 ; Seifert & Moldowan, 1986). Nous avons utilisé les stéranes afin d'évaluer la maturité thermique et de les corrélérer avec ceux fournis par la pyrolyse Rock-Eval et les hopanes ainsi pour identifier une éventuelle biodégradation précoce des lipides.

Les valeurs du rapport d'isomérisation des stéranes réguliers en C29 ; $[20S/(20S+20R)]14\alpha(H),17\alpha(H)$ (% $\alpha\alpha S$) que nous avons calculé sont comprises entre 23% et 45% (Fig. 30). La valeur la plus élevée est « anormalement » enregistrée pour la localité OBL (Fig. 30). Cette valeur élevée est incompatible avec la maturité thermique de cette MO, comme nous l'avons indiqué par les paramètres de maturité Rock-Eval et les hopanes. Ce résultat dénote probablement d'une dégradation bactérienne des stéranes 20R. Pour les échantillons SM14, JK2 et DOY4, les valeurs $\beta\beta 20R/(\beta\beta 20R+\alpha\alpha 20R)$ des stéranes C29 (% $\beta\beta R$) sont, respectivement, de 52, 56 et 34% (Tableau 5). Ces valeurs sont inférieures à la valeur d'équilibre de 67-71% (Seifert & Moldowan, 1986). Toutefois, elles sont cohérentes avec l'immaturité thermique de l'échantillon DOY, et une maturité plus avancée au niveau des localités SM, JK. Encore plus, ces taux d'isomérisation concordent bien avec les autres paramètres de maturité moléculaire à savoir, le %Ts et % $\alpha\alpha S$.

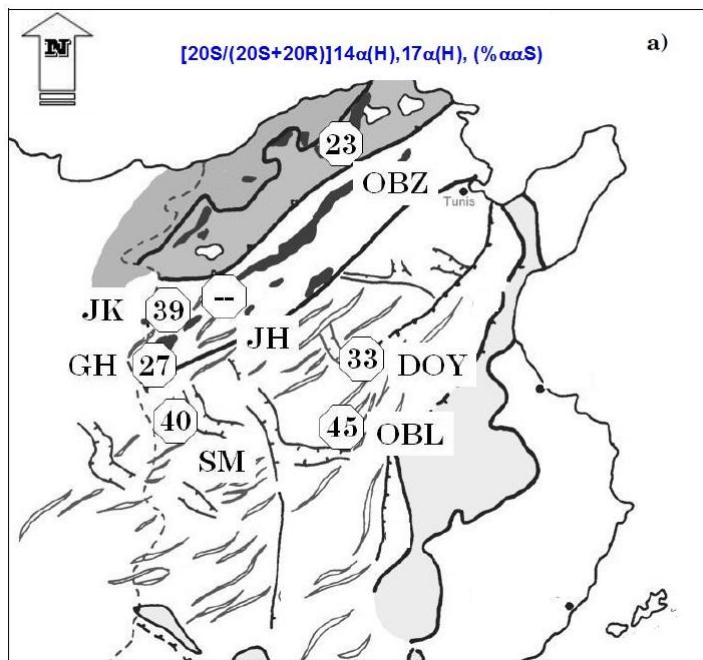


Figure 30 - Distribution de la maturité thermique de la MO de la formation Bahloul issue des stéranes ($[20S/(20S+20R)]14\alpha(H),17\alpha(H), (\% \alpha\alpha S)$). (Affouri et al., 2013).

4.3. Biomarqueurs indicateurs de la contribution des organismes

Dans le cas de la Formation Bahloul, nous avons évalué les contributions respectives des organismes procaryotes et eucaryotes à cette MO à l'aide du rapport terpanes totaux /stéranes totaux (TT/ST). Pour la contribution bactérienne des procaryotes, exprimée par TT, nous avons choisi la somme des composés $17\alpha(H), 21\beta(H)$ C29 et C30 ($m/z=191$). La contribution des organismes eucaryotes est évaluée par le ST exprimant la somme des stéranes réguliers $14\alpha(H), 17\alpha(H)-20R$ en C27, C28, C29 (Fig. 31b). Le rapport TT/ST est également un paramètre de biofaciès. Des valeurs élevées seraient caractéristiques d'un faciès lacustre ou bactérien alors que les faibles valeurs dénotent d'un faciès organique marin dominé par les algues (Mackenzie et al., 1984). Les valeurs du rapport TT/ST, obtenues pour la formation Bahloul, varient de 1,2 à 5,33 (Fig. 31a). Ces valeurs élevées nous laissent suggérer une forte contribution des organismes procaryotes (bactéries) à cette MO. Ces résultats sont une preuve d'une forte activité bactérienne qui a proliféré dans ces environnements de dépôt de la formation Bahloul et de la biodégradation des restes de plancton. Le recyclage bactérien de la MO planctonique s'est produit aussi bien dans la colonne d'eau que sur le fond du bassin par des microorganismes « anaérobies » (Bechtel et al., 1996).

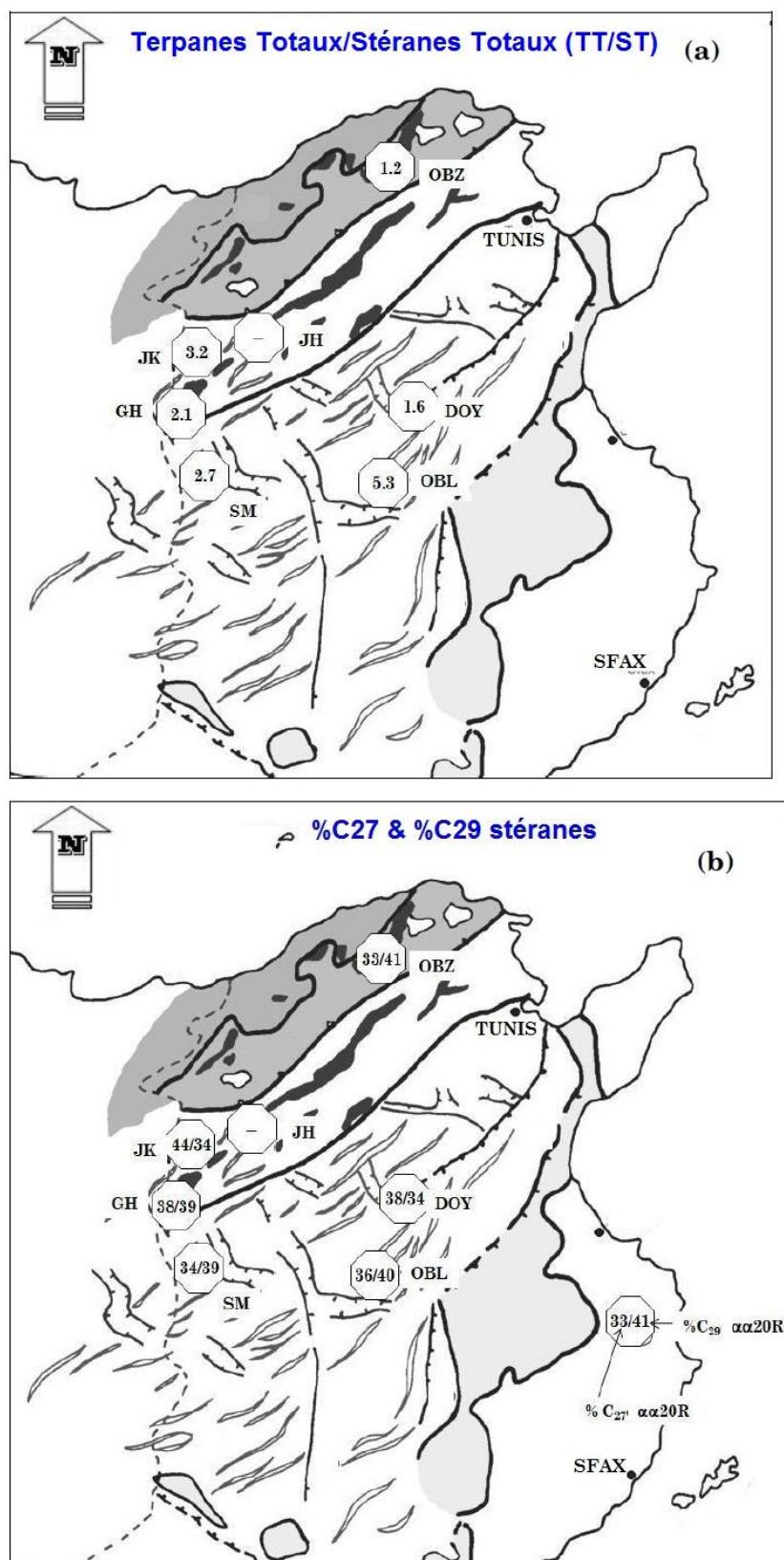


Figure 31 - Répartition régionale de (a) Terpanes Totaux/Stéranes Totaux (TT/ST) et (b) abondance relative des stéranes réguliers 14 α (H), 17 α (H)20R (C27 et C29). [%C₂₇αα20R : αα20R-C27 stéranes x100/(αα20R-C27 + αα20R-C28+ αα20R-C29); %C₂₉ αα20R : αα20R-C29 stéranes x100/(αα20R-C27 + αα20R-C28+ αα20R-C29)] (Affouri et al., 2013).

4.4. Faciès organique et biodégradation précoce

Nous avons utilisé la distribution des stéranes réguliers $\alpha\alpha 20R$ (C27, C28 et C29) comme paramètre de faciès organique (Shanmugam, 1985). Ainsi nos résultats ont démontré que l'abondance relative des stéranes en C27, C28 et C29 (Fig. 31b) de la Formation Bahloul est compatible avec un faciès organique marin à estuarien à dominante algale (Moldowan et al., 1985). Toutefois, les échantillons OBL, GH et OBZ montrent une légère dominance du stérane en C29 (39-41% ST) sur son homologue en C27 (34-38% ST) (Fig. 31b). Cette légère prédominance pourrait indiquer une contribution des plantes terrestres à la MO de la formation Bahloul comme le suppose Czochanska et al. (1988). Cependant, la prédominance des stéranes en C29 en tant que signature d'une MO continentale est à prendre avec précaution (Volkman, 1988). Les stéranes C29 peuvent, entre autre, provenir d'une activité de bactéries particulières qui sont capables de synthétiser ce composé. En outre, dans le cas de la biodégradation partielle, l'ordre préférentiel de dégradation des stéranes est C27> C28> C29 (Chosson et al., 1989) qui peut favoriser ainsi les stéranes $\alpha\alpha 20R$ C29 par rapport à leurs homologues en C27 et C28 (Rullkötter et Wendisch, 1982). Freese et al. (2008) ont montré, dans des sédiments récents, que les bactéries dégradent rapidement la MO labile des organismes eucaryotes marins au cours de sa décantation à travers la colonne d'eau et/ou à l'interface eau-sédiments. Cette dégradation bactérienne précoce de la MO marine planctonique développe une signature de type continental avec des stéranes en C29>C27. Ainsi nous avons interprété l'abondance du stérane $\alpha\alpha 20RC29$ dans les échantillons OBL, GH et OBZ à une contribution de bactéries spécifiques associées à une biodégradation précoce et sélective des stéranes en C27.

4.5. Répartition paléogéographique de la MO de la Formation Bahloul

Les objectifs des analyses moléculaires que j'ai entrepris sur la fraction des hydrocarbures saturés de la Formation Bahloul dans ce vaste domaine paléogéographique visaient à la fois l'identification de la source, des conditions de l'environnement de dépôt ainsi que les transformations diagénétiques aussi bien précoces que tardives au cours de l'enfouissement. Les résultats obtenus m'ont permis à la fois une caractérisation globale de la MO de cette formation et aussi l'établissement de sa signature moléculaire. Ces analyses moléculaires n'ont révélé, au moins dans les niveaux sélectionnés de chaque coupe, de biomarqueurs spécifiques de plantes supérieures (par exemple, oléanane, Ekweozor and Daukoru, 1994). Les signatures moléculaires que nous avons acquis montrent que cette MO a été déposée dans des milieux paléogéographiques éloignés des sources terrigènes et concordent avec les études sédimentologiques et lithostratigraphiques antérieures, notamment de palynofaciès (Caron et al., 1999). L'abondance des stéranes et des terpanes dans la formation Bahloul est compatible avec une MO exclusivement marine planctonique associée à une forte contribution bactérienne. L'abondance relative des terpanes tricycliques serait caractéristique d'une forte contribution algale au stock organique.

5. Les biomarqueurs de la Formation Bou Dabbous

5.1. Les n-alcanes et les isoprénoïdes

La distribution des n-alcanes dans la fraction HCS est utilisée pour discerner la source de la MO (Duan et Ma 2001) de la MO de la Formation Bou Dabbous dans la zone d'étude. Les HCS montrent que la plupart des échantillons ont des distributions des n-alcanes qui s'étendent des composés en n-C15 à n-C35 ou même n-C38 avec un mode dans la gamme n-C17 à n-C22 et une diminution régulière vers des n-alcanes plus lourds. L'abondance de n-alcanes < n-C20 dénote d'une MO marine issue d'une biomasse d'algues et de plancton (Peters et Moldowan, 1993). Tous les échantillons, à l'exception de l'échantillon BB, montrent une bosse d'un mélange complexe non résolu (UCM) dans la gamme des C17-C18 et C27 à C35. Ce deuxième UCM est interprété comme la signature de l'abondance des composés cycliques (des biomarqueurs ou des fossiles moléculaires), en particulier des stéranes et des terpanes, dans une MO immature (Tissot et al., 1977). Des pics élevés de stéranes en C27, C28 et C29 et/ou de hopanes sont déjà identifiables sur les chromatogrammes en phase gazeuse. L'échantillon BB est distingué par sa dominance en n-alcanes à chaînes courtes, avec un mode en n-C14. Cette distribution est la caractéristique d'HCS issus d'une MO mature comme déjà signalée par les paramètres de maturité de la pyrolyse Rock-Eval (Tmax et IP).

Les échantillons de la Formation Bou Dabbous étudiés sont caractérisés par des valeurs du rapport Pr/Ph, assez homogènes, aussi bien le long de coupes étudiées que dans toute la zone d'étude. Ces rapports dénotent que les conditions d'oxydoréduction (suboxiques) qui prévalaient pendant la sédimentation de cette Formation n'ont pas varié et confirment que la MO fossilisée est homogène et est issue d'une origine exclusivement marine.

L'emplacement des échantillons de la Formation Bou Dabbous sur le diagramme Pr/n-C17 en fonction du Ph/n-C18 (Fig. 32) révèle une MO mixte de type II/III et d'origine marine algaire déposée dans un environnement sub-oxique.

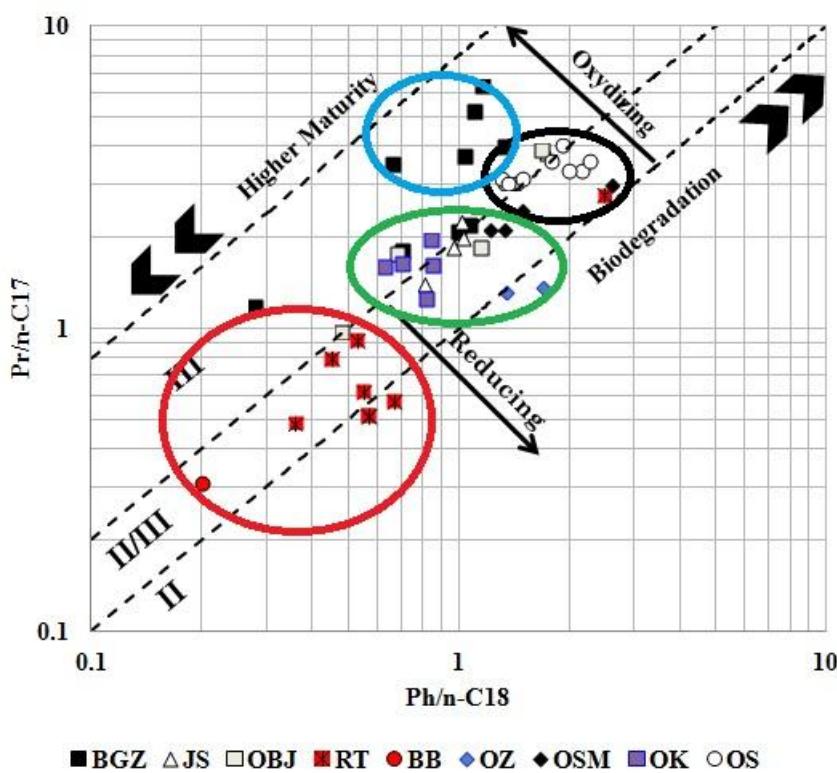


Figure 32 - Emplacement des échantillons de la Formation Bou Dabbous sur un diagramme [Pr/n-C17]-[Ph/n-C18] (Affouri et Montacer, 2014, légèrement modifié).

La majorité des échantillons de la coupe BGZ montre des rapports Pr/n-C17 les plus élevés ($\text{Pr}/\text{n-C}17 > 3$), et se placent vers le pole oxydation. D'autre part, les échantillons RT et BB sont déplacés vers le pole maturation. D'après ce diagramme, les échantillons OS et OSM ont subi une biodégradation, les échantillons BGZ une oxydation et une biodégradation, tandis que les échantillons RT et BB une maturation thermique. Les autres localités JS, OBJ, OZ et OK montrent une position intermédiaire d'une MO immature à submature déposée sous des conditions suboxiques.

5.2. Les stéranes et les terpanes de la formation Bou Dabbous : précurseurs, maturité thermique et environnements de dépôts

Nous avons utilisé les composés de la famille des stéranes pour contraindre l'origine, le milieu de dépôt et l'évolution thermique de la MO de la Formation Bou Dabbous en Tunisie Centro-septentrionale. La distribution des stéranes nous a permis de discriminer ce domaine en Tunisie centrale et Tunisie septentrionale (Affouri and Montacer, 2014). Nos résultats ont montré que les stéranes provenant des localités de Oued Souinia (OS) et Oued Sidi Mansour (OSM) (Tunisie centrale) sont largement dominées par la configuration 20R ($14\alpha(\text{H}), 17\alpha(\text{H})-20\text{R}$ ou $\alpha\alpha 20\text{R}$) dans les stéranes réguliers en C27, C28 et C29. Dans le reste des coupes de la Tunisie septentrionale les stéranes présentent des pics intenses des stéranes isomérisés de configurations $14\beta(\text{H}), 17\beta(\text{H})$ 20R et 20S ($\beta\beta 20\text{R}$ et $\beta\beta 20\text{S}$).

Cette discriminions est aussi révélée sur les paramètres de maturité thermique moléculaires. En effet, les taux d'isomérisation des stéranes $\alpha\alpha S$ que nous avons calculé pour cette Formation sont de 21% (OSM), 29% (OS), 40% (BGZ) et 43% (JS et RT5). Les $\beta\beta R$ montrent des taux d'isomérisation de 42% (BGZ), 47% (JS) et 59% (RT). Ces valeurs sont caractéristiques de l'état encore immature de la MO en Tunisie central (OS et OSM). En revanche, elle est dans le stade de début de la fenêtre à huiles dans les localités BGZ, JS et RT. Bien que les résultats de la pyrolyse Rock-Eval (Tmax et IP) indiquent que la localité RT est au milieu de la fenêtre à huile, nous pouvons interpréter le taux assez faible d'isomérisation des stéranes (début de la fenêtre à huile) à une durée insuffisante pour une isomérisation complète des stéranes dans les roches mères d'âge Tertiaire (Peters et al., 2005).

Une autre caractéristique de la distribution des stéranes, que nous avons révélés pour la formation Bou Dabbous, est la présence de pics intenses de stéranes réarrangés ou diastéranes dans les échantillons RT et BB qui les différencient des autres localités. Cette dominance reflète bien l'effet de la maturité thermique dans les localités analysées

Les analyses quantitatives des stéranes de la Formation Bou Dabbous ont montré que les stéranes $14\alpha(H),17\alpha(H)20RC27$ [$\alpha\alpha 20RC27St.$] dominent dans les stéranes totaux (37-43%) leurs homologues en C28 [$\alpha\alpha 20RC28St.$] (26-31%) et C29 [$\alpha\alpha 20RC29St.$] (30-34%) pour tous les échantillons. Ces abondances relatives sont interprétées comme une preuve d'une origine planctonique marine (zooplancton et phytoplancton) (Mackenzie et al., 1982) de la MO de la Formation Bou Dabbous qui s'est déposée dans des environnements «lagunaire» et «estuariens».

Tous les échantillons de la Formation Bou Dabbous que nous avons analysé montrent des molécules qui s'étendent jusqu'aux composés en C35. Cette série est dominée par les terpanes $17\alpha(H),21\beta(H)C29$ et C30hopane ($\alpha\beta C29H$ et $\alpha\beta C30H$). Les faits les plus distinctifs de la distribution des terpanes que nous avons révélés sont : la présence de la molécule Gammacérane en concentration très élevée dans les échantillons de la Tunisie centrale associée à des distributions irrégulières des homohopanes (hopanes de C31 à C35), et des terpanes tricycliques.

Les distributions des homohopanes du C31 au C35 diminuent régulièrement pour les échantillons provenant de l'extrême nord tunisien, alors qu'en Tunisie centrale le C35 domine légèrement le C34. Ces distributions sont cohérentes avec un environnement de dépôt de la Formation Bou Dabbous de type mer ouverte dysoxique au nord de la Tunisie. En revanche, la bonne préservation des homohopanes, en particulier en C34 et C35, dans les localités de la Tunisie centrale est indicatrice de conditions très anoxiques comparées à celles du nord de la Tunisie. D'autant plus, les distributions des terpanes en Tunisie centrale (OS et OSM) sont discriminés par la présence du Gammacérane en concentration beaucoup plus élevées. Nous avons démontré que la présence de cette molécule spécifique est un indicateur d'un environnement hypersalin (Peters et al., 2007) avec une stratification de la colonne d'eau (Sinninghe Damsté et al., 1995) dans ces localités.

5.3. Contrôle paléogéographique et structural de la richesse de la MO de la Formation Bou Dabbous : modèle de mise en place des conditions anoxiques

La motivation qui m'a poussé à développer cet aspect moléculaire trouve sa justification dans la richesse et la bonne préservation de la MO dans la formation Bou Dabbous. Ces biomarqueurs sont utilisés pour retracer l'origine, la diagenèse et les paléoenvironnements du milieu de dépôt de cette MO. C'est principalement cet aspect moléculaire qui fait le principal axe de mes recherches sur cette Formation.

L'étude que nous avons menée sur la MO de la formation Bou Dabbous en Tunisie centrale et septentrionale nous a permis de préciser le contrôle du contexte structural, paléogéographique et paléoclimatique sur le développement des conditions anoxiques au cours de cette période. Outre la précision de l'intérêt pétrolier comme étant une roche mère de pétrole de cette Formation, j'ai développé dans mes recherches l'aspect sédimentologie de la MO. Dans cet aspect j'ai essayé d'établir des modèles de dépôt, de préservation et de transformations diagénétiques de cette MO dans la zone d'étude. Les techniques que j'ai adoptées dans cette démarche scientifique de recherche vont d'une caractérisation globale de la richesse, du type et du degré d'évolution thermique de cette MO aux aspects moléculaires par l'utilisation des biomarqueurs.

Les teneurs en MO exprimées en COT (%R), que j'ai déterminé dans les différentes coupes, montrent que cette Formation est suffisamment riche pour la qualifier de roche mère potentielle d'hydrocarbures dans la zone d'étude. Ceci étant, ces teneurs varient aussi bien verticalement le long de chaque coupe que latéralement d'une coupe à une autre. Cette variabilité dénote que les conditions de dépôt et de préservation de la MO ont varié dans le temps et dans l'espace. Les descriptions lithostratigraphiques des différentes coupes que j'ai levées montrent qu'il s'agit d'alternances de niveaux carbonatés et marno-carbonatés de couleur claire et niveaux gris et noirs. Ces alternances lithologiques se retrouvent bien dans les teneurs en COT. Ces résultats seront les conséquences de plusieurs oscillations qui ont permis l'évolution rapide de l'environnement des conditions « euxiniques » aux conditions oxygénées. Ainsi ces variations se répercutent sur l'efficacité de la préservation de la MO qui est marquée par des fluctuations dans les valeurs de COT.

Ces oscillations peuvent être d'ordres climatiques, eustatiques et paléocéanographiques. Ce que j'ai essayé de développer dans ce thème est de trouver une relation entre ces contextes et la réparation de la MO dans cette zone d'étude et par suite le développement de conditions anoxiques dans ce bassin. Des teneurs exceptionnelles de MO ont été enregistrées au niveau de la localité de l'Oued Bou Jibia (région de Sedjnene, extrême nord de la Tunisie) et au niveau de la localité de l'Oued Sidi Mansour (Tunisie centrale, entre Makthar et Siliana). Ces teneurs témoignent d'une très bonne préservation de cette MO dans ces localités. Du point de vue structural (Rigane 1991; Rigane et al., 1994; El Ouardi 2002), le développement d'une morphologie locale de bassins étroits (grabens), profonds et subsidents aurait favorisé l'installation de conditions anoxiques voir même euxiniques dans ces localités. Au moins trois causes ont

joué un rôle dans l'installation de cette anoxie. La première est liée à cette morphologie du fond du bassin qui a maintenu une circulation restreinte dans les zones les plus profondes du bassin. La deuxième cause serait d'ordre climatique. En ce sens, la mer yprésienne a connu des périodes d'extrêmes salinités, des températures saisonnières froides et des fluctuations dans les apports nutritifs (Beavington-Penney et al., 2005). Par conséquent, des eaux salées et chaudes plus denses produites dans des environnements peu profonds de type baie proximale du côté sud et sud-ouest auraient probablement subi un écoulement par densité vers le nord et le nord-est pour se piéger et stagner dans les zones les plus profondes des grabens. Cette stagnation associée à une circulation restreinte favorise une stratification verticale de la colonne d'eau dans les parties les plus profondes du bassin. Associée à ces causes, une forte productivité organique primaire de cette zone d'upwelling de la mer yprésienne a permis le développement d'une zone à minimum d'oxygène (ZMO). Cette zone, qui à mon sens, a envahi toute la zone de la rampe carbonatée distale, au dessous de la limite de la zone d'action des vagues et des tempêtes. Les bassins de type grabens individualisés dans cette rampe représentent les zones les plus favorables à la préservation de la MO issue d'une production planctonique. Dans ce modèle, une stratification verticale par densité, une circulation restreinte et une ZMO ont toutes joué un rôle dans l'installation d'une eau de fond anoxique. Ce modèle s'applique bien pour les localités suivant les deux transversales Oued Zaarour-Oued Sidi Mansour-Oued Kebir (OZ-OSM-OK) et Ousselat-Bou Dabbous-Bou Hjar (OBB). Dans les autres localités que j'ai étudiées la richesse en MO s'intègre dans un modèle de simple ZMO.

Un bloc diagramme en 3D (Fig. 33) a été ainsi proposé (Affouri et Montacer, 2014). Ce modèle illustre le développement des conditions anoxiques en Tunisie centrale au moment du dépôt de la Formation Bou Dabbous. Dans les localités de l'Oued Souinia et Oued Sidi Mansour, la stratification par densité de la colonne d'eau associée à des bassins profonds et subsidents (graben) et partiellement enfermés du côté NW et SE par une topographie du fond sous forme de seuils moins profonds (horst) ont engendré des bassins isolés de la circulation océanique profonde et donc le développement de conditions anoxiques sur le fond. A cet effet, se superpose une ZMO suite à une forte productivité planctonique en réponse à la remontée des eaux profondes de l'Est de l'océan Téthys par upwelling comme en témoigne l'abondance de radiolaires et de globigérines (Mardassi et Negra, 2010). Les résultats des analyses moléculaires des stéranes et des terpanes (Affouri et Montacer, 2014) concordent bien avec ce modèle établi. En effet, les distributions relatives des stéranes (C27-C28-C29) et des terpanes où j'ai identifié le Gammacérane associé à une bonne préservation des homohopanes C34 et C35 dénotent d'un environnement marin de type estuaire ou baie hypersaline avec une stratification verticale de la colonne d'eau et des conditions très réductrices sur le fond.

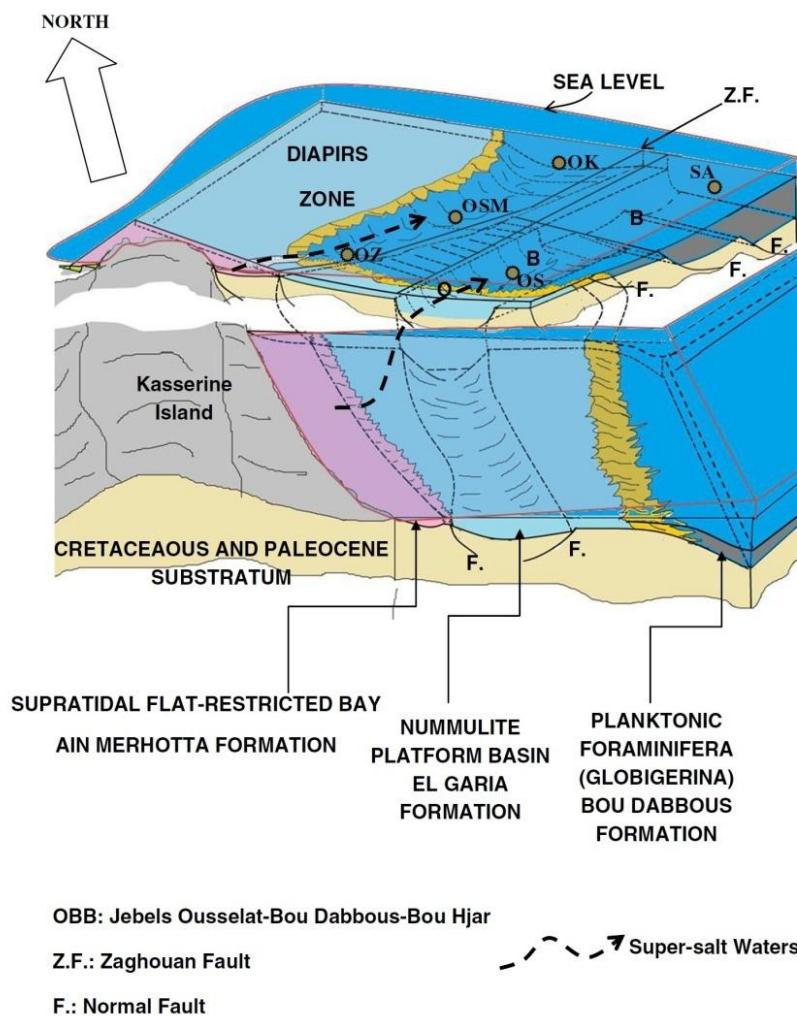


Figure 33 - Bloc diagramme synthétique en 3D (sans échelle) illustrant le contrôle structural et paléogéographique sur le développement des conditions anoxiques lors du dépôt de la Formation Bou Dabbous (Yprésien) en Tunisie centrale (Affouri et Montacer, 2014).

A l'extrême Nord de la Tunisie, les résultats des analyses des biomarqueurs de la formation Bou Dabbous permettent d'attribuer des environnements de dépôt de mer ouverte de salinités normales et conditions dysoxiques en relation avec une ZMO comme en atteste l'absence ou les très faibles concentrations du Gammacérane et la diminution régulière des homohopanes (C₃₁-C₃₅). Au niveau de cette plateforme septentrionale, s'individualisent localement des grabens restreints (Tlig et al., 2010) où se sont pu développer des conditions plus anoxiques comme c'est le cas de la localité de l'Oued Bou Jabia.

THEME 2**La matière organique des sédiments récents un outil paléoenvironnemental****CHAPITRE 4****La MO des sédiments du Lac Ichkeul (extrême nord tunisien) outil de reconstitution climatique et hydrologique****1. Introduction**

La matière organique (MO) fossilisée dans les sédiments fournit toute une gamme de procurations géochimique pour comprendre la source et l'histoire de sédimentation dans les milieux lacustres. En particulier, de petites quantités de MO fossilisée dans les sédiments lacustres conservent leurs précurseurs caractéristiques d'origine, et reflètent les conditions environnementales qui ont prévalu aussi bien *in situ* dans le bassin lui-même et aussi dans le bassin versant au moment de leur dépôt. Cette information est utile pour le traçage des changements aussi bien naturels et anthropiques induits par l'activité humaine et leurs impacts sur les écosystèmes lacustres.

Mes activités de recherche sur la MO contenue dans les sédiments récents ou actuels ont commencé depuis la préparation de mon mémoire de fin d'études (1994) à l'ENIS sur le remplissage subactuel de la Sebkha de Boujmel appartenant au complexe paralique du Sud Est tunisien. J'ai repris cet aspect d'étude par une participation à l'encadrement de Master de recherche sur la lagune de Nakta et la Sebkha de BouJmel (région de Sfax) (Boussetta, 2004) et par une proposition d'un sujet de Master GAREN, en 2009, sur les remplissages sédimentaires du Lac Ichkeul (Extrême Nord tunisien).

C'est un autre aspect particulièrement important que je commence à développer actuellement. Il concerne l'importance de la fossilisation de la MO lacustre et lagunaire et notamment l'influence que peuvent avoir les fluctuations climatiques et les activités anthropiques à l'échelle globale et/ou locale, sur les évolutions des flux de carbone. C'est un outil récent comparé aux différentes méthodes classiquement utilisées en climatologie tel que la géochimie minérale ou la géochimie des isotopes stables.

L'utilisation de l'outil organique a montré son efficacité dans la caractérisation des variations climatiques et hydrologique (Boussafir et al., 2000), des fluctuations des apports organiques, de l'évolution du couvert végétal, de la paléoproduction et de la bathymétrie en fonction des données climatiques connues. Des marqueurs de sources et du climat permettant de quantifier les paléotempératures, la paléosalinité ou la paléohumidité (Boussafir et al., 2003; Jacob et al., 2004). Les intérêts que suscitent les sédiments lacustres c'est qu'ils enregistrent un taux de sédimentation élevé et par suite peuvent accomplir des enregistrements à haute résolution. D'autres parts, les apports minéraux et organiques dans les environnements lacustres sont le reflet du bassin versant du

lac et la signature de leurs variations locales (Jacob et al., 2005 ; Boussafir, 2008).

Mes travaux, qui sont encore à leur stade « embryonnaire », avaient pour objectif l'utilisation de l'outil organique comme approche des variations environnementales que peuvent enregistrer les archives sédimentaires lacustres. Ma contribution dans cet approche ont intéressé le remplissage sédimentaire du Lac Ichkeul recoupée par une carotte de 156 cm de long. Le signal organique peut nous renseigner sur les sources et les types d'environnements et nous permet de comprendre les fluctuations des apports organiques en relation avec les variations des exploitations des terres, du couvert végétal en relation avec les conditions climatiques locales (aridité/humidité) et/ou anthropiques et leurs répliques dans les archives sédimentaires lacustres d'une zone d'étude. Autre objectif de ces travaux est de quérir des molécules spécifiques qui peuvent tracer des variations de la salinité en relation avec les apports d'eaux douces, le degré de confinement du milieu ainsi que la prolifération de types spécifiques de végétations et/ou de micro-organismes. Pour parvenir à ces objectifs, j'ai appliqué la technique de la pyrolyse Rock-Eval et les fossiles moléculaires.

Les résultats que j'ai obtenus pour cette carotte ont fait l'objet d'un article paru en 2017 dans la revue « Journal of African Earth Sciences ». Ces résultats peuvent être corrélés à l'échelle locale et/ou régionale par une chronostratigraphie bien établie.

Ci-dessous je présente une synthèse des résultats de la distribution verticale de la MO des sédiments recoupés par une carotte (IL2009) dans le Lac Ichkeul.

Etant soumis à la fois aux influences continentales comme étant le déversoir de divers Oueds (eaux douces) et marines (Lac de Bizerte), le Lac Ichkeul (Fig. 34) est connu par ses fluctuations saisonnières de la salinité (Stevenson and Battarbee, 1991). Cette situation fait du lac un milieu hypersensible vis-à-vis du climat, de la nature des terrains drainés et ainsi que des facteurs anthropiques. L'installation des barrages sur les Oueds a réduit considérablement les apports en eaux douces et a engendré, une augmentation de la salinité des eaux du lac (Ramdani et al., 2001). A ceci s'ajoute les problèmes des rejets urbains et industriels provenant des villes environnantes ainsi que ceux résultant du drainage des indices et des anciens sites miniers.

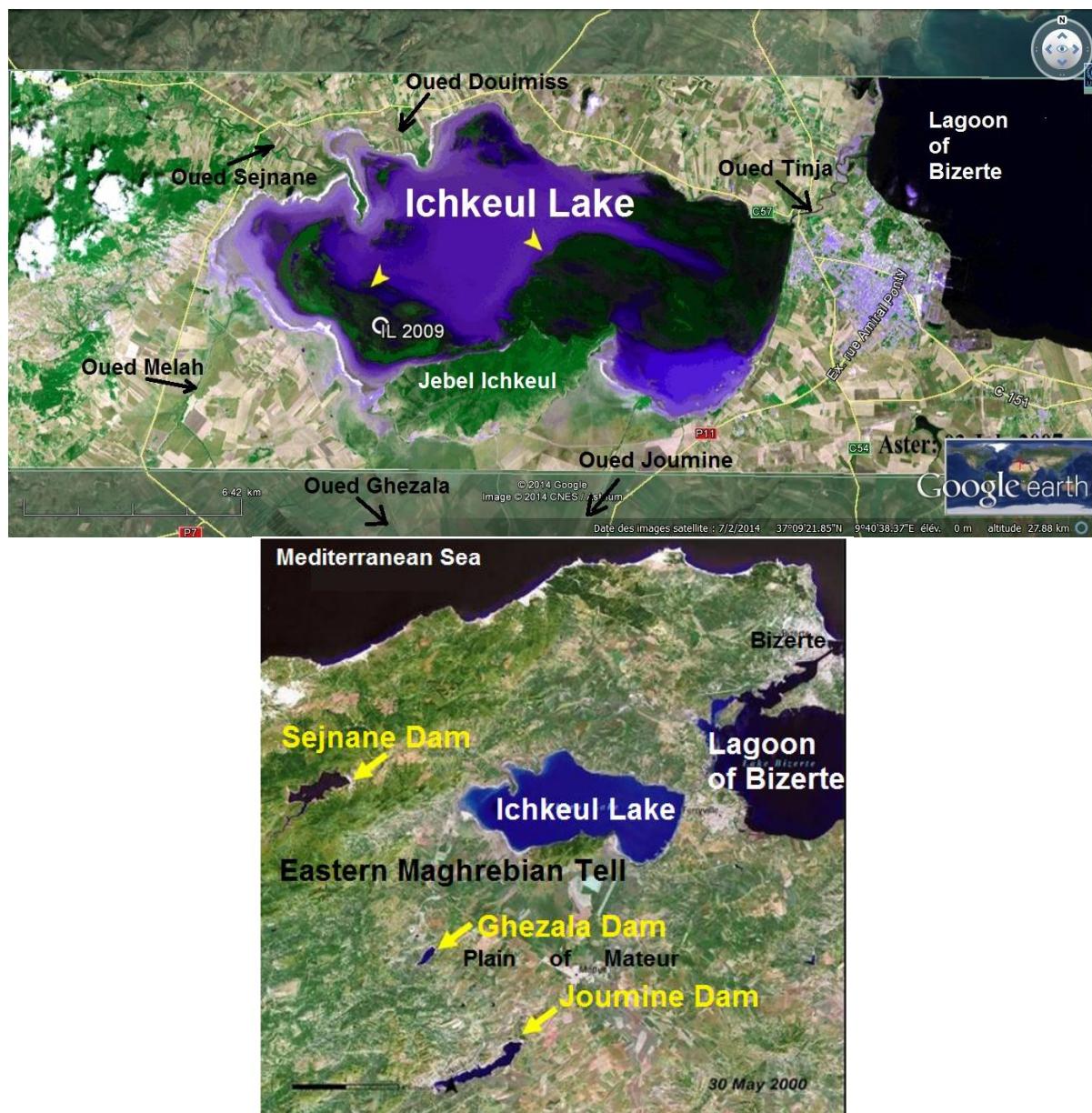


Figure 34 – En haut : emplacement de la carotte IL2009 dans le Lac Ichkeul à l'extrême nord de la Tunisie avec les Oueds qui l'alimentent en eaux douces, et la communication (Oued Tinja) avec la Lagune de Bizerte. En bas, les barrages construits sur les cours des oueds dans les années 1990 (Affouri et Sahraoui, 2017).

Les échantillons de sédiments que nous avons analysés proviennent d'une carotte (IL2009), de 156 cm de longueur (Fig. 35, Affouri and Sahraoui, 2017). Nous avons procédé à un échantillonnage serré tous les centimètres. Les sédiments de cette carotte sont représentés par des faciès très fins argilo-vaseux de couleur grise. Ces échantillons ont été analysés systématiquement pour leur contenu en carbonates et par la technique de la pyrolyse Rock-Eval 6 (R-E6). Des échantillons représentatifs ont été sélectionnés pour l'étude des biomarqueurs. Dans ce qui suit je présente les principaux résultats que nous avons acquis au cours de cette étude.

2. Teneurs en carbonates et résultats de la pyrolyse Rock-Eval

Les sédiments prélevés de la carotte IL2009 ont fait l'objet d'une détermination des teneurs en carbonates, d'une analyse par pyrolyse Rocck-Eval6 et de l'étude des biomarqueurs. Nos résultats (Fig. 35) ont été interprétés par combinaison aux diverses informations géologiques et géochimiques sur ce lac pour reconstituer l'évolution du lac et de son environnement.

Ainsi les teneurs carbonates que nous avons déterminé dans ces sédiments concordent avec des faciès argilo-vaseux du remplissage du Lac Ichkeul. Nos résultats (Fig. 36) ont permis de subdiviser cette carotte en six (06) intervalles de profondeurs de la base vers le sommet : l'intervalle A : [154-142 cm] ; l'intervalle B : [138-122 cm] ; l'intervalle C : [122-100 cm] ; l'intervalle D : [98-80 cm] ; l'intervalle E : [80-54 cm] et enfin l'intervalle F : [54-0 cm]. Cette subdivision est retrouvée dans les teneurs en MO. Ces teneurs sont assez élevées pour qualifier ces sédiments de riches en MO (Tissot et Welte, 1984). Les variations de ces teneurs le long de la carotte nous a permis d'augurer quatre cycles que nous avons dénommé (Fig. 35) : le cycle C1 [142-102 cm] ; le cycle C2 [102-82 cm] ; le cycle C3 [78-34 cm] et enfin le cycle C4 [34-0 cm]. Malheureusement nous n'avons pas eu les moyens d'établir une chronologie de cette carotte pour bien daté ces cycles de variations. Ceci étant ça reste une perspective pour les investigations futures.

Nous avons démontré par le biais de la pyrolyse Rock-Eval que les hydrocarbures libres S1 et potentiels S2 sont faibles et montrent une très bonne corrélation positive (Fig. 35) qui dénotent d'une source homogène et autochtone de la MO du Lac Ichkeul dans le site de carottage. Les IH (<119 mg HC/ g COT) et le diagramme IH/Tmax (Fig. 35) révèlent une MO, exclusivement, d'origine continentale dans le stade de la diagenèse précoce. Les variations des IH le long de la carotte montrent une tendance à l'augmentation vers le sommet. Cette tendance pourrait témoigner d'un changement progressif et continu de la qualité de la MO vers un caractère relativement plus aliphatique et/ou d'une évolution vers des conditions de bonne préservation de la MO dans les 70 cm sommitaux de ce remplissage (Fig. 35).

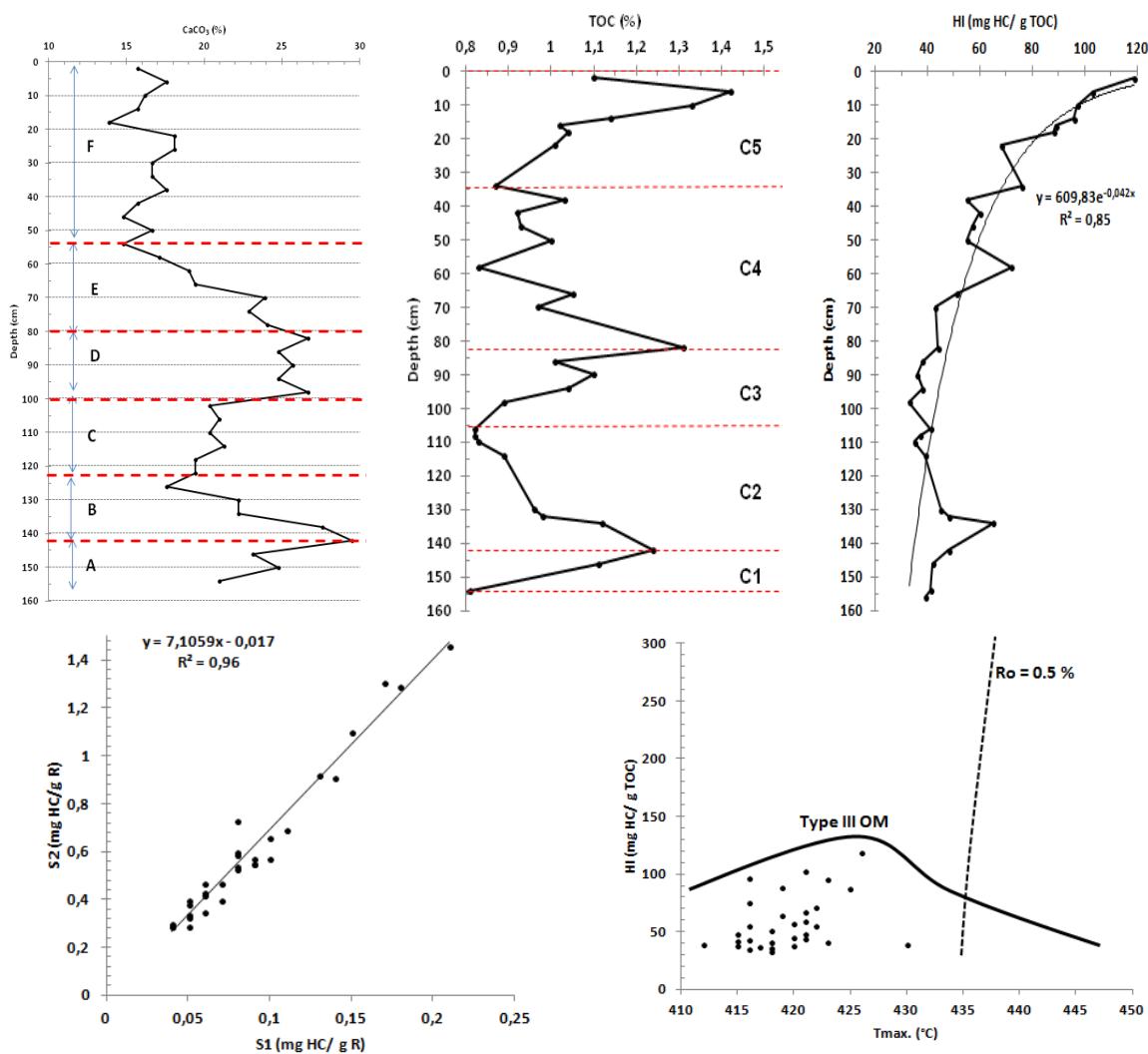


Figure 35 – Variations (a) des teneurs en CaCO₃, (b) en COT et (c) de l'index d'hydrogène (IH) en fonction de la profondeur de la carotte IL2009. (d) Corrélations entre les hydrocarbures libres (S1) et potentiels (S2) issus de la pyrolyse Rock-Eval, (e) diagramme IH/Tmax donnant le type de la MO dans les sédiments de la carotte IL2009 (Affouri et Sahraoui, 2017).

3. La fraction lipidique

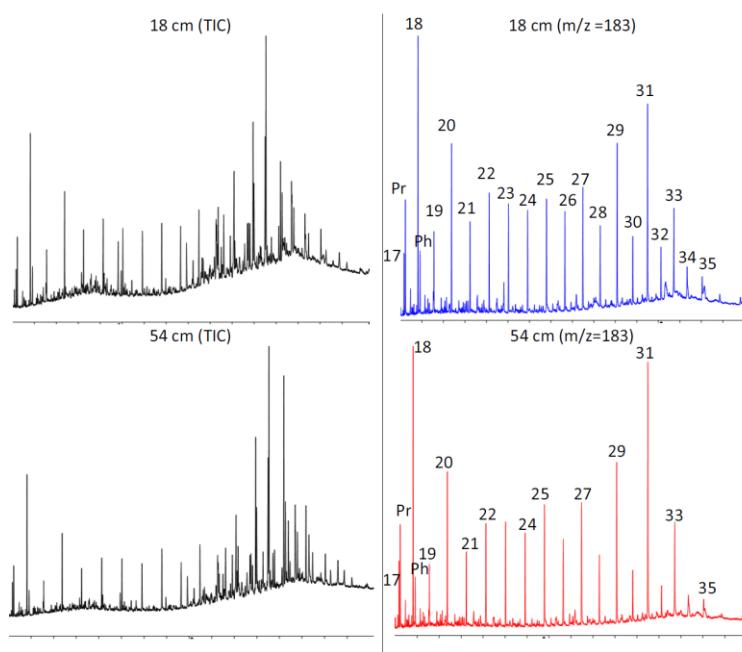
Les HCS extraits de ces sédiments ont été analysés par GC-MS pour l'étude des biomarqueurs. Les résultats que nous avons obtenus montrent que les distributions des n-alcanes < n-C₂₃ sont dominées par des n-alcanes à nombre de carbone pair alors que les n-alcanes impairs dominent dans la gamme n-C₂₃ à n-C₃₅ (Fig. 37). Ces distributions sont révélatrices de l'origine mixte de la fraction lipidique dans les sédiments du Lac Ichkeul. La prédominance du n-C₁₈ est considérée comme une fraction lipidique héritée des cellules des organismes planctoniques et/ou des bactéries (Nishimura et Baker, 1986; Albaiges et Grimalt, 1987; Ekpo et al., 2005). Le deuxième mode (n-C₃₁) est caractéristique des cires des végétaux supérieurs (Simoneit, 1977; Ghosh et Choudhury, 2001).

Nos résultats ont démontré que le rapport n-C₁₈/n-C₃₁ discrimine les échantillons de plus de 50 cm de profondeur de ceux moins profonds. Ainsi ce rapport peut signifier un fort développement de bactéries dans l'environnement

de dépôt du Lac Ichkeul dans les sédiments les plus profonds (plus anciens) et qui change à partir de 50 cm de profondeur à la prolifération des plantes flottantes qui occupent ce lac sur le site IL2009. Ainsi, nos résultats suggèrent que la prédominance des n-alcanes paires puis impaires dans les sédiments du lac Ichkeul enregistrerait des variations de conditions climatiques humides vers des conditions arides.

Nous avons démontré dans cette étude que la végétation de type herbacée domine celle de type arbustes probablement en relation avec des conditions climatiques relativement arides. Les plantes aquatiques flottantes (Ficken et al., 2000, 2002) sont avérées les plus dominantes par rapport à celles submergées dans la série des marophytes aquatiques du Lac Ichkeul. Cette dominance suggère que la plupart des n-alcanes dans les sédiments de la carotte IL2009 dérivent de plantes terrestres avec une grande contribution des plantes herbacées flottantes, probablement de type *Potamogéton pectinatus* tel que invoqué par l'emplacement de l'IL2009.

Le pristane et le phytane sont assez prononcés dans la fraction des HCS des sédiments de cette carotte (Fig. 36). Leurs concentrations relatives dénotent d'un environnement de dépôt faiblement oxique à anoxique sur le site IL2009. Les rapports n-C18/Ph et n-C17/Pr que nous avons calculé sont significatifs d'une forte activité et prolifération bactérienne au-delà de 50 cm de profondeur (González-Vila et al., 2003).



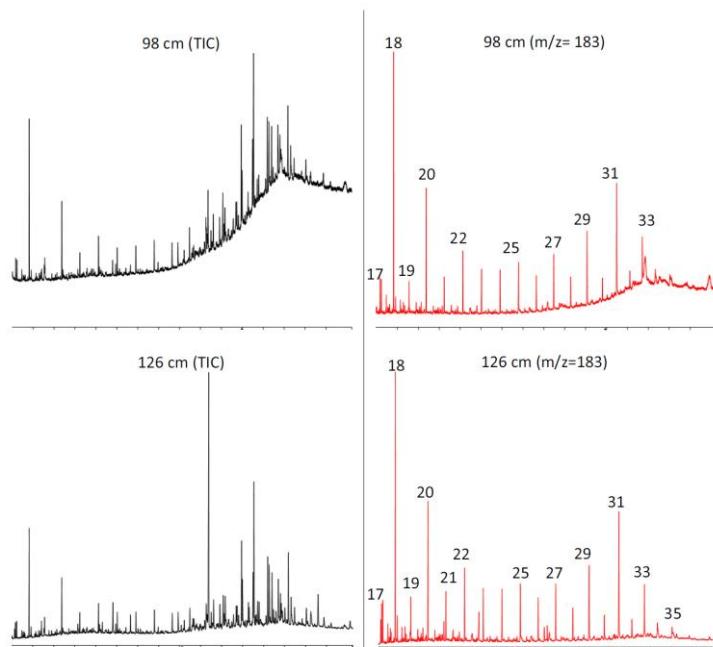


Figure 36 – Chromatogrammes de masse (TIC et $m/z=183$) de la fraction des HCS extraits des sédiments de la carotte IL2009 (Affouri et Sahraoui, 2017)

Nos résultats ont montré, également, que les sédiments actuels du Lac Ichkeul contiennent anormalement des composés qui se rapportent à une MO mature et qui ne peuvent pas être héritée d'une contribution récente (Fig. 36). Ces molécules qui dénotent d'une contribution des hopanes « anciens » peuvent être le résultat de l'érosion et du lessivage des formations du bassin versant du lac Ichkeul. Dans ces sédiments, nous avons identifié le diploptène (hop-22(29)-ène); un hopanoïde commun dans les bactéries méthanogènes. Nous avons ainsi suggéré cette molécule comme un biomarqueur bactérien de microorganismes autochtones. Associés à cette molécule, les hop-17(21)-ène ($>C30$) et les $\beta\beta$ -hopanes issus du bactériohopanétol des bactéries anaérobies sont représentés en quantités variables dans les échantillons de la carotte IL2009 (Fig. 36). Ils dénotent aussi d'une forte activité bactérienne dans cet environnement.

Le gammacerane que nous avons identifié dans les échantillons à plus que 50 cm de profondeur (Fig. 37) est une autre molécule discriminatoire des sédiments le long de cette carotte. Ce composé qui dérive de la réduction du tétrahymanol (produit par des *ciliés bactérivores*), est associé à des environnements de salinité élevée, à la fois marins et lacustres (Moldowan et al., 1985; Fu et al., 1986; Peters et Moldowan, 1993). La présence du gammacerane dans les sédiments profonds du Lac Ichkeul serait un indicateur d'une forte salinité au moment du dépôt des échantillons à 54, 98 et 126 cm de la profondeur de la carotte. Cette salinité serait en faveur des conditions, probablement très arides ou de sécheresse.

Les stéranes que nous avons identifié dans les sédiments de la carotte IL2009 (Fig. 37) sont dominée par le Stigmastane ($14\alpha(H),17\alpha(H)20RC29$; $\alpha\alpha20RC29$) représentant une origine des végétaux supérieurs (stigmastérol) de ces composés. L'échantillon à la profondeur de 126 cm a été distingué par la prédominance du Cholestane ($14\alpha(H),17\alpha(H)20RC27$; $\alpha\alpha20RC27$) par rapport à ses homologues supérieurs (C28 et C29). Cette dominance correspond à des

algues comme précurseurs exclusifs de ces stéranes. La coïncidence, à cette profondeur de la carotte, de l'abondance des cholestanes avec le gammacerane serait à notre sens un signe du l'installation de conditions climatiques très arides.

En outre, l'identification dans la série des stéranes de composés avec des configurations thermiquement plus stables ($14\beta(H), 17\beta(H)$ (20R et 20S); $\beta\beta$ (20R et 20S) et $\alpha\alpha 20S$) (Cornford, 1979; Rullkötter et al., 1984) devrait être rapportée à une MO mature du point de vue pétrolier (Fig. 37). Ces composés avec les hopanes matures nous laissent suggérer une origine « allochtones » de ces biomarqueurs dans les échantillons de la carotte IL2009. Le lessivage et l'érosion des formations tertiaires et/ou crétacées du bassin versant contenant des MO immatures à marginalement matures serait le phénomène physique qui explique l'existence de ces composés dans les sédiments récents du Lac.

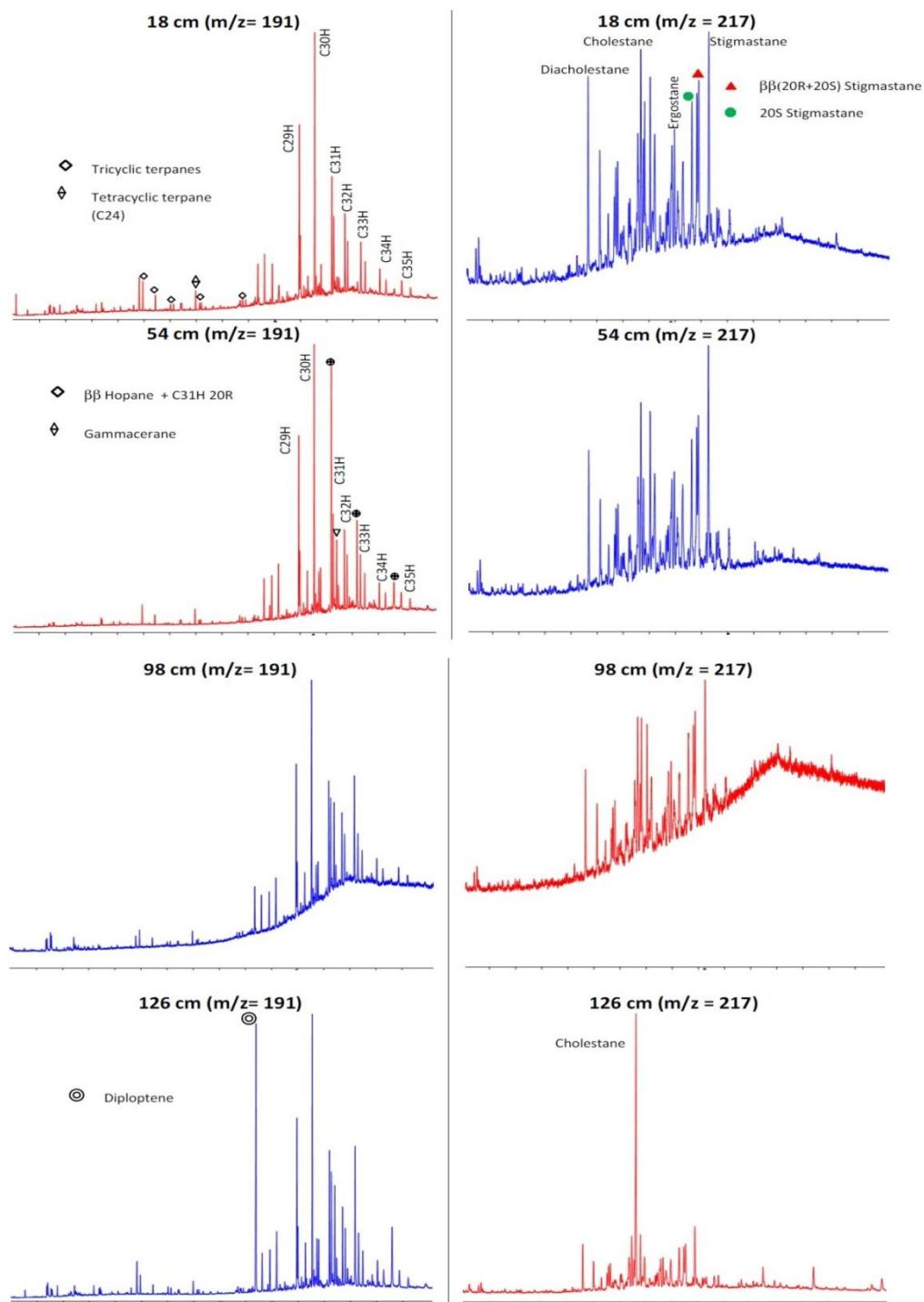


Figure 37 - Chromatogrammes de masse des terpanes ($m/z=191$) et des stéranes ($m/z=217$) de la fraction des HCS extraits des sédiments de la carotte IL2009 (Affouri et Sahraoui, 2017)

THEME 3

Les lignites d'âge Miocène de la Tunisie CHAPITRE 5

Les lignites du Miocène de Zeramedine : paléoclimat et paléovégétation

1. Introduction

Les premières investigations que j'ai abordées sur Formation Saouaf d'âge Miocène en Tunisie ont commencé depuis 2008 avec la proposition d'un PFE en ST4 (Toumi, 2008). Cet intérêt aux séries Miocènes (Formation Saouaf) en Tunisie trouve sa justification par leurs intercalations de niveaux de lignites. En effet, en Tunisie Centro-orientale, les microbassins miocènes individualisés sous l'effet de la tectonogenèse, sont à remplissages silicoclastiques molassiques et fluviodeltaïques. Les dépôts phytogènes, intercalés dans la série silicoclastique, traduisent un cachet paralique. Cette série a fait l'objet d'études palynologiques (Ben Mokhtar et Mannaï-Tayech, 2012 ; Mannaï-Tayech, 2009) qui ont permis de conclure sur la dynamique végétale et par conséquent, sur l'évolution des paléoenvironnements et du paléoclimat de la région au Miocène. C'est ainsi que mes intérêts à ces niveaux phytogènes ont été ambitionnés essentiellement pour des objectifs paléoenvironnementaux de ces dépôts par l'apport de la géochimie organique globale et principalement moléculaires de la MO qu'ils ont préservé (Khelifi, 2014).

Les premiers résultats de mes investigations sur ces niveaux lignitifères ont intéressé des échantillons provenant d'un front de taille d'une carrière d'argiles pour briqueterie dans la région de Zeramedine. Les objectifs que nous avons fixé étaient une contribution préliminaire des analyses organo-géochimiques globales et début de la caractérisation moléculaire de cette MO. Les résultats que nous avons obtenus dans ce cadre de recherche sont très probants et très prometteurs pour approfondir aussi bien les techniques analytiques de la géochimie organique, géochimie minérale, pétrographiques, etc. et aussi le domaine d'étude, pour couvrir tout le bassin Miocène.

Je présente dans ce qui suit, un résumé des principaux résultats que nous avons obtenu pour cette série lignitifère en Tunisie orientale (bassin de Zeramedine) dans le cadre d'un mémoire de PFE (Toumi, 2008) et du Master ST (Khelifi, 2014). Ces résultats ont fait l'objet d'un résumé étendu lors du congrès iCAGE qui s'est tenu à Sousse en 2016 (Affouri et Khelifi, 2016).

2. Géochimie organique de la formation Saouaf

Les échantillons de la Formation Saouaf que nous avons étudié sont représentés par des argiles organiques et de niveaux de lignites (Fig. 38). Nous avons pu identifier au moins quatre niveaux de lignites que nous avons dénommé Li2, Li8, Li9 et Li11 (Fig. 38), d'épaisseurs respectives 30 cm, 20 cm, 10 cm et 30 cm, qui sont intercalés dans des argiles organiques gris-verdâtres à noires feuillettées avec parfois des traces de racines. Cette série est surmontée par des argiles verdâtres silteuses de la formation Segui d'âge Mio-Pliocène.

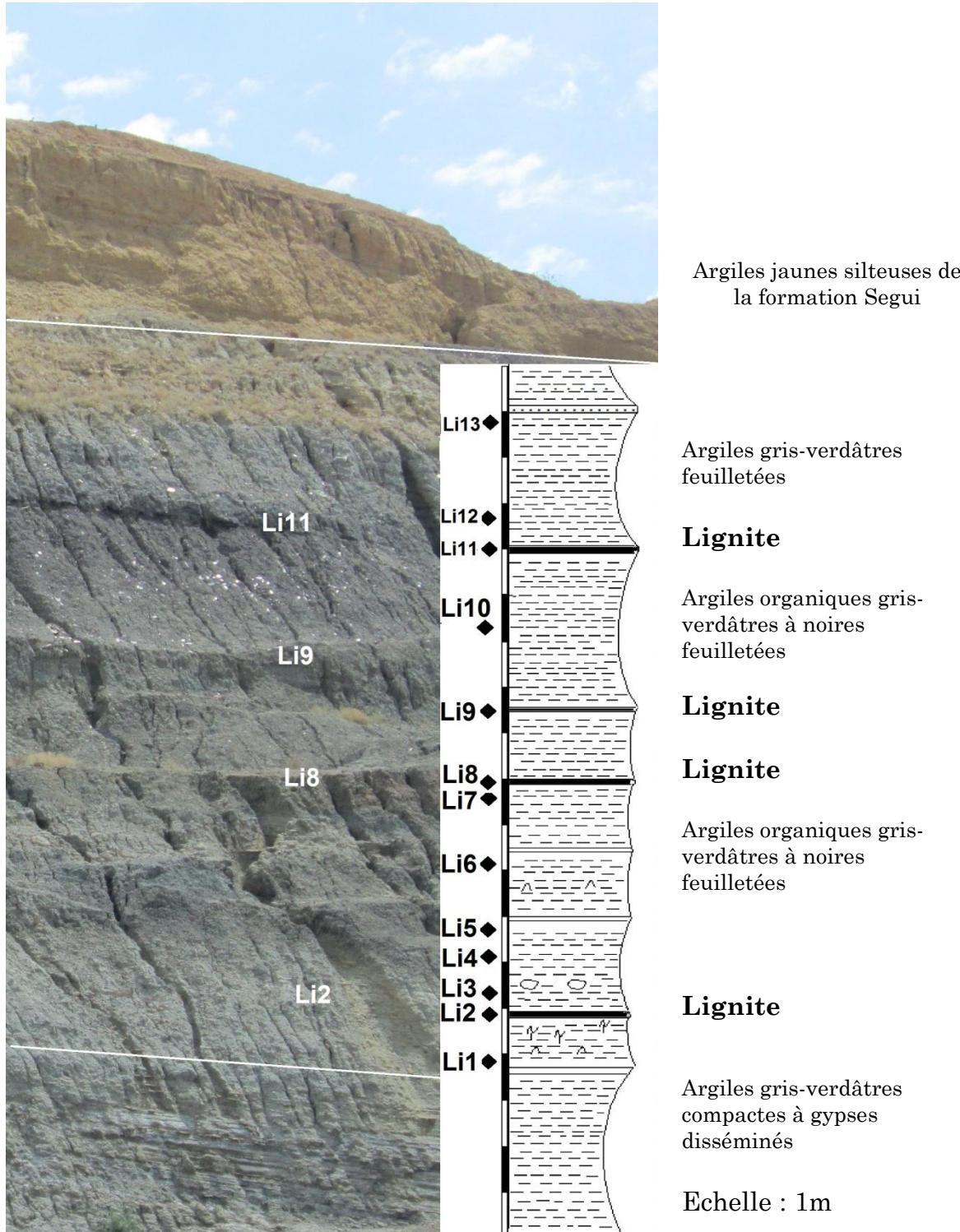


Figure 38 – Photo du front de taille de la carrière de Zeramedine montrant les argiles grises organiques de la formation Saouaf (Miocène supérieur) et le log lithologique correspondant avec les emplacements des échantillons récoltés. Au sommet les sables et argiles continentaux de la formation Segui (Mio-Pliocène) (Affouri et Khelifi, 2017). Photo prise par Affouri H. (31 mai 2014).

Le tableau 1 résume les résultats de la caractérisation globale des échantillons de cette série essentiellement par perte au feu à 400°C (PAF400), à 800°C (PAF800) et par pyrolyse Rock-Eval (R-E 6) entre 300°C et 650°C.

Echantillons	Température (°C)			
	PAF400		PAF800	300 à 650
	MO	COT	CENDRES	COT RE 6
	(%)	(%)	(%)	(%)
Li 13	3	1,74	92	n.a
Li 12	6	3,49	85	n.a
Li 11	12	6,98	75	7,11
Li 10	4	2,33	87	n.a
Li 9	1	0,58	66	5,4
Li 8	13	7,56	46	12
Li 7	3	1,74	91	n.a
Li 6	2	1,16	94	n.a
Li 5	3	1,74	91	n.a
Li 4	4	2,33	87	n.a
Li 3	8	4,65	82	n.a
Li 2	9	5,23	79	5,21
Li 1	3	1,74	85	n.a

Tableau 1 – Résultats de la calcination à 400 et 800°C et du COT par pyrolyse Rock-Eval des échantillons de la Formation Saouaf dans la région de Zeramedine (Khelifi, 2014 ; Affouri et Khelifi, 2016)

Les teneurs en MO totale (Tableau 1) des échantillons de la formation Saouaf que nous avons déterminées par PAF400 varient entre 2 et 13% de la roche. Afin d'estimer la teneur en COT (%R), nous avons utilisé un coefficient de 1,72. Les teneurs en COT ainsi calculées varient entre 0,58% et 7,56%R. Les teneurs en COT de 4 échantillons (Li2, Li8, Li9 et Li11) qui sont déterminées par pyrolyse Rock-Eval 6 montrent des valeurs très élevées qui varient entre 5,21% et 12%R. La teneur en cendres est estimée à partir de la masse du résidu après incinération à 800°C. Les teneurs en cendres de ces niveaux lignitifères sont élevées et varient entre 46 et 94% de la roche totale (Fig. 39). Deux échantillons Li A et Li B sont pris d'un affleurement non loin de cette coupe montrent, respectivement des teneurs en COT de 9,86% et 10,92%. Ainsi les analyses sommaires que nous avons effectuées sur ces échantillons ont montré leurs richesses en MO caractéristique d'une accumulation en masse de reste de végétaux continentaux. Toutefois ces couches phytogènes sont très peu épaisse ($<30\text{cm}$) et d'une qualité généralement mauvaise comme en témoigne leurs teneurs en cendres.

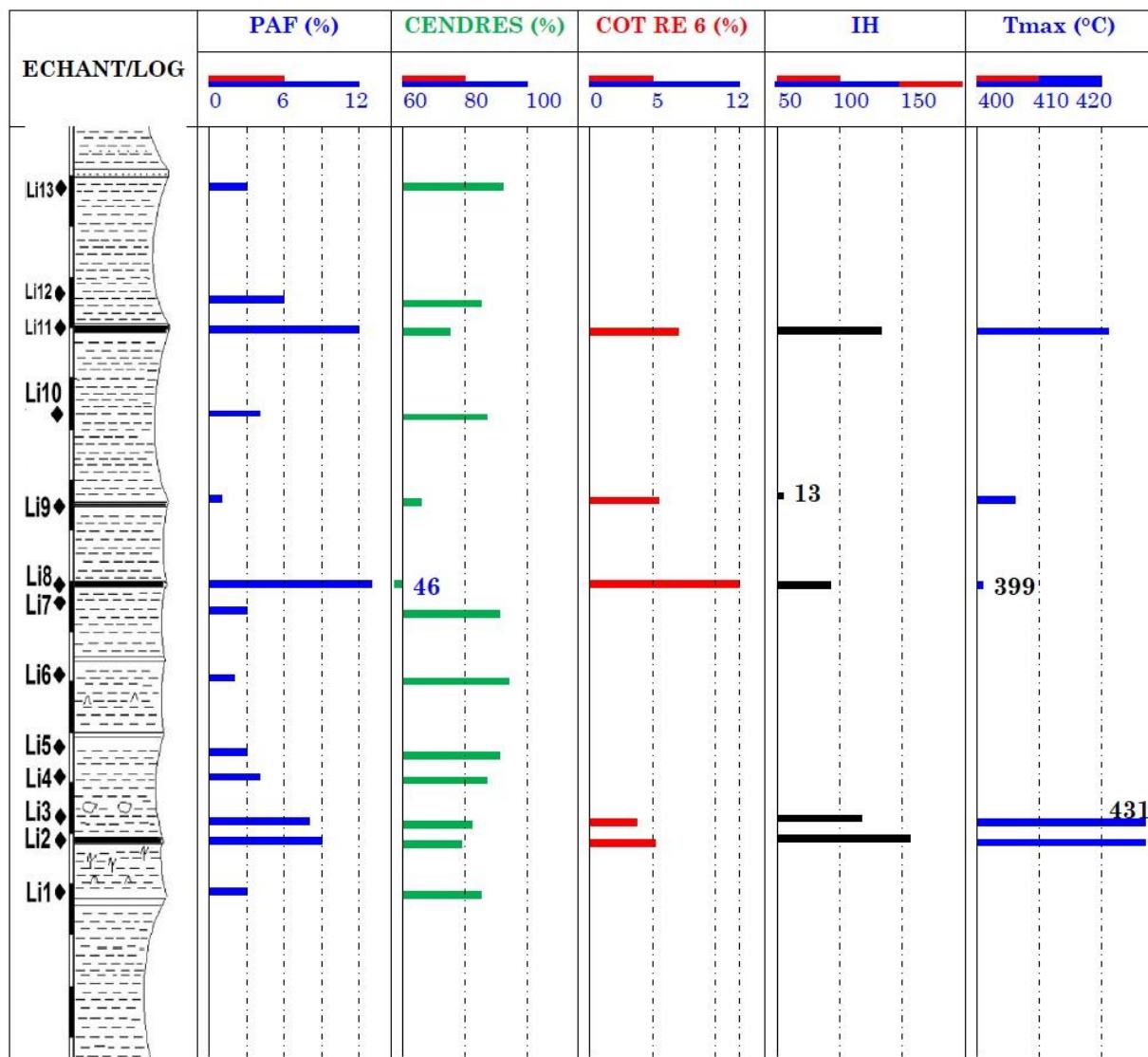


Figure 39 – Log lithostratigraphique, analyses sommaires et paramètres de la pyrolyse Rock-Eval des échantillons de la Formation Saouaf dans la région de Zeramedine (Affouri et Khelifi, 2016).

Les résultats de la pyrolyse Rock-Eval dénotent d'une MO de type III d'origine exclusivement continentale qui se placent au stade de la diagenèse thermique ($399^{\circ}\text{C} < \text{Tmax} < 431^{\circ}\text{C}$) (Fig. 40).

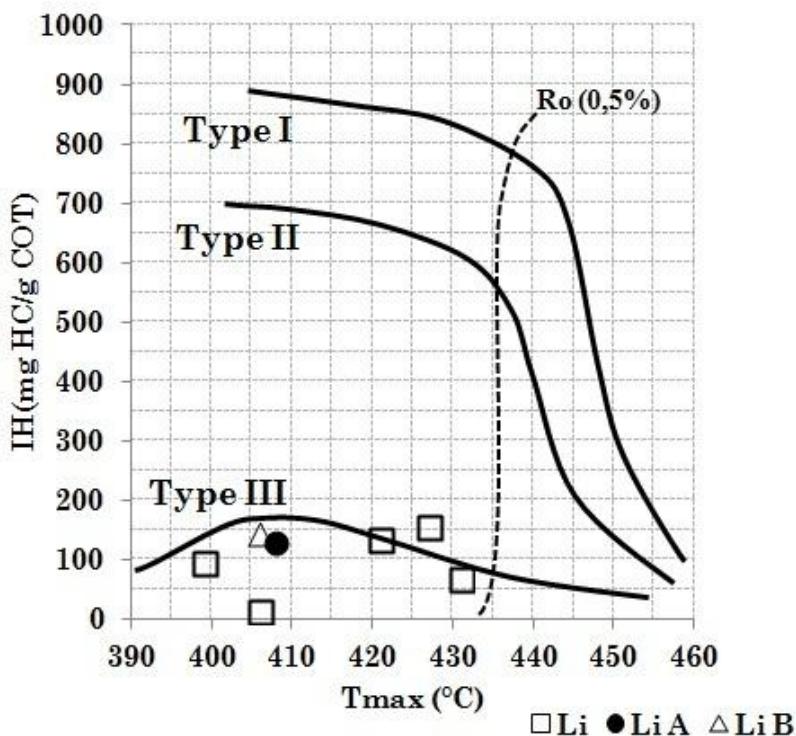


Figure 40 - Emplacement des échantillons de la formation Saouaf sur un diagramme IH-Tmax (Affouri et Khlifi, 2016).

Les résidus de l'extraction au chloroforme des deux échantillons de lignite Li A et Li B ont fait l'objet d'une attaque acide [HCl (6N) + HF (40%)] à reflux/24h et d'une calcination à 105°C, 400°C, 600°C et 1000°C. Les analyses pondérales de l'attaque par l'hydrolyse acide (HCL 6N + HF 40%) montrent que les lignites de Zeramedine sont formés d'environ 35% (Li A) et 33% (Li B) de kérogène.

L'évolution des résidus de la calcination à différentes températures (Fig. 41) nous a permis de tracer une très bonne corrélation logarithmique ($R^2=0,998$) avec la température. A partir de ce graphe nous avons déterminé estimé la teneur en matières volatiles, les taux de cendres et la teneur en carbone fixe.

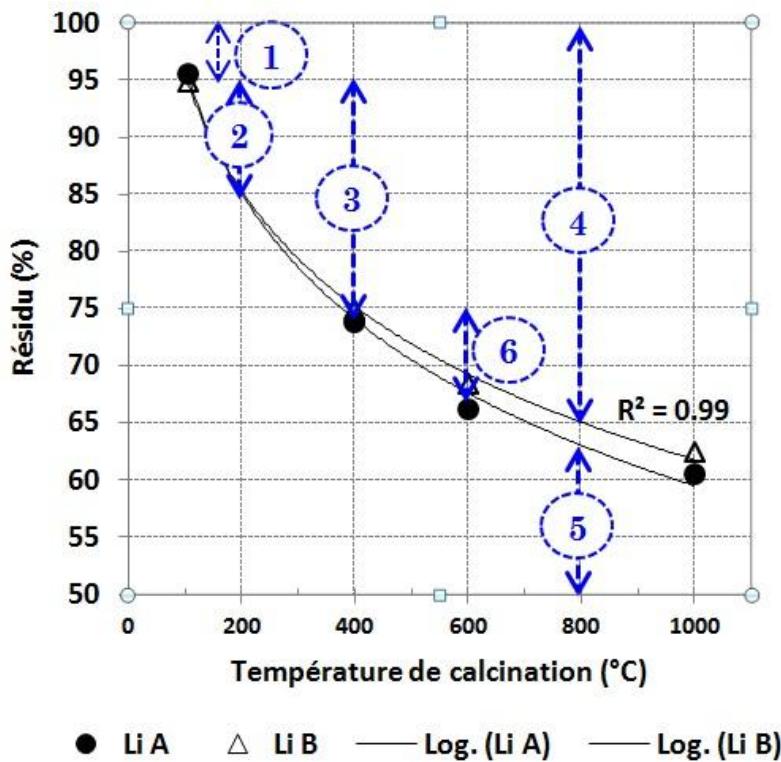


Figure 41 - Variation du résidu de la calcination (%R) en fonction de la température de chauffe. (1) : Humidité ; (2) : teneur en eau liée ; (3) teneur en MO ; (4) Matières volatiles; (5) : Teneur en Cendres ; (6) : Carbone fixe (Toumi, 2008).

Ainsi, ces analyses sommaires montrent que ces lignites renferment des quantités en MO de l'ordre de 20% et des teneurs en kérogène d'environ 33% de la roche totale. Ces lignites sont très riches en cendres qui dépassent les 60% même à des températures supérieures à 1000°C. Cette richesse serait due à la fraction minérale associée à ces lignites sous forme essentiellement d'argiles.

Dans un autre volet et dans l'objectif d'une caractérisation palynologique de ces niveaux, nous avons essayé dans le cadre de ce travail de master une première tentative de l'étude palynologique dans notre laboratoire. Une attaque au HCl+HF a été réalisée sur l'échantillon Li8. L'observation au microscope optique en lumière transmise (Photo 4) révèle des débris de cellules végétales avec des contours nets en voie de putréfaction.

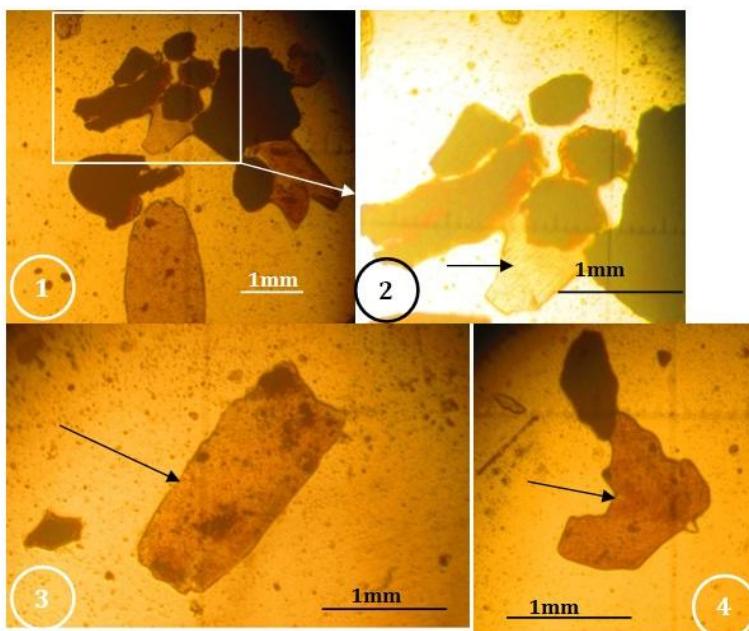


Photo 4 - Observations microscopiques en lumière naturelle transmise de résidu de l'attaque au HCl-HF de l'échantillon Li8. La flèche indique une cellule végétale bien conservée en (2), et en voie de putréfaction en (3) et (4).

L'aspect moléculaire que nous avons commencé à développer sur ces lignites a intéressé les deux échantillons Li A et Li B. Ces deux échantillons ont fait l'objet d'une extraction et une analyse des hydrocarbures saturés par GC-MS au Laboratoire de Géochimie organique de l'IST Orléans (France). Dans cette caractérisation nous nous sommes intéressés aux n-alcanes (spectre de masse $m/z=57$) et à la famille des terpanes ($m/z=191$).

Les résultats de la distribution des n-alcanes des deux échantillons Li A et Li B nous révèle des n-alcanes allant du n-C16 à n-C34 ou n-C35 (Fig. 42). Les n-alcanes lourds $>n\text{-C}23$ montrent une dominance des n-alcanes à nombre de carbone impair. Nous avons calculé l'Index de Préférence du Carbone afin de déterminer de manière quantitative l'importance de la prédominance des n-alcanes au nombre de carbone impair sur les n-alcanes au nombre de carbone pair. Le calcul du CPI donne respectivement des valeurs de 3,73 pour Li A et 6,04 pour Li B. Ces valeurs caractérisent une matière organique d'origine majoritairement continentale. Ceci étant, le mode en n-C31 dénote d'une dominance des plantes herbacées de type C4 par rapport aux végétaux arborescents.

Nous avons utilisés pour estimer l'origine de cette MO et donner une idée sur le paléoclimat, le proxy des marcophytes aquatiques (Paq) et la proportion relative des cires de marcophytes flottants et les plantes terrestres (Pwax) par rapport aux hydrocarbures totaux. Les valeurs de ces proxy que nous avons retrouvées, témoignent d'une dominance des plantes aquatiques émergées qui s'est développée sous des conditions climatiques relativement arides où domine une végétation herbacée en C4 de types savanes.

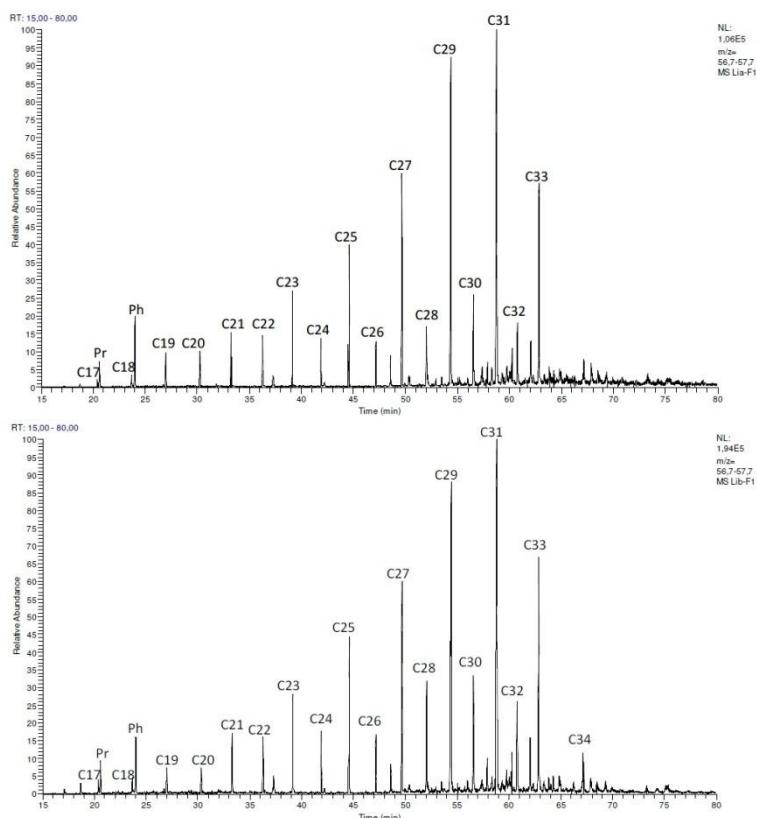


Figure 42 – Chromatogrammes de masse ($m/z=57$) des n-alcanes et des iso-alcanes extraits de deux échantillons de lignites Li A (haut) et Li B (bas) dans la région de Zeramedine (Affouri et Khelifi, 2016). Pr : Pristane ; Ph : Phytane ; C17, C18,..., C34 : n-alcanes avec 17,..., 34 atomes de carbone.

Les distributions des triterpanes ($m/z=191$) des deux échantillons Li A et Li B sont semblables (Fig. 43). Nous avons pu identifier des terpanes tétracycliques (C_{24/4}), le 17 β -22,29,30-Trisnorhopane (Tm), le 28,30-Bisnorhopane (28-30BNH), le C₂₉Hopane et l'Oléanane (C₃₀H₅₂) ainsi que des composés avec la configuration $\beta\beta$ en C₃₀ à C₃₂. La présence significative du C_{24/4} et de l'oléanane ; un triterpane pentacyclique issu des plantes florissantes, confirme l'origine végétale de la matière organique de la série lignitifère de la Formation Saouaf. D'autre part, le BNH est un biomarqueur issu des bactéries chimio-autotrophes et sulfato-oxydantes (Williams, 1984) qui se développent à l'interface oxiques-anoxiques (Noble et al., 1985) dans des environnements enrichis en H₂S (Brune et al., 2000). La richesse en soufre est déjà observable par la couleur jaune, sur les échantillons de lignite. La dominance des hopanes avec la configuration $\beta\beta$ à côté du Tm dans ces échantillons dénote d'une MO très peu évoluée issue d'une forte activité bactérienne dans cet environnement de dépôt ainsi que l'absence de toute pollution pétrolière.

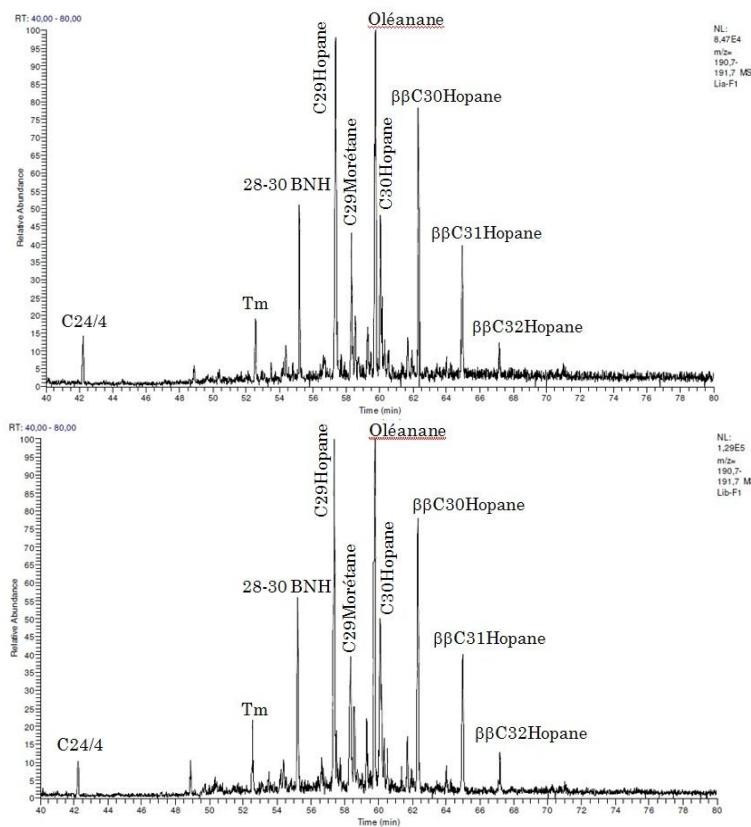


Figure 43 – Chromatogrammes de masses des terpanes ($m/z=191$) de deux échantillons de lignites Li A (haut) et Li B (bas) dans la région de Zeramedine (Affouri et Khelifi, 2016). C24/4 : Terpanes tétracycliques ; Tm : 17β -22,29,30-Trisnorhopane ; 28-30 BNH : 28,30-Bisnorhopane, C29Hopane : $17\alpha(H),21\beta(H)$ -C29Hopane ; Oléanane : $18\alpha(H)$ -C₃₀-oléanane (C₃₀H₅₂) ; $\beta\beta$: $17\beta(H),21\beta(H)$.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES DES PROJETS DE RECHERCHE

L'étude de la matière organique sédimentaire fossilisée dans les formations anciennes ou dans les sédiments récents se justifie par les intérêts qu'elle présente et par les objectifs qu'elle vise. Les résultats présentés dans ce rapport font état de l'avancée des travaux que j'ai menés sur la matière organique des sédiments anciens (roches mères de pétrole et lignites) et des sédiments récents.

Mes travaux sont le fruit de collaborations avec des partenaires industriels (Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP), Compagnie des Phosphates de Gafsa) et universitaires tunisiens (Faculté des Sciences de Tunis, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, Faculté des Sciences de Gabès) et étrangers (Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, ISTO, France). Ces appuis nous ont apporté une vision plus large des thèmes abordés tout en nous permettant d'aborder certaines applications.

Les problématiques que j'ai abordées dans mes activités de recherche ont touché à la fois un aspect fondamental, académique et aussi un aspect appliqué (roches mères de pétrole).

Les analyses organo-géochimiques que nous avons réalisé sur les déblais de forage pétrolier OMZ-2 (permis Sud Remada, plateforme saharienne) nous ont permis d'établir un log géochimique des paramètres de la pyrolyse Rock-Eval et de la fraction extractible par les solvants organiques. Ces résultats ont mis en exergue que les Formations d'âges Ordovicien (Sanghar, Kasba Leguine et Hamra) et Silurien (Tannezuft) contiennent une MO mature d'origine marine planctonique et/ou algae (Type II/I). Ces formations ont généré des hydrocarbures qui ont migré verticalement pour se piéger principalement dans les grès de la Formation Ras Hamia (Trias inférieur). Dès lors, nous avons pu mettre en évidence un phénomène d'une géochromatographie naturelle qui a pu affecter les hydrocarbures saturés au cours de leur migration verticale. La couverture est assurée par les évaporites du Jurassique inférieur à moyen (Bir Ghanem et Abreghs). Les résultats organo-géochimiques que nous avons obtenu de cette étude nous ont permis d'identifier et de nommé un système pétrolier prouvé : Tannezuft-Ras Hamia (!).

Dans un autre volet ma contribution s'est concentré sur la MO des évènements anoxiques océaniques (OAE) en Tunisie. Le concept «Evénement Anoxique Océanique» désigne des épisodes majeurs d'appauvrissement des eaux de fond en oxygène. En d'autres termes, c'est l'absence d'oxygène dans une partie de la colonne d'eau qui est en grande partie responsable de la préservation de grandes quantités de MO dans les sédiments.

Mes travaux de recherche ont intéressé au moins trois évènements anoxiques qui ont été enregistrés dans différents bassins du domaine téthysien, à savoir l'évènement du Toarcien inférieur, de l'Albien et du Cénomanien-Turonien. Les objectifs principaux de ces activités de recherches sur ces évènements visent la compréhension de la mise en place de ces conditions anoxiques en Tunisie Centro-septentrionale. Afin de survenir à ces objectifs, j'ai intégré les résultats de la géochimie organique globale et moléculaires dans le contexte structural et

paléogéographiques de chaque événement pour établir des modèles de mise en place des conditions anoxiques.

L'événement anoxique global du Toarcien inférieur est postérieur à la limite Pliensbachien/Toarcien. Il a affecté différents bassins du domaine téthysien occidental. D'autre part, cet événement majeur fait actuellement l'objet d'un débat important sur son origine, sa durée et ses causes. Ma contribution dans cet aspect a intéressé la Formation Chaabet Laataris, un affleurement « solitaire » au niveau de l'axe Nord-Sud, qui a enregistré l'événement anoxique en Tunisie. Les résultats préliminaires et fragmentaires que nous avons obtenus ont montré une richesse en MO assez appréciable et variables en fonction des alternances lithologiques observées en affleurement. Le contenu moléculaire que nous avons analysé suggèrent une contribution phytoplanctonique algale et bactérienne très prononcée, comme en témoignent les distributions des n-alcanes, des stéranes et des terpanes. Dans cette localité, la Formation Chaabet Laataris s'est déposée dans un graben profond, étroit et subsident. La forte productivité organique primaire au cours de cette période associée à une structuration en graben a joué un rôle très déterminant dans la préservation et la fossilisation de grandes quantités de MO dans cette formation.

D'autre part au cours du Crétacé au moins trois événements correspondant à des déficiences en oxygène dissous du milieu ont été bien définis. Ces événements anoxiques d'âge Albien et Cénomanien-Turonien sont dénommés également crises anoxiques de l'océan mondial.

Les résultats organo-géochimiques que j'ai acquis ont montré que ces événements ont été enregistré en Tunisie. A commencer par les événements d'âge Albien (OAE1b et OAE1c), nos résultats ont montré, qu'en Tunisie Centro-septentrional, que les enregistrements de ces événements ont été en relation étroite avec la structuration du bassin et l'ascension des évaporites du Trias (zone des diapirs) au cours de l'époque albienne. En ce sens nos résultats ont montré que l'événement OAE1b, au passage Aptien-Albien inférieur, est enregistré dans les zones les plus proximales d'une plateforme morcelée en blocs basculés sous forme de demi-graben. La mise en place des conditions anoxiques dans le bassin Albien en Tunisie centrale et septentrionale est le résultat d'une zone à minimum d'oxygène (ZMO) engendrée par une forte productivité organique primaire phytoplanctonique (POP). Dans le schéma structural de ce bassin, les zones de la plateforme proximale, au passage Aptien-Albien ont coïncidé avec la limite supérieure de cette ZMO et par suite l'enregistrement de l'événement OAE1b. Dans la zone des diapirs, seuls les horsts ou haut-fonds, créés par la monté des évaporites du Trias, pourraient enregistrer cet événement. Nos résultats ont démontré que les zones inter-diapiques, étaient assez profondes au cours de l'Albien inférieur qui se situent en deçà de cette ZMO par suite n'ont pas enregistré cet événement. Le maintient et l'expansion de la ZMO au cours de l'Albien supérieur était le principal facteur de l'enregistrement de l'événement anoxique OAE1c dans toutes les localités que j'ai étudié en Tunisie Centro-septentrionale. D'autres parts, ma contribution de l'étude des fossiles moléculaires de ces faciès, a montré que cette MO est d'origine mixte phytoplanctonique algale et continentale avec une forte contribution bactérienne. Cette contribution bactérienne a été révélée par la forte prédominance de précurseurs bactériens tels que le C30-Diahopane et les

homohopanes. Le C30-Diahopane, que nous n'avons jamais identifié dans les MO des formations Bahloul et Bou Dabbous, nous l'avons suggéré comme spécifique des évènements anoxiques albiens.

Les résultats des analyses organo-géochimiques de la formation Bahloul (Cénomanien-Turonien), en Tunisie Centro-septentrionale, ont permis de révéler des variations significatives dans la quantité, la composition et la qualité de la MO fossilisée dans cette Formation. Les fortes teneurs moyennes en MO de la Formation Bahloul ont été enregistrées dans des irrégularités du fond du bassin en relation avec des structures en demi-grabens et dans les dépressions créées autour des diapirs du Trias. Tous les paramètres que j'ai utilisés pour l'évaluation de la maturité thermique de la MO de cette formation (Rock-Eval et biomarqueurs) sont concordants. Ainsi nos résultats ont montré que cette formation couvre tout les stades de la maturité thermique, depuis le stade immature (diagenèse) jusqu'au stade mature (domaine en plein fenêtre à huiles) et même post-mature (fenêtre à gaz). Ces discriminations du point de vue évolution thermique seraient en relation avec l'évolution structurale et paléogéographique du bassin post-turonien. La MO de la Formation Bahloul est suffisamment mature au centre-ouest et au nord-ouest de la Tunisie suite à une forte subsidence et/ou d'un gradient géothermique plus élevé. En revanche en Tunisie centrale et septentrionale, cette MO est encore immature ou marginalement mature. Nos résultats ont contribué à la caractérisation de l'origine de cette MO et sont environnement de dépôt. Incontestablement et comme c'est déjà connu depuis longtemps, la MO de la Formation Bahloul est d'origine exclusivement marine planctonique algaire de type II. L'étude des biomarqueurs que j'ai mené sur cette formation a démontré qu'elle s'est déposée dans des environnements marins ouverts dysoxiques. Notre contribution dans le contenu moléculaire de cette formation a démontré que le phytol n'est pas la seule source des isoprénoïdes (pristane et phytane). Leurs distributions dans la Formation Bahloul peuvent interférer avec des précurseurs bactériens. Cette contribution bactérienne s'est révélée très significative dans cette MO par rapport à la contribution planctonique. L'activité bactérienne dans la colonne d'eau et/ou dans les sédiments aurait pu être très intense et bien développée en relation des conditions anoxiques. Ainsi, nous avons démontré qu'une biodégradation précoce de la MO planctonique aurait pu favoriser relativement des stéranes en C29 par rapport aux stéranes en C27. Tous les résultats que nous avons acquis pour cette formation concordent avec un modèle de ZMO pour la mise en place de conditions anoxiques au cours de cette époque. Ceci étant, nous avons suggéré dans ce modèle l'intervention d'une circulation restreinte dans les zones de demi-graben et des dépressions du fond dans l'intensification des conditions anoxiques lors du dépôt de la Formation Bahloul.

Dans un autre volet et toujours dans cet objectif de comprendre la répartition géographique de la MO fossilisée, la Formation Bou Dabbous (Yprésien) m'a offert l'exemple idéal pour exposer un modèle qui illustre la relation entre l'origine et le devenir de la MO en relation avec les contextes structuraux et paléogéographiques locaux. Ma contribution de l'étude de la MO de la Formation Bou Dabbous dans un vaste domaine paléogéographique et structural (Tunisie Centro-septentrionale) m'a permis de préciser le contrôle structural et climatique

dans le développement des conditions anoxiques. Les analyses quantitatives de la richesse en MO de cette Formation ont montré localement des teneurs très élevées ainsi que des oscillations rapides le long de la même coupe. Les variations rapides de l'environnement de dépôt des conditions anoxiques à conditions oxygénées se répercutent sur la préservation ou non préservation de la MO. Localement, la structuration en horsts et grabens a contrôlé la stabilité du bassin yprésien. L'installation de bassins subsidents (grabens), délimités par des bordures élevées (horsts), nous a permis de conclure sur le modèle de l'installation des conditions anoxiques. Nos résultats ont montré qu'une forte productivité organique primaire avec une stratification verticale de la colonne d'eau par densité et/ou une circulation restreinte dans des grabens, profonds et étroits seraient la cause principale de cette richesse en MO. Nos investigations à l'échelle moléculaire, nous ont révélé des molécules spécifiques qui supportent cette conclusion. En effet, nous avons identifié, en Tunisie centrale, la molécule du gammacérane en concentrations très appréciables associée à une bonne préservation des homohopanes en C₃₄ et C₃₅ dans la série des terpanes de la Formation Bou Dabbous. Ces signatures moléculaires que nous avons pu identifier dénotent d'un environnement de dépôt à forte salinité, une colonne d'eau stratifiée par densité et des conditions très anoxiques sur le fond dans ces localités. Nos résultats nous ont permis de discriminer ce domaine de celui l'extrême Nord de la Tunisie qui suggère un environnement de dépôt sub-oxique de mer ouverte en relation avec une ZMO. Dans tous les échantillons que nous avons analysés la matière organique est exclusivement d'origine marine planctonique. Toutefois, nous avons discriminé du point de vu maturité thermique, aussi bien par pyrolyse Rock-Eval et moléculaire, ce domaine en trois zones. Nos résultats ont qualifié la MO d'immature en Tunisie centrale (Siliana, Kairouan), au début de la fenêtre dans la région de Bizerte, alors en plein fenêtre à huiles et/ou gaz dans l'extrême nord-ouest de la Tunisie (Nefza et Barbara). Nous avons rapporté cette discrimination à des évolutions paléogéographiques et structurales post-yprésien distinctes de ces trois domaines.

La formation Saouaf d'âge Miocène, que j'ai étudié dans la région de Zeramedine (Tunisie orientale) est représentée par des faciès argiles organiques et au moins cinq niveaux de lignites. Les résultats organo-géochimiques globaux et de la fraction extractible par les solvants organiques préliminaires de cette étude sont très encourageants pour les approfondir. Ces résultats obtenus ont montré que cette formation s'est déposée dans un bassin paralique qui est représenté par une tranche d'eau stagnante. La MO est essentiellement d'origine végétale aquatique qui est dominée par une végétation herbacée flottante de type C₄ de type savane formant, de la sorte, un tapis sur les eaux stagnantes de ce bassin. Du point de vu climatiques, ces résultats démontrent que cette végétation serait développée sous des conditions climatiques relativement arides. L'approche moléculaire de cette Formation nous a montré que cette série est très pourvue en composés issus d'une forte activité bactérienne. J'ai pu identifier des molécules de type terpanes tétracycliques (C_{24/4}), le 17 β -22,29, 30-Trisnorhopane (Tm), le 28,30-Bisnorhopane (28-30BNH), le C₂₉Hopane et l'Oléanane ainsi que des composés avec la configuration $\beta\beta$ en C₃₀ à C₃₂. La présence significative du C_{24/4} et de l'oléanane confirme l'origine végétale de la matière organique de la

série lignitifère de la Formation Saouaf. D'autre part, l'identification du BNH est significatif du développement dans ces milieux de bactéries chimio-autotrophes et sulfato-oxydatrices qui se développent à l'interface oxiques-anoxiques dans des environnements enrichis en H₂S. La dominance des hopanes avec la configuration ββ à côté du Tm que nous avons dégagé dans ces échantillons dénote d'une MO très peu évoluée issue d'une forte activité bactérienne dans cet environnement de dépôt.

L'étude de la MO dans les sédiments actuels du Lac Ichkeul m'a permis de démontrer une cyclicité dans le contenu organique de ces sédiments. Les teneurs en Carbone Organique Total (COT) que j'ai déterminées le long d'une carotte (IL2009) sont assez élevées pour qualifier ces sédiments de riches en MO. L'examen de ces teneurs de la base vers le sommet de la carotte, m'a permis d'augurer au moins quatre cycles de variations. Ces cycles organiques peuvent être expliqués par le degré de préservation, la productivité organique primaire ainsi que les variations des conditions climatiques locales.

La fraction lipidique que j'ai extrait et analysé par GC-MS pour l'étude des biomarqueurs montre à la fois des molécules dominées par les n-alcanes à nombre de carbone pair (<math><\text{n-C}23</math>) et des n-alcanes impairs dans la gamme n-C23 à n-C35. Ces distributions sont révélatrices de l'origine mixte de la fraction lipidique dans les sédiments du Lac Ichkeul. Ainsi, cette fraction est héritée des cellules des algues marines et de bactéries spécifiques associées à une contribution des cires des végétaux supérieurs. Les variations de ces contributions que j'ai observé le long de cette carotte ont révélé que la contribution bactérienne était très intense au-dessous de la profondeur ~ 50 cm. Globalement, une tendance globale à la prolifération des plantes flottantes (n-C18/n-C31<1,5) qui ont occupé ce lac sur le site de cette carotte depuis cette profondeur jusqu'à la surface. Ces résultats suggèrent la prédominante d'une végétation de type herbacée flottantes en relation avec des tendances des conditions climatiques humides vers des conditions plus arides.

L'analyse moléculaire par GC-MS des hopanes dans les échantillons de la carotte IL2009 était exceptionnellement caractérisée par des composés provenant d'une MO « mature » issue d'une contribution des hopanes anciens provenant de l'érosion et du lessivage des formations du bassin versant du lac Ichkeul. Dans cette carotte j'ai identifié un composé que j'ai attribué au diploptène (hop-22(29)-ène); un hopanoïde répandu dans les bactéries méthanogènes. Cette molécule pourrait être utilisée comme un biomarqueur bactérien. Ces composés sont représentés en quantités variables dans les échantillons de la carotte IL2009 et dénotent aussi bien de la forte activité bactérienne dans cet environnement. D'autre part, j'ai pu identifier des pics très intenses de gammacerane ; un biomarqueur spécifique des environnements hypersalins. La présence du gammacerane serait un indicateur d'une forte salinité au moment du dépôt. Cette salinité serait en faveur des conditions, probablement très arides ou de sécheresse.

Perspectives de la recherche

C'est avec beaucoup de recul dans le temps et copieusement d'autocritiques que j'ai entamé la rédaction de cette synthèse des travaux à présenter dans ce dossier de HDR. Honnêtement, c'était une très bonne occasion pour une auto-évaluation de mon parcours dans la recherche scientifique et principalement dans le domaine de la géochimie organique. Cette synthèse m'a permis de cadrer mes activités, d'évaluer les résultats que j'ai pu acquérir et de mettre l'accent sur des points forts et surtout sur les passages faibles de ce parcours scientifique. Personnellement, c'est l'objectif principal de cette HDR. A la fin de cette synthèse beaucoup d'idées et de projets surgissent dans l'esprit. Surement, des voies et perspectives des axes de recherches émergent en fin de cette occasion de réévaluation.

Les résultats que j'ai acquis dans le cadre de mes activités de recherche sont probants et prometteurs dans la compréhension de la mise en place des conditions anoxiques dans les bassins sédimentaires et principalement sur la marge sud téthysienne. Ceci étant, beaucoup d'approfondissements sont nécessaires par le biais d'autres analyses géochimiques organiques et minérales afin d'identifier des proxys, aussi bien « moléculaires » que « minéraux », de la part de la productivité organique primaire (POP), des conditions d'oxydoréduction du fond, des variations climatiques et de la structuration du bassin dans la préservation de cette MO.

Dans cette perspective trois principaux projets de recherches immédiats justifient leurs places dans mes activités à court et long terme.

Projet de recherche 1

Les lignites d'âge Miocène en Tunisie : paléoenvironnements, paléoclimat et dynamique végétale

Les travaux que j'ai commencé à développer sur la formation Saouaf (Miocène) en Tunisie orientale ont montré un potentiel de recherche scientifique très prometteur par l'utilisation de la MO à la fois comme un outil et aussi comme objectif.

La colonne lithostratigraphique de la Tunisie fait apparaître des niveaux roches mères de pétrole et de gaz qui ont prouvé leur potentiel en hydrocarbures qu'on exploite principalement sur la plateforme saharienne, le sahel et la mer pélagienne. En ce qui concerne, la deuxième principale ressource énergétique fossile mondiale, à savoir le charbon, la paléogéographie tunisienne ne montre que des niveaux peu épais et relativement à extension très limitée. Ces "charbons" ne sont représentées que par la classe du lignite principalement d'âge Miocène supérieur. Ces niveaux lignitifères intercalés dans des séries argilo-sableuses ont montré leur faible rendement énergétique et leurs qualités médiocres. En ce sens les exploitations de ces lignites dans la région du Cap Bon s'est arrêtée depuis les années 1940.

Le lignite est un charbon de faible rang ayant un faible pouvoir calorifique, une forte teneur en cendres et une teneur élevée en eau (Bumpus et al., 1998,

Chassapis et Roulia, 2008). Il se forme par accumulations de végétales sous forme de tourbe suivie d'une houillification et constitue l'intermédiaire entre la tourbe et le charbon bitumineux (Doskočil et al., 2014). Actuellement, 90% de la production mondiale de lignite est utilisée pour la production d'électricité (World Energy Council, 2016), mais cela est problématique sur le plan environnemental car les processus de combustion contribuent à la pollution atmosphérique (Alpern et Lemos de Sousa, 2002; Kaldellis et Kapsali, 2014 ; Sakulniyomporn et al., 2011). En même temps, le lignite est devenu d'un intérêt mondial pour la production de méthane biogénique (Fallgren et al., 2013, Green et al., 2008, Huang et al., 2013, Jones et al., 2013, Jones et al. 2008, Scott et al., 1994, Strapoć et al., 2008), qui est renouvelable et considérée comme une énergie respectueuse de l'environnement. Comparé à l'extraction traditionnelle du charbon, le méthane de houille biogénique n'exige pas que le charbon soit extrait, traité ou transporté, ce qui réduit considérablement les coûts d'investissement et d'exploitation (Huang et al., 2013a).

En Tunisie, ont reconnaiss déjà de nombreux gisements et d'indices de lignite d'âge Crétacé supérieur à Tertiaire, repartis entre le Nord, le centre et le Sud. Ces gisements sont identifiés dans des bassins Miocènes du Cap Bon (Oum Douil et Oudiane) de Saouaf-Souar, de Jeradou, de Zeramedine-Monastir et de Kasserine. Les indices de lignite ont été signalés dans des affleurements de grés d'âge Oligocène dans la région de Makthar (J. Barbrou, Oued Ousafa) et enfin dans les calcaires du Crétacé supérieur dans la région de Douz.

La plupart des bassins miocènes ont fait l'objet d'une prospection géologique et minière datant de la première guerre mondiale et reprises en 1939 par la SOREMIT. Les anciennes exploitations ont été repérées sur le territoire de la feuille de Jammel et plus particulièrement dans le bassin Néogène du Zeramedine. Rappelons que c'est grâce à Leckwijck (1939) que la SOREMIT a réalisé la première campagne de prospection de lignite dans ce bassin. Au début des années quatre vingt, l'O.N.M. (Abbés A., 1983) a repris cette prospection. Dans cette étude, on a pu dénombrer 21 couches lignitifères dans la série néogène de Zeramedine. Ces couches montrent un faciès argileux à débris de plantes avec parfois des petits lits centimétrique de lignite. En se référant aux travaux de la SOREMIT, la couche B a été considérée comme une couche potentielle. Elle a été envisagée comme cible d'exploitation. C'est pour cette raison qu'une campagne de sondages a permis de reconnaître l'extension de cette couche en subsurface dans le secteur de l'Oued Ech Cheb. Les réserves de cette couche ont été évaluées à 130000 tonnes.

Du point de vue géologique, en Tunisie Centro-orientale, les microbassins miocènes individualisés sous l'effet de la tectonogenèse, sont à remplissages silicoclastiques molassiques et fluviodeltaïques où des dépôts phytogènes, intercalés dans ses séries traduisent un cachet paralique. Dans sa localité type (Henchir Saouaf), cette série a fait l'objet d'études palynologiques (Mannaï-Tayech, 2006 ; Mannaï-Tayech, 2009 ; Ben Mokhtar & Mannaï-Tayech, 2012 ; 2014) qui ont permis de conclure sur la dynamique végétale et par conséquent, sur l'évolution des paléoenvironnements et du paléoclimat de la région au Miocène.

Nos premières investigations sur la MO de ces niveaux lignitifères (Khelifi, 2014 ; Affouri and Khelifi, 2016) que nous venons de commencer sont très prometteuses. Les études organo-géochimiques qui s'intéressent à ces niveaux lignitifères en Tunisie sont très rares ou même absentes. Les analyses préliminaires que j'ai entreprises sur ces argiles organiques et sur les niveaux lignitifères qu'elles renferment ont montré leur richesse en fraction extractible par les solvants organiques.

Au cours des dernières décennies, les analyses organo-géochimiques de la MO extractible par les solvants organiques (MOE) des séries des charbons ont été motivées en tant qu'outil encourageant pour les reconstructions de l'assemblage de la végétation et des conditions du paléo-environnement dans les tourbières lors de la formation des couches charbonneuses (Bechtel et al., 2002, 2003, 2004, Dehmer, 1995, Otto et Wilde, 2001). L'analyse la MOE du charbon implique l'identification des biomarqueurs ; composés organiques complexes avec une forte ressemblance dans la structure de leurs molécules organiques précurseurs dans les organismes vivants. Cependant, un grand nombre de paramètres géochimiques organiques sont influencés par plus qu'un facteur naturel (Peters et al., 2005; Philp, 1985). Par conséquent, seulement une prospection approfondie, qui comprend l'analyse de nombreux composés de type biomarqueurs combinés avec des données pétrologiques, offre une opportunité pour l'estimation de l'environnement sédimentaire, le type de la végétation et sa transformation pendant la diagenèse.

Les séries lignitifères d'âge Miocène sont très répandues bien étudiées autour du bassin méditerranéen par exemple en Espagne, en France, en Pologne, en Bulgarie, en Serbie, Croatie et en Turquie (Stefanova et al., 2004 : Stefanova et al., 2005 ; Jiménez-Moreno et al., 2008 ; Fabiańska and Kurkiewicz, 2013 ; Stefanova et al., 2013 ; Hos-Çebi, 2017). Les biomarqueurs dans des séries de lignites de faible rang ont suscité beaucoup d'attention (Del Rio et al., 1992) car ils représentent des composés intermédiaires dans le processus de graphitisation. Dans ce cas la fraction lipidique qu'ils contiennent n'a pas encore subi des transformations diagénétiques profondes et des altérations catagéniques. Dans ces séries les études des biomarqueurs ont permis des reconstitutions paléo-environnementales et paléoclimatiques ainsi paléobotaniques des plantes à l'origine de ces dépôts de lignites. L'outil moléculaire s'avère d'un apport incontestable pour cette série dans la reconstitution des environnements de dépôt, du paléoclimat et de la végétation miocène en Tunisie orientale. D'autres parts ces reconstitutions pourraient être corrélées par rapport à leurs équivalents les plus proches en Europe occidentale et centrale.

La méthodologie envisagée dans le but d'une meilleure interprétation des données, la matière organique des échantillons récoltés de coupes dans la Formation Saouaf en Tunisie orientale dans le cadre de ce projet sera caractérisée par différentes approches géochimiques appuyées par des observations pétrographiques et palynologiques. Les approches géochimiques seront globales par la technique de la pyrolyse Rock-Eval (COT, IH et IO de la MO) et moléculaires de la fraction lipidique saturée et insaturée et aromatiques par GC-MS en collaboration avec l'ETAP, LARSEN (ENIS), l'Institut des zones

arides de Médenine. D'autre part une collaboration est proposée avec l'IST Orléans (Jérémy Jacob et Mohamed Boussafir) dans le cadre de ce projet.

Les observations pétrographiques par microscopie photonique et MEB (Faculté des Sciences de Sfax) à différentes échelles nous aideront à caractériser l'origine et l'état de préservation des différentes fractions organiques allochtones et autochtones. L'étude des palynofaciès (Combaz, 1980) nous permettra de caractériser l'ensemble des constituants organiques particulaires et d'identifier et quantifier les différents éléments figurés et amorphes en relation avec les apports organiques. Ces analyses se feront en collaboration avec d'autres collègues de la Faculté des Sciences de Tunis (Nadia Ben Mokhtar et le Prof. Beya Mannaï-Tayech) et de l'ETAP. S'ajoutant à ces études de la MO, d'autres analyses minéralogiques (DRX) et géochimiques des éléments majeurs et en traces (XRF), seront envisagées en collaboration avec notre collègue le Professeur Ali Tili, l'ONM et la Compagnie des Phosphates de Gafsa.

Projet de recherche 2

Le maximum thermique du Paléocène-Éocène (PETM) et l'optimum climatique de l'Éocène inférieur (EECO) : L'enregistrement tunisien de la matière organique de la Formation Bou Dabbous

Le passage Paléocène-Eocène (P/E), il y a 56 millions d'années, a été marqué par la plus rapide et importante perturbation climatique du Cénozoïque. Un événement hyperthermique soudain a provoqué le réchauffement de la planète, conduisant au maximum thermique du Paléocène-Éocène (*Paleocene-Eocene Thermal Maximum*, ou PETM), connu aussi sous le nom de maximum thermique de l'Éocène (*Eocene Thermal Maximum 1*, ou *ETM1*). D'autre part, l'époque Eocène inférieur (Yprésien) correspond à l'optimum climatique de l'Éocène inférieur (Early Eocene Climate Optimum ; EECO) qui est survenue il y a environ 53 à 51 millions d'années (Anagnostou et al., 2016 ; Zachos et al., 2008). Elle était l'intervalle le plus chaud des 65 millions d'années, avec une température annuelle moyenne de l'air plus élevée de dix degrés Celsius que celle pendant la période préindustrielle (Caballero et al., 2013). Cet événement est associé à des changements dans les circulations océaniques et atmosphériques, à l'extinction de nombreux foraminifères benthiques (Pearson et al., 2001; Zachos et al., 2001; Greenwood and Wing, 1995).

Pour la région téthysienne, Bolle et al. (1998, 1999, 2000a, b, c) ont étudié plusieurs zones des marges Sud et Nord téthysien et ont résumé l'évolution climatique de la Téthys au cours du Paléogène (Bolle et Adatte, 2001). Ainsi, au début du Paléocène, la région téthysienne a été caractérisée par un climat chaud et humide avec de fortes précipitations (Bolle et Adatte, 2001). À partir de la fin du Paléocène, s'est produite une différenciation dans cette région. A titre d'exemple, des climats saisonniers existaient au Nord de la Tunisie, tandis que des climats chauds et arides caractérisent le Sud Tunisien (Ernst et al., 2006).

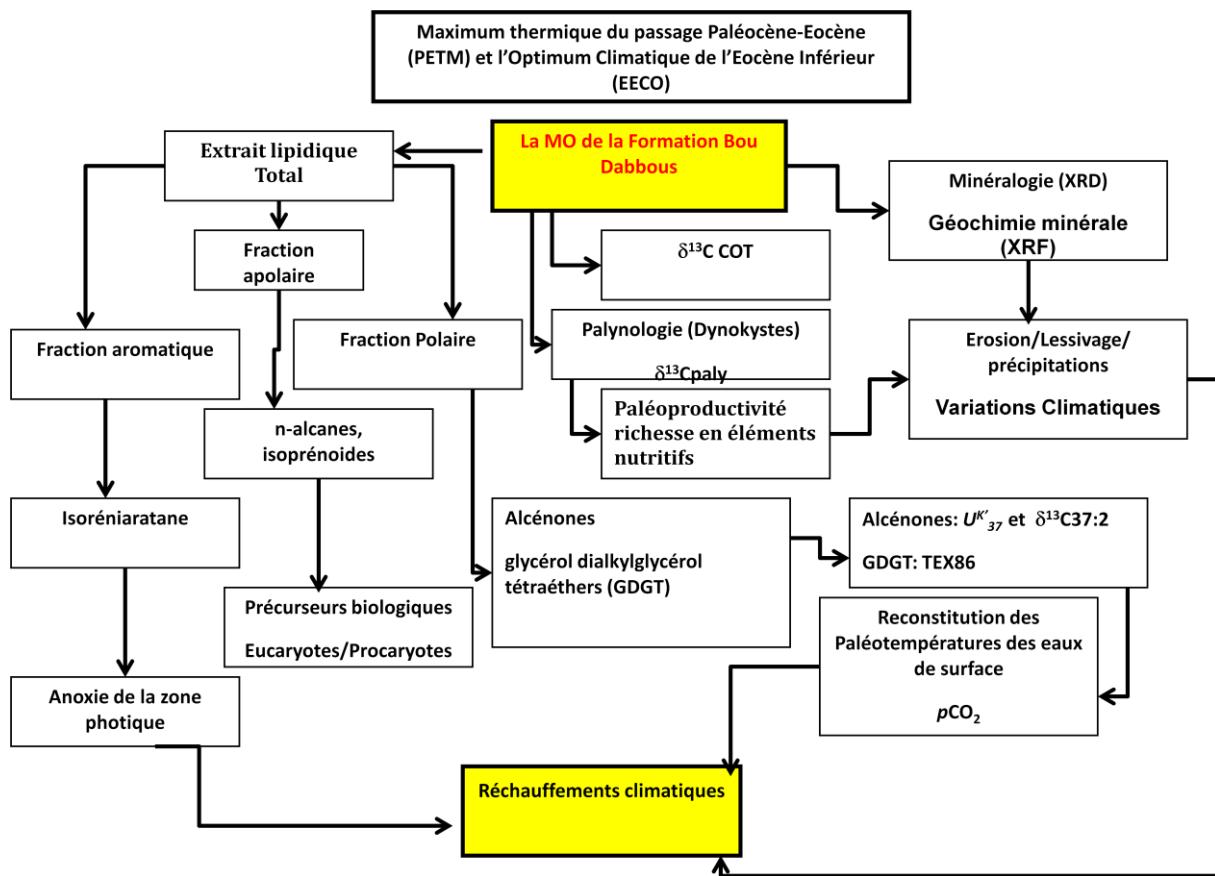
Ainsi, le PETM est caractérisé par un climat chaud et humide au nord de la Tunisie, et par des conditions chaudes et arides au sud de la Tunisie (Scheibner and Speijer, 2008).

Les études de la MO que nous avons mené sur la formation Bou Dabbous ont montré la richesse en extrait lipidique. Les résultats de l'étude des biomarqueurs (Affouri and Montacer, 2014) ont révélé des molécules spécifiques diagnostiques aussi bien de la stratification de la colonne d'eau et aussi de la sur-salinité de la mer yprésienne. La bonne préservation de ces molécules dans la formation Bou Dabbous nous encourage à approfondir cet aspect pour suivre les variations climatiques et aussi océanographiques qui ont survenues au cours du PETM et EECO en Tunisie.

Les résultats de l'étude de la matière organique que nous avons acquis pour la Formation Bou Dabbous en Tunisie Centro-septentrionale offrent de grandes opportunités pour la géochimie organique. En général, la teneur en matière organique est assez élevée et est très immature en Tunisie centrale (région de Siliana, Jebel Bou Dabbous). Étant donné les taux de sédimentation élevés ces sédiments permettront des études à haute résolution sur les composés organiques.

Les variations des paramètres géochimiques tels que le carbone organique total, l'azote total et le phosphore, appuyées par la palynologie, la minéralogie et la géochimie minérale et isotopique, sont prometteuses pour de futurs projets en géochimie organique comme un outil de reconstitutions paléoclimatiques passées et de prévoir le réchauffement climatique actuel ou future. En effet, l'utilité prouvée des proxys de paléotempératures des biomarqueurs, tels que les alcénones, les glycérols dialkylglycérol tétraéthers (GDGT) et les alcanediols (Brassell et al., 1986; Schouten et al., 2002; Rampen et al., 2012), me fait appeler à déclencher ce chantier de géochimie organique pour des reconstitutions paléoclimatiques, essentiellement sur les changements induits par le réchauffement climatiques survenu au passage Paléocène/Eocène (PETM) et à l'Eocène inférieur (EECO). En effet, les concentrations en CO₂ paléoatmosphérique peuvent être estimées à partir des compositions isotopiques stables du carbone des molécules organiques sédimentaires connues sous le nom d'alcénones. Les alcénones sont des éthylcétones et des méthylcétones insaturées à chaîne longue (C₃₇-C₃₉) produites par quelques espèces d'algues Haptophytes dans l'océan moderne. Les estimations pCO₂ atmosphériques basées sur les alcénones proviennent du fractionnement isotopique survenu lors de la fixation du carbone marin par la photosynthèse.

L'organigramme suivant illustre le schéma général de la méthodologie que nous pouvons envisager pour les reconstitutions paléoclimatiques que peut apporter l'étude de la MO de la formation Bou Dabbous en Tunisie centrale.



Les objectifs principaux de ce projet consistent à développer de nouveaux enregistrements moléculaires (biomarqueurs) à haute résolution pour décrire ces évènements climatiques et anoxiques. A cet effet des coupes types, avec une biostratigraphie précise (Belayouni et al., 2010) qui couvrent le passage paléocène-Eocène inférieur et l'Eocène inférieur (formations El Haria/Chouabine/Bou Dabbous) seront sélectionnées en Tunisie du nord et centrale. Cet échantillonnage serré à haute résolution permettra de suivre les cyclicités lithologiques de ces formations, et par suite de leurs signaux organiques et minéraux avec les variations climatiques au cours de ces périodes. Ces enregistrements climatiques sur les sections continentales (Chabket Bouloufa) riches en paléosols et en matériaux pédogéniques (carbonates, argiles, matériaux organiques) peuvent être utilisés pour reconstruire les paléotempératures et les conditions hydrologiques au cours de l'Eocène inférieur.

Notre approche fait appel à plusieurs disciplines qui englobent : la géochimie organique, la sédimentologie, la géochimie minérale (éléments en traces et éléments majeurs), la minéralogiques (DRX) et micropaléontologie. Ce projet sera monté sous forme d'une collaboration en une équipe pluridisciplinaire entre universitaires tunisiens et étrangers. Ainsi cette collaboration scientifique permettra d'identifier et de croiser des proxys organiques (teneurs en Carbone, Soufre et Azote), moléculaires (biomarqueurs), palynologiques, minéralogiques (argiles et carbonates), sédimentologiques (microfaciès, MEB), paléontologiques, géochimie minérale (éléments majeurs et en traces) et isotopiques du carbone.

Références bibliographiques

- ABBES, A. (1983) - Prospection des couches lignitifères du Miocène de Monastir et Zéramdine (Tunisie Orientale). Office National des Mines, Tunisie, Rapport inédit.
- ABDALLAH, H., MEISTER, C. (1997) The Cenomanian–Turonian boundary in the Gafsa–Chott area (southern part of central Tunisia): biostratigraphy, palaeoenvironments. *Cretaceous Research*, 18, 197–236.
- AFFOURI, H. (1994a) - Etude sédimentologique et organo-géochimique des dépôts carbonatés d'un système paralique subactuel du Sud-est tunisien : La Sebkha de Bou Jmel. Mémoire de Projet de Fin d'Etudes, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax.
- AFFOURI, H. (1994b) - Etude sédimentologique et organogéochimique des dépôts subactuels de la sebkha de Bou Jmel (SE tunisien). *1^{er} forum "ingénierie et recherche" E.N.I Sfax, Juillet 1994*.
- AFFOURI, H. (1996) - Contribution à l'étude comparative des matières organiques associées aux faciès "roches mères de pétrole" d'âges Cénomano-Turonien (Bahloul) et Yprésien (Bou Dabbous) en Tunisie Centro-septentrionale : conséquences géochimiques et implications pétrolières. Mémoire de Diplôme d'Etudes Approfondies, Université Tunis II, Faculté des Sciences de Tunis.
- AFFOURI, H. (2004) - Etude géochimique des faciès roches mères d'hydrocarbures et réservoirs potentiels dans le cadre de l'exploration pétrolière en Tunisie septentrionale. Thèse de Doctorat, Université de Tunis El Manar, 219p.
- AFFOURI, H., (2016) - Comparative Organic matter Geochemistry of the Albian, Cenomanian-Turonian and Ypresian Formations from Tunisia. 25^{ème} Réunion des Sciences de la Terre (RST2016), 24-28 octobre 2016, Caen, France, Abstract.
- AFFOURI, H., BOUSSAID, Kh., RIGANE, A., SAIDI, M., MONTACER, M., (2011) - Origine et maturité thermique de la matière organique dans le contexte structural du bassin apto-albien : exemple de la série albienne du Jebel El Hamra (Tunisie Centro-occidentale). 4^{èmes} journées de Géologie Appliquée, Sousse-Tunisie, 2011 (Abstract).
- AFFOURI, H., JEDOUI, Y., MONTACER, M. (2001) - Etude sédimentologique du système paralique subactuel de la Sebkha de Bou Jmel. *2^{ème} Journées de géologie du Sahel, Sousse*, 7-8 juin 2001.
- AFFOURI, H., JEDOUI, Y., MONTACER, M., MEDHIOUB, K. (1994) - Environnement côtier du Sud-Est tunisien : étude sédimentologique et géochimique du système paralique de la Sebkha de Bou Jmel. *1^{ères} journées des Sciences de la mer*, Kerkennah, 1994.
- AFFOURI, H., KHLIFI, S. (2016) - Preliminary organic geochemical study of Miocene lignite from Zeramedine basin (Central eastern Tunisia). International Conference on Applied Geology & Environment (iCAGE 2016), May 19-21, 2016, Mahdia, Tunisia, extended abstract, pp. 63-64. <http://icage2016.atga.fr/files/volume of EA.pdf>
- AFFOURI, H., KHLIFI, S. (2017) - Organic geochemistry of Miocene-aged lignite from Zeramedine basin, central eastern Tunisia.

- AFFOURI, H., MONTACER, M. (2002) - Organic geochemistry characterisation of two oil source rocks in northern Tunisia. *6th international conference on the Geology of the Arab Word (GAW-6), Cairo University, February 2002* (Communication orale).
- AFFOURI, H., MONTACER, M. (2005) - Biological markers distribution in Bahloul source rock extracts in central-northern Tunisia. 22nd International Meeting on Organic Geochemistry, Seville, Spain 12-16 September 2005, 22 IMOG Seville, Spain 2005, Organic Geochemistry: Challenges for the 21st Century (Vol. 1), pp. 344-345.
- AFFOURI, H., MONTACER, M. (2007a) – Organic geochemistry and biomarkers signature of Ypresian Bou Dabbous source-rock in central-northern Tunisia. *ASF, 11^{ème} Congrès français de sédimentologie, 21-27 octobre 2007, Caen, France, Livre des résumés.*
- AFFOURI, H., MONTACER, M. (2007b) - Molecular fossil biomarkers of Cenomanian-Turonian Bahloul source rock extracts from central-northern Tunisia. *ASF, 11^{ème} Congrès français de sédimentologie, 21-27 octobre 2007, Caen, France, Livre des résumés.*
- AFFOURI, H., MONTACER, M. (2014) - Organic matter appraisal of the Lower Eocene (Ypresian) Bou Dabbous Formation in Tunisia. *Arab. J. Geosci DOI 10.1007/s12517-013-1197-6*
- AFFOURI, H., MONTACER, M. DISNAR J-R. (2013) - Organic geochemistry of the Cenomanian-Turonian Bahloul Formation petroleum source rock, central and northern Tunisia. *Resource Geology, Vol. 63, No. 3: 262–287.*
- AFFOURI, H., MONTACER, M., GHANIMA, R. (2004) – Organic geochemistry of Bou Dabbous source-rock with emphasizes of oil exploration in northern Tunisia. *EPC' 2004, 9HT Tunisian Petroleum Exploration and Conference Production, poster, ETAP, Tunis, 4-8 October 2004.*
- AFFOURI, H., MONTACER, M., GHANIMA, R., SAIDI, M. (2002b) - Bahloul and Bou Dabbous source rocks biomarkers correlation with reservoir Oils and surface oil seeps. *EPC' 2002, 8th Tunisian Petroleum Exploration and Production Conference, poster, ETAP, Tunis, 7-11 may 2002.*
- AFFOURI, H., SAHRAOUI, O. (2017) - The sedimentary organic matter from a Lake Ichkeul core (far northern Tunisia): Rock-Eval and biomarker approach. *Journal of African Earth Sciences, 129, pp. 248-259.*
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.01.017>
- AFFOURI, H., SAHRAOUI, O., BEN MBAREK, N., MONTACER, M. (2010) - Biomarkers signature variations in sedimentary organic matter from Lake Ichkeul (Northern Tunisia). *Cinquième Colloque Sciences & Environnement, Bizerte-Tunisie, 3-5 Décembre 2010 (Abstract).*
- AFFOURI, H., SAHRAOUI, O., BEN MBAREK, N., MONTACER, M. (2011) - Abondance et qualité de la matière organique sédimentaire des sédiments actuels du lac Ichkeul (extrême Nord de la Tunisie) : apport des biomarqueurs. *4^{èmes} journées de Géologie Appliquée, Sousse-Tunisie, 2011 (Abstract).*
- AFFOURI, H., SAHRAOUI, O., BEN MBAREK, N., MONTACER, M. (2012a) - Rock-Eval and Biomarkers signature of sedimentary organic matter from Lake Ichkeul (Northern Tunisia). *XIII International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay. ISOBAY 13. Santander, SPAIN. 11–13 April 2012. Abstract booklet, p.32.*

- AFFOURI, H., SAHRAOUI, O., BEN MBAREK, N., MONTACER, M. (2012b) – Biomarkers distribution from sediment core of Lake Ichkeul (Northern Tunisia). Tidalites 2012, 8th International Conference on tidal environments, Caen, France, abstract book.
- AHMADI, R., OUALI, J., MERCIER, E., MANSY, J.L., VAN-VLIET LANOE, B., LAUNEAU, P., RHEKHISS, F., RAFINI, S. (2006) The geomorphologic responses to hinge migration in the fault related folds in the Southern Tunisian Atlas. *Journal of Structural Geology*, 28, 4, 721–728.
- AKROUT, D. (2007) – Etude organo-géochimiques des déblais de forage Oum-Zougar-2 (Permis Sud Remada) : Apports à la compréhension de la migration et de la géochromatographie des hydrocarbures. Mémoire de Mastère en Géoressources appliquée aux ressources et environnements naturels, Faculté des Sciences de Sfax, 140p.
- AKROUT, D., AFFOURI, H., AHMADI, R., MERCIER, E., MONTACER, M. (2011) - Source Rock Characterization and Petroleum Systems in North Ghadames Basin, Southern Tunisia. *Resource Geology* Vol. 61, No. 3: 270–280. Doi: 10.1111/j.1751-3928.2011.00163.x.
- AKROUT, D., AFFOURI, H., MONTACER, M. (2008a)- Etude organo-géochimique des déblais de forage OMZ-2 (bloc Sud Remada) : Apport à la compréhension de l'évolution, de la migration, et de la chromatographie naturelle. Troisièmes Journées tunisiennes de géologie appliquée, 21–23 Mars 2008, Sousse-Tunisie (Communication orale).
- AKROUT, D., AFFOURI, H., MONTACER, M., (2008b) – Etude de l'évolution des paramètres organo-géochimiques en fonction de la profondeur (Forage OMZ-2) : plateforme saharienne (Sud-Tunisien). 20^{ème} Colloque des Bassins sédimentaires Marocains, 21-23 Mai 2008, Oujda, (Poster).
- ALBAIGES, J., GRIMALT, J., (1987) Sources and occurrence of C12–C22 n-alkane distributions with even carbon number preference in sedimentary environments. *Geochim Cosmochim Acta* 51, 1379-1384.
- Albrecht, P. (1969) - Constituants organiques des roches sédimentaires. Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences, Université de Strasbourg, France, 181p.
- ALBRECHT, P., OURISSON, G. (1971). Biogenic substances in sediments and fossils. *Angewandte Chemie International Edition*, 10(4), 209-225.
- Alouani, R., 1991. Le jurassique du Nord de la Tunisie Marqueurs Géodynamiques d'une transformante : Turbidités, Radiolarites, Plissement et Métamorphisme. Thèse de doctorat de spécialité. Université de Tunis, Faculté des Sciences de Tunis, 202p.
- Alpern, B., de Sousa, M.L. (2002) - Documented international enquiry on solid sedimentary fossil fuels; coal: definitions, classifications, reserves-resources, and energy potential. *International journal of coal geology*, 50(1), 3-41.
- ANAGNOSTOU, E., ELEANOR, H. J., EDGAR, K., FOSTER, G., RIDGWELL, A., INGLIS, G., PANCAST, R., LUNT, D., PAUL, N. PEARSON, N. (2016) - Changing atmospheric CO₂ concentration was the primary driver of early Cenozoic climate. *Nature*, 533, 380–384. Doi:10.1038/nature17423.
- ANDERSON, J. E. (1991) Subsidence history and structural evolution of the western margin of the Pelagian Platform, central Tunisia. PhD Thesis, Kingston University, UK.

- ANKETELL JM, MRIHEEL IY (2000) Depositional environment and diagenesis of the Eocene Jdeir Formation, Gabes-Tripoli Basin, western offshore Libya. *J Petrol Geol* 23:425–447.
- Bailey HW, Dungworth G, Hardy M, Scull D, Vaughan RD (1989) A fresh approach to the Metlaoui. *Actes des IIèmes Journées de Géologie Tunisienne Appliquée à la Recherche des Hydrocarbures*, pp 281–307.
- BAIRD, A.W., GROCOTT, J., SANDMAN, R.I., GRANT, G.G., MOODY, R.T.J. (1990) A radial reinterpretation of the Tunisian Atlas thrust belt and foreland basin system. International Conference on Thrust Tectonics, Royal Holloway and Bedford New College. Program and Abstracts, 81.
- Beavington-Penney SJ, Wright VP, Racey A (2005) Sediment production and dispersal on foraminifera-dominated early Tertiary ramps: the Eocene El Garia Formation, Tunisia. *Sedimentology* 52:537–569.
- Bechtel A., Gruber W., Sachsenhofer R. F., Gratzer R., Lücke A., Püttmann W. (2003) - Depositional environment of Late Miocene Hausruck lignite (Alpine Foreland Basin): insights from petrography, organic geochemistry, and stable carbon isotopes. *Int. J. Coal Geol.* 53, 153–180.
- BECHTEL A., SHIEH, Y-N., PERVAZ, M., PÜTTMANN, W. 1996 Biodegradation of hydrocarbons and biogeochemical sulfur cycling in the salt dome environment: Inferences from sulfur isotope and organic geochemical investigations of the Bahloul Formation at the Bou Grine Zn/Pb ore deposit, Tunisia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 2833-2855.
- Bechtel, A., Markic, M., Sachsenhofer, R.F., Jelen, B., Gratzer, R., Lücke, A., Püttmann, W., 2004. Paleoenvironment of the upper Oligocene Trbovlje coal seam (Slovenia). *International Journal of Coal Geology* 57, 23–48.
- BECHTEL, A., PEVAZ, M., PÜTTMANN, W. (1998) Role of organic matter and sulphate-reducing bacteria for metal sulphide precipitation in the Bahloul Formation at the Bou Grine Zn/Pb deposit (Tunisia). *Chemical Geology*, 144, 1–21.
- Bechtel, A., Sachsenhofer, R.F., Kolcon, I., Gratzer, R., Otto, A., Püttmann, W., (2002) - Organic geochemistry of the Lower Miocene Oberdorf lignite (Styrian Basin, Austria): its relation to petrography, palynology and the paleoenvironment. *International Journal of Coal Geology* 51, 31–57.
- Belayouni H, Chandoul H, M'Rad R (1992) Oil seeps and associated phenomena in Northern Tunisia. Fieldtrip Guidebook, IIIème Journées de Géologie Tunisienne Appliquées à la Recherche des Hydrocarbures, 41p.
- Belayouni H, Guerrera F, Martin MM, Serrano F (2012) Stratigraphic update of the Cenozoic Sub-Numidian formations of the Tunisian Tell (North Africa): Tectonic/sedimentary evolution and correlations along the Maghrebian Chain. *J Afri Earth Sci* 64:48–64.
- BELAYOUNI, H., CHANDOUL, H., M'RAD, R. (1992) Oil seeps and associated phenomena in northern Tunisia. Field trip guide book, IIIe Journées d'exploration pétrolière en Tunisie, Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (Eds.), Tunis.
- Belayouni, H., Guerrera, F., Martin, M.M., Serrano, F. (2012) - Stratigraphic update of the Cenozoic Sub-Numidian formations of the Tunisian Tell (North Africa): Tectonic/sedimentary evolution and correlations along the Maghrebian Chain. *J Afri Earth Sci* 64, 48–64.

- Ben Ayed N (1986) Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris-Sud Orsay, France, 328 pp. and Ann. Min. Géol. Tunis, n°32
- BEN DHIA, H. (1987) - The geothermal gradient map of Central Tunisia: Comparison with structural, gravimetric and petroleum data. *Tectonophysics*, 142, 99-109.
- Ben El Haj Mohamed, S. (2014) L'événement « anoxique » d'âge Toarcien en Tunisie centrale : Apport de l'étude des fossiles moléculaires (biomarqueurs). Mémoire de Master en Sciences de la Terre, Faculté des Sciences de Sfax,
- BEN FERJANI, A., BUROLLET, P.F., MEJRI, F. (1990) - Petroleum Geology of Tunisia. Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (Eds.), Tunis.
- Ben Mokhtar, N., Mannaï-Tayech, B. (2012) Reconstitution de la végétation et du climat durant le Miocène dans le bassin de Saouaf (Tunisie centro-nord-orientale). *Geodiversitas* 34 (2), pp. 445–456.
- Ben Mokhtar, N., Mannaï-Tayech, B. (2014) - Palynology and sedimentology of the Miocene series in the north-east of Tunisia: the climatic and eustatic signature. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(1), 385-396.
- BISHOP, W.F. (1988) Petroleum Geology of the East-Central Tunisia. AAPG Bull., 72, 1033-1058.
- Blumer, M., Guillard, R.R.L., Chase, T. (1971) - Hydrocarbons of marine phytoplankton. *Marine Biology*, 8(3), 183-189.
- BOCCALETTI, M., CELLO, G., TORTORICI, L. (1988) Structural and tectonic significance of the North-South axis of Tunisia. *Annales Tectonicae*, 2, 12-20.
- Bolle, M.P., Adatte, T., 2001. Palaeocene–early Eocene climatic evolution in the Tethyan realm: clay mineral evidence. *Clay Minerals* 36, 249–261.
- Bolle, M.P., Adatte, T., Keller, G., von Salis, K., Burns, S., 1999. The Paleocene–Eocene transition in the southern Tethys (Tunisia): climatic and environmental fluctuations. *Bulletin de la Société géologique de France* 170, 661–680.
- Bolle, M.P., Adatte, T., Keller, G., von Salis, K., Hunziker, J., 1998. Biostratigraphy, mineralogy and geochemistry of the Trabakua Pass and Ermua sections in Spain: Paleocene–Eocene transition. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 91, 1–25.
- Bolle, M.P., Pardo, A., Adatte, T., von Salis, K., Burns, S., 2000a. Climatic evolution on the southeastern margin of the Tethys (Negev, Israel) from the Palaeocene to the early Eocene: focus on the late Palaeocene Thermal Maximum. *Journal of the Geological Society, London* 157, 929–941.
- Bolle, M.P., Pardo, A., Hinrichs, K.U., Adatte, T., von Salis, K., Burns, S., Keller, G., Muzylev, N., 2000b. The Paleocene–Eocene transition in the marginal northeastern Tethys (Kazakhstan and Uzbekistan). *International Journal of Earth Sciences* 89, 390–414.
- Bolle, M.P., Tantawy, A.A., Pardo, A., Adatte, T., Burns, S., Kassab, A., 2000c. Climatic and environmental changes documented in the upper Paleocene to lower Eocene of Egypt. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 93, 33–51.
- Bouaziz, S. (1986). La déformation dans la plateforme du Sud tunisien (Dahar et Jeffara): Approche multiscalaire et pluridisciplinaire. Thèse 3^{ème} cycle, Université Tunis II.

- Bouaziz, S. (1995). Etude de la tectonique cassante dans la plate-forme et l'Atlas Sahariens (Tunisie méridionale): Evolution des paléochamps de contraintes et implications géodynamiques. Thèse d'Etat ès-Sciences, Université Tunis II.
- 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.
- Boukadi, N. (1985) - Evolution géométrique et cinématique de la zone d'interférence de l'axe NS et de la chaîne de Gafsa (Maknassy-Mezzouna et Jebel Bou Hedma) Tunisie. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Strasbourg, p155.
- BOUKADI, N. (1996) – Schéma structural nouveau pour le Nord de la Tunisie. The 5th Tunisian Petroleum Exploration Conference, E.T.A.P. Memoir, n°10, pp. 91-100.
- Boussafir, M. (2008) – La matière organique sédimentaire marqueur d'environnement des roches pétrolières aux sédiments organiques actuels. Habilitation à diriger les recherches, Université d'Orléans, France. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00356954>
- Boussafir, M., Foudi, M., Jacob, J., Disnar, J. R., Sifeddine, A., Albuquerque, A. L. S. (2003). Distribution et état de préservation de la matière organique sédimentaire des sédiments superficiels du Lac Caço (Maranão, Brésil). Production/diagenèse organique précoce et remplissage sédimentaire lacustre. In Association des Sédimentologistes Français, 2003, Bordeaux, France. <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/hal-00085104>
- Boussafir, M., Laggoun-Défarge, F., Derenne, S., Largeau, C. (2000) - Bulk and pyrolytic studies of insoluble organic matter from Tritrivakely lake sediments (Interglacial-like and last maximum glacial stages). 14th Intl. Symposium on Analytical and **Applied Pyrolysis**, 2000, Seville, Spain, p. 107.
- Boussetta, S. (2004) - Contribution des biomarqueurs dans la caractérisation des environnements récents : cas de la lagune de Nakta et de Sebkhet Bou Jemel. Mémoire de Mastère en Géosciences Appliquées aux Ressources et Environnements Naturels (GAREN), Faculté des Sciences de Sfax, 72p. (+Annexes).
- BOYER, S. E., ELLIOT, D. (1982) Thrust systems. *AAPG Bull.*, 66, 1196-1230.
- Brassell, S. C., Eglinton, G., Marlowe, I. T., Pflaumann, U., Sarnthein, M. (1986). Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature*, 320(6058), 129-133.
- Brassell, S.C., Eglinton, G., Maxwell, J.R., Philp, R.P. (1978). Natural background of alkanes in the aquatic environment. Aquatic pollutants: transformation and biological effects, 69-86.
- Brassell, S.C., Wardrop, A.M.K., Thomson, I.D., Maxwell, J.R., Eglinton, G. (1981) - Specific acyclic isoprenoids as biological markers of methanogenic bacteria in marine sediments. *Nature*, 290(5808), 693-696.
- Bray, E., Evans, E., 1961. Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds. *Geochim. Cosmochim. Acta* 22, 2–15. Doi:10.1016/0016-7037(61)90069-2
- Bréhéret, J. G., Caron, M., Delamette, M. (1986). Niveaux riches en matière organique dans l'Albien vocontien; quelques caractères du paléoenvironnement essai d'interprétation génétique. Les couches riches en matière organique et leurs conditions de dépôt, 141-191.

- BROWN, T.C., KENIG, F. (2004) Water column structure during deposition of Middle Devonian – Lower Mississippian black and green/gray shales of the Illinois and Michigan Basins: a biomarker approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 215, 59-85.
- Brune, A., Frenzel, P., Cypionka, H. (2000) - Life at the oxic–anoxic interface: microbial activities and adaptations. *FEMS MICROBIOLOGY REVIEWS*, Volume 24, Issue 5, 1, pp.: 691-710. <https://doi.org/10.1111/j.1574-6976.2000.tb00567.x>
- Bumpus, J. A., Senko, J., Lynd, G., Morgan, R., Sturm, K., Stimpson, J., & Roe, S. (1998) - Biomimetic solubilization of a low rank coal: Implications for its use in methane production. *Energy & fuels*, 12(4), 664-671.
- BUROLLET, P.F. (1956) Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale. *Annales des Mines et de la Géologie*, Tunisie, 18, 1–345.
- BUROLLET, P.F., DESFORGE, G. (1982) Dynamique des bassins néocrétacés en Tunisie. *Mémoire Géologique*, Université de Dijon, 7, 381-389.
- Busson ,G. (1967) - Le Mésozoïque saharien, 1^{re} partie: l'ExtrêmeSud tunisien, CNRS édit., Paris, Centre Rech. Zones arides, Géol., 8, p. 194.
- Caballero, R., Huber, M. (2013) - State-dependent climate sensitivity in past warm climates and its implications for future climate projections. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* (2013).
- CAMOIN, G.F. (1991) Sedimentologic and paleotectonic evolution of carbonate platforms on a segmented continental margin: example of the African Tethyan margin during Turonian and Early Senonian times. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 87, 29–52.
- CARON, M., ROBASZYNSKI, F., AMEDRO, F., BAUDIN, F., DECKONINK, J. F., HOCHULI, P., SALIS PERCH NIELSEN, K. (VON), TRIBOVILLARD N. (1999) Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cénomanien Turonien. Approche cyclostratigraphique dans la Formation Bahloul en Tunisie centrale. *Bull. soc. Géol. Fr.*, 170, 145–160.
- Chassapis, K., Roulia, M. (2008) - Evaluation of low-rank coals as raw material for Fe and Ca organomineral fertilizer using a new EDXRF method. *International Journal of Coal Geology*, 75(3), 185-188.
- CHIHI, L. (1996) – Place des fossés d'effondrement de Tunisie dans l'évolution géodynamique Miocène-Quaternaire de la chaîne alpine d'Afrique du Nord-Sicile. The 5th Tunisian petroleum exploration Conference, E.T.A.P. Mem. 10, pp. 113-122.
- CHOSSON, P., CONNAN, J., DESSORT, D. (1989) In vitro biodegradation of steranes and terpanes: A clue to understanding geological situations. In: J. Moldowan, J. M., Albrecht, P., Philp, R. P. (ed.) *Biological Markers in Sediments and Petroleum*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N. J., 320-349.
- Cornford, C., 1979. Organic petrography of Lower Cretaceous shales at DSDP Leg 47B, Site 398, Vigo Seamount, Eastern North Atlantic, in: Covering Leg 47, Part 2 of the Cruises of the Drilling Vessel Glomar Challenger Vigo, Spain to Brest, France. pp. 523–527. doi:doi:10.2973/dsdp.proc.47-2.119.1979
- CZOCHANSKA, Z., GILBERT, T.D., PHILP R.P., SHEPPARD, C.M., WESTON, R.J., WOOD, T.A., WOOLHOUSE, A.D. (1988) Geochemical application of steranes and triterpanes biomarkers to a description of oils from Taranaki Basin in New Zealand. *Organic Geochemistry*, 12, 123-135.

- DE LEEUW, J.W., COX, H.C., VAN GRAAS, G., VAN DE MEER, F.W., PEAKMAN, T. M., BAAS, J.M. A., VAN DE GRAAF, V. (1989) - Limited double bond isomerization and selective hydrogenation of sterenes during early diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 903-909.
- Dehmer, J. (1995). Petrological and organic geochemical investigation of recent peats with known environments of deposition. *International Journal of Coal Geology*, 28(2-4), 111-138.
- Del Rio, J. C., Gonzalez-Vila, F. J., & Martin, F. (1992). Variation in the content and distribution of biomarkers in two closely situated peat and lignite deposits. *Organic geochemistry*, 18(1), 67-78.
- Dhahri, F., Boukadi, N. (2007) - Chevauchements différentiels et décrochements dans la chaîne atlasique de Tunisie: Exemple des jebels Ousselet, Bou Dabbous et Bou Hajar. *C. R. Geosciences*, 339:347–357.
- Dhahri, F., Boukadi, N. (2010) - The evolution of pre-existing structures during the tectonic inversion process of the Atlas chain of Tunisia. *J. Afri. Earth Sci.* 56:139–149.
- Didyk, B. M., Simoneit, B.R.T., Brassell, S.T., Eglinton, G. (1978). Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature*, 272(5650), 216-222.
- Didyk, B.M., Simoneit, B.R. (1989). Hydrothermal oil of Guaymas Basin and implications for petroleum formation mechanisms. *Nature*, 342(6245), 65-69.
- Doskočil, L., Grasset, L., Válková, D., Pekař, M. (2014) - Hydrogen peroxide oxidation of humic acids and lignite. *Fuel*, 134, 406-413.
- Duan, Y., Ma, L.H. (2001) Lipid geochemistry in a sediment core from Ruoergai Marsh deposit (Eastern Qinghai Tibet plateau, China). *Org Geochem* 32:1429-1442.
- DURAND DELGA, M. (1955) – Etude géologique de la chaîne numidique. Thèse Doct. es Sci., Paris. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, (2), n°24, 533p.
- DURAND, B. (1993) Composition and structure of organic matter in immature sediments. In: BORDENAVE, M.L. (Ed.), *Applied Petroleum Geochemistry*, Éditions Technip, Paris, 77-100.
- Ekpo, B.O., Oyo-Ita, O.E., Wehner, H., 2005. Even-n-alkane/alkene predominances in surface sediments from the Calabar River, SE Niger Delta, Nigeria. *Naturwissenschaften* 92, 341–346. doi:10.1007/s00114-005-0639-8
- Ekweozor, C.M., Daukoru, E.M. (1994) - Northern delta depobelt portion of the Akata-Agbada (!) petroleum system, Niger Delta, Nigeria. *AAPG Mem.*, 599-599.
- EKWEZOZOR, C.M., STRAUSZ, O.P. (1982) 18,19-Bisnor-13 β H, 14- α H-cheilanthane: a novel degraded tricyclic sesterterpenoid-type hydrocarbon from the Athabasca oil sands. *Tetrahedron Letters*, 23, 2711-2714.
- El Ouardi H (2002) Origine et variations latérales des dépôts yprésiens dans la zone des dômes en Tunisie septentrionale. *C R Geoscience* 334(2):141–146.
- Ernst, S.R., Guasti, E., Dupuis, C., Speijer, R.P., 2006. Environmental perturbation in the southern Tethys across the Paleocene/Eocene boundary (Dababiya, Egypt): foraminiferal and clay mineral records. *Marine Micropaleontology* 60, 89–111.

- ESPITALIÉ, J., DEROO, G., MARQUIS, F. (1985) La pyrolyse Rock-Eval et ses applications (deuxième partie). *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 40, 755–784.
- Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, A., 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches mères de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Rev. l'Institut Français du Pétrole* 32, 23–42. doi:<http://dx.doi.org/10.2516/ogst:1977002>
- Fabiańska, M.J., Kurkiewicz, S. (2013) - Biomarkers, aromatic hydrocarbons and polar compounds in the Neogene lignites and gangue sediments of the Konin and Turoszów Brown Coal Basins (Poland). *International Journal of Coal Geology*, 107, 24-44.
- Fallgren, P.H., Jin, S., Zeng, C., Ren, Z., Lu, A., Colberg, P. J. (2013) - Comparison of coal rank for enhanced biogenic natural gas production. *International Journal of Coal Geology*, 115, 92-96.
- Farrimond, P., Telnæs, N. (1996). Three series of rearranged hopanes in Toarcian sediments (northern Italy). *Organic Geochemistry*, 25(3), 165-177.
- Ficken, K.J., Li, B., Swain, D.L., Eglinton, G., 2000. An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes, in: *Organic Geochemistry*. pp. 745–749. doi:10.1016/S0146-6380(00)00081-4
- FICKEN, K.J., WOLLER, M.J., SWAIN, D.L. (2002) Reconstruction of a subalpine grass-dominated ecosystem, Lake Rutundu, Mount Kenya: a novel multi-proxy approach. *Pales*, 177, 137-149.
- Fournié, D. (1975) L'analyse séquentielle et la sédimentation de l'Yprésien de Tunisie. *Bulletin Centre de Recherche de Pau, SNPA* 9(1):27–75.
- Fournié, D. (1978) Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. *Bull Centre Rech Explor-Prod Elf-Aquitaine Pau* 2(1):97-148.
- Fournié, D. (1980) Phosphates et pétrole en Tunisie. *Mémoire BRGM, Orléans*, N°24, pp 157-165.
- FREESE, E., KÖSTER, J., RULLKÖTTER, J. (2008) Origin and composition of organic matter in tidal flat sediments from the German Wadden Sea. *Organic Geochemistry*, 39, 820–829.
- Fu J, Sheng G, Peng P, Brassell SC, Eglinton G, Jiang J (1986) Peculiarities of salt lake sediments as potential source rocks in China. *Orga Geochem* 10:119-126
- GAAYA, A., GHENIMA, R. (1998) Major and potential petroleum systems in Tunisia. Prospectivity and expectations. In: Proceedings of the 6th Tunisian Petroleum Exploration and Production Conference, Tunis 5– 9 May 1998. Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (Eds.) Memoir, 12, 169– 177.
- Gaiad, M.S. (2000) – Aperçu sur la géologie de la feuille à 1/50.000 de Jammel.
- Gaines, S., Eglinton, G., Rullkötter, J., 2008. *Echoes of Life – What Fossil Molecules Reveal About Earth History*: Oxford University Press, New York, 355p.
- Gelpi, E., Schneider, H., Mann, J., Oro, J. (1970). Hydrocarbons of geochemical significance in microscopic algae. *Phytochemistry*, 9(3), 603-612.
- Ghosh, P., Choudhury, A., 2001. Seasonal variation of aliphatic hydrocarbons in sediments of Hooghly estuary, north-east coast of India. *Trop. Ecol.*, 42, 133-136.

- González-Vila, F.J., Polvillo, O., Boski, T., Moura, D., De Andrés, J.R., 2003. Biomarker patterns in a time-resolved holocene/terminal Pleistocene sedimentary sequence from the Guadiana river estuarine area (SW Portugal/Spain border). *Org. Geochem.* 34, 1601–1613. doi:10.1016/j.orggeochem.2003.08.006
- GOOSSENS, H., DE LEEUW, J.W., SCHENCK, P.A., BRASSELL, S.C. (1984) Tocopherols as likely precursors of pristane in ancient sediments and crude oils. *Nature*, 312, 440-442.
- GORUMELEN, C. (1984) - Serrage polyphasé de paléostructures distensives dans l'Axe Nord-Sud tunisien: le segment Bouzer-Rhéouis. Thèse de Doctorat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- GRACIANSKY, P.C., BROSSE, E., DEROO, G., HERBIN, J. P., MONTADERT, L., MÜLLER C., SCHAAF, A., SIGAL, J. (1982) Les formations d'âge Crétacé de l'Atlantique Nord et leur matière organique : Paléogéographie et milieu de dépôts. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 37, 275-336.
- GRASSO, M., TORELLI, L., MAZZOLDI, G. (1999) Cretaceous-Palaeogene sedimentation patterns and structural evolution of the Tunisian shelf, offshore the Pelagian islands (central Mediterranean). *Tectonophysics*, 315, 235– 250.
- Green, M.S., Flanagan, K.C., Gilcrease, P.C. (2008) - Characterization of a methanogenic consortium enriched from a coalbed methane well in the Powder River Basin, USA. *International Journal of Coal Geology*, 76(1), 34-45.
- Greenwood, D.R., Wing, S.L. (1995) - Eocene continental climates and latitudinal temperature gradients. *Geology*, 23(11), 1044-1048.
- Grimalt, J., Albaiges, J., Alexander, G., Hazai, I., 1986. Predominance of even carbon numbered normal-alkanes in coal seam samples of Nograd Basin (Hungary). *Naturwissenschaften* 73, 729–731.
- Guasti, E., Kouwenhoven, T.J., Brinkhuis, H., and Speijer, R.P. (2005) Paleocene sea-level and productivity at the southern Tethyan margin (EL Kef, Tunisia). *Marine Micropaleontology*, 55, 1-17.
- Guiraud R (1973) Evolution 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 Doc. Etat, Univ. Nice, France, 270 pp.
- GUIRAUD, R., MAURIN, J.E. (1991) Le rifting en Afrique au Crétace inférieur: synthèse structurale, mise en évidence de deux étapes dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques péri-africaines. *Bull. Soc. Geol Fr.*, 162, 811-823.
- Hadj Ahmed, A. (2006) Caractérisation minéralogique et bilan organo-géochimique des phosphorites du Bassin de Gafsa-Métlaoui -Dhrâa Tozeur-Nafka. Mastère de recherche *GAREN*, Université de Sfax. Tunisie. 99p.
- HADJ AHMED, A., SAIDI, R., AFFOURI, H., FATTAH, N., TLILI, A., (2016) – Evidences of continental contribution of organic matter by mineralogical and palynological studies of the Yresian phosphatic series of the Gafsa-Metlaoui Basin. International Conference on Applied Geology & Environment (iCAGE 2016), May 19-21, 2016, Mahdia, Tunisia, extended abstract, pp. 31-32. <http://icage2016.atga.fr/files/volume of EA.pdf>
- HAJ AHMED, A., TLILI, A., AFFOURI, H., MONTACER, M. (2008) – Caractérisation du contenu organique et minéral des séries phosphatées du

- Bassin de Gafsa. Troisièmes Journées Tunisiennes de Géologie Appliquée. 21–23 Mars 2008, Sousse –Tunisie (Communication orale).
- Haller P (1983) Structure profonde du Sahel tunisien. Interprétation géodynamique. Thèse 3ème Cycle Univ. Franche Comté, France, 162 pp.
- HAN, J., CALVIN, M. (1969) – Hydrocarbons distribution of algae and bacteria, and microbiological activity in sediments. Natl. Acad. Sci. Proc., Vol. 64, pp. : 436-443.
- Holzer, G., Oro, J., Tornabene, T. G. (1979) - Gas chromatographic—mass spectrometric analysis of neutral lipids from methanogenic and thermoacidophilic bacteria. *Journal of Chromatography A*, 186, 795-809.
- Horstad, I., Larter, S. R., Dypvik, H., Aagaard, P., Bjørnvik, A. M., Johansen, P. E., Eriksen, S. (1990) - Degradation and maturity controls on oil field petroleum column heterogeneity in the Gullfaks field, Norwegian North Sea. *Organic Geochemistry*, 16(1), 497-510.
- Hos-Çebi, F. (2017) - Organic geochemical characteristics and paleoclimate conditions of the Miocene coals at the Çan-Duralı (Çanakkale). *Journal of African Earth Sciences* 129, 117-135. doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.12.003
- Huang, W.Y., Meinschein, W.G., 1979. Sterols as ecological indicators. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 739–745. doi:10.1016/0016-7037(79)90257-6
- Huang, Z., Urynowicz, M. A., & Colberg, P. J. (2013). Stimulation of biogenic methane generation in coal samples following chemical treatment with potassium permanganate. *Fuel*, 111, 813-819.
- Huc, A. Y. (1978). Biochimie organique des schistes bitumineux du toarcien du bassin de Paris.
- Hughes, W.B., Holba, A.G., Dzou, L.I. (1995). The ratios of dibenzothiophene to phenanthrene and pristane to phytane as indicators of depositional environment and lithology of petroleum source rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(17), 3581-3598.
- HUGHES, W.B., REED, J.D. (1995) Oil and source rock geochemistry and exploration implications in northern Tunisia. In: Proceedings of the seminar on source rocks and hydrocarbon habitat in Tunisia. Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ed.), Tunis. Memoir, 9, 49-67.
- Hunt, J.M. (1996) Petroleum Geochemistry and Geology, second ed. W.H. Freeman and Company, New York. 332 p.
- Jacob, J., Disnar, J.R., Boussafir, M., Albuquerque, A.L.S., Sifeddine, A., Turcq, B. (2005). Pentacyclic triterpene methyl ethers in recent lacustrine sediments (Lagoa do Caçó, Brazil). *Organic Geochemistry*, 36(3), 449-461.
- Jacob, J., Disnar, J.R., Boussafir, M., Sifeddine, A., Albuquerque, A.L.S., Turcq, B., (2004) - Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the Last Glacial Maximum under the tropics (Lagoa do Caçó, NE Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 205, 183-197.
- Jauzein, A. (1967) Contribution à l'étude géologique des confins de la Dorsale tunisienne (Tunisie Septentrionale). Thèse ès-Sciences and Ann Mines Géol Tunis 22, 250 pp.
- Jenkyns, H. C. (2010), Geochemistry of oceanic anoxic events, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q03004, doi:10.1029/2009GC002788.

- Jiménez-Moreno, G., Mandic, O., Harzhauser, M., Pavelić, D., & Vranjković, A. (2008). Vegetation and climate dynamics during the early Middle Miocene from Lake Sinj (Dinaride Lake System, SE Croatia). Review of Palaeobotany and Palynology, 152(3), 237-245.
- Jones, E.J., Harris, S.H., Barnhart, E.P., Orem, W.H., Clark, A.C., Corum, M.D., Kirshtein, J.D., Varonka, M.S., Voytek, M.A. (2013) - The effect of coal bed dewatering and partial oxidation on biogenic methane potential. International Journal of Coal Geology, 115, 54-63.
- Jones, E.J., Voytek, M.A., Warwick, P.D., Corum, M.D., Cohn, A., Bunnell, J.E., Clark, C.A., Orem, W.H. (2008) - Bioassay for estimating the biogenic methane-generating potential of coal samples. International Journal of Coal Geology, 76(1), 138-150.
- Kaldellis, J.K., Kapsali, M. (2014). Evaluation of the long-term environmental performance of Greek lignite-fired power stations. Renewable and Sustainable Energy Reviews, 31, 472-485.
- Khelifa, Z. (2012) - L'événement anoxique d'âge Albien à Koudiat Berkouchia et Jebel Ghazouane (région de Nebeur, Tunisie septentrionale): Apport de l'étude des biomarqueurs. Mémoire de Master en Sciences de la Terre, Faculté des Sciences de Sfax.
- KHLIFA, Z., AFFOURI, H., & KALLEL, N. (2013) L'événement anoxique d'âge Albien à Koudiat Barkouchia et Jebel Ghazouene (région de Nebeur; Tunisie septentrionale) : Apport de l'étude des biomarqueurs. 5èmes journées de Géologie Appliquée, Hammamet-Tunisie, 2013 (Abstract).
- KHLIFA, Z., AFFOURI, H., RIGANE, A. (2016) – The Albian Oceanic Anoxic Event (OAE) in central-northern Tunisia: structural and sedimentary control of anoxia versus productivity. International Conference on Applied Geology & Environment (iCAGE 2016), May 19-21, 2016, Mahdia, Tunisia, extended abstract, pp. 89-90. http://icage2016.atga.fr/files/volume_of_EA.pdf
- KHLIFA, Z., AFFOURI, H., RIGANE, A. (2016) – The Albian Oceanic Anoxic Event (OAE) in central-northern Tunisia: structural and sedimentary control of anoxia versus productivity. International Conference on Applied Geology & Environment (iCAGE 2016), May 19-21, 2016, Mahdia, Tunisia, extended abstract, pp. 89-90. http://icage2016.atga.fr/files/volume_of_EA.pdf
- KHLIFA, Z., AFFOURI, H., RIGANE, A. (2017) - The Albian Oceanic Anoxic Event (OAE) in central-northern Tunisia: structural and sedimentary control of anoxia versus productivity. 1st Atlas Géoressources International Congress AGIC 2017, 20- 22 Mars 2017, Hammamet, Tunisie. Communication Orale.
- KHLIFA, Z., AFFOURI, H., RIGANE, A., JACOB, J. (*Soumis*) - The Albian Oceanic Anoxic Events record in central and northern Tunisia: paleogeographic and structural control settings.
- Khelifi, S. (2014) - Les couches lignitifères du Miocène de Zéramdine et Monastir : Etude organo-géochimique et implications Paléo-environnementales. Mémoire de Master en Sciences de la Terre, Faculté des Sciences de Sfax.
- Killops, S., Killops, V. (2005) Introduction to Organic Geochemistry, 2nd edition, Blackwell publishing, 393p.
- Kolaczkowska, E., Slougui, N.E., Watt, D.S., Maruca, R.E., Moldowan, J.M. (1990) - Thermodynamic stability of various alkylated, dealkylated and

- rearranged 17 α -and 17 β -hopane isomers using molecular mechanics calculations. *Organic Geochemistry*, 16(4-6), 1033-1038.
- Langford F, Blanc-Valleron M (1990) Interpreting Rock-Eval pyrolysis data using graphs of pyrolyzable hydrocarbons vs. total organic carbon. *AAPG Bull* 74:799–804.
- LAYEB, M., 1990. Etude géologique, géochimique et minéralogique régionale des faciès riches en matière organique d'âge Cénomano-Turonien dans le domaine de la Tunisie nord-centrale. Thèse de Doctorat de Spécialité Géologie. Univ. Tunis II.
- LAYEB, M., BELAYOUNI, H. (1991) Géologie et géochimie de la Formation Bahloul (Cénomanien-Turonien) en Tunisie nord-centrale. Séminaire sur les Événements du Cénomanien et du Turonien, Tunis, 1991. Association Tunisienne des Etudes Internationales en Géologie (eds.). Résumé, 12-14.
- LAYEB, M., BELAYOUNI, H. (2000) Paléogéographie de la Formation Bahloul (passage Cénomanien – Turonien). *Annales des Mines et de la Géologie*, Tunisie, 40, 21-44
- Li, M., Wang, T., Liu, J., Zhang, M., Lu, H., Ma, Q., Gao, L. (2009). Biomarker 17 α (H)-diahopane: A geochemical tool to study the petroleum system of a Tertiary lacustrine basin, Northern South China Sea. *Applied Geochemistry*, 24(1), 172-183.
- Loucks RG, Moody RTJ, Bellis JK, Brown AA (1998) Regional depositional setting and pore network systems of the El Garia Formation (Metlaoui Group, Lower Eocene), offshore Tunisia. In: Macgregor DS, Moody RTJ, Clark-Lowes DD (eds) *Petroleum Geology of North Africa*. Geol Soc, London, Spe Pub 132:355–374.
- LÜNING S., KOLONIC, S, BELHADJ, E.M., BELHADJ, Z., COTA, L., BARIC, G., WAGNER, T. (2004) Integrated depositional model for the Cenomanian–Turonian organic-rich strata in North Africa. *Earth-Science Reviews*, 64, 51–117
- Mackenzie, A.S., Lamb, N.A., Maxwell, J.R. (1982) Steroid hydrocarbons and the thermal history of sediments. *Nature* 295:223–226.
- MACKENZIE, A.S., MAXWELL, J.R., COLEMAN, M.L., DEEGAN, C.E. (1984) Biological markers and isotope studies of North Sea crude oils and sediments. *Proceedings of the 11th World Petroleum Congress*, 2, Wiley, New York, 45-56.
- MACKENZIE, A.S., PATIENCE, R.L., MAXWELL, J.R., VANDENBROUCKE, M., DURAND, B. (1980) - Molecular parameters of maturation in the Toarcian shales, Paris basin, France I. Changes in the configurations of the acyclic isoprenoid alkanes, steranes and triterpanes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1709–1721.
- Mannaï-Tayech, B. (2006) - Les séries silicoclastiques miocènes du Nord-Est au Sud-Ouest de la Tunisie: une mise au point. *Geobios*, 39(1), 71-84.
- Mannaï-Tayech, B. (2009) - The lithostratigraphy of Miocene series from Tunisia, revisited. *Journal of African Earth Sciences*, 54(3), 53-61.
- Mardassi, B., Negra, M.H. (2010) Sedimentary characters of platform-basin transitional Early Eocene facies in Tunisia. - 4th "French" Congress on Stratigraphy, STRATI2010, Université Pierre et Marie Curie – UPMC, August 30, 2010 – September 2, 2010, Abstract

- Mejri, F., Burolet, P.F., Ben Ferjani, A. (2006) Petroleum geology of Tunisia. A renewed synthesis. Ed ETAP, Tunis, Mém 22, 230 pp.
- Melki F, Zouaghi T, Ben Chelbi M, Bédir M, Zargouni F (2012) Role of the NE-SW Hercynian Master Fault Systems and Associated Lineaments on the Structuring and Evolution of the Mesozoic and Cenozoic Basins of the Alpine Margin, Northern Tunisia. *Tectonics – Recent Advances* N°:131-168, <http://dx.doi.org/10.5772/50145>.
- Mello, M.R., Maxwell, J.R. (1990). Organic Geochemical and Biological Marker Characterization of Source Rocks and Oils Derived from Lacustrine Environments in the Brazilian Continental Margin. In: Katz, B.J. (Ed.), *Lacustrine Basin Exploration*, AAPG memoir 50, Chapter 5, pp. 77-98.
- Moldowan, J.M., Fago, F.J., Carlson, R.M., Young, D.C., an Duvne, G., Clardy, J., Shoell, M., Pilling, C.T., Watt, D.S. (1991). Rearranged hopanes in sediments and petroleum. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(11), 3333-3353.
- Moldowan, J.M., Seifert, W.K., Gallegos, E.J., 1985 Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 69, 1255–1268. doi:10.1080/10916469808949779
- MONTACER, M. (1989) Etude de la matière organique de la Formation "Bahloul" (Cénomanien-Turonien) dans l'environnement sédimentaire du gisement Zn-Pb de Bou Grine (NW de la Tunisie). Thèse d'Etat, Université Orléans, France.
- MONTACER, M. (1991) Apport de l'étude de la matière organique à la compréhension de la genèse des sulfures de Zn-Pb associés aux faciès carbonatés de la Formation « Bahloul » (Cénomanien-turonien) de Bou Grine. Séminaire sur les Événements du Cénomanien et du Turonien, Association Tunisienne des Etudes Internationales de Géologie, volume des communications, 17-21.
- MONTACER, M., DISNAR, J.R., ORGEVAL, J.J., TRICHET, J. (1988) Relationship between Zn –Pb ore and oil accumulation processes: Example of the Bougrine deposit (Tunisia). *Organic Geochemistry*, 13, 423–431.
- Moody RTJ, Grant GG (1989) On the importance of bioclasts in the definition of a depositional model for the Metlaoui carbonate Group. *Actes des IIèmes journées de Géologie Tunisienne appliquée à la recherche des Hydrocarbures*, 409–427.
- Moody, R.T.J. (1987) The Ypresian carbonates of Tunisia – a model of foraminiferal facies distribution. In: Hart MB (ed) *Micropalaeontology of carbonate environments*. BMS series. Ellis Horwood, Chichester, pp 82-92.
- Nishimura, M., Baker, E.W., 1986. Possible origin of n-alkanes with a remarkable even-to-odd predominance in recent marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 299–305. doi:10.1016/0016-7037(86)90178-X
- Noble, R.A., Alexander, R., Kagi, R.I., Knox, J. (1985). Tetracyclic diterpenoid hydrocarbons in some Australian coals, sediments and crude oils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(10), 2141-2147.
- ORGEVAL, J.J. (1994) Peridiapiric Metal Concentration: Example of the Bou Grine deposit (Tunisian Atlas). In: Fontboté/Boni (ed.) *Sediment-Hosted Zn–Pb Ores*. Springer, Berlin, 354–389.
- Orgeval, J.J., Giot, D., Karoui, J., Monthel, J., Sahli, R. (1986). Le gisement de Zn–Pb de Bou Grine (Atlas tunisien). Description et historique de la découverte. *Chronique de la Recherche Minière*, 482, 5-32.

- Otto, A., & Wilde, V. (2001) - Sesqui-, di-, and triterpenoids as chemosystematic markers in extant conifers - a review. *The Botanical Review*, 67(2), 141-238.
- Ouali, J. (1984). Structure et évolution géodynamique du chaînon Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). *Bull. Centres Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, 9(1), 18.
- PATRIAT, M., ELLOUZ, N., DEY, Z., GAULLIER, J.M. and BEN KILANI, H. (2003) The Hammamet, Gabes and Chotts basins (Tunisia): a review of the subsidence history. *Sedimentary Geology*, 156, 241-262.
- Pearson, P.N., Ditchfield, P.W., Singano, J., Harcourt-Brown, K.G., Nicholas, C.J., Olsson, R.K., Shackleton N.J., Hall, M.A. (2001). Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs. *Nature*, 413(6855), 481-487.
- Pelet, R. (1978). Géochimie organique des sédiments marins profonds de l'appareil détritique de l'Amazone et de la fosse de Cariaco. Vue d'ensemble. Géochimie organique des sédiments marins profonds. Orgon II, Atlantique N-E Brésil, Édition du CNRS, Paris, 371.
- PERTHUISOT, V. (1978) Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. *Travaux du Laboratoire de Géologie* (ed.) Presses E.N.S., Paris, 12, 312 p.
- PERTHUISOT, V. (1981) Diapirism in northern Tunisia. *Journal of Structural Geology*, 3, 231-235.
- Peters KE, Cassa MR (1994) Applied source rock geochemistry. In: Magoon LB, Dow WG (eds), *The Petroleum System-From Source to Trap*. AAPG Mem 60:93–120.
- Peters KE, Moldowan JM (1993) *The Biomarker guide: Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediment*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 347 p.
- Peters KE, Ramos LS, Zumberge JE, Valin ZC, Scotese CR, Gautier DL (2007) Circum-Arctic petroleum systems identified using decision-tree chemometrics. *AAPG Bull* 91:877-913.
- Peters KE, Walters CC, Moldowan JM (2005) *The biomarker guide. Volume 2, Biomarkers and isotopes in petroleum systems and earth history*, Cambridge University Press, pp 499–629.
- PETERS, K.E. (1986) Guidelines for evaluating petroleum source rocks using programmed pyrolysis. *AAPG Bull.*, 70, 318-329.
- Philip J, Masse J-P, Camoin G (1997) Tethyan carbonate platforms. In: Nairn AEM, Ricou L-E, Vrielynck B, Dercourt J (eds) *The Ocean Basins and Margins. The Tethys Ocean*, Plenum Press, New York, 8, pp 239–265.
- PHILIP, R.P. (1994) Geochemical characteristics of oil derived predominantly from terrigenous source material. In: Scott, A.C and Fleet, A.J. (ed) *Coal and coal bearing strata as oil prone source rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, 77, 71-91.
- Philp, R.P. (1985) - Petroleum formation and occurrence. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 66(37), 643-644.
- POWELL, T.G. (1988) Pristane/phytane ratio as environmental indicator. *Nature*, 333, 604.

- Racey A, Bailey HW, Beckett D, Gallagher LT, Hampton MJ, McQuilken J (2001) The petroleum geology of the Early Eocene El Garia Formation, Hasdrubal Field, offshore Tunisia. *J Petrol Geol* 24:29–53.
- Ramdani, M., Flower, R.J., Elkhiati, N., Kraiem, M.M., Fathi, A.A., Birks, H.H., Patrick, S.T., 2001. North African wetland lakes: Characterization of nine sites included in the CASSARINA Project. *Aquat. Ecol.* doi:10.1023/A:1011957324901
- Rampen, S. W., Willmott, V., Kim, J. H., Uliana, E., Mollenhauer, G., Schefuß, E., Schouten, S. (2012). Long chain 1, 13-and 1, 15-diols as a potential proxy for palaeotemperature reconstruction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 84, 204-216.
- Ricken, W. (1993). Sedimentation as a three-component system. Lecture Notes in Earth Sciences, Berlin Springer Verlag, 51.
- Rigane, A. (1991) - Les calcaires de l'Yprésien en Tunisie centro-septentrionale: cartographie, cinématique et dynamique des structures. Thèse Univ. Franche Comté (France), 205 pp.
- Rigane, A., Gourmelen, C. (2011) Tunisian transtensive basins in Tethyan geodynamic context and their post-Tortonian inversion. In: New Frontiers in Tectonic Research - At the Midst of Plate Convergence, Dr. Uri Schattner (ed), ISBN: 978-953-307-594-5, InTech, 27-48.
- Rigane, A., Gourmelen, C., Broquet, P., Treuillet, R. (1994) - Originalité des phénomènes tectoniques synsédimentaires fini-yprésiens en Tunisie centro-septentrionale (région de Kairouan). *Bull Soc Géol Fr* 165:27–35.
- ROUVIER, H. (1977 ; 1985) Géologie de l'extrême-nord tunisien: tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrebine. Thèse Sci. Univ. Paris VI.
- Rullkötter, J., Mukhopadhyay, P.K., Welte, D.H., 1984. Geochemistry and Petrography of Organic Matter in Sediments from Hole 530A, Angola Basin, and Hole 532, Walvis Ridge, Deep Sea Drilling Project, in: Covering Leg 75 of the Cruises of the Drilling Vessel Glomar Challenger Walvis Bay, South Africa, to Recife, Brazil. pp. 1069–1087.
- RULLKÖTTER, J., WENDISCH, D. (1982) Microbial alteration of 17 α (H)-hopane in Madagascar asphalts : Removal of C-10 methyl group and ring opening. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 1543-1553.
- Sakulniyomporn, S., Kubaha, K., Chullabodhi, C. (2011). External costs of fossil electricity generation: Health-based assessment in Thailand. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 15(8), 3470-3479.
- Scheibner C, Speijer RP (2008) Late Paleocene–early Eocene Tethyan carbonate platform evolution - A response to long- and short-term paleoclimatic change. *Earth-Sci Re* 90:71–102. doi:10.1016/j.earscirev.2008.07.002
- SCHLANGER, S.O., ARTHUR, M.A., JENKYNS, H.C., SCHOLLE, P.A. (1987a) The Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event: I. Stratigraphy and distribution of organic-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. In: Brooks, J., Fleet, A.J. (Eds.), *Marine and Petroleum Source Rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, 26, 371– 399.

- SCHLANGER, S.O., ARTHUR, M.A., JENKYNS, H.C., SCHOLLE, P.A. (1987b) The Cenomanian/Turonian anoxic event deposits. In: Einsele, G., Seilacher, A. (ed.) *Cyclic and Event Stratification*. Springer-Verlag, New York, 161-173.
- Schouten, S., Hopmans, E.C., Schefuß, E., Damste, J.S.S. (2002). Distributional variations in marine crenarchaeotal membrane lipids: a new tool for reconstructing ancient sea water temperatures?. *Earth and Planetary Science Letters*, 204(1), 265-274.
- Scott, A.R., Kaiser, W.R., Ayers Jr, W.B. (1994). Thermogenic and secondary biogenic gases, San Juan basin, Colorado and New Mexico - implications for coalbed gas producibility. *AAPG bulletin*, 78(8), 1186-1209.
- SEIFERT, W.K., MOLDOWAN, J.M. (1986) Use of biological markers in petroleum exploration. In: Johns, R.B. (ed.) *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 24, 261-290.
- SHANMUGAM, G. (1985) Significance of coniferous rain forest and related organic matter in generating commercial quantities of oil, Gippsland Basin, Australia. *AAPG Bull.*, 69, 1241-1254.
- Simoneit, B.R.T., 1977. Diterpenoid compounds and other lipids in deep-sea sediments and their geochemical significance. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 463–476. doi:10.1016/0016-7037(77)90285-X
- Sinninghe Damsté, J.S., Kenig, F., Koopmans, M.P., Köster, J., Schouten, S., Hayes, J.M., de Leeuw, J.W., 1995. Evidence for gammacerane as an indicator of water column stratification. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 1895–1900. doi:10.1016/0016-7037(95)00073-9
- SNOCK, A. W., SCHAMEL, S., KARASEK, R. M. (1988) Structural evolution of Jebel Debadib Anticline: a clue to the regional tectonic style of the Tunisian Atlas. *Tectonics*, 7, 497-516.
- SOUA, M., ECHIHI, O., HERKAT, M., ZAGHBIB-TURKI, D., SMAOUI J., FAKHFAKH-BEN JEMIA, H., BELGHAJI H. (2009) Structural context of the paleogeography of the Cenomanian-Turonian anoxic event in the eastern Atlas basins of the Maghreb. *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 1029–1037.
- SOUA, M., TRIBOVILLARD, N. (2007) Modèle de sédimentation au passage Cénomanien/Turonien pour la Formation Bahloul en Tunisie. *Comptes Rendus Geoscience*, 339, 692–701
- Soyer, C. (1987) - Inversions structurales le long de la direction atlasique en Tunisie centrale: le Jebel Boudinar.. Thèse de doctorat. Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Stefanova, M., Kortenski, J., Zdravkov, A., Marinov, S. (2013). Paleoenvironmental settings of the Sofia lignite basin: Insights from coal petrography and molecular indicators. *International Journal of Coal Geology*, 107, 45-61.
- Stefanova, M., Maman, O., Guillet, B., Disnar, J.R. (2004). Preserved lignin structures in Miocene-aged lignite lithotypes, Bulgaria. *Fuel*, 83(1), 123-128.
- Stefanova, M., Markova, K., Marinov, S., Simoneit, B.R.T. (2005) - Biomarkers in the fossils from the Miocene-aged Chukurovo lignite, Bulgaria: sesqui- and diterpenoids. *Czech Geological Survey, Bulletin of Geosciences*, Vol. 80, No. 1, 93–97.
- Stevenson, A.C., Battarbee, R.W., 1991. Palaeoecological and documentary records of recent environmental change in Garaet El Ichkeul: A seasonally

- Saline Lake in NW Tunisia. Biol. Conserv. 58, 275–295. doi:10.1016/0006-3207(91)90096-R
- Strapoć, D., Mastalerz, M., Schimmelmann, A., Drobniak, A., Hedges, S. (2008) – Variability of geochemical properties in a microbially dominated coalbed gas system from the eastern margin of the Illinois Basin, USA: International Journal of Coal Geology, v. 76, p. 98–110.
- Telahigue, F. (2005) - Etude sédimentologique et géochimique de la matière organique d'un bassin abrité : la lagune de Ouled Ridha (Hachichina, Sud de Sfax). Mémoire de Mastère en Géosciences Appliquées aux Ressources et Environnements Naturels (GAREN), Faculté des Sciences de Sfax.
- TISSOT, B., DURAND, B., ESPITALIE, J., COMBAZ, A. (1974) Influence of the nature and diagenesis of organic matter in the formation of petroleum. AAPG Bull., 58, 499-506.
- TISSOT, B., PELET, R., ROUACH J., COMBAZ, A. (1977) Utilisation des alcanes comme fossiles géochimiques indicateurs des environnements géologiques. AAPG Bull., 55, 2177-2193.
- Tissot, B., Welte, D.H. (1978) - Petroleum Formation and Occurrence: A New Approach to Oil and Gas Exploration. Springer-Verlag (Eds.), Berlin, Heidelberg, New York, 538 pp.
- TISSOT, B., WELTE, D.H. (1984) Petroleum Formation and Occurrence - A new approach to oil and gas exploration. Second Revised and Enlarged Edition, Springer-Verlag (Eds.) Berlin Heidelberg New York Tokyo, 699 pp.
- Thig S, Sahli S, Er-Raioui L., Alouani R, Mzoughi R (2010) Depositional environment controls on petroleum potential of the Eocene in the North of Tunisia. J Petrol Sci Eng 71:91–105.
- Toumi, N. (2008) - Etude de la matière organique des niveaux lignitifères de la région de Zarmedine. Mémoire de fin d'études, Maîtrise en Sciences de la Terre, Faculté des Sciences de Sfax.
- Turki MM (1985). Polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghouan-Nebhana. Thèse ès-Sc., Univ. Tunis, Revue Sc. Terre, Eds. INRST, Tunis, 262 pp.
- Vandenbroucke, M., Bordenave, M.L., Durand, B. (1993). Transformation of organic matter with increasing burial of sediments and the formation of petroleum in source rocks. In: Applied petroleum geochemistry, Editions Technip, Paris, France, pp. 101-121.
- Vennin E, van Buchem FSP, Joseph P, Gaumet F, Sonnenfeld M, Rebelle M, Fakhfakh-Ben Jemia H, Zijlstra H (2003) A 3D outcrop analogue model for Ypresian nummulitic carbonate reservoirs: Jebel Ousselat, northern Tunisia. Petrol Geoscience 9:145–161.
- VOLKMAN, J.K. (1988) Biological marker compounds as indicators of the depositional environments of petroleum source rocks. In: Fleet, A.J., Kelts, K., Talbot, M.R. (ed.) Lacustrine Petroleum Source Rocks. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 40, 103-122.
- Waples, D.W. (1985). Organic and inorganic nitrogen in sediments from leg-80, Deep-Sea Drilling Project. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 80 (MAR), 993-997.

- Waples, D.W., Machihara, T.M. (1991). Biomarkers for Geologists. AAPG Methods in Exploration Series No. 9. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- Williams, L.A. (1984) Subtidal stromatolites in Monterey Formation and other organic rich rocks as suggested source contributors to petroleum formation. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 68, 1879–1893.
- World Energy Council (2016) – World Energy Resources – Coal. www.worldenergy.org/wp-content/uploads/2017/03/WEResources_Coal_2016.pdf
- YUKLER, M.A., MOUMEN, A., DAADOUCH, I., BOUHLEL, H., MESKINI, A., SAIDI, M., JARRAYA, H. (1994) Quantitative evaluation of the geologic and hydrocarbon potential of the Gulf of Gabès. In: Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ed.) Proceedings of the 4th Tunisian Petroleum Exploration Conference, Tunis. Memoir, 8, 69–70.
- Zachos, J. C., Dickens, G. R., Zeebe, R. E. (2008) An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* 451, 279–283
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686–693.
- Zaier A, Beji-Sassi A, Sassi S, Moody RTJ (1998) Basin evolution and deposition during the Early Paleogene in Tunisia. In: Macgregor DS, Moody RTJ and Clark-Lowes DD (eds): Petroleum geology of North Africa. Geol Soc Lond, Spec Publ 132:375-393.
- ZARGOUNI, F. (1975) Etude géologique de la chaîne de Lansarine (région de Tébourba, Atlas tunisien). Thèse de 3ème cycle. Univ. Pierre et Marie-Curie, Paris VI.
- Zargouni, F. (1977) - Etude structurale de la bande triasique de Baouala-Aroussia-El Mecherket (Zone des diapirs, Atlas tunisien). Bull Soc Sci Nat Tun 12:79-82.
- ZARGOUNI, F. (1985) Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie, évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. Revue Sciences de la Terre, INRST (ed.), Thèse Doctorat ès-Sc., Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, Tunisie.
- Zargouni, F., Ruhland, M. (1981). Style de déformation du Quaternaire récent lié au coulissemement de la faille de Gafsa et chronologie des phases tectoniques de l'Atlas méridional tunisien. CR Acad. Sci. Paris, 292, 912-915.