

Nouvelles données tecto-sédimentaires de l'Atlas Centro-méridional tunisien : significations géodynamiques

Mohamed Abdelhamid GHANMI^{1*}, Mohamed GHANMI¹ & Fouad ZARGOUNI

¹ Université Tunis El Manar, Faculté des Sciences de Tunis, Campus Universitaire, 2092, Tunis, Tunisia

Résumé. L'étude tecto-sédimentaire des séries mésozoïques des structures de Bouhedma, Meloussi et Kebar de l'Atlas Centro-méridional tunisien a permis un découpage en cycles sédimentaires ayant un caractère transgressif-régressif et corrélables avec les cycles eustatiques à l'échelle mondiale. Les diverses limites coïncident avec des discontinuités majeures d'ordre surtout tectonique. Elles sont esquissées par des lacunes sédimentaires assez importantes et des bréchifications syn-tectoniques en bordures des aires de sédimentation. Ainsi, la variation considérable de faciès et d'épaisseur est aussi l'un des traits principaux caractérisant ce domaine. Ainsi, le changement et d'épaisseur et de faciès, du Sud au Nord et d'Ouest en Est, est un des témoins forts d'une tectonique syn-dépôt guidant la structuration l'ensemble de l'Atlas Centro-méridional. Par conséquent, ce domaine était le siège des déformations intenses engendrant des blocs effondrés et soulevés. Ces derniers sont bien exposés à l'érosion qui est aussi un facteur primordial dans l'évolution géodynamique des aires de sédimentation. De même, les diverses discontinuités majeures au sein des séries mésozoïques correspondent à des lacunes d'érosion. Ces dernières sont bien identifiées à travers les données de terrain. Ces discontinuités guident en effet à une nouvelle interprétation concernant l'évolution géodynamique de l'ensemble de l'Atlas Centro-méridional.

Mots clés: *Atlas Centro-méridional, cycles sédimentaires, discontinuités, lacunes sédimentaires, bréchifications syn-tectoniques, tectonique syn-dépôt, déformations, érosion*

1. Introduction

Lors de sa contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale, [Buroillet \(1956\)](#) a défini l'île de Kasserine dans une esquisse paléogéographique. Plus tard, [M'rabet \(1987\)](#) a étendu ses observations paléogéographiques à l'île de Kairouan. En effet, ces auteurs ont constaté que parmi les traits géodynamiques frappants de la sédimentation de l'Aptien, la formation Orbata est toujours coiffée par un hard ground.

* Corresponding author.

E-mail: gh.mohamed1@gmail.com (Ghanmi M. A.).

Address: Université Tunis El Manar, Faculté des Sciences de Tunis, Campus Universitaire, 2092, Tunis, Tunisia.

De même, Khessibi en 1978 a défini la formation Kebar considérée continentale reposant sur cette discontinuité au sommet de la formation Orbata et ce au niveau du flanc septentrional de l'anticlinal dissymétrique de Kebar.

Dans une étude récente, nous avons entrepris, au sein de la Tunisie Centro-méridionale (Fig. 1), des observations de terrain et des levées sédimentologiques et tectoniques pour apporter des informations complémentaires sur les événements qui ont contrôlé la sédimentation et la géométrie des bassins durant cette époque. Cette étude est basée sur le découpage des séries lithostratigraphiques en cinq mégacycles d'ordre 1 ou 2 et sur l'interprétation de la tectonique syn-sédimentaire ayant affecté la totalité de l'Atlas Centro-méridional et en particulier le domaine d'étude couvrant les structures de Bouhedma, Meloussi et Kebar.

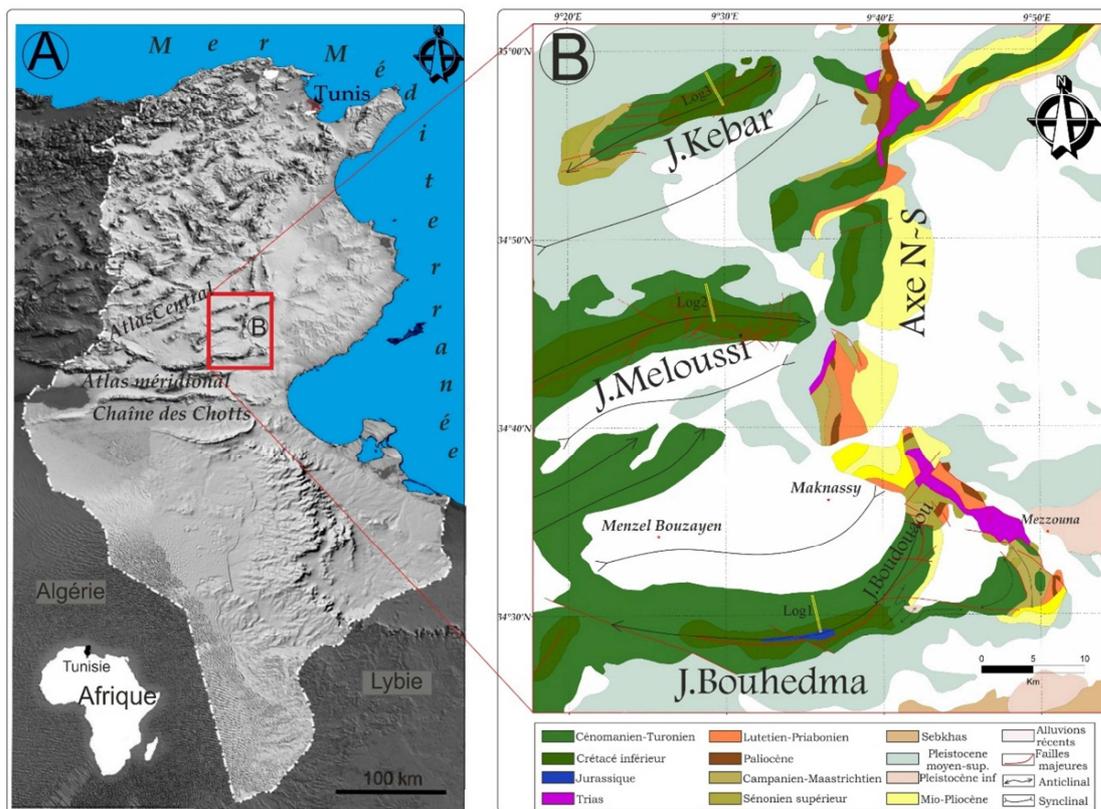


Fig. 1 : Cadre géographique (A) et géologique (B) du domaine d'étude montrant les structures dissymétriques de Bouhedma, Meloussi et Kebar. Les logs 1, 2 et 3 seront affichés dans la figure 3.

2. Lithostratigraphie

Les séries stratigraphiques de la région d'étude peuvent être décrites en une suite de mégaséquences d'ordre 1 ou d'ordre 2 délimitées par des discontinuités régionales (Miall, 1995) (Fig. 2).

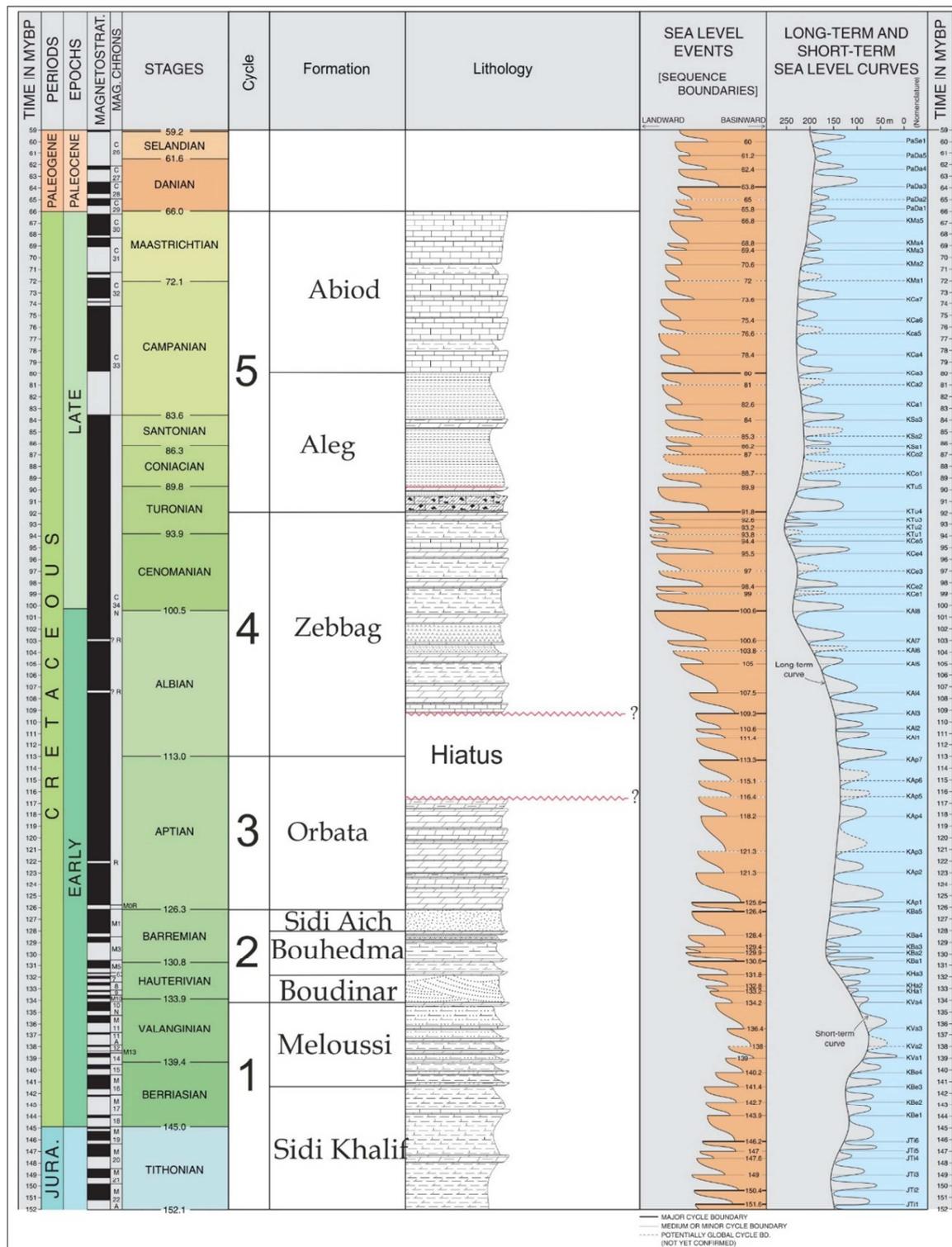


Fig. 2 : Cycles sédimentaires des séries mésozoïques en affleurement au sein du domaine d'étude et corrélation avec la charte globale de Haq (2014).

2-1-Mégacycle 1 : Jurassique Terminal – Crétacé basal :

Ce premier mégacycle comprend à sa base les niveaux argileux verts, les marnes et les calcaires de la Formation Sidi Khalif. Cette dernière, incomplète à sa base, forme le cœur des structures de Bouhedma, Meloussi et Kebar. Elle renferme des Ammonites, des Bélemnites, des Lamellibranches,

des Brachiopodes, des Echinides, des foraminifères et des Calpionelles. D'après ce contenu faunistique de la Formation Sidi Khalif, son âge est attribué au Tithonien – Berriasien (Memmi, 1967 ; M'rabet, 1981).

La partie supérieure du mégacycle 1 est constituée par les alternances de niveaux sableux, de bancs dolomitiques plus ou moins massifs et de couches argileuses et dolomitiques caractérisant la Formation Meloussi d'âge Valanginien. La partie basale de cette formation est représentée par une séquence à alternance d'argiles – sables surmontée par une deuxième séquence granocroissante débutant par un terme argileux et passant à des niveaux sableux dont la taille des éléments est plus au moins fine. La partie sommitale de cette Formation est caractérisée par des séquences granodécroissantes débutant par des sables fins à moyens et même grossiers marqués par des stratifications obliques. Ces derniers se poursuivent par des sables devenant de plus en plus fins pour passer vers le sommet à des silts et même des argiles. Outre les niveaux terrigènes, cette formation comporte des épisodes carbonatés à grés-carbonatés reflétant de légères transgressions marines locales (M'rabet, 1981). De même, l'analyse fine de cette partie supérieure du mégacycle 1 montre que la Formation Meloussi s'est déposée dans un milieu littoral, et la grande expansion du sable traduit une érosion renouvelée du domaine saharien, liée à une baisse du niveau marin. Tandis que les niveaux carbonatés et argileux traduisent des brèves invasions marines associés à des épisodes de subsidence (Ben Ferjani et al., 1990).

2-2-Mégacycle 2 : Hauterivien – Barrémien :

Ce deuxième mégacycle débute par une séquence sableuse formée d'un sable moyen à grossier et renfermant des dragées de quartz passant parfois à des grès massifs à stratification entrecroisée et correspondants à un dépôt fluvi-déltaique. Cette séquence marquée par un granoclassement décroissant est connue communément sous la Formation Boudianr dont l'âge est attribué par encadrement à l'Hauterivien. La partie intermédiaire de ce mégacycle est représentée par une série mixte formée d'une alternance de couches de dolomie, calcaire marneux, évaporites, argile et sable de la Formation Bouhedma. Au Jebel Bouhedma, localité type où a été défini, cette Formation est puissante de 180 mètres. Elle est formée par des séquences argilo-sableuses grano-croissantes et des séquences argilo-dolomitiques. Les argiles ont une couleur marmorisée, les sables sont fins à très fins et les niveaux carbonatés sont micritiques, à lamines algaires et renferment de rares Lamellibranches et Gastéropodes. Cette Formation renferme également des gypses disséminés sous formes de nodules roses et blanches aussi bien que deux bancs massifs d'anhydrites ne dépassant pas les 5 décimètres chacun. Cette même Formation est plus puissante au niveau du Jebel Meloussi. Elle est formée par un terme basal faisant 90 m d'épaisseur et constitué par des séquences argilo-sableuses et argilo-carbonatées. Les sables dont la granulométrie fine à grossière présentent localement des stratifications obliques. Les carbonates sont des dolomies laminées, silteuses et montrent des fentes de dessiccation dans certains bancs. Le terme moyen puissant de 170 m est représenté par des séquences argilo-carbonatées, des séquences mixtes de marnes, de carbonates et de gypses. Le terme sommital de cette Formation, d'une épaisseur d'environ 225 m, est composé à la base par des séquences terrigènes avec une granulométrie de sable fin à grossier et des séquences argilo-carbonatées au sommet. Ces dernières surmontent des niveaux métriques d'anhydrites formés par des gypses laminés et plissés par endroits. Les carbonates sont des dolomies renfermant des débris de Lamellibranches, Gastéropodes et des Echinides. Au Jebel Kebar, la Formation Bouhedma, puissante de 400 m, est formée par une alternance de séquences marno-gréseuses et accessoirement de séquences argilo-dolomitiques. Les marnes vertes légèrement gréseuses sont azoïques. Les grès sont formés par des grains de taille moyenne à grossière. Les dolomies sont fines et laminées et ont une extension latérale lenticulaire.

Notons donc que la Formation Bouhedma, dont l'âge est attribué au Barrémien, montre un caractère transgressif remarquable suite à la régression marine tracée par les sables fluviaux de Boudinar.

La partie supérieure du deuxième mégacycle est occupée par la Formation sableuse de Sidi Aich qui marque un épisode régressif au cours du Barrémien sommital. Cette dernière est marquée également par des intercalations silteuses et parfois argileuses.

L'ensemble de mégacycle 2 est caractérisé par une variation notable d'épaisseur de Sud au Nord. Ainsi, l'épaisseur totale est de l'ordre de 710 m au Jebel Bouhedma, 1055 m dans le Jebel Meloussi et 1515 m au Jebel Kebar (Fig. 3).

Ce mégacycle est caractérisé par une régression marine qui atteint son stade maximum au cours de l'Hauterivien par le dépôt des sables fluvio-deltaïques de Bou Dinar. Le Barrémien, (Formation Bouhedma) montre un caractère nettement transgressif, avec un bref épisode régressif au top correspondant aux sables de la Formation Sidi Aich.

2-3-Mégacycle 3 : l'Aptien :

Ce mégacycle comprend l'Aptien qui s'étend sur environ 12 millions d'années. En fait, l'Aptien est le 2^{ème} long âge dans le Mésozoïque après l'Albien qui dure environ 12.5 millions d'années. Dans le secteur d'étude, l'Aptien est représenté par les dolomies massives localement gréseuses de la Formation Orbata. Au Jebel Bouhedma, la série la plus complète de cette Formation se trouve dans le flanc septentrional. Elle est formée à sa base par une corniche dolomitique d'une épaisseur de 50 m, renfermant des moules de Lamellibranches et Gastéropodes dans la partie inférieure et des nodules d'anhydrites au sommet. Le terme moyen de la Formation Orbata, puissant de 40 m, est formé par des dolomies laminées renfermant des moules de Gastéropodes. Le terme sommital, d'une épaisseur de 60 m, est représenté par des barres massives dolomitiques. Le top de la Formation Orbata est tapissé par un Hard ground surmonté par un niveau conglomératique qui n'est pas décrit auparavant dans cette région. Au Jebel Meloussi, cette formation est puissante de 155 m. Elle débute par une corniche dolomitique renfermant des Orbitolines puis passe à des séquences métriques de dolomies et dolomies gréseuses. Sa partie supérieure est constituée par des dolomies massives renfermant des Huitres (M'rabet, 1987). Dans cette localité, le top de la Formation Orbata est surmonté par un niveau décimétrique de brèche dont les éléments figurés sont de taille variable allant de quelque mm à 1 cm et baignant dans une matrice carbonatée. Latéralement, ce niveau bréchiqes augmente d'épaisseur qui peut dépasser le 1 m. Au Jebel Kebar et au niveau du flanc septentrional, seul le membre inférieur de la Formation Orbata existe. Ce dernier, ayant une épaisseur de 35 m, est représenté par une barre dolomitique renfermant des fantômes d'orbitolines, des moules de Lamellibranches et Gastéropodes (Khessibi, 1978 ; M'rabet, 1985). La barre dolomitique, caractérisée par une surface sommitale irrégulièrement érodée, est surmonté en discordance par une série continentale appelée Formation Kebar, attribuée à l'Albien inférieur (Khessibi, 1978 ; Trabelsi et Colin, 2013). Dans les trois affleurements de Bouhedma, Meloussi et Kebar, la Formation aptienne est marquée par une variation considérable d'épaisseur. En effet, les flancs septentrionaux sont caractérisés par les niveaux les plus puissants, alors que ceux méridionaux sont marqués par les séries les plus réduites (Fig : 1-B). Cette variation d'épaisseur mais aussi de faciès témoigne d'une activité tectonique importante.

Concernant l'environnement de dépôt, cette Formation aptienne correspond à une plate-forme néritique interne traduisant un caractère transgressif.

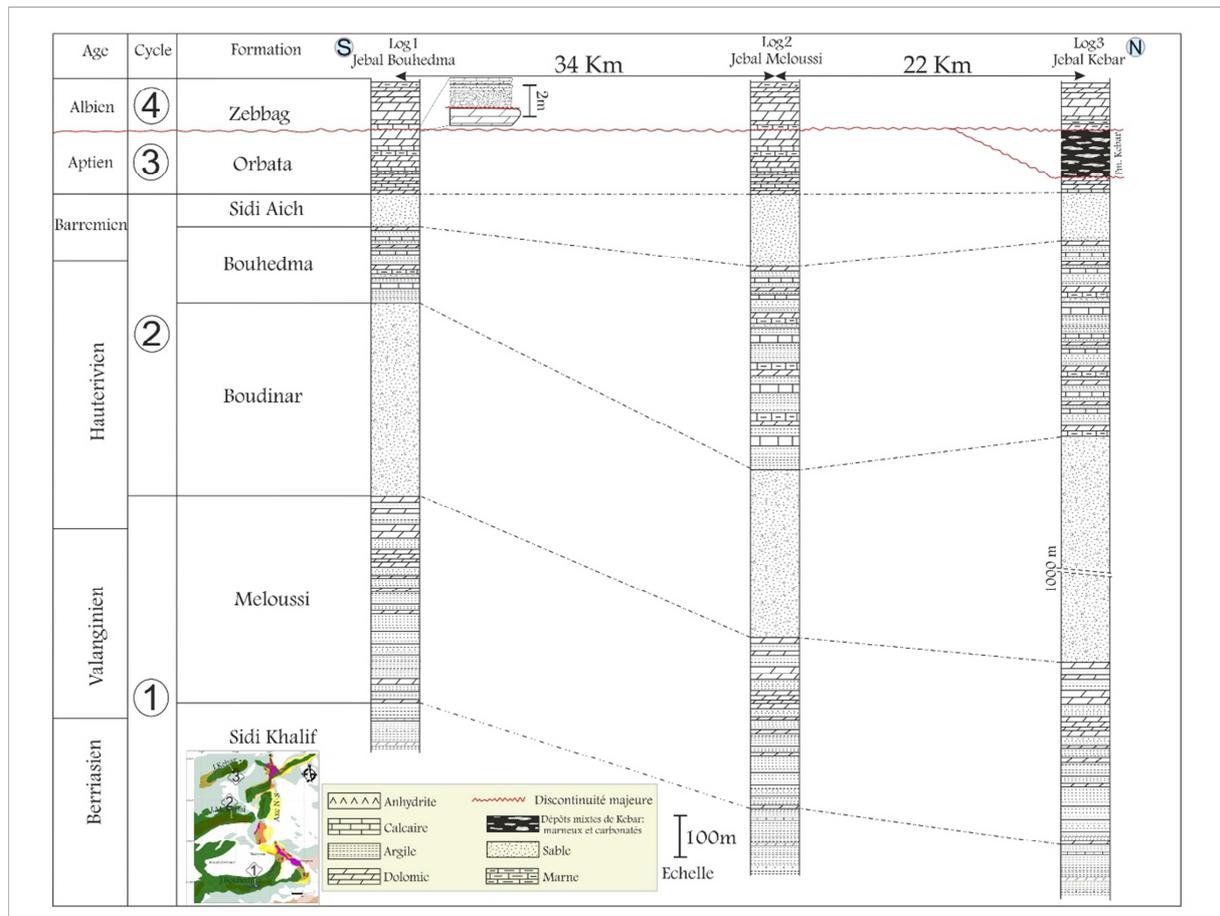


Fig. 3 : Corrélation nord – sud des séries crétacées montrant la variation latérale d’épaisseur et de faciès. (Voir localité des logs dans la Fig. 1).

2-4-Mégacycle 4 : Albien – Cénomanién – Turonien basal :

Ce supercycle coïncide avec les surfaces de discontinuités majeures apto-albiennes bien individualisées dans les affleurements de l’Atlas Centro-méridional tunisien (Fig. 3). Il regroupe la Formation Zebbag avec ses trois membres inférieur, moyen et supérieur. Ainsi, le membre inférieur, reposant en discordance sur les séries les plus anciennes via des niveaux conglomératiques et/ou des hard grounds, est constitué par diverses séquences dolomitiques renfermant des débris de Lamellibranches et de Gastéropodes. Les bases de séquences sont constituées par des galets remaniés et des bioturbations intenses tandis que les tops sont formés essentiellement par des laminites. En ce qui concerne les niveaux conglomératiques, ils sont bien identifiés dans le flanc septentrional de Jebel Bouhedma avec une épaisseur métrique mais variable. Ce conglomérat comporte des galets calcaires enroulés, hétérogènes et de taille variant de quelques millimétriques à environ 8 cm. Ces éléments baignent dans une matrice argilo-carbonatée. Les niveaux conglomératiques identifiés au sein du Jebel Meloussi sont d’une épaisseur décimétrique mais variable latéralement. Ces derniers sont constitués par des éléments de taille et de forme hétérogènes et baignent aussi dans une matrice carbonatée. Plus au Nord, au niveau de Jebel Kebar, l’équivalent latéral des niveaux conglomératique cités ci-dessus peut être rattaché à un faciès correspondant en une succession de sédiments marno-carbonaté et de sédiments détritiques rouges à brèches et conglomérats caractérisant la Formation Kebar (Khessibi, 1978) d’âge Albien inférieur (Trabelsi et Colin, 2013) (Fig. 3).

Le membre moyen de la Formation Zebbag, faisant plus que 500 m au Jebel Bouhedma, est constitué à sa partie inférieure par une alternance de séquences métriques de dolomies, bioturbées à la base et

laminées au top, et de masses puissantes de gypses blancs. La partie médiane est formée par des niveaux gypseux ayant une épaisseur importante alternés avec des niveaux métriques de marnes et d'argiles vertes. Vers la partie supérieure de ce membre, les gypses deviennent de moins en moins abondants, alors que les séquences carbonatées sont de plus en plus dominantes. Au Jebel Meloussi, le terme moyen de la Formation Zebbag, ayant une épaisseur de 150 m, est formé par des gypses prédominants alternés avec des niveaux métriques de dolomie cristalline et des couches d'argiles et de marnes d'épaisseur décimétriques. Au Jebel Kebar, le terme moyen de la Formation Zebbag, ne dépassant pas les 140 m d'épaisseur, est marqué par l'absence du niveau gypseux bien identifié dans les structures de Bouhedma et Meloussi. Ce membre est composé par des niveaux carbonatés puissants renfermant des débris de Lamellibranches et Gastéropodes et des niveaux métriques de marnes et argiles vertes.

Le membre supérieur de la Formation Zebbag, est représenté par une barre dolomitique massive renfermant des nodules de silex et constituant le membre Gattar qui forme une corniche caractéristique dans la plupart des affleurements de l'Atlas Centro-méridional tunisien.

2-5-Mégacycle 5 : Turonien - Maastrichtien :

Ce mégacycle englobe les Formations Aleg et Abiod. Ces dernières affleurent dans la partie septentrionale du Jebel Boudouaou, prolongement de la mégastructure de Bouhedma, et dans la partie sud occidentale de Jebel Kebar. Elles n'affleurent pas au niveau de la structure de Meloussi. La Formation Aleg regroupe deux membres au Jebel Boudouaou ; le membre inférieur est formé par une masse bréchique faisant 50 m d'épaisseur dont les éléments sont anguleux, hétérogènes et ayant une taille qui varie de quelques millimètres à plusieurs décimètres (30 – 40 voire même 50 cm). Ces éléments ne montrent pas un granoclassement et baignent dans une matrice fine carbonatée. Le niveau bréchique est surmonté en discordance par une série formée à sa base par une alternance marno-carbonatée faisant 60 m d'épaisseur et une succession de bancs métriques carbonatés au sommet puissants de 65 m. Le membre supérieur de la Formation Aleg est constitué par une masse argileuse verte, renfermant parfois des niveaux gypseux, des marnes et des calcaires marneux. Ce terme supérieur, puissant d'environ 100 m dans la partie septentrionale de Jebel Boudouaou, est caractérisé par une variation d'épaisseur assez importante dans la totalité de la zone de Maknassy-Mezzouna. Au niveau du Jebel Kebar, la Formation Aleg affleure dans les vallées ravinées de la partie sud-occidentale de la structure. Elle est formée à sa base par des niveaux marneux et marno-carbonaté ayant une épaisseur de 120m et renfermant des Foraminifères pélagiques (Khessibi, 1978). La partie sommitale, puissante de 150 m, est constituée par un niveau carbonaté renfermant des débris de Lamellibranches et d'Echinodermes surmonté par des argiles riches en débris d'Inocérames caractérisant un âge Campanien.

La deuxième Formation appartenant au mégacycle 5 est celle de l'Abiod d'âge Campanien supérieur – Maastrichtien inférieur. Cette dernière est identifiée à l'Oued Abiod, sa localité type, dans la partie septentrionale de Jebel Boudouaou. D'une épaisseur totale de l'ordre de 200 m, cette Formation débute par une série de bancs calcaires blancs crayeux surmontés par une alternance marno-calcaire. La partie sommitale est représentée par une succession de bancs épais de calcaires blancs renfermant des Inocérames fréquents. Notons aussi que cette Formation est caractérisée par une variation importante d'épaisseur à l'échelle de la région de Maknassy – Mezzouna. Au Jebel Meloussi, cette dernière comme la Formation Aleg n'affleure pas. Toutefois, au niveau du Jebel Kebar, dans la partie sud-occidentale, on trouve son équivalent latéral connue sous la Formation Merfeg qui est formée par des niveaux carbonatés renfermant des Rudistes de grande taille (Negra, 1994). Ces derniers sont responsables de la construction récifale biohermale et biostromales dans cette région.

3. Tectonique syn-dépôt :

L'étude des séries sédimentaires du Jurassique terminal et du Crétacé au sein des structures anticlinales dissymétriques de Bouhedma – Boudouaou, Meloussi et Kebar montre une variation considérable d'épaisseur et de faciès. En effet, les séries les plus puissantes affleurent au niveau des flancs septentrionaux qui sont caractérisés aussi par des pendages faibles à moyens. Toutefois, les flancs méridionaux montrent des séries les plus réduites voir même lacunaires dans des endroits. Le pendage de ces derniers est assez fort, pouvant être verticalisé dans plusieurs localités atteignant même le stade de renversement. La variation de ces séries Mésozoïques demeure une caractéristique de l'Atlas Centro-méridional tunisien. Ces variations importantes témoignent des aires de sédimentation soulevées dans les parties Sud et effondrées dans celles Nord, et par conséquent d'un accident majeur distensif orienté E-W. Ainsi, à travers les observations de terrain, on constate que l'effondrement et le soulèvement des aires de sédimentation témoignent d'une activité tectonique affectant le domaine d'étude depuis au moins le jurassique terminal. De même, divers auteurs signalent que la tectonique distensive avait affecté le domaine tunisien depuis le Trias (Bouaziz et al., 2002) et même depuis le Carbonifère – Permien (Ben Ayed, 1986). Récemment, Tlig (2015), signale que les aires de sédimentation du Centre et du Sud tunisien ont été gouvernées par le jeu des failles décrochantes, le rifting et l'halocinèse durant deux périodes majeures. La première allant du Carbonifère à l'Aptien admettant une extension NW-SE et des déplacements sénestres sur les accidents E-W. La seconde débute au cours de l'Albien qui caractérise un évènement distensif qui sera inversé par la suite. Cette inversion tectonique positive est couplée par une inversion de la cinématique qui marque des déplacements dextres sur les accidents E-W. Au niveau de notre secteur d'étude, la limite Aptien – Albien constitue une période charnière et fait l'objet d'une étude détaillée en cours. En effet, les trois affleurements de Bouhedma, Meloussi et Kebar montrent des séries aptiennes discontinues et marquées par des surfaces taraudées, ferrugineuses dans les flancs réduits, et des niveaux conglomératiques dans les flancs puissants septentrionaux. Ce niveau conglomératique identifié au sein des structures de Bouhedma et Meloussi, d'une épaisseur décimétrique à métrique, est corrélé avec la Formation Kebar découverte par Khessibi (1978). Ainsi, les séries aptiennes sont surmontées en discordance par celles de l'Albien marquant par conséquent un évènement tecto-sédimentaire important dont la durée n'est pas connue avec précision. Cet évènement majeur, bien qu'il ne fût pas décrit auparavant au sein du domaine d'étude, a été l'objet de diverses études dans d'autres régions à savoir la Tunisie centro-occidentale aux environs de la région de Kasserine. La majorité des auteurs admettent que cet évènement peut être expliqué par des faits tectoniques importants qui ont joué un rôle capital dans la structuration de cette zone. De ce fait, au niveau des Jebels Semmama – Doubleb, Bismith (1973) lors de son étude stratigraphique de l'Aptien – Albien, invoquait des mouvements positifs qui ont dû affecter ce domaine. De même, afin d'expliquer la discordance des séries de l'Albien supérieur sur celles de l'Aptien inférieur, plusieurs autres hypothèses ont été avancées. Ainsi, Rabhi et Ben Ayed (1990) ont annoncé une tectonique compressive de l'Aptien supérieur voir Albien inférieur au niveau des affleurements de l'axe Nord-Sud et ceux de certains massifs de la région de Kasserine ; Khessibi (1976) et Perthuisot (1978) ont proposé une hypothèse portant sur les mouvements halocinétiques ; Bismith et al., 1982 ; Masse, 1984 ; Boukadi et Zargouni, 1981 ; Martnez et al., 1991 annonçaient une hypothèse d'une tectonique distensive affectant le socle. Une autre hypothèse annoncée par Zghal et al., 1998 traitant une tectonique syn-sédimentaire affectant les séries apto-albiennes au niveau de Jebel Mghila situé aux environs de la région de Kasserine. Aussi, aux alentours de cette même région, et en se basant sur des données de puits pétroliers, Marco et al., 2014 ont corrélé cet évènement caractérisant la transition Aptien – Albien avec la "Crise aptienne" connue à l'échelle mondiale (Li et al, 2008 ; Rigane et al, 2010 ; Patrino et al, 2015). Récemment, nous avons fait une mission ciblée pour voir le passage Aptien –Albien dans les séries de Jebel

Bouhedma et les structures avoisinantes, on a pu découvrir des niveaux conglomératiques, décrits pour la première fois dans ces régions, et des surfaces taraudées et ferrugineuses dans les séries les plus tectonisées. Il nous a paru utile donc de mieux interpréter ce passage en se basant sur des données nouvelles de terrain tout en proposant des modèles pouvant faciliter la reconstitution des aires de dépôts et l'architecture des bassins affectés par des accidents majeurs de directions diverses au cours du passage Aptien – Albien.

La deuxième phase majeure identifiée au sein du domaine d'étude est celle du Turonien. Elle est matérialisée par des niveaux bréchiques surmontant le niveau dolomitique à nodules de silex (membre Gattar décrit ci-dessus) via une surface durcie, irrégulière témoignant probablement un phénomène d'érosion ancien qui peut être lié à une phase d'émersion (Khessibi, 1978). Ces brèches sont constituées par des blocs de dolomie et des laminites de décimétrique pouvant atteindre les 70 cm. Ces éléments hétérogènes baignant dans une matrice carbonatée proviennent des séries les plus anciennes. Par conséquent, nous proposons une origine tectonique pour ces brèches, en d'autre terme, ce sont des phénomènes tectoniques post-sédimentation qui sont l'origine de ces corps. Ce sont donc des brèches liées aux failles passant par un stade de rupture et de fragmentation et peut être de broyage et brassage (Hogrel-Made, 1988). Sans entrer beaucoup dans les détails, ces brèches correspondent donc à une zone fracturée suite à un événement tectonique distensif responsable à la fragmentation des niveaux dolomitiques et les laminites qui étaient déposés antérieurement (Fig. 4). Ainsi, la polygénie de ces brèches témoigne de l'ampleur du phénomène tectonique responsable à sa formation.

Il est à signaler également que le domaine d'étude était le siège des déformations tectoniques majeures et cela est décelé non seulement par les variations considérables de faciès et d'épaisseur, mais aussi par les contacts anormaux entre les diverses unités géologiques. La majorité de ces contacts anormaux sont bien identifiés au niveau des flancs méridionaux de toutes les structures étudiées (Fig. 1-B). On note par exemple dans le flanc Sud de Jebel Kebar une discordance majeure des séries céno-manoturonien sur celles hauteriviennes. Un point important à signaler c'est que les niveaux géologiques allant du Coniacien au Maastrichtien n'affleurent pas partout. En effet, au Jebel Bouhedma, ces séries sont présentes que dans la partie septentrionale du Jebel Boudouaou, structure formant le prolongement Nord oriental de celle de Bouhedma. Notons également que la plupart de ces séries affleurent juste au Nord d'un accident majeur orienté E–W affectant la fermeture périclinale septentrionale de Jebel Boudouaou, d'où l'importance des traits tectoniques couplés avec la sédimentation du Crétacé supérieur. Au Jebel Meloussi, ces séries n'affleurent pas non plus. Toutefois, au sein du Jebel Kebar, ces dernières n'affleurent que dans la partie Sud-occidentale de la structure témoignant eux aussi d'une tectonique qui a joué pendant ces périodes et qui a engendré l'effondrement de certaines séries dans des localités et leur affleurement dans d'autres.

Comme on a signalé l'importance des accidents E –W ci-dessus, on doit aussi mettre l'accent sur ceux de direction subméridienne, NE-SW et NW-SE (Fig. 5). Ces derniers sont bien visibles dans diverses localités des affleurements de Bouhedma, Meloussi et Kebar. Ils affectent aussi bien les séries du Crétacé inférieur que supérieur et sont responsables de la variation d'épaisseur et de faciès d'Ouest en Est (Fig. 5, S1).

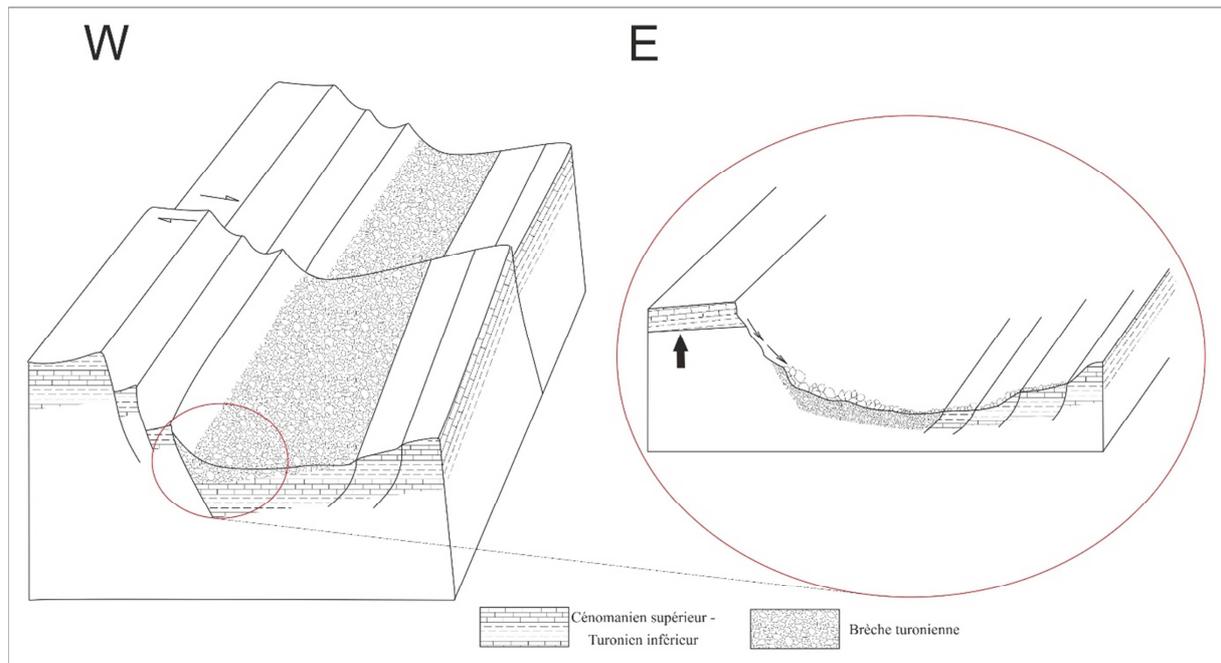


Fig. 4 : Schéma explicatif du mode de formation des brèches turoniennes.

4. Discussions

La variation considérable des épaisseurs et de faciès des séries mésozoïques, les discordances majeures et les déformations intenses affectant les structures en affleurement en Tunisie centrale sont des faits importants guidant à mieux comprendre l'évolution géodynamique des aires de sédimentations durant ces périodes. Par conséquent, ce domaine couvrant les structures de Bouhedma, Meloussi et Kebar était le siège de multiples phases tectoniques qui ont morcelé son plancher sédimentaire et contrôlé la sédimentation. C'est à partir du début de Mésozoïque que ce domaine était affecté par une tectonique distensive en relation avec l'ouverture de la Téthys. La Tunisie centrale correspondait en fait à une marge continentale morcelée en voie d'extension N-S et E-W. Ce régime tectonique distensif a engendré une topographie irrégulière façonné par des horsts, des grabens, des décrochements et des extrusions triasiques (Martinez et Truillet, 1987), (Fig. 5). De ce fait, la période du Jurassique et Crétacé inférieur dessine au sein du domaine d'étude une mosaïque de blocs plurikilométriques affectée par un réseau de failles de diverses directions. Ce réseau de failles engendrait par conséquent une variabilité de milieux de sédimentation à savoir des grabens profonds, des zones plus ou moins hautes et localement des endroits émergés. Ces derniers sont marqués par une sédimentation continentale de la formation Kebar. Cette dernière marque, avec ses équivalents latéraux qui sont matérialisés par des niveaux conglomératiques et des surfaces taraudées, la transition apto-albienne présentant une période charnière à l'échelle de la Tunisie Centro-méridionale. Ainsi, le passage Aptien-Albien montre l'existence d'une surface d'érosion qui s'explique par une émergence engendrée par une déformation tectonique et/ou une chute du niveau marin (Hlaim, 1998). Durant la période de l'Albien-Cénomanien, la charte eustatique mondiale (Fig. 02) montre une élévation du niveau marin couplée avec des mouvements tectoniques structurant le domaine d'étude et montrant une contrainte régionale distensive de direction NE-SW corrélée au début de la compression NW-SE (Bédir, 1995). Du Turonien jusqu'au Maastrichtien, le niveau marin relativement constant (Fig. 02) couplé avec la tectonique active, jouaient un rôle primordial dans la distribution des aires de sédimentation ainsi que la géométrie des corps sédimentaires. Les brèches turoniennes forment par conséquent un bon témoignage d'un évènement tectonique syn-sédimentaire très significatif à

l'échelle de la Tunisie Centro-méridionale. Ces brèches tectoniques couplées avec une variation d'épaisseur et de faciès marquant l'instabilité du plancher sédimentaire militent en faveur de l'intervention d'une phase transtensive assez importante (Boukadi, 1994). De même, les séries d'âge Coniacien-Santonien, traduisant un approfondissement brutal du milieu de sédimentation attesté par les dépôts marno-argileux, sont caractérisées par une variation importante d'épaisseur au sein du Jebel Boudouaou et ses environs et aussi au Jebel Kebar mais absentes au Jebel Meloussi. Notons également que les séries coniacio-santonniennes sont marquées par une discontinuité ravinante revêtue par une croute ferrugineuse entre les termes carbonatés et ceux argileux. Elle est décrite comme étant discontinuité tecto-sédimentaire marquant une érosion du terme inférieur carbonaté et témoignant une activité tectonique dans un contexte distensif (Khessibi, 1978 ; Abbes, 2004). La variation de faciès et d'épaisseur est bien identifiée également au niveau des séries Campano-maastrichtiens traduisant ainsi les mouvements tectoniques qui contrôlent encore la sédimentation. Ces séries sont matérialisées par des niveaux carbonatés blancs, crayeux et riches en Inocérames surmontant des marnes et argiles vertes reposant eux même sur des couches calcaires blanches renfermant des Orbitoïdes au Nord du Jebel Boudouaou (Khessibi, 1978). Au sein du Jebel Meloussi, ces séries n'affleurent pas. Cependant, au Jebel Kebar, elles sont formées par des faciès bioconstruits renfermant des rudistes témoignant une sédimentation récifale. Divers facteurs contrôlent en effet la sédimentation de ces séries campano-maastrichtiennes à savoir les facteurs tectoniques, eustatiques et aussi halocinétiques surtout au voisinage des accidents majeurs comme au niveau du Jebel Nadhour qui se situe juste au NE de la mégastructure de Boudouaou. Présentant une variation aussi rapide que spectaculaire de faciès et d'épaisseur, ces séries sont affectées par le jeu des failles normales dont les directions sont diverses mais les majeures sont orientées NW-SE traduisant par conséquent une extension NE-SW (Fig. 5, S2).

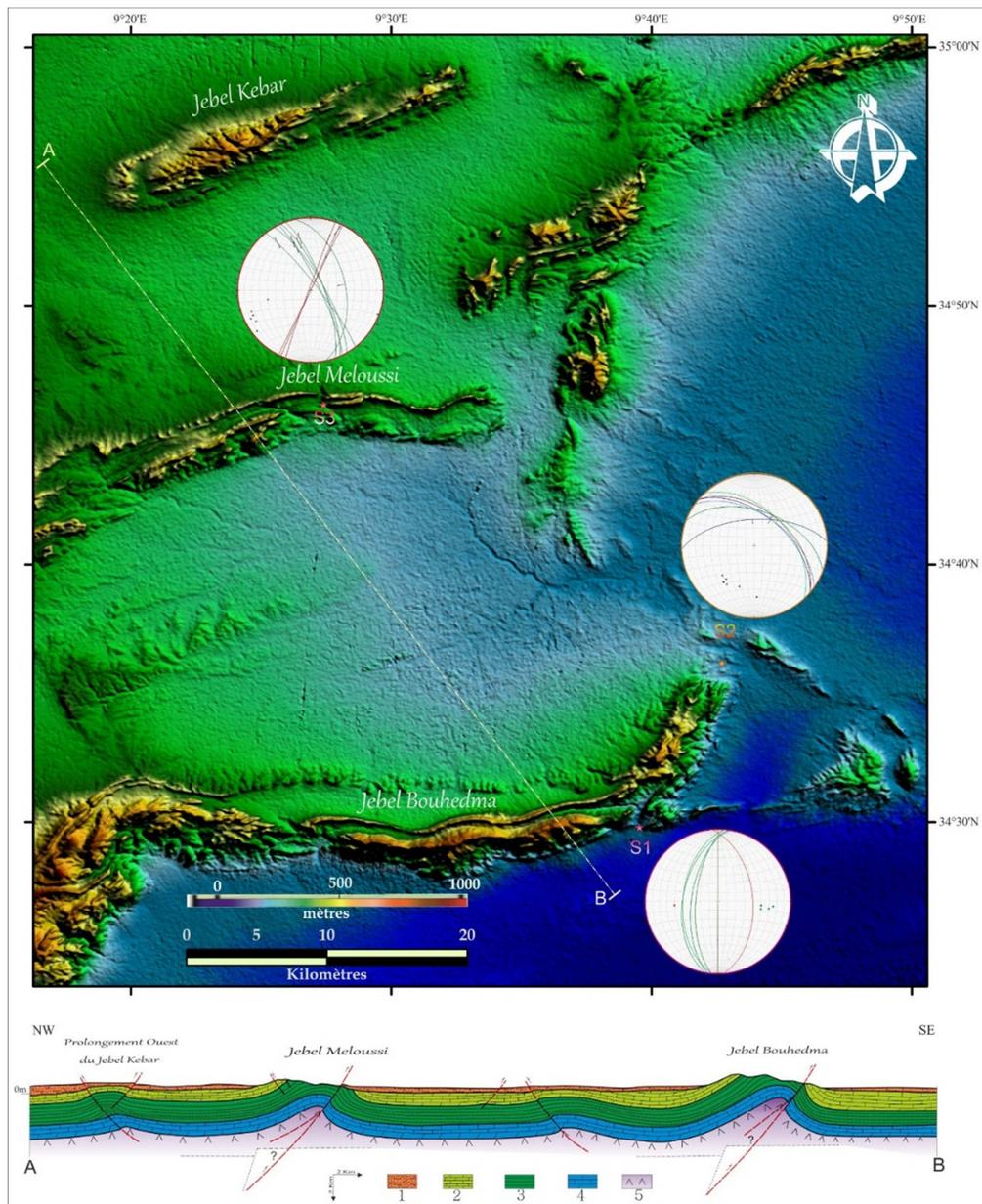


Fig. 5 : Projections stéréographiques montrant les directions des accidents majeurs au niveau des structures de Bouhedma (S1), Oued Abiod (S2) et Khanguet Zebbag à Jebel Meloussi (S3) et coupe géosismique (Hlaïem, 1998) traversant du NW au SE les structures de Kebar, Meloussi et Bouhedma.

Notons bien que le secteur d'étude était le siège de diverses manifestations tectoniques, eustatiques mais aussi halocinétiques et cela depuis au moins le Jurassique supérieur jusqu'au Crétacé terminal. L'évolution tecto-sédimentaire de ce domaine est matérialisée par des variations considérables d'épaisseur et de faciès témoignant par conséquent sur le régime tectonique extensif au cours du Mésozoïque. De même, les discontinuités majeures identifiées dans diverses séries traduisent des événements tectoniques importants. Ces discontinuités marquent des lacunes d'érosion bien distinguées par la nature des éléments qui les surmontent. Par conséquent, on peut expliquer l'absence des dépôts dans les divers niveaux rencontrés par l'érosion qui est généralement liée aux déformations tectoniques. Jusqu'alors, on peut constater que la sédimentation en Tunisie Centro-méridionale est gouvernée par des mouvements tectoniques responsables de la structuration et l'instabilité du plancher sédimentaire. Ce dernier, siège d'une tectonique cassante, était morcelé en blocs soulevés et effondrés.

5. Conclusion

En Tunisie Centro-méridionale, l'intensité des déformations des structures et la variation considérable de faciès et d'épaisseur sont le résultat d'une tectogenèse responsable de la structuration de ce domaine au cours du Mésozoïque. En effet, les séries en affleurement depuis le Jurassique terminal jusqu'au Crétacé supérieur témoignent d'un morcellement du plancher sédimentaire structuré en blocs soulevés et effondrés et marquant des discontinuités majeures. Ces dernières caractérisent des périodes charnières en Tunisie Centro-méridionale. Ainsi, la discontinuité Apto-albienne marquée par des surfaces taraudées et ferrugineuses dans les flancs réduits des diverses structures étudiées et des niveaux conglomératiques au niveau des flancs longs à pendage relativement faibles. Les éléments formant ces conglomérats sont le produit de démantèlement des séries anciennes ce qui témoigne d'une érosion de ces dernières. De même, ces niveaux caractérisent un phénomène tectonique important ayant affecté la région au cours de ces périodes. L'autre discontinuité majeure a eu lieu dans ce domaine au cours du Turonien. Cette dernière est matérialisée par une brèche tectonique dite brèche turonienne identifiée au niveau des structures de Boudouaou et Kebar. Les éléments constitutifs de cette brèche sont d'origines des séries anciennes témoignant également d'une érosion des séries soulevées. Cette discontinuité est couplée d'un évènement tectonique important. Donc, on peut conclure que l'érosion a dû jouer un rôle primordial au sein du domaine d'étude. Par conséquent, les lacunes et les discontinuités identifiées dans des divers niveaux géologiques au sein du domaine d'étude sont dues à l'érosion qui est liée aux déformations tectoniques majeures.

6. Références.

- Abbès, C.**, 2004. Structurations et évolutions tectono-sédimentaires mésozoïques et cénozoïques associées aux accidents réghmatiques à la jonction des marges téthysienne et nord-africaine (Chaîne Nord-Sud, Tunisie centrale). Thèse de Doctorat d'Etat, Université Tunis El Manar (Tunisia), 440p.
- Bédir, M.**, 1995. Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de coulissements de la marge atlasique de la Tunisie, seismo-stratigraphie, seismotectonique et implications pétrolières. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Tunis II (Tunisia), 412p.
- Ben Ferjani A., P.F. Burollet and F. Mejri, F.**, 1990. Petroleum geology of Tunisia. Entreprise Tunisienne des Activités Pétrolières, 194p.
- Burollet, P.F.**, 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale. Annales des Mines et de la Géologie, 18, 350 (22 pl., Tunis).
- Bismuth, H.**, 1973. Réflexions Stratigraphiques sur l'Albo-Aptien dans la Région des Djebels Douleb et Semmama et son Environnement (Tunisie Centre-Nord). In: Salignac, M., ed., Livre Jubilaire. Annales des Mines et de la Géologie (Tunisia), 26: 179-212.
- Bismuth H., Boltenhagen C., Donze P., Lefevre J. et saint-Marc P.** 1982. Etude sédimentologique et biostratigraphique du Crétacé moyen et supérieur du Jebel semmama (Tunisie du Centre Nord), Cretaceous Research, 3 (1/2) . 171-185
- Boukadi N. et Zargouni F.** 1991. Sur l'interférence des directions structurales dans l'Atlas de Tunisie : l'exemple du nœud tectonique des Jebels Mrhlla-Labeid, C. R. Acad. Sci, Paris. 312, série 110, 529-534
- Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M., et al.**, 2002. Tectonic Evolution of the Northern African Margin in Tunisia from Paleostress Data and Sedimentary Record. Tectonophysics, 357: 227-253

Hlaïem A., 1998. Etude géophysique et géologique des bassins et des chaînes de Tunisie centrale et méridionale durant le Mésozoïque et le Cénozoïque : Evolution structurale, modélisation géothermique et implications pétrolières. Thèse de doctorat, Université Pierre & Marie Curie Paris VI. 315p

Hogrel-Made M., Les types de sédimentation bréchiques dans les chaînons calcaires jurassico-crétacés de la zone de Tardets (Pyrénées – Atlantiques). Relations avec la dynamique de la zone Nord-Pyrénéenne. Thèse de doctorat, Université de Pau, 1988, 565p.

Li Y.X., T.J. Bralower, I.P. Montañez, D.A. Osleger, M.A. Arthur, D.M. Bice, T.D. Herbert, E. Erba, I. Premoli Silva. 2008. Toward an orbital chronology for the early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE1a, ~ 120 Ma) Earth Planet. Sci. Lett., 271, pp. 88–100

Khessibi, M., 1978. Etudes géologiques du secteur de Maknassy-Mezzouna et du Djebel Kebar (Tunisie centrale). npublished Thesis, Doctorat 3ème cycle, Université Claude Bernard – Lyon I (France), 175p.

Marco, I., Dhahri, F., Haji, T. & Boukadi N., (2014) - Aptian–Albian Transition in Central Tunisia: Tectonosedimentary and Paleogeographic Records. *Journal of Earth Science*, 25(5): 787–798. doi:10.1007/s12583-014-0478-7

Martinez, C., Chikhaoui, M., Truillet, R., 1991. The Geodynamical Framework of the Albo–Aptian Distension in Northern and Central Tunisia: Eocretaceous Structurations of the Tunisian Atlas. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 84: 61–82

Masse J.-P., 1984. Evènements albiens en Afrique du Nord. Leur place dans le cadre géodynamique de la Méditerranée occidentale. *Strata. Aetas Lab. Geot. Sedlm. Poteo.. Urdv. Pau/Sabatier. Toulouse. Commun. FRA.1.* 102

Miall, A.D., 1995. Whither stratigraphy 731 ?. *Sedimentary Geology*, 100, p. 5-20.

M'Rabet, A., 1981. Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale, Thèse de Doctorat d'Etat, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay (France), 540p.

Negra, M.E.H., 1994. Les dépôts de plate-forme à bassin du Crétacé supérieur en Tunisie centro-septentrionale (Formation Abiod et faciès associés), stratigraphie, sédimentation, diagenèse et intérêt pétrolier. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Tunis I, 649p.

Patrino S., Maria V. T., Elisabetta Erba., Margarita D. D., Cinzia B., Michael A. K., 2015. The Barremian and Aptian stepwise development of the 'Oceanic Anoxic Event 1a' (OAE 1a) crisis: Integrated benthic and planktic high-resolution palaeoecology along the Gorgo a Cerbara stratotype section (Umbria–Marche Basin, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 424. pp 147–182

Perthuisot, V., 1978. Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. Ph.D. thesis, Trav. Lab Géol. Ecole Normale Supérieure, Paris, 312 pp.

Rabhi, M., Ben Ayed, N., 1990. Mise en Evidence d'une Tectonique Compressive d'âge Aptien Supérieur en Tunisie Centrale. *Notes Serv. Géol., Tunisie.* 56

Rigane A., M. Feki, C. Gourmelen, M. Montacer., 2010. The "Aptian Crisis" of the South-Tethyan margin: new tectonic data in Tunisia *Journal of African Earth Sciences*, 57, pp. 360–366.

Tlig S., 2015. The Upper Jurassic and Lower Cretaceous series of southern Tunisia and northwestern Libya revisited. *Journal of African Earth Sciences*, Volume 110, October 2015, Pages 100–115.

Trabelsi K & Colin J.-P., (2013) - Découverte d'ostracodes limniques dans l'Albien de la Formation Kebar de Tunisie centrale. *Revue de Paléobiologie, Genève Vol 32, N°2*, pp 531-540

Zghal, I., Ouali, J., Bismuth, H., 1997. Tectonique syn-sédimentaire en Tunisie centrale (région du Jebel Mrhila) pendant l'Aptien-Albien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 326: 187–192.