

République Algérienne Démocratique et Populaire Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique Université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou

Faculté des Sciences Biologiques et des Sciences Agronomiques.

Département des sciences géologiques



Pour l'obtention du Diplôme de Master en Sciences de la Terre et de l'Univers

Filière : Géologie Générale.

Spécialité : Géologie des Bassins Sédimentaires.

Essai de corrélation Terre / Mer des séries néogènes au niveau de la marge centrale au longitude de la Grande Kabylie

Encadré par:

Présenté par :

Mr. AHMED ZAID I, Promoteur

Dr. MEDAOURI M, Co-promoteur

AKKOU Nabila

NAIT DAOUD Sadia

Soutenu le : 11/01/2022

Devant la Commission d'Examen Composée de :

Année universitaire : 2020/2021					
ABIZAR J.	Ingénieur AL NAFT	Invité			
MEDAOURI M.	Chef de département D.E (SONATRACH)	Rapporteur.			
AHMED ZAID I.	Professeur (UMMTO)	Rapporteur.			
Brahmi B.	Chargé de cours (UMMTO)	Examinateur			
ACHOUI M.	Chargé de cours (UMMTO)	Président			

Remerciements

Nous tenons à remercier le bon Dieu le tout-puissant qui nous a donné la force, le courage et la santé pour pouvoir mener à terme notre travail et poursuivre nos études avec succès.

Nous tenons tout particulièrement à remercier notre promoteur M^r AHMED ZAID; de nous avoir encadré, aidé, conseillé et qui nous a fait profiter de sa sagesse, ses connaissances ainsi que de sa méthode de travail ;

Nous exprimons toute notre gratitude, nos remerciements et notre profond respect à notre Co-promoteur Dr. MEDAOURI Mourad, Chef du Département Berkine Ouest, pour sa collaboration, sa disponibilité et de nous avoir permis d'accéder à la documentation au sein du Département qu'il dirige.

Nous adressons nos sincères remerciements à Mr. ABIZAR Jugurtha, pour ses conseils, ses encouragements et ses orientations depuis le début de ce travail.

Nos profonds remerciements s'adressent à l'ingénieur de laboratoire des lames minces et sa collaboratrice, pour leur aide.

Nous manifestons également notre grande reconnaissance aux membres du jury : Mr. Brahimi, Mr. Achoui, et notre invité Mr. Abizar qui nous ont fait l'honneur de participer à l'évaluation de ce travail.

On tient à remercier toutes les personnes ayant contribué à l'accomplissement de ce mémoire.

Sadia et Nabila

ONédicaces

Avec l'aide d'Allah le tout-puissant, j'ai pu achever ce modeste travail que je dédie:

Vava ; Aucune dédicace ne saurait exprimer l'amour, l'estime, la reconnaissance et le respect que j'ai toujours eu pour toi ; Rien au monde ne vaut les efforts que t'as fournis jours et nuits pour mon éducation et mon bienêtre.

Yemma ; A la prunelle de mes yeux, l'espoir de ma vie, celle qui m'a entouré de son amour et de sa tendresse, à ma chère mère que dieu la garde et la protège.

Ce travail est le fruit de vos sacrifices que vous avez consentis pour mon éducation et ma formation. Je vous dédie ce travail en témoignage de mon profond amour. Qu'ALLAH, le tout puissant, vous préserve et vous accorde santé, longue vie et bonheur.

À mes charmantes et aimables sœurs Kahina et Yasmin

À mes chères frères : Hakim, Karim et Amar

Toujours présents par votre soutien moral et matériel et vos belles surprises sucrées. Je vous souhaite un avenir plein de joie, de bonheur, de réussite et de sérénité. Je vous exprime à travers ce travail mes sentiments de fraternité et d'amour avec tous mes vœux de bonheur, de santé et de réussit.

A ma chère grand-mère et mes chères tantes Sabrina, zahia et Hanane

A mes très chères amis : Rima, Tina, Massilia, Mariem, Katia, Djidji, Yasmin, Sabrina, , Chahrazad , Farid et Sadji.

A ma camarade Sadia pour sa bonne humeur et pour les moments inoubliables et à toute sa famille et ces ami (e)s.

A tout la famille Malaoui : Nana, Farid, Nouara, Fazia, Abd kader, Rachid, Ali, Sofiane, Aissam et Ithri.

A mes très chers ami(e)s et camarades de la promotion master Géologie des Bassins Sédimentaires 2021, Ressources minérales, Hydrogéologie.

A tous ceux qui font partie de ma vie et qui sont chers (es) à mon cœur. Que dieu nous protège et nous préserve le bonheur et la santé. Je dédie avec ma profonde affection, ce travail.

Nahila



Je dédie ce modeste travail à :

A mes très chers parents Kamel et Fariza, Rien ne vaut les efforts que vous avez fournis jours et nuits pour mon éducation et mon bien être. Ce modeste travail est le fruit de vos sacrifices et votre dévouement, je ne vous remercierai jamais assez pour tout ce que vous m'avez apporté, que dieu vous protège pour moi.

A mes sœurs : Lydia, Thiziri, Ryma et Inès.

A tous mes amis (es) de Géologie des bassins sédimentaires, Ressources Minérales et Hydrogéologie.

A ma camarade Nabila.

Aux personnes qui m'ont toujours aidé et encouragé, qui étaient toujours à mes côtés, et qui m'ont accompagné.

SADIA

Résumé :

La marge Algérienne, versant nord de l'édifice tellien s'est formée après la suture des différents blocs des microcontinents (AlKaPeCa) situé entre les plaques africaine et eurasienne. Cette marge s'est peu à peu comblée de sédiments qui ont connu les mêmes phases de déformations néogènes que les formations continentales.

La région, objet de ce mémoire, se situe dans la partie centrale de la chaîne des Maghrébides, et couvre plusieurs secteurs d'intérêt dont le bassin de Tizi Ouzou, qui se présente en contexte intra-arc dans le domaine AlKaPeCa [**Medaouri**, **2014**].

Dans ce contexte, le bassin de Tizi Ouzou et sa bordure méridionale, présentent une largeur d'affleurement des dépôts miocènes considérable, il constitue, de ce fait, un terrain favorable à la recherche d'indices structuraux et d'arguments tectono-sédimentaires que notre travail se propose d'identifier et de reconnaitre dans les séries néogènes à terre et d'en faire une comparaison/corrélation à celles observées en mer, l'objectif étant de discuter la continuité de ces séries pour mieux contraindre les évènements géodynamiques du Néogène.,

Au premier lieu, une étude sédimentologique, a apportée des résultats sur la nature du remplissage du bassin de Tizi Ouzou où on remarque en différents sites (Tala Ililane), l'Oligo-Miocène Kabyle qui est une formation transgressive, conglomératique, gréseuse et marneuse vers le sommet se terminant par des silexites. Il repose en discordance sur le socle métamorphique kabyle et se poursuit vers le haut par des Olistostromes remaniant les unités à faciès de flyschs ou en supportant d'autres.

Dans la rive Ouest de Taksebt, le Miocène repose en discordance sur le socle Kabyle, il est représenté par des conglomérats surmontés par une séquence argilo-gréseuse, cet ensemble est d'âge Burdigalien terminal. La série s'appauvrit progréssivement en grès pour laisser place à une série marneuse Langhienne coiffant la coupe.

A la fin du Langhien, la zone de Makouda serait soumise à un soulèvement permettant l'émersion de la zone et la lacune des dépots postérieurs, alors que vers le Nord (en mer) les dépots sont continus et accusent une sédimentation au Tortonien, Messinien et Plio-Quaternaire.

Dans le cadre de ce travail, une étude biostratigraphique ainsi que pétrographique attribuées à des résultats qui nous ont aidés a déterniner l'âge des différentes formations dans

le bassin de Tizi Ouzou. A partir des échantillons prélevés, il ressort qu'au moins deux types de microfaune qui sont les Foraminifères plonctoniques (Globigerina, Globigerinoides et Orbulina) qui donnent un âge Burdigalien (zone N8 de Blow) et les Foraminifères benthiques (Textularina, Amphicoryna et Uvigerina) indiquant un environnement marin relativement peu profond avec un fort hydrodynamisme.

C'est dans ce cadre également qu'on a réalisé une carte générale du bassin de Tizi Ouzou, en combinant les travaux antérieurs (cartes de D. Raymond, 1974) et les résultats de nos observation de terrain, de laboratoire, données sismiques et de forages.

Enfin, une interprétation d'une section sismique réalisée entre Beni Ksila et Ait Rhouna à l'ouest de la grande Kabylie ainsi qu'un découpage lithostratigraphique des puits DSDP-371 et ALG-1 ont fait un objet d'étude dont une pile sédimentaire a été reconnue et datée du Burdigalien terminal jusqu'aux Plio-Quaternaire, cette pile est utilisée dans les corrélations terre-mer pour étayer et contraindre davantage le processus de collage des blocs kabyles à la plaque africaine, que l'on fait remonter entre 23 Ma et 11 Ma.

Mots clés :

La marge Algérienne, AlKaPeCa, plaques africaine, le bassin de Tizi Ouzou, séries néogènes, étude sédimentologique, Miocène, étude biostratigraphique, soulèvement, étude pétrographique, données sismiques, données de forages, section sismique, découpage lithostratigraphique, corrélations terre-mer, collage.

Abstract

The Algerian margin, northern slope of the Tellian edifice was formed after the suture of the different blocks of the microcontinents (AlKaPeCa) located between the African and Eurasian plates. This margin was gradually filled with sediments that underwent the same phases of Neogene deformation as the continental formations.

The region, the subject of this dissertation, is located in the central part of the Maghrebian chain, and covers several areas of interest including the Tizi Ouzou basin, which occurs in an intra-arc context in the AlKaPeCa domain [Medaouri, 2014].

In this context, the Tizi Ouzou basin and its southern edge, present a considerable width of outcrop of Miocene deposits, it constitutes, therefore, It constitutes, therefore, a favorable terrain to search for structural clues and tectonic-sedimentary arguments that our work proposes to identify and recognize in the Neogene series on land and to make a comparison/correlation with those observed at sea, the objective being to discuss the continuity of these series to better constrain the Neogene geodynamic events.

Firstly, a sedimentological study has brought results on the nature of the filling of the Tizi Ouzou basin where we notice in different sites (Tala Ililane), the Kabyle Oligo-Miocene which is a transgressive, conglomeratic, sandstone and marl formation towards the top ending with flints. It rests unconformably on the Kabyle metamorphic basement and continues upwards by Olistostromes reworking the flysch facies units or supporting others.

In the western bank of Taksebt, the Miocene rests unconformably on the Kabyle basement, it is represented by conglomerates surmounted by a clay-sandstone sequence, this set is of terminal Burdigalian age. The series is progressively depleted in sandstone to give way to a Langhian marly series topping the section.

At the end of the Langhian, the Makouda area is thought to have undergone an uplift allowing the emersion of the area and the lacuna of the later deposits, whereas to the north (offshore) the deposits are continuous and show Tortonian, Messinian and Plio-Quaternary sedimentation.

Within the framework of this work, a biostratigraphic study as well as petrographic attributed to results which helped us to deterninate the age of the various formations in the basin of Tizi Ouzou. From the samples collected, it appears that at least two types of microfauna which are the planktonic Foraminifera (Globigerina, Globigerinoides and Orbulina) which give a Burdigalian age (Blow's N8 zone) and the benthic Foraminifera (Textularina, Amphicoryna and Uvigerina) indicating a relatively shallow marine environment with a strong hydrodynamism

It is also within this framework that a general map of the Tizi Ouzou basin was made, combining previous work (maps by D. Raymond, 1974) and the results of our field observations, laboratory, seismic and drilling data.

Finally, an interpretation of a seismic section carried out between Beni Ksila and Ait Rhouna in western Greater Kabylie, as well as a lithostratigraphic cutting of wells DSDP-371 and ALG-1, have made an object of study of which a sedimentary pile has been recognized and dated from the terminal Burdigalian to the Plio-Quaternary, This pile is used in the land-sea correlations to support and further constrain the process of bonding of the Kabyle blocks to the African plate, which is dated between 23 Ma and 11 Ma.

Key words:

Algerian margin, AlKaPeCa, African plates, Tizi Ouzou basin, Neogene series, sedimentological study, Miocene, biostratigraphic study, uplift, petrographic study, seismic data, borehole data, seismic section, lithostratigraphic cutting, land-sea correlations, collage.

Liste des Figures et Tableaux

Chapitre I :

Figure 1 : Les principaux ensembles structuraux du nord de l'Algérie et du pourtour de la Méditerranée occidentale [Bracène, 2002], page 2.

Figure 2 : Coupe schématique illustrant les rapports entre les grandes unités structurales sur le meridien de la Grande Kabylie [D.Raymond, 1974], page 3 .

Figure 3 : Coupe géologique (AB) du versant Nord du bassin de Tizi Ouzou [Raymond, 1976], page 5.

Figure 4 : : Coupe géologique (CD) du versant Nord du bassin de Tizi Ouzou [Raymond, 1976], page 5.

Figure 5 : Reconstitutions paléogéographiques de la Marge algérienne depuis l'Oligocène [Rosenbaum et al., 2002], page 11.

Figure 6 : Les domaines structuraux de la marge algérienne Atlas saharien – méditerranée (profil Kabylie), [Bracène et Frizon de Lamotte, 2002 ; Roca et al, 2004, modifiée par Médaouri en 2014].

Figure 7 : Carte tectonique de la Méditerranée montrant les principales chaînes de montagne (1), les domaines continentaux amincis (2), la croûte océanique d'âge mésozoïque (3) et la croûte océanique néogène [modifiée d'après Faccenna et al. (2014)], page 13.

Figure 8 : Unités constituant la Grande Kabylie [Saadallah, 2015], page 14.

Figure 9 : Carte géologique de la Grande kabylie simplifiée et situation de la région d'étude (bassin de Tizi Ouzou) [Magné, 1974], page 16.

Figure 10 : Colonne stratigraphique de l'Oligo-Miocène-Kabyle [Lounis, 2005, modifiée], page 17.

Figure 11 : Colonne stratigraphique synthétique du Numidien de Grande Kabylie [Arab, 2016], page 18.

Figure 12 : Colonne stratigraphique synthétique du Néogène post-nappes de Tizi Ouzou [Aite, 1994], page 20.

Figure 13 : Distribution spatiale et temporelle de différents prélèvements de roches volcaniques [Rosenbaum et al, 2002], page 21.

Chapitre II :

Figure 14 : Carte de situation des coupes réalisées à Tala Ililane (AB), Taksebt (CD) et Makouda (EF), page 24.

Figure 15 : Carte schématique illustrant la coupe de Tala Ililane [Géry, 1983, modifiée par nous-même], page 25.

Figure 16 : Photo montrant le contact entre l'Olistostrome et les grés numidien en lentille, page 26.

Figure 17 : Photo d'une séquence granodécroissante avec alternance de conglomérat à la base et grés au sommet à Tala Ililane, page 27.

Figure 18 : Photo illustrant les grés à blocs au sommet des conglomérats de Tala Ililane, page 28.

Figure 19 : Photos montrant respectivement des moules externes de bivalves (A et C) et un terrier de type Ophiomorphe (B) à Tala Ililane, page 29.

Figure 20 : Coupe (AB) schématique de Tala Ililane [Géry, 1983, modifiée par nous-même], page 31.

Figure 21 : Log (AB) lithostratigraphique synthétique des formations néogènes à Tala Ililane [Géry, 1983, modifiée par nous-même], page 32.

Figure 22 : Extraits de l'image Google Earth montrant la localisation du trait de coupe (CD) et le trajet emprunté à Taksebt, page 33.

Figure 23 : Photos illustrant les détails de la séquence conglomérat-grés de Taksebt, page 34.

Figure 24 : Photo montrant les grés à blocs de Taksebt, page 35.

Figure 25 : Photo qui montre la présence du charbon dans les grés de Taksebt, page 35.

Figure 26 : Photo illustrant l'alternance des grès gris et beiges de Taksebt, page 36.

Figure 27: Photo montrant la zone de transition entre grès-marnes du miocène avec des bioturbations, page 37.

Figure 28 : la coupe schématique à main levée montrant la géométrie des dépôts miocènes et leur relation avec le socle du côté Ouest de Taksebt, page 38

Figure 29 : Log lithostratigraphique synthétique du Néogène de Taksebt, page 39.

Figure 30 : Photo panoramique de la coupe Makouda – Aït Aissa Mimoun (EF), page 40.

Figure 31 : Photo illustrant les conglomérats de bases à chenaux gréseux du Miocène d'Ichiker-Makouda, page 41.

Figure 32 : Photo montrant les éléments remaniés par le conglomérat de base (Quartz, Schistes satinés et marnes) à Makouda, page 42.

Figure 33 : Photo illustrant les structures de base du banc de grés avec la présence des terriers à Makouda, page 42.

Figure 34 : Série inversée vers le Sud du Miocène post-orogénique dit post-nappes [M. Arab, 2016], page 43.

Figure 35 : Photo montrant des lentilles conglomératiques dans les marnes grises de Makouda (Stita), page 44.

Figure 36 : a, b, c photos montrant la variation des pendages dans la série gréseuse de Makouda, page 44.

Figure 37 : Photo illustrant le contact marne du Langhien et schistes du socle à Aït Aissa Mimoun, page 45.

Figure 38 : Coupe Structurale (EF) réalisée entre Makouda et Aït Aissa Mimoun [D. AMELLAL et O. BELGAID, 2015, modifiée par nous -même], page 46.

Figure 39 : Log (EF) lithostratigraphique synthétique du Néogène de Makouda – Aït Aissa Mimoun, page 47.

Figure 40 : Photo illustrant l'appareil polisseur utilisé pour la réalisation des lames minces, page 48.

Figure 41 : Photo illustrant la rodeuse sur table utilisée pour la réalisation des lames minces, page 49.

Figure 42 : Photo illustrant l'appareil utilisée pour coller les lames minces, page 49.

Figure 43 : Photos montrant le détail de la lame mince des calcaires de Tala Ililane observées sous microscope optique, page 50.

Figure 44 : Photos montrant des détails de la deuxième lame des grés de Taksebt observée sur un microscope optique avec un grossissement G*10, page 51.

Figure 45 : Photo des grés marneux de Taksebt observés au microscope optique, page 52.

Figure 46 : Photo des tamis utilisés durant le lavage, page 53.

Figure 47 : Photo de la microfaune de foraminifères benthiques et planctoniques extrait des marnes de Taksebt, page 54.

Figure 48 : Photo de foraminifères benthiques et pélagiques observées dans les marnes échantillonnées au niveau de Taksebt, page 54.

Figure 49 : Photo montrant les fominifères benthiques et pélagiques de Taksebt observées sous la loupe binoculaire, page 55.

Figure 50 : Photo illustrant la microfaune des foraminifères benthiques et pélagiques de la région de Talla Ililane observée sous la loupe binoculaire, page 56.

Figure 51 : Photo illustrant la microfaune des foraminifères benthiques et pélagiques de la région de Talla Ililane observée sous la loupe binoculaire, page 56.

Figure 52 : Photo montrant la microfaune de foraminifères benthiques et pélagiques de la région de Makouda observée sous la loupe binoculaire, page 57.

Figure 53 : Photo illustrant les étapes de la réalisation de la carte générale du bassin de Tizi Ouzou, page 59.

Figure 54 : Carte générale du bassin de Tizi Ouzou au 1 : 1000 000^{e.}

Figure 55 : Unités du Socle de la Grande Kabylie [Saadallah, 2015], page 61.

Figure 56 : Contact Socle schisteux /conglomérats de base appartenant probablement à l'OMK, région d'Ammal [M. Arab, 2016], page 63.

Figure 57 : Schéma montrant les accidents majeurs qui affectent la Grande Kabylie [Saadallah, 2015, modifié par nous-même], page 65.

Figure 58 : Coupe AA' d'orientation NNO-SSE des différentes formations du bassin de Tizi Ouzou, page 67.

Chapitre III :

Figure 59 : Concepts de base d'une séquence de dépôt [Mitchum et al., 1977], page 70.

Figure 60 : Segments de section sismique montrant des terminaisons en toplap, page 73.

Figure 61 : Dépôts de terrasse en downlap sur discordance (troncature), page 73.

Figure 62 : Clinoformes émergeant en toplap (Pérou : Carbonates d'âge miocène en milieu tempéré), page 74.

Figure 63 : Segment de section sismique montrant une troncature érosionnelle et divers types de terminaisons de réflecteurs en onlap, downlap et toplap, page 75.

Figure 64 : Schéma montrant la notion de troncature apparente, page 75.

Figure 65: Différents types de configurations des réflexions sismiques et leur interprétation [Mitchum et al., 1977, in Veeken, 2007], page 78.

Figure 66 : Schéma théorique de réflecteurs sismiques asynchrones engendrés par la granulométrie changeante d'un delta progradant, page 78.

Figure 67 : Découpage lithostratigraphique du puits ALG-1 [Médaouri, 2014], page 81.

Figure 68 : Coupe réalisée à partir de l'interprétation de la section sismique AL00-136 illustrant l'existence de deux bassins, un au pied de la marge, l'autre au centre.

Figure 69 : Image illustrant l'absence des sels messiniens, page 84.

Figure 70 : Coupe des formations déposées dans le bassin B1 issue de l'interprétation de la section sismique, page 85.

Figure 71 : Présentation du découpage lithostratigraphique du bassin B1, page 86.

Figure 72 : Coupe montrant les formations déposées dans le bassin B2 issue de l'interprétation de la section sismique, page 87.

Figure 73 : Découpage lithostratigraphique du bassin B2 à partir de la section sismique, page 88.

Figure 74 : Découpage lithostratigraphique réalisé à partir de la section sismique (extrémité Ouest), page 89.

Figure 75 : Image illustrant une corrélation entre le puits DSDP-371 et ALG-1, page 92.

Figure 76 : Schéma montrant le basculement des blocs en demi-graben, [M. Médaouri, 2014], page 93.

Figure 77 : Représentation schématique de l'évolution du bassin de Tizi-Ouzou [M. Médaouri, 2014], page 94.

Chapitre VI:

Figure 78 : Synthèse des séries néogènes reconnues à terre (Tala Ililane, Taksebt et Makouda) et en mer (Bassin 1 au pied de la marge, Bassin 2 au centre) dans le bassin de Tizi Ouzou et la Baie de Bejaia respectivement.

Figure 79 : Images montrant les micro-organismes retrouvés lors du lavage des échantillons prélevés à Tala Ililane, Taksebt et Makouda, page 96.

Figure 80 : Croquis structural de la Méditerranée occidentale ainsi que la position du puits DSDP-371 [Biju-Duval et al, 1974], page 97.

Figure 81 : Image illustrant les conglomérats de l'Oligo-Miocène Kabyle dans la région de Tala Ililane [M. Arab, 2016], page 98.

Figure 82 : Image des conglomérats de base du Miocène post nappe à Makouda, page99.

Figure 83 : Image des conglomérats du Miocène poste nappe de Taksebt à galets roulés, page 100.

Figure 84 : Carte générale du bassin de Tizi Ouzou MNT illustrant les types de sédimentation et leurs âges, page 101.

Figure 85 : Série poste-rift dans la baie de Bejaia tirée du découpage lithostratigraphique du puits DSDP-371, page 103.

Figure 86 : Coupe schématique de l'évolution latérale des sédiments à Tala Ililane, page 104.

Figure 87 : Corrélation entre les séries en mer et à terre (Taksebt), page 105.

Figure 88 : Image des conglomérats de base d'Ichiker(Makouda), page 106.

Figure 89 : Enchaînement des événements du début du Mésozoïque à l'époque actuelle [Domzig, 2006], page 107.

Figure 90 : Schéma tectonique de l'ouverture du bassin arrière-arc durant la phase de rifting, Oligocène supérieur.- Burdigalien moyen [M. Arab, 2016], page 109.

Figure 91 : Schéma montrant la disposition des blocs AlKaPeCa au Langhien [M. Medaouri, 2015], page 110.

Tableau 01 : Tableau des principales caractéristiques des forages effectués sur la marge offshore algérienne, page 78.

Tableau 02 : Tableau des caractéristiques géologiques des formations traversées par le forage ALGER-1 [Medaouri, 2014], page 79.

Tableau 03 : Tableau montrant les caractéristiques géologiques des formations traversées par le DSDP-371, page 82.

Sommaire

Remercîment et dédicaces

Liste des figures et tableau

Résumé

Abstract

Chapitre I : Généralités

I.1. Introduction générale
I.2. Problématique du sujet
I.3.Méthodologie
I.4. Historique des travaux
I.5. Contexte géodynamique régionale10
I.6. Géologie régionale12
I.6.1. Introduction12
I.6.2. Domaine AlKaPeCa12
I.6.2.1. Socle kabyle
I.6.2.2. Dorsale kabyle14
I.6.3. Domaine des flyschs15
I.6.3.1. Flysch Mauritanien15
I.6.3.2. Flysch Massylien15
I.6.4. Séries néogènes du Bassin de Tizi Ouzou15
I.6.4.1. Oligo-Miocène-Kabyle16
I.6.4.2. Flysch Numidien17
I.6.4.3. Olistostromes
I.6.4.4. Silexites
I.6.4.5. Miocène du Bassin de Tizi Ouzou19
I.7. Conclusion

Chapitre II : Aspects Lithostratigraphiques

II.1. Introduction	23
II.2. Coupe de terrain	25
II.2.1. Coupe de Tala Ililane	25
II.2.2. Coupe de Taksebt	
II.2.3. Coupe de Makouda-Ichiker	40
II.3. Etude biostratigraphique et préparation de lames minces	48
II.3.1. Préparation des lames minces	48
II.3.1.1. Tala Ililane	50
II.3.1.2. Taksebt	51
II.3.2. Etude biostratigraphique	52
II.3.2.1. Taksebt	53
II.3.2.2. Tala Ililane	56
II.3.2.3. Makouda	57
II.4. Carte générale du bassin de Tizi Ouzou	58
II.4.1. Méthodologie	58
II.4.2. Interprétation de la carte	60
II.4.2.1. Au plan sédimentaire	60
II.4.2.2. Au plan structural	64
II.4.2.3. Au plan géomorphologique	66
II.5. Conclusion	68

Chapitre III : Interprétations des données sismiques et données de puits offshore

III.1. Introduction
III.2. Concepts de la stratigraphie sismique70
III.2.1. La séquence sismique70
III.2.2. Limites de séquences71
III.2.3. Résolution sismique72
III.2.4. Discordances73
III.2.5. Configurations sismiques77
III.2.6. Faciès sismiques78
III.3. Analyse des données des puits offshore79
III.3.1. Analyse du core drill ALG-180
III.3.1. Découpage lithostratigraphique du puits ALG-181
III.3.2. Analyse de puits DSDP-37182
III.4. Interprétation de la section sismique au large de la Kabylie
III.5. Corrélation entre les puits DSDP-371 et ALG-1
III.6. Conclusion

Chapitre VI : Corrélation, discussion des résultats et conclusion

IV.1. Introduction	96
IV.2. Discussion des formations sédimentaires et faciès	97
IV.3. Evolution sédimentaire du bassin de Tizi Ouzou	104
IV.4. Evolution géodynamique du bassin de Tizi Ouzou	107
IV.5. Conclusion	110

Conclusion générale1	1	2	2
----------------------	---	---	---

I.1. Introduction générale :

Le bassin néogène de Tizi ouzou est aujourd'hui devenu un objet de débat sur lequel plusieurs auteurs ont réalisés un nombre d'études et travaux, qu'ils soient d'ordre géologique (sédimentologie), géodynamique (tectonique) et accessoirement géophysique (sismique et stratigraphie sismique).

Des plus anciens [**Ficheur**, 1890] aux plus récents [**Raymond**, 1976 ; **Bouillin**, 1977 ; **Ait**, 1991 ; **Saadallah**, 1992], les travaux réalisés sur la région de la Kabylie en général ont permis de compléter et d'enrichir les connaissances sur ce bassin. Cependant, ces travaux soulèvent de la controverse dans l'interprétation de certains aspects structuraux et sédimentaires. Le débat se focalise notamment sur la série conglomératique discordante sur le socle kabyle, en particulier, son mode de formation, sa composition, et sa comparaison à l'allochtone nord kabyle.

Par ailleurs, ces anciennes études sont remises à l'actualité par des travaux encore plus récents [**Bracène**, 2002 ; **Medaouri**, 2014 ; **Badji**, 2014 ; **Arab**, 2016, et d'autres]. Ceux-ci ont abouti à l'élaboration de modèles expliquant la configuration actuelle, en termes de collage du bloc dit AlKaPeCa [Alboran-Kabylie-Péloritain-Calabre] à la marge africaine.

La chaîne formée par l'orogène alpin après ce collage est désignée par le terme Maghrébides, celle-ci représente une chaîne littorale longue de 2 000 km qui s'étale du Détroit de Gibraltar aux Apennins, sur une largeur de 150 km [**Figure 1**] [**Aubouin** et **Durand Delga**, 1971]. D'Ouest en Est, elle comprend le Rif au Maroc, les Kabylies et le Tell en Algérie et Tunisie, la partie Septentrionale de la Sicile et la Calabre en Italie [**Ait**, 1991].



Figure 1 : Les principaux ensembles structuraux du nord de l'Algérie et du pourtour de la méditerranée occidentale (Bracène, 2002)

La région, objet de ce mémoire, se situe dans la partie centrale de la chaîne des Maghrébides, et couvre plusieurs secteurs d'intérêt dont le bassin de Tizi Ouzou, qui se présente en contexte intra-arc dans le domaine AlKaPeCa [Medaouri, 2014]. Certains auteurs expliquent l'extension des bassins algériens en général par l'effondrement de la croûte continentale de l'orogène alpin [Dewey, 1988; Platt et Vissers, 1989], ou encore par le détachement d'un slab [Domzig, 2006], mais la tendance qui fait l'unanimité considère que le bassin de Tizi Ouzou est un bassin d'arrière-arc [Boccoletti et Guazzone, 1974], qui s'est formé derrière une subduction du Sud vers le Nord. Toutefois, son mode de formation est très discutée : quelques études estiment qu'elle s'est accomplie en un seul temps avec une ouverture simultanée [Gelabert et al, 2003 ; Facenna et al, 2004] tandis que d'autres travaux plus récents [Médaouri, 2014] estiment que l'ouverture du bassin algérien débute par la dérive du bloc AlKaPeCa vers le sud-est et s'effectue en deux temps, la plus ancienne à l'Est (Burdigalien terminal) et la plus récente à l'Ouest (Tortonien), tandis que la fin de l'ouverture du bassin marque le collage des Kabylies à la marge africaine et la formation de différentes unités structurales [Figure 2].

Le Bassin de Tizi Ouzou est une vaste dépression en forme de cuvette à remplissage néogène, regroupant les bassins du Sébaou, Dellys et Thenia [Magne et Ray, 1976]. Cet





Édifice comprend deux flancs : le flanc nord [**Figure 3 et 4**] correspond à une unité charriée pendant que le flanc sud s'appuie sur le socle kabyle [**Raymond**, 1976]. Il est orienté Est- Ouest sur une longueur de 80 km avec une largeur de 20 km.

Ce bassin est caractérisé par un remplissage sédimentaire néogène, déposé en discordance sur le socle, caractérisé par des conglomérats à la base, surmontés par des grés qui progressent vers des marnes au sommet, cette série est parfois intercalée par des carbonates (transgression marine).

Dans ce contexte, le bassin de Tizi Ouzou et sa bordure méridionale, présentent une largeur d'affleurement des dépôts miocènes considérable, il constitue, de ce fait, un terrain favorable à la recherche d'indices structuraux et d'arguments tectono-sédimentaires que ce travail se propose d'identifier et de reconnaitre dans les séries néogènes à terre et d'en faire une comparaison/corrélation à celles observées en mer, l'objectif étant de discuter la continuité de ces séries pour mieux contraindre les évènements géodynamiques du Néogène.



Chapitre I : Généralités

I.2. Problématique :

On doit se poser la question : est ce que les séries néogènes relevées à terre sont identiques à celles identifiées par les investigations en offshore ? Si c'est le cas, comment expliquer la dispersion de ces formations ? Dans le cas contraire, quel phénomène ou processus pourrait être à l'origine de l'évanescence de ces séries ? Est-ce juste un passage/variation latéral des faciès, ou bien, le résultat d'un phénomène érosif ?

Ce mémoire s'organise en quatre chapitres :

- Le premier chapitre se concentre sur les généralités comprenant l'introduction, la problématique, l'historique des travaux, la méthodologie utilisée au cours de la réalisation de ce mémoire, le contexte géodynamique ainsi que géologique de la zone d'étude.
- Le deuxième chapitre représente le centre de l'étude, il est dédié aux travaux de terrain, levés de coupes sédimentaires qui auront lieu respectivement à : Taksebt, Tala Ililane et Makouda, où notre objectif est de déterminer la présence de deux cycles de même agencement mais quelles sont les différences. Leur continuité va nous confirmer sur les limites d'âge du collage entre les blocs Kabyles et la plaque africaine, ainsi que mettre en évidence le contexte qui a conduit à cet évènement en étudiant la physionomie du Bassin de Tizi Ouzou et ses processus de sédimentation. Une étude biostratigraphique et pétrographique auront lieu afin de déterminer l'âge du collage. Par ailleurs, on tente de réaliser des schémas structuraux sur la base de cartes de différentes régions du bassin de Tizi Ouzou, leur calage et fusion pour obtenir une carte générale de ce bassin.
- Le troisième chapitre est caractérisé par une description sommaire des données et méthodes dans l'approche onshore-offshore ainsi que l'interprétation de la section sismique réalisée entre Beni Ksila et Ath Rhouna au Nord de la Kabylie, en se basant sur les concepts de la stratigraphie sismique et des facies sismiques.
- Le quatrième chapitre se rapporte à la corrélation terre-mer des séries néogènes de la Grande Kabylie à la marge africaine et aux discussions et comparaison des résultats de ce travail à d'autres antérieurs.

I.3. Méthodologie :

Pour réaliser cette étude, la démarche arrêtée est la suivante :

- Etablissement d'une synthèse bibliographique sur l'évolution géodynamique et sédimentaire des domaines Alpin-méditerranéen, de la chaine des Maghrébides et de la géologie du bassin de Tizi Ouzou.
- Levés de coupes sédimentaires et structurales à travers les bordures des deux flancs du bassin Tizi Ouzou, ainsi que le découpage lithologique des séries obtenues et leur étude biostratigraphique et pétrographique.
- Réalisation d'une carte structurale générale du bassin de Tizi Ouzou à l'aide du logiciel « Illustrator » après l'avoir géo référenciée par « Global Mapper ».
- Découpage des deux puits « DSDP-371 » et « ALG-1 ».
- Découpage sismo-stratigraphique de la section sismique faites en Offshore.
- Discussion des résultats et leur comparaison aux travaux antérieurs et essai de corrélation régionale Terre-Mer des séries Néogènes.

I.4. Historique des travaux

Les études géologiques de la Kabylie ont débuté au XIXème siècle, principalement par la description et l'interprétation de l'édification des bassins néogènes.

Le premier grand travail a été l'œuvre d'E. **Ficheur** (1890) qui consiste en la description de la géologie de la Kabylie de Djurdjura.

En 1958, **P. Muraour** présente une étude stratigraphique et sédimentologique de la Grande Kabylie (région de Dellys et Tizi Ouzou).

En 1973, **J.P. Gélard et al** publient un article sur l'âge de la transgression Oligocène terminal-Aquitanien basal sur le socle de la Grande Kabylie. En 1974, **Magne, J.** et **Raymond**, **D**, publient leurs travaux sur le Néogène post nappe de Dellys-Tizi Ozou.

Des précisions concernant l'âge de l'Oligo-Miocène Kabyle en Grande Kabylie liées à des conséquences structurales du Numidien ont été rapportées par les travaux de **Bizon. G**, et **J.P. Gélard**, en 1975 et **R. Saadallah** (1975) envisage l'idée d'un écaillage d'âge Alpin dans le massif d'Alger qui est l'équivalent du massif cristallophyllien de la Grande Kabylie.

Une année plus tard, en 1976, **D. Raymond** présente ses travaux sur l'évolution sédimentaire et tectonique du nord-ouest de la Grande Kabylie au cours du cycle alpin.

Raymond (1976) et **Aite** (1991) décrivent un faciès conglomératique rappelant l'Oligo-Miocène Kabyle de par sa composition remaniant exclusivement des éléments du socle mais il reposerait sur l'Olistostrome.

En 1979, **Gélard** réalise des travaux de synthèse sur la géologie de nord-est de la Grande Kabylie appuyés sur une cartographie de terrain détaillée.

Au début des années 1980, **Géry** et al (1981) définissent une série de type OMK anté-nappes dans le Djebel Aissa Mimoun. En 1983, ils publient des travaux sur la situation et l'âge des formations sédimentaires allochtones du nord de la Grande Kabylie (exemple du Djebel Aissa Mimoun).

Des travaux préliminaires sur l'analyse de la micro fracturation, ayant affecté le bassin miocène post nappe de Tizi ouzou et la recherche des champs de paléo-contraintes ont été réalisés par **Suzzoni**, **Ait**, **Gélard** et **Gery** en 1989.

En 1994, **Ait, M. O,** réalise des travaux sur l'analyse de la micro fracturation et des paléocontraintes dans le néogène post nappe de la Grande Kabylie et met en évidence cinq périodes de fracturation.

En 2005, les travaux de **R. Lounis** aboutissent à l'établissement de la carte de phases tectoniques montrant l'existence de quatre phases après avoir projeté des données de terrain caractérisant la déformation fragile du massif de la Grande Kabylie, la sismicité importante de cette région corrobore l'idée de l'existence d'une relation étroite entre la sismicité actuelle et la tectonique du socle.

Très récemment, entre 2009 et 2014, une étude pluridisciplinaire réalisée dans le cadre d'un projet partenarial franco-algérien dénommé SPIRAL (sismique profonde et investigation régionale de la Marge algérienne) apporte des résultats importants sur le plan géologique et géodynamique concernant la genèse du bassin offshore algérien et des bassins néogènes côtiers.

Plusieurs travaux ont été également effectués dans le cadre de la préparation des mémoires d'ingénieurs.

I.5- Contexte géodynamique régional :

L'évolution géodynamique du bassin algérien actuel a commencé probablement entre 23 et 15 Ma, (**Figure 5**), alors que les nappes telliennes se mettent en place [D'après **Gueguen** (1998) et **Gelabert**, (2002)]. Cette ouverture se termine bien avant le Tortonien, alors que les Kabylies sont totalement accrétées à la plaque africaine [**Roca**, 2004].

D'autres auteurs estiment que cette ouverture a lieu entre 13 et 18 Ma [Alvarez et al., 1974, Vergès et Sabat, 1999, Frizon de Lamotte et al., 2000, Rosenbaum et al., 2002, Mauffret et al., 2004], et c'est à cette même période, après la collision, que de probables grands mouvements en décrochement ont entraîné le bloc d'Alboran vers l'Ouest, mais avec une ampleur variable [Michard et al., 2002; Mauffret et al., 2004].

A la fin de la phase de subduction (avant 16 Ma), la plaque plongeante commence à se détacher progressivement d'Ouest en Est selon certains auteurs [**Spakman** et **Wortel**, 2004].

Entre 23 et 11 Ma les bassins côtiers se forment au fur et à mesure que le détachement de la plaque plongeante ou "slab" progresse. Le Miocène inférieur est marqué par l'approfondissement progressif du bassin kabyle. Pendant le Messinien, le roll-back de la subduction vers l'Ouest conduit à la séparation de la Méditerranée et de l'Atlantique ainsi qu'une forte diminution du niveau de la mer. A ce niveau, s'opère le remodelage de la morphologie des marges méditerranéennes [**Clauzon** et **Rubino**, **1988**] matérialisé par la mise en place de niveaux évaporitiques et le creusement de nombreux canyons.

Cependant, la marge algérienne subit toujours la compression découlant de la convergence Afrique-Europe, et des plis globalement SO-NE se forment dans le Tell.

Pendant ce temps, au Pléistocène, une seconde phase tectonique affecte l'Atlas [**Frizon de Lamotte** et al., 2000 et **Benaouali-Mebarek** et al., 2006].

Chapitre1 : Généralités



Figure 5 : Reconstitutions paléogéographiques de la marge algérienne depuis l'Oligocène [Rosenbaum et al., 2002].

I.6- Géologie régionale

I.6.1- Introduction :

Le nord de l'Algérie comprend diverses unités géologiques et structurales et fait partie de la chaîne alpine des Maghrébides qui s'étend de Gibraltar à la Calabre [**Durand-Delga**, 1969 ; **Wildi**, 1983]. En Algérie, cet orogène peut être séparé en différentes parties (**Figure 6**) : au nord le Tell, composée des Kabylides, des Flyschs et des nappes telliennes, et au sud, le système de l'Atlas intracontinental [**Domzig**, 2007]. L'Orogène alpin y est subdivisé du Nord au Sud en deux grands systèmes tectoniques [**Bracène**, 2002] :

- Le système tellien occupant la partie septentrionale de l'Algérie. Il correspond à un ensemble charrié sur l'avant-pays. La zone d'étude se trouve dans ce système.
- Le système atlasique représentant l'avant-pays, supportant l'avant-fosse du système tellien et correspondant aux hautes plaines et l'Atlas Saharien.



Figure 6 : Les domaines structuraux de la marge algérienne Atlas saharien – méditerranée (profil Kabylie), [Bracène et Frizon de Lamotte, 2002 ; Roca et al, 2004, modifiée par Médaouri en 2014].

I.6.2- Domaine AlKaPeKa :

M. Medaouri, considère que ce domaine constitue la partie de la plaque supérieure d'un dispositif de subduction et probablement de l'arc et/ou de l'avant arc de la subduction téthysienne [Medaouri, 2014].

En Algérie, les blocs affleurent à terre d'ouest en est, du cap Ténès à Annaba. Ils englobent les massifs cristallins (socle kabyle) et les massifs calcaires (chaîne calcaire) (**Figure 7**), constituant la plateforme carbonatée triasico-jurassique de la marge nord téthysienne et une partie de son talus.



.Figure 7 : Carte tectonique de la Méditerranée montrant les principales chaînes de montagne (1), les domaines continentaux amincis (2), la croûte océanique d'âge mésozoïque (3) et la croûte océanique néogène [modifiée d'après Faccenna et al. (2014)].

I.6.2.1-Socle kabyle :

Les formations métamorphiques de Grande Kabylie (Figure 8), peuvent être regroupées en trois massifs formés d'une ou plusieurs unités structurales : [Raymond, 1976 ; Bossier, 1980 ; Saadallah et Caby, 1996] :

- le massif du Belloua constitué essentiellement de deux unités : les paragneiss et les schistes.
- le massif d'Ait Aissa Mimoun, constitué de formations cambro-ordoviciennes épimétamorphiques.
- le massif de Sidi Ali Bounab, constitué de granite orienté, de son encaissant et de sa semelle blastomylonitique

 le massif de Grande Kabylie au sens strict, composé de formations métamorphiques avec des granites syntectoniques, recoupés par endroit par des granites et des aplopegmatites post-tectoniques.



Figure 8 : les unités constituant la Grande Kabylie [Saadallah, 2015, modifiée par nous-même].

I.6.2.2- Dorsale kabyle :

Elle s'étend d'ouest en est sur environ 50 km de long et une largeur qui n'excède pas 10 km selon une direction orographique ENE-OSO. Elle est formée par le massif du Djurdjura [**Coutelle**, 1979] à l'ouest et le massif de Chellata [**Gélard**, 1979] à l'Est.

Appelée également « Chaîne calcaire » [**Glangeaud**, 1932], elle comprend pour le Djurdjura trois unités dénommées du sud au nord : externe, médiane et interne [**Naak**, 1988, **Bouillin** et al., 1989 ; **Cattanéo** et al., 1999]. Les terrains composant ces unités s'étagent du Paléozoïque (Dévonien) au Lutétien supérieur, et la dorsale externe est la plus méridionale de l'édifice. Elle présente des affinités de faciès avec la dorsale médiane au nord et les flyschs qu'elle

chevauche au sud [**Raoult**, 1969 ; **Gélard**, 1979 ; **Durand Delga** et al., 1980 ; **Wildi**, 1983 ; **Bouillin**, 1986 ; **Gélard** et al., 1989 ; **Cattanéo** et al., 1999].

Elle est essentiellement carbonatée (Jurassique), écaillée et chevauchant vers le sud les nappes de flyschs Mauritanien et Massylien [**Coutelle**, 1979].

I.6.3- Domaine des flyschs

Comme dans l'Apennin, les premiers flyschs, internes, se sont déposés à partir du Crétacé basal. Ce sont des dépôts de mer profonde, généralement mis en place sous la lysocline par des courants de turbidité. Il semble s'agir surtout de formations de plaines sous-marines [**Bouillin**, 1986]. Deux grands groupes de flyschs crétacés-paléogènes sont caractérisés chacun par leur position primitive et par leur alimentation à l'une des deux marges du sillon qu'ils occupaient.

I-6-3-1 : Les flyschs Mauritaniens :

Ils se sont déposés près de la marge africaine (Bouillin, 1986), les sédiments sont péliticoquartziques au Crétacé Inférieur et pélitico-microbréchiques au Cénomanien. La série des flyschs mauritaniens est bien représentée dans tout le pourtour périméditerranéen depuis la Cordillère bétique jusqu'à la Calabre.

I-6-3-2 : Les flyschs Massyliens :

Le Massylien est constitué par une série d'épaisseur modeste (< 500 m de l'Albo-Aptien au Maestrichtien). Il est caractérisé par une sédimentation pratiquement sans carbonates, si l'on excepte les bancs très minces et très réguliers. Le soubassement jurassique de ces flyschs n'est pas connu pour étayer les rapports paléogéographiques entre le bassin des flyschs Massylien et les provinces adjacentes.

I.6.4- Séries néogènes du bassin de Tizi Ouzou :

Le bassin de Tizi Ouzou, qui est notre secteur d'étude (**Figure 9**), correspond à une vaste cuvette orienté Est-Ouest, à remplissage néogène regroupant les bassins du Sébaou, Dellys et Thénia [**Magné** et **Raymond**, 1976]. Son flanc nord correspond en partie à un ensemble d'unités charriées, son flanc sud s'appuie sur le socle kabyle. Ce dernier affleure au sein du Miocène dit post-nappe [**Caire**, 1954, 1957] sous forme d'ilots ou de dômes (Ait Aissa

Mimoun et Sidi Ali Bounab). A l'Est, le bassin se ferme contre les reliefs du Haut-Sébaou dans la région de Freha.



Figure 9 : Carte géologique de la Grande kabylie simplifiée et situation de la région d'étude (Magné, 1974)

Le remplissage sédimentaire est complexe et montre la superposition de plusieurs unités qui sont :

I-6-4-1 l'Oligo-Miocène Kabyle (OMK):

L'Oligo-Miocène kabyle [**Caire**, 1965 ; **Bouillin** et **Raoult**, 1971] est une formation transgressive, conglomératique, gréseuse et marneuse vers le sommet se terminant par des Silexites datées de 19±1 Ma [**Bellon**, 1976 ; **Gélard**, 1979], (**Figure 10**). Il repose en discordance sur le socle métamorphique kabyle. Il passe vers le haut à un olistostrome à blocs divers de flyschs crétacés, recouvert par les nappes de flyschs nord-kabyles. On retrouve un dispositif analogue au SE d'Alger [**Tefian**i, 1970], au nord et au nord-ouest de la Grande Kabylie [**Magné** et **Raymond**, 1971, 1976], en Petite Kabylie [**Bouillin et Raoult**, 1971 ; **Raoult**, 1974 ; **Bouillin**, 1977].

Chapitre1 : Généralités





I-6-4-2 Le Flysch Numidien :

Dans tout l'orogène côtier de l'Afrique du nord, la nappe numidienne occupe la position structurale la plus élevée. Elle n'est jamais impliquée dans les contacts chevauchants majeurs antérieurs au Miocène supérieur [**Wild**i, 1983]. Selon **Gélard**, le style tectonique de l'unité numidienne est avant tout le reflet de sa composition lithologique (**Figure 11**) : une puissante masse gréseuse reposant sur une masse plastique d'argiles sous-numidiennes [**Gélard**, 1979]. L'importante différence de compétence qui existe entre ces deux termes se traduit par une fréquente indépendance mécanique des grès par rapport à leur substratum. Les grès offrent ainsi souvent l'aspect de « radeaux flottants », avec des troncatures basales, des pivotements et des torsions, des écaillages plus ou moins vigoureux qui ont affecté ces unités numidiennes. Certains d'entre elles résultent de la dilacération de la nappe en cours de progression. D'autres se seraient produites au cours de serrages tardifs [**Wildi**, 1983].


Figure 11 : Colonne stratigraphique synthétique du Numidien de Grande Kabylie [Arab, 2016].

I.6.4.3- Olistostromes :

Les premiers olistostromes du Nord de l'Algérie furent signalés par **Durand-Delga** (1969) dans le sud de Chenoua et dans le Sud-Est d'Alger par **Tefiani** (1970) qui ont conclu à la mise en place de ces formations en milieu marin. Par la suite, **Bouillin** et **Raoult** (1971) et **Magné** et **Raymond** (1971) décrivent les mêmes formations respectivement en Petite Kabylie et dans le Nord-Ouest de Grande Kabylie. Gélard insiste sur la position très constante de l'olistostrome inférieur qui débute au-dessus des Silexites de l'Oligo-Miocène kabyle sur toute la bordure nord-est et nord-ouest [**Raymond**, 1976] du socle cristallin kabyle.

Si l'on reprend la note de **Bouillin** et al. (1973), un olistostrome est défini comme « une formation constituée par une matrice tendre de nature argileuse, marneuse ou pélitiques, litée ou chaotique, dans laquelle sont dispersés de débris qu'accompagnent des blocs ou panneaux (olistolites) de taille variable ».

Gélard (1979) rajoute que « cette formation résulte d'un glissement par gravité de blocs ou masses exogènes au sein d'un bassin récepteur et que ces éléments étrangers ne sont normalement pas roulés ». Bien que sa matrice marneuse n'ait pas fourni d'éléments précis de datation, l'olistostrome a été daté en Grande Kabylie du Burdigalien terminal. La position structurale permet de distinguer deux unités :

• Olistostrome I : formé par le remaniement des flyschs, il se superpose avec l'Oligo-Miocène Kabyle avec une continuité sédimentaire, et surmonté par l'unité d'Afir.

• Olistostrome II : formé par le remaniement de toutes les formations de la région (socle, flyschs, unité tellienne, etc.), en superposition stratigraphique avec l'unité tellienne de Dellys.

I.6.4.4- Les Silexites :

Les Silexites sont des roches à grains très fins, le plus souvent dures, chimiques, biochimiques ou pyroclastiques, massives ou litées, déterminant des ruptures de pente nette, voire des falaises. Leur teinte est grisâtre, blanche, plus rarement verdâtre. Elles sont formées de petits bancs de 4 à 5 cm d'épaisseur à joints de stratification plus épais, argileux. Les Silexites, siliceuses, admettent des proportions variables d'argile, beaucoup plus rarement des carbonates. Une partie du matériel des Silexites est de nature volcanique. Elles peuvent provenir de sources d'émissions fortes éloignées du lieu de dépôt (transport éolien). Ainsi, contrairement aux autres sédiments du bassin Oligo-miocène kabyle, les Silexites ont dû échapper en grande partie, en raison de leur origine, à la dépendance du socle kabyle. Ces Silexites surmontent en Grande Kabylie des niveaux d'âge Aquitanien terminal-Burdigalien inférieur. Elles sont connues au toit de l'Oligo-Miocène kabyle mais également au sommet du Numidien [**Gélard**, 1979].

I.6.4.5- Le Miocène du bassin de Tizi Ouzou :

Le Miocène dit « post-nappe » est caractérisé par des dépôts qui reposent en discordance sur le socle kabyle (**Figure 12**), sur l'Oligo-Miocène transgressif et sur les unités charriées nord-kabyles. Les terrains de cet ensemble sont datés du Langhien-Serravalien (partie inférieure du Miocène moyen). Les formations miocènes sont datées par une abondante microfaune planctonique (Globigérines) correspondant aux zones N8-N9 et N10-N13 de Blow [**Magné** et **Raymond**, 1974]. Les faciès et les épaisseurs des formations miocènes du bassin de Tizi

Ouzou, varient latéralement suivant les points de l'aire de sédimentation du Miocène postnappe. On distingue trois cycles :

- Cycle 1 : il débute par une importante assise conglomératique de 100 à 250 m (N8 de Blow) surmontée par un ensemble de molasse gréso-marneuse de 250 m environ. À Dellys, plus au Nord, cet ensemble de plus de 1000 m d'épaisseur est recoupé par des filons de basaltes inter stratifiés datés entre 11,8 Ma à 19,7 Ma [Belanteur, 1989 ; Belanteur et *al*, 1995] correspondant à un âge Burdigalien terminal-Serravalien.
- Cycle 2 : composé essentiellement de marnes dont l'épaisseur peut atteindre 500 m environ, transgressives sur les formations inférieures et parfois transgressives sur le socle Kabyle. Il correspond aux niveaux N10-N13 de Blow, soit au Langhien– Serravalien [Aite, 1994].
- Cycle 3 ou Pliocène : il est représenté par des marnes grises très fossilifères avec des intercalations de bancs de calcaires à lamellibranches qui ont été datées par Muraour (1956) et Raymond (1976). Son épaisseur est de 60 m environ et ses affleurements sont limités à l'Ouest de Dellys. Il repose en discordance sur le Miocène moyen.



Figure 12 : Colonne stratigraphique synthétique du Néogène post-nappes de Tizi Ouzou [Aite, 1994].

Conclusion :

La chaîne des Maghrébides fait partie de l'orogène alpin périméditerranéen [**Durand-Delga**, 1969] d'âge Tertiaire qui s'étend de l'Ouest en l'Est sur 2000 km depuis l'Espagne du Sud à l'arc calabro-sicilien. Dans ce domaine en forme d'anneau très aplati, on distingue les zones internes, situées à l'intérieur de l'anneau et représentées aujourd'hui par différents massifs, dispersés le long de la côte méditerranéenne et les zones externes situées à sa périphérie.

La formation de cette chaine débute par un rifting vers 30 millions d'années, Les blocs kabyles et calabrais vont migrer durant l'ouverture des bassins algero-provençal. Initier au Burdigalien (21Ma), la séparation du bloc kabyle des îles Baléares est régie par une migration rapide (roll back) vers le Sud de la subduction. La conséquence est donc une extension arrière arc menant à la formation d'une croûte océanique [**Réhault** et al. 1985]. Cette migration s'est arrêtée avec la collision et de l'accrétion du bloc kabyle à l'Afrique [**Cohen**, 1980]. La collision a donc eu lieu lorsque l'océan mésozoïque Téthys a été totalement subducté. Cette collision est datée entre 18 et 15 Ma. Ces valeurs sont basées sur des indices d'arrêt de l'extension du bassin algérien, sur l'étude du « core complex » kabyle qui constitue un ensemble de roches métamorphiques de haute température et haute pression exhumées, ainsi que sur la datation de différents prélèvements des roches volcaniques qui permettent de situer l'arc volcanique dans le temps (**Figure 13**).



Figure 13 : Distribution spatiale et temporelle de différents prélèvements de roches volcaniques [Rosenbaum et al, 2002].

Chapitre1 : Généralités

Le Bassin de Tizi Ouzou est un vaste synclinal à remplissage néogène, situé sur la marge nord algérienne qui appartient à la chaîne de subduction/collision nord maghrébine. Il montre des caractéristiques tectoniques et sédimentaires d'un bassin polyphasé d'arrière-arc. Ce bassin appartient à une histoire géodynamique marquée par une extension syn-orogénique en relation avec le retrait du slab téthysien, dans un contexte de convergence des plaques Afrique et Europe. Ce bassin constitue un objet intéressant pour l'étude du processus de collage (AlKaPeKa/Plaque africaine). L'investigation s'intéressera aux affleurements des formations d'intérêt sur les bordures du bassin (flanc nord et sud) ainsi qu'aux différentes déformations induites par ce collage (plis, failles inverses). Pour accomplir ce travail, on réalisera des levés de coupes de terrain en des sites précis qui sont :

- Sur le flanc nord à Makouda.
- Sur le flanc sud à Taksebt et Tala Ililane.





II.1. Introduction :

La réalisation d'une corrélation Terre-Mer des séries néogènes de Grande Kabylie à celles de la marge algérienne, nécessite de procéder à des levés de coupes géologiques sur le terrain dans le secteur étudié qui est le bassin de Tizi Ouzou, afin d'identifier les diverses formations et leurs caractères et de suivre leur évolution spatio-temporelle.

Dans le but de collationner un maximum d'informations sur le changement graduel des dépôts sédimentaires dans ce bassin, des coupes (**Figure 14**) ont été réalisées sur la base des résultats de nos observations même si elles paraissent fragmentaires, de données diverses recueillies sur le terrain et des travaux antérieurs réalisés sur la région étudiée. Nous nous limiterons à présenter les principales coupes géologiques réalisées à savoir :

- Au flanc sud : Coupe A-B : Tala Ililane
- Coupe C-D : Taksebt
- Au flanc nord :- Coupe E-F : Makouda

Afin de préciser l'âge des formations sédimentaires dans le bassin de Tizi Ouzou, ainsi l'âge du collage du bloc AlKaPeKa à la marge algérienne, on s'intéresse à l'étude biostratigraphique des échantillons pris dans les différentes régions d'étude (marnes de Taksebt et Makouda), ainsi qu'une étude pétrophysique pour compléter les informations et faciliter la corrélation.

Pour la reconstitution de l'histoire géodynamique des formations du bassin de Tizi Ouzou, ainsi que l'évolution tectonique, on propose une carte générale du bassin réalisée par la combinaison des travaux antérieurs et les nôtres.

De cette carte générale on peut tracer une coupe Nord-Sud dans le bassin de Tizi Ouzou pour voir la succession et les contacts (normaux ou anormaux) des différentes formations.



Figure 14 : Carte de situation des coupes réalisées à Tala Ililane (AB), Taksebt (CD) et Makouda (EF).

II.2. Coupes de terrain :

II.2.1. Coupe de Tala Ililane (Aït Aïssa Mimoun) :

La coupe **A-B** a été réalisée sur le flanc Sud-Est du Djebel Aït Aissa Mimoun dans les environs des villages Tala Ililane et Aït Braham. On a pu lever de part et d'autre de la route conduisant à Tala Ililane et d'une piste qui s'en détache vers l'Est vers le village Aït Braham, une série représentative déterminée par une coupe longitudinale, selon la carte ci-dessus (**Figure 15**) :



Figure 15 : Carte schématique illustrant la coupe de Tala Ililane [Géry, 1983, modifiée par nous-même].

Dans les confins de Tala Ililane, la coupe levée (Figure 07) montre un empilement de plusieurs formations sédimentaires et tectoniques qui sont de bas en haut :

- Le Cambrien du Djebel Aissa Mimoun, qui fait partie du Socle kabyle.
- L'Oligo-Miocène Kabyle, représenté ici par des conglomérats, des calcaires et des marnes gréseuses, transgressif sur le Cambrien. Son sommet est constitué d'argiles brunes à vertes, « froissées », qui ont livré : Globigerinita dissimilis,

Globoquadrina dehiscens, Globigerinoides cf.immaturus, Turborotalia sp., association à cachet Burdigalien probable.

- Une série dilacérée où l'on peut reconstituer au moins trois termes qui sont de bas en haut :
 - Une dizaine de mètres de marnes et argiles sombres à rares lentilles de calcaires, dont l'âge est Campanien.
 - 2- Des calcaires siliceux clairs qui passent progressivement à des marnes siliceuses avec un âge Yaprésien terminal-Lutetien basal.
 - 3- Un ensemble d'argiles siliceuses à lits de grés fins, surmontés de trois mètres de marnes grises à lits de calcaire avec un âge Eocène inférieur à moyen.
- Une formation chaotique constituée de blocs de nature variée, emballés dans une matrice argileuse hétérogène parfois prédominante. Quelques blocs métriques de grés numidien charriés vers l'Est et fracturés sont observés au village Mendjah (x=4,148407, y=36,750800) piégés dans cette formation qui représente l'Olistostrome (Figure 16).



Figure 16 : Photo montrant le contact entre l'Olistostrome et les grés numidien en lentille.

 L'ensemble de ces formations est recouvert en discordance par des terrains conglomératiques, gréseux qui témoignent d'un environnement de dépôts fluviomarin, dont les éléments sont hétérogéniques et hétérométriques granodécroissant causé par une baisse d'hydrodynamisme, mais parfois ces niveaux conglomératiques réapparaissent par augmentation d'énergie. (Figure 17)



Figure 17 : Photo d'une séquence granodécroissante avec une alternance de conglomérat à la base et des grés au sommet à Tala Ililane.

Au sommet, les grés sont à pendage N060 24S sous forme de dalle qui surmonte les grés à blocs (**Figure 18**).



Figure 18 : Photo illustrant les grés à blocs au sommet des conglomérats de Tala Ililane.

Dans ces grés on retrouve des moules de bivalves et des traces de terriers de type Auphiomorphaux (Figure 19).







Figure 19 : Photos montrant respectivement des moules externes de bivalves (A et C) et un terrier de type auphiomorphe (B) à Tala Ililane.

Progressivement on trouve des marnes friables à indurées avec un pendage N030 35 E ; toutes ces formation ont un âge Miocène « post-nappe » qui est daté à sa base par des microfaunes du Langhien inférieur.

Les âges obtenus montrent que les termes du Crétacé supérieur et de l'Eocène superposé à l'Oligo-Miocène Kabyle ne peuvent être qu'allochtones. Ces faciès sont en tous points semblables à ceux de même âge de l'unité tellienne de Dellys. Ainsi cette série du secteur de Tala Ililane est un élément de nappe tellienne, superposé à l'ensemble « Socle » et « Oligo-Miocène » Kabyle de Djebel Aissa Mimoun [**Géry, 1983**]. Une coupe schématique et un log lithostratigraphique se présentent comme suit :



Figure 20 : la coupe (AB) schématique de Tala Ililane [Géry, 1983, modifiée par nousmême]



Figure 21 : Log (AB) lithostratigraphique synthétique des formations néogènes à Tala Ililane [Géry, 1983, modifiée par nous-même].

II.2.2. Coupe de Taksebt :

La coupe (**CD**) d'orientation SE-NW (**Figure 22**), se situe dans La rive Ouest du barrage Taksebt dans le sous bassin versant d'Oued Aissi qui est le principal affleurement de la rive gauche de l'Oued Sébaou. Elle est localisée entre les longitudes 4° 02'E - 4° 21'E et les latitudes 36° 27'N – 36° 41' N.



Figure 22 : Extraits de l'image Google Earth montrant la localisation du trait de coupe (CD) et le trajet emprunté à Taksebt.

La coupe (C-D) réalisée décrit les affleurements miocènes de Taksebt. Cette coupe montre des dépôts miocènes discordants sur le socle kabyle schisteux (Ph 1). Ce contact est matérialisé par une croûte ferrugineuse (Ph 4), surmontée par des conglomérats hétérométriques (centimétriques à décimétriques) bien arrondis, polygéniques remaniant des éléments du socle (Gneiss, Schistes), des dragées de quartz et des galets de grès appartenant probablement aux flyschs transgressif sur les schistes du socle kabyle avec un ciment argileux (Ph 2).



Figure 23 : Photos illustrant les détails de la séquence conglomérat-grés de Taksebt.

Ces conglomérats sont inclinés vers le Nord avec un pendage N132 25N et évoluent vers des grès fins à moyens à patine marron et à cassure beige (**Ph 3**) intercalés par des niveaux de têmpestites ainsi que des traces de terriers (**Ph 5**). Cette succession se répète avec des grés plus épais qui peuvent atteindre dix mètres au sein desquels se présentent des niveaux micro-conglomératiques.

Ces séquences strato-décroissantes témoignent d'un environnement fluviatile de haute énergie.

Ces grés se poursuivent par d'autres plus fins de 40m d'épaisseur à présence de têmpestites, terriers et charbons surmontés par des grés à blocs de 10m (**Figure 24**).



Figure 24 : Photo montrant les grés à blocs de Taksebt.



Figure 25 : Photo qui montre la présence du charbon dans les grés de Taksebt.

La partie sommitale de la coupe montre des grès de couleur gris clair à dragées de quartz et des bioturbations (traces de terriers) avec une épaisseur de 10 m, suivis par des grès beiges à débris de bivalves et des slumps, ces grès forment une falaise d'environ 15 m de hauteur (**Figure 26**).



Figure 26 : Photo illustrant l'alternance des grès gris et beiges de Taksebt.

La séquence gréseuse évolue progressivement vers des grès marneux contenant des bioturbations, intercalée par des joints marneux, leur épaisseur peut atteindre 20m. Ils se terminent par une dalle de grès d'environ 80 cm.



Figure 27: Photo montrant la zone de transition entre grès-marnes du miocène avec des bioturbations.

L'ensemble est coiffé par des marnes bleues indurées du Langhien-Serravalien dont l'épaisseur peut atteindre les 200 m (**Figure 27**).

La coupe schématique réalisée de Taksebth se présente comme suit :



Figure 28 : la coupe schématique à main levée montrant la géométrie des dépôts miocènes et leur relation avec le socle du côté Ouest de Taksebt.



Le log synthétique de la région Taksebth se présente comme suit :

Figure 29 : Log lithostratigraphique synthétique du Néogène de Taksebt.

II.2.3. Coupe d'Ichiker – Makouda :

Cette coupe (**E-F**) est établie dans les environs des zones d'Ichiker et Makouda au Nord-Ouest de Dj. Aïssa Mimoun (**Figure 30**), dont le but est de décrire le faciès conglomératique de la bordure nord du bassin de Tizi-Ouzou attribué par certains auteurs à l'OMK et de confirmer son milieu de dépôt ainsi que le développement stratigraphique des formations.

Un épandage de conglomérats (400 m) situé à la base de la formation miocène dit post-nappe (**Figure 31**), affleure le long d'un massif montagneux, à Makouda, en juxtaposition avec les nappes de flyschs d'âge crétacé supérieur à Eocène, avec des intercalations marneuses grise à traces de terriers avec une épaisseur de 8 m ; ces conglomérats ont un aspect chaotique, ils sont composés d'éléments anguleux (n'ayant pas subi un long transport), hétérométriques et hétérogéniques, l'inventaire des blocs ; dont la taille varie du centimètre au mètre qui permis d'y reconnaitre essentiellement les Gneiss, Quartz, Schiste satiné, marnes,... etc. (**Figure 32**), remaniant le socle ; ils emballent plusieurs chenaux de grés rouges friable intercalés par des lits argileux à couleur bleue et à présence de blocs. Ce système témoigne une activité tectonique importante crée par le soulèvement de la marge, l'environnement de dépôt passe latéralement d'un milieu littoral à un milieu marin profond où dominent les turbidites. Ces dernières se sont déposées suite à des glissements importants de sédiments accumulés au préalable au pied des îlots (socle kabyle) vers le continent (domaine émergé à l'actuel) et l'érosion intense due à la formation d'un nouvel orogène suite à la collision alpine.



Figure 30 : Photo panoramique de la coupe Makouda – Ait Aissa Mimoun (EF).



Figure 31 : Photo illustrant les conglomérats de bases à chenaux gréseux du Miocène d'Ichiker-Makouda.







Figure 32 : A, B et C, Photos montrant les éléments remaniés par le conglomérat de base (Quartz, Schistes satinés et marnes) à Makouda.

Cet ensemble est poursuivi par une alternance de conglomérats et grés avec une épaisseur de 30 m, ces conglomérats commence à se stratifiés et ses éléments deviennent un peu roulés et s'aminciront vers le sommet, contrairement aux grès qui s'épaississent plutôt vers le haut avec quelques blocs posés par la gravité. Des structures de base des bancs (dues à la déformation des argiles par le poids des grès sus-jacent) y ont été observées; comme les flut-casts, les obliques et les fladzer biding (**Figure 33**).



Figure 33 : Photo illustrant les structures de base du banc de grés avec la présence des terriers à Makouda.

Leur pendage est de N070 40SW. Dans cette séquence, l'épaisseur des grés augmente par rapport aux conglomérats, donc on passe d'un environnement molassique à fluviatile.

Sur cette alternance on retrouve les conglomérats à chenaux de grés avec une épaisseur de 20 m, ce qui témoigne un autre soulèvement de la région.

Des grès micro-conglomératiques beiges riches en bioturbations horizontales "planolites" et par endroit des rides de courant et des fluts-casts alternés avec des marnes grises à rare bioturbations verticales, ce faciès évoque un flysch, ici, miocène post-nappe. Cet ensemble est coiffé par des bancs centimétriques de calcaire marneux gris (**Figure34**).



Figure 34 : Série inversée vers le Sud du Miocène post-orogénique dit post-nappes [M. Arab, 2016] au niveau d'Attouche.

Le tout est coiffé par un cortège transgressif marneux ou marnes bleues du Serravallien important de 200 m à 300 m d'épaisseur avec quelque passé de grès micro-conglomératique lenticulaire (chenaux littoraux) (**Figure 35**).



Figure 35 : Photo montrant des lentilles conglomératiques dans les marnes grises de Makouda (Stita) à Makouda.

La superposition verticale des différents faciès observés suivant la coupe de Makouda permet de passer d'une série conglomératique molassique à la base vers des faciès de plus en plus fins au sommet.

Vers le sud, la coupe montre une succession de variation de pendage le long de la route Makouda-Stita ainsi que des déformations plicatives. Il apparait une succession de plis déversés vers le sud associés à des failles inverses (Rampe et palier) à vergence sud et parfois aveugles (**Figure 36**).



Figure 36 : a, b, c photos montrant la variation des pendages dans la série gréseuse de Makouda.

Au niveau d'Aït Aissa Mimoun, on peut observer les marnes du Langhien reposant directement en discordance sur le socle (**Figure 37**) ou en contact par faille normale.



Figure 37 : Photo illustrant le Contact marne du Langhien et schistes du socle à Aït Aissa Mimoun.

Une coupe schématique, structurale a été réalisée par des auteurs antérieurs et modifiée par nous-même, elle se présente comme suit (**Figure 38**) :





Ainsi qu'un log synthétique de cette zone a été effectué comme suit :

Figure 39 : Log (EF) lithostratigraphique synthétique du Néogène de Makouda – Aït Aissa Mimoun.

II.3. Etude biostratigraphique et préparation des lames minces :

Afin de rajouter plus d'information et d'assurance à notre travail, on a décidé de réaliser des lames minces ainsi que des lavages aux marnes prélevées du terrain, dont l'objectif principal est la datation des formations ainsi que la reconstitution de l'histoire géodynamique de l'environnement de dépôts.

II.3.1. préparation des lames minces :

Après avoir recueilli des échantillons sur le terrain, on a pu réaliser trois lames minces (une à Tala Ililane précisément à la base des marnes du bassin, les deux autres dans les grés de Taksebth) suivant plusieurs étapes au niveau du laboratoire qui sont respectivement :

- On coupe les échantillons un après un sous forme de morceau de sucre avec une rectilame en les tenant manuellement et appuyant sur les équerres réglables fixées sur la table polissante avec le réglage de l'arrosage de chaque côté du disque et basculer manuellement l'échantillon vers le disque.
- Puis on fait polir une surface par un appareil polisseur (Figure 40).



Figure 40 : Photo illustrant l'appareil plisseur utilisé pour la réalisation des lames minces.

• On continue l'étape du polissage par une autre machine qui s'appelle « Rodeuse sur table » (Figure 41).



Figure 41 : Photo illustrant la rodeuse sur table utilisée pour la réalisation des lames minces.

On colle les échantillons aux lames minces après les avoir polir (Figure 42).



Figure 42 : Photo illustrant l'appareil utilisée pour coller les lames minces.

- Du coup on les affine jusqu'à avoir une très fine couche.
- Enfin, on applique une pate diamantée pour faire apparaître convenablement les cristaux.

Après avoir terminé le travail, on a observé sur le microscope optique le détail des échantillons de chaque coupe. Le résultat est comme suit :



A- Tala Ililane :

Figure 43 : Photo montrant le détail de la lame mince des calcaires de Tala Ililane observées sous microscope optique.

A partir de cette lame mince, on voit la présence des organismes planctoniques comme les globigérines qui sont dominants, orbulina, quelques formes carrinées ainsi que benthiques. On déduit que le type de la roche est marno-calcaire biodétritique à faciès planctoniques (Foraminifères pélagiques) qui témoignent d'un environnement marin relativement profond et qui est alimenté par des fractions gréseuses (quartz anguleux), donc l'environnement n'est pas très profond (**Figure 43**).

B- Taksebth :

Dans cette coupe on a réalisé deux lames minces, une dans les grés (à la base) et l'autre dans les grés marneux (au sommet).

B.1. Lame 2 :



Figure 44 : Photos des détails de la deuxième lame des grés de Taksebt observée sur un microscope optique avec un grossissement G*10.

Cette deuxième lame nous montre des grains de quartz anguleux hétérométriques qui n'ont pas subis un long transport, cela témoigne que la source n'est pas loin. L'absence des microorganismes nous renseigne sur la faible profondeur de l'environnement et l'arrivée continue des apports détritiques. (**Figure 44**).

B.2. Lame 3 :



Figure 45 : Photos des grés marneux de Taksebt à présence de foraminifères planctoniques observés au microscope optique.

Cette lame nous montre des grés marneux dont les grains de quartz sont anguleux et hétérométriques ce qui témoigne un faible hydrodynamisme. On remarque ainsi la présence des micro-organismes benthiques (**Figure 45**).

II.3.2. Etude biostratigraphique (lavage) :

Dans le but de la datation des formations étudiées, on a fait un lavage pour les marnes échantillonnées sur le terrain (trois à Taksebth, deux à Tala Ililane et le dernier à Makouda) en suivant plusieurs étapes qui sont :

- Prendre chaque échantillon et le mettre dans une bassine, lui rajouter de l'eau très chaude (100°c), on les laisses refroidir puis les mettre dans un congélateur. Cette opération va être refaite plusieurs fois afin que les échantillons se transforment en boue par le phénomène de la gélifraction (gel et dégel).
- Quand les échantillons seront prêts, le lavage en utilisant deux tamis ainsi que le fond, le premier est de 500µm et le deuxième de 125µm. Sous un robinet on fait passer plus de 80% de fractions inférieures à 500µm dans le tamis au-dessous (125µm) à la main, on fait la même opération pour le 125µm jusqu'à ce que l'eau qui y sort soit très claire (Figure 46).


Figure 46 : Photo des tamis utilisés durant le lavage.

- On récupère les refus des deux tamis dans des petites tasses et on les sèche.
- Après on procède au tri, avec plateau à tri et une aiguille afin de séparer les microfossiles de la silice et les mettre dans des cellules pour les observer sous la loupe binoculaire.

II.3.2.1. Taksebt :

On a étudié dans cette région trois échantillons (TK M1, TK M3 prélevés dans les joints marneux ; TK M2 dans les grés marneux de Taksebth), après avoir réalisé le lavage et le tri.

Les résultats obtenus sont les suivants:

• Echantillon TK M1 :



Figure 47 : Photos de la microfaune de foraminifères benthiques et planctoniques extrait des marnes de Taksebt.

Dans cet échantillon, les foraminifères benthiques sont les plus abondants tels que les *Textularina, Amphicoryna, Uvigerina* qui témoignent d'un environnement plus ou moins profond où l'hydrodynamisme est fort. On trouve aussi des organismes planctoniques tels que les *Globigérina et Orbulina* mais sont minimales, donc on peut déduire que ces marnes sont déposées dans un environnement marin pas très profond.

• Echantillon TK M2 :





Figure 48 : Photos montrant les foraminifères benthiques et pélagiques observées dans les marnes échantillonnées au niveau de Taksebt.

En étudiant cet échantillon, contrairement au précédent, les foraminifères planctoniques tels que les *Globigérina, Globigerinoides* et *Orbulina* dominent par rapport aux benthiques, cela indique que l'environnement de dépôt est marin profond où l'hydrodynamisme est plus ou moins faible.

• Echantillon TK M3:



Figure 49 : Image montrant les fominifères benthiques et pélagiques observés dans les marnes de Taksebt.

Cet échantillon est caractérisé par les mêmes organismes dominants qui sont les foraminifères planctoniques et qui indiquent un domaine marin profond.

Dans la région de Taksebt, on peut déduire qu'à un certain moment cette région a fait l'objet d'une subsidence par effet de subsidence tectonique (existences d'accidents synsédimentaires) en passant d'un environnement fluviatile (conglomérats, grés) à un autre marin (marnes à organismes marins).

II.3.2.2. Tala Ililane:

Dans cette région, on a échantillonné à la base et au sommet d'un même banc de marnes indurées, après le lavage et le tri, les résultats sont comme suit :

A la base :



Figure 50 : Microfaune des foraminifères benthiques et pélagiques de la région de Tala Ililane observée à la loupe binoculaire.



Sommet :



Figure 51 : Microfaune des foraminifères benthiques et pélagiques de la région de Tala Ililane observée à la loupe binoculaire.

Dans cette région, on a les mêmes résultats que ceux précédents ce qui signifie que l'environnement est marin plus ou moins profond, avec un faible hydrodynamisme car les organismes planctoniques sont dominants.

II.3.2.3. Makouda :

Dans cette zone, l'objet de l'étude biostratigraphique est d'identifier la nature de la sédimentation et non le type d'environnement de dépôt.

Les travaux antérieurs estiment que la base de la série à Makouda est caractérisée par des conglomérats de l'OMK, mais en étudiant les blocs de marnes intercalés dans cette masse où on trouve les mêmes organismes rencontrés dans les échantillons précédents, on en déduit qu'ils sont de même type que les conglomérats du Miocène. A part les marnes, on a aussi trouvé des grés numidiens remaniés dans ces conglomérats, donc on peut classé ces conglomérats au Miocène post nappe.





Figure 52 : Image de microfaune de foraminifères benthiques et pélagiques de la région de Makouda observée à la loupe binoculaire.

II.4. Carte générale du bassin de Tizi Ouzou :

Dans le but de reconstituer l'histoire géodynamique et sédimentaire, et montrer les relations entre les différentes unités géologiques du point de vue tectono-sédimentaire, structural et lithologique on a réalisé une esquisse géologique à partir de l'assemblage de plusieurs cartes (effectuées par Daniel Raymond entre 1966 et 1972) de Dellys-Tizi Ouzou, Azazga-Azeffoun, Draa El Mizan et Fort National. L'objectif majeur de la réalisation de cette carte est relatif à la nature même du bassin, c à d, faire apparaître sa forme, sa structure ainsi que l'agencement et la direction des accidents qui l'affectait.

II.4.1. Méthodologie :

Ce travail a été fait en suivant plusieurs étapes qui sont respectivement (Figure 53) :

- Sur le logiciel « Illustrator », les schémas structuraux ont été réalisés à partir des cartes géologiques antérieures en faisant ressortir les continuités des formations.
- Après avoir procédé aux esquisses géologiques de chaque carte et les avoir reportées sur le software « Global Mapper » dans le but de les géo-référencer, une feuille géologique générale du bassin Tizi Ouzou a été confectionnée.
- Le SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) a été utilisé comme un fond à cette carte pour une meilleure représentation des reliefs, oueds et bassins.
- A la fin on a rajouté la bathymétrie, les lignes sismiques et les puits de forage à la carte finale.

Chapitre II : Aspects Lithostratigraphiques



Figure 53 : Etapes de la réalisation de la carte générale du bassin de Tizi Ouzou. II.4.2. Interprétation de la carte :

La carte générale (**Figure 54**) du bassin de Tizi Ouzou a été réalisée afin de comprendre les processus de la formation de ce dernier :

II.4.2.1. Au plan lithologique :

Le socle : Les formations métamorphiques de Grande Kabylie (Figure 30), peuvent être regroupées en trois massifs formés d'une ou plusieurs unités structurales : [Raymond, 1976 ; Bossier, 1980 ; Saadallah et Caby, 1996] : le massif du Belloua constitué essentiellement de deux unités : les para gneiss et les schistes, le massif d'Ait Aissa Mimoun, constitué de formations cambro-ordoviciennes épi-métamorphiques, le massif de Sidi Ali Bounab, constitué de granite orienté, de son encaissant et de sa semelle blastomylonitique, et le massif de Grande Kabylie au sens strict, composé de formations métamorphiques avec des granites syntectoniques, recoupés par endroit par des granites et des aplopegmatites post-tectoniques (Figure 55).





Formations Crétacées : caractérisées par les unités suivantes :

- L'unité d'Afir-Azeffoun : contient des flyschs gréso-argileux et des flyschs argilo-quartzeux qui sont du crétacé inférieur, ainsi que des flyschs argilo-calcaro-microbréchiques.
- Les flyschs du Haut Sébaou qui sont de type chaotiques argilo-calcaires.

Unités numidienne : C'est le troisième type de flyschs. Ce sont des flyschs Oligo-miocènes gréseux, pélitiques, de l'Oligocène supérieur-Burdigalien inférieur [Lahondère et al, 1979].
Avant la fin du Burdigalien, ces derniers ont subi un décollement et charriage à vergence nord [Bouillin, 1977; Vila, 1980]. Cette unité est caractérisé de la base au sommet par les argiles sous numidiennes, les grés numidiens et les formations supra-numidiennes.

Les Olistostromes : il y a deux types

- Olistostrome I : formé par le remaniement des flyschs, il se superpose sur l'Oligo-Miocène Kabyle avec une continuité sédimentaire, et surmonté par l'unité d'Afir.
- Olistostrome II : formé par le remaniement de toutes les formations de la région (socle, flyschs, unité tellienne, etc.), en superposition stratigraphique avec l'unité tellienne de Dellys

Roches volcaniques d'âge Miocène :

Au sein des molasses Miocènes, apparait un cortège de roches volcaniques (basaltes, rhyodacites, rhyolites et tufs) connu et étudié depuis longtemps. Ces formations sont en relation avec le centre éruptif de Cap Djinet.

Par ailleurs, un certain nombre de pointements de spilites sont localisés dans le substratum du Miocène « post-nappe », en particulier au sein de l'Olistostrome en position II.

L'Oligo-Miocène Kabyle :

Dans le bassin de Tizi Ouzou, cette formation repose en discordance sur le Cambrien du Djebel Aïssa Mimoun, qui fait partie du socle Kabyle. Dans cette série se déposent à la base et en transgression des conglomérats surmontés de calcaires coiffés par des marnes gréseuses. Le sommet de cette série est constitué d'argiles brunes à vertes. Ces conglomérats son datés du Burdigalien moyen appartenant à la zone N6 de Blow. [Magné et Raymond, 1971; Gélard et al., 1973; Raymond, 1976; Géry et al., 1981, 1983] (Figure 56).



Figure 56 : Contact Socle schisteux /conglomérats de base appartenant probablement à l'OMK, région d'Ammal [M. Arab, 2016].

Miocène Post-nappe du bassin Tizi Ouzou :

Les formations miocènes qui occupent ce bassin reposent en discordance sur toutes les autres citées précédemment. Elles sont caractérisées par des conglomérats à débris mal roulés du socle kabyle (gneiss, micaschiste, granite), un ensemble molassique gréso-marneux et surtout des marnes épaisses transgressives sur les termes précédents, le tout est daté à la base par une microfaune du Burdigalien terminal au Langhien inférieur (biozone à Sicanus).

Le Pliocène :

Constitué de marnes à foraminifères et lumachelles à lamellibranches qui ont été datées par **M. Muraour**, 1952 et **D. Raymond** en 1976. Les faciès sont très constants, ce sont des marnes épaisses de 60 m, comprenant des intercalations de calcaires à lamellibranches. Le Pliocène de la région de Dellys est subhorizontal, il repose en discordance sur le Miocène moyen.

Le Quaternaire :

Les formations quaternaires du bassin néogène de Tizi Ouzou sont structurées en terrasses étagées, alluviales en amont, dans le haut et le moyen Sébaou et en terrasses marines en aval dans le bas Sébaou [Benhassaine, 1980]. Les terrasses alluviales montrent une alternance de matériel grossier formé de galets roulés, de granulométrie variable. Ces alluvions reposent sur les marnes miocènes, ils sont issus presque du versant représenté par les éléments du socle, des flyschs numidiens, des unités telliennes.

II.4.2.2. Au plan structural :

Le Miocène marin dans le bassin de Tizi Ouzou :

Raymond (1976, 1981) a montré que le bassin de Tizi-Ouzou avait été affecté par une tectonique post-nappe, il a pu identifier, depuis la partie centrale du bassin jusqu'à la mer Méditerranée une succession d'anticlinaux et synclinaux et de failles.

Au cœur de ce bassin, le Miocène post-nappe est affecté par des plis qui déforment également le socle sous-jacent. L'axe des plis s'oriente régulièrement suivant une direction N 070° E. Ce sont des plis droits, aigus, présentant une tendance au déversement vers le Sud (anticlinal de Draa Karrouch). Ces plis d'ampleur plurikilométrique, sont du Sud au Nord [M. Aïte, 1994] : le synclinal de Tizi Ouzou (Oued Aguergour), l'anticlinal d'Aït Aïssa Mimoun – Djebel Baloua qui se prolonge à l'Ouest par celui de Sidi Ali Bou Nab qui est caractérisé par une nappe crocodile [Saadallah, 1992], le synclinal de l'oued Stita - Tademaït et le synclinal de l'oued Chender - oued Rha. Il est aussi affecté par des failles comme celle de Tala Amara qui est une faille normale en relais senestre, elle jalonne la bordure méridionale du bassin de Tizi Ouzou depuis la région de Mekla à l'Est jusqu'à celle de Sidi Ali Bounab à l'Ouest (Figure 57).

Chapitre II : Aspects Lithostratigraphiques



Figure 57 : Schéma des accidents majeurs qui affectent la Grande Kabylie [Saadallah, 2015, modifié par nous-même].

Dans la région littorale, près de Dellys, le Miocène est redressé à la verticale et plissé de façon serrée. Il s'agit de plis déversés vers le Nord [**D. Raymond**] tandis que, plus à l'Est près d'Azazga, le Miocène est déversé vers le Sud (Taguersift) [**J-P. Gélard, 1979**].

Ces différents plis qui affectent le Nord de la Grande Kabylie, résultent d'une importante phase de compression dont la direction peut être estimée SSE-NNW [M. Aïte, 1994].

II.4.2.3. Au plan géomorphologique :

Le massif de la Grande Kabylie est caractérisé par des reliefs très accidentés situés à des altitudes relativement élevées (entre 500 et 1000m) Sur le plan géomorphologique, ces ravins sont parcourus par des torrents et des oueds à régime semi-permanent, et qui coule généralement du Sud vers le Nord, notamment Tassift Nat Khellili, l'oued Rabta, l'oued Boubehir, l'oued Aissi et l'oued Bougdoura. Ces différents oueds affluent vers l'oued Sébaou, qui contrairement à ses affluents, coule sensiblement d'Est en Ouest sur une longueur moyenne de 70Km, où il bifurque vers le Nord et rejoint la côte méditerranéenne. [Lounis R.2005].

La dépression de Tizi-Ouzou, caractérisée par des affleurements de marnes du Miocène post nappe, est dominée par des reliefs formés par ces djebels Sidi Ali Bounab et Aït Aïssa Mimoun qui correspondent à des affleurements du socle (Gneiss et schistes).

Le Nord du bassin est limité par des reliefs moins vigoureux que forment les nappes de flyschs nord-kabyles. Toutes les déformations ont une orientation N65° et correspondent à des structures plicatives. Seule la limite Nord du bassin correspond à un pli-faille orienté N65° chevauchant vers le Sud [**Boudiaf, 1996**].

Une coupe générale (AA') a été réalisée en combinant les travaux antérieurs de **D. Raymond** sur la carte de Dellys-Tizi Ouzou [**1966 et 1972**] et nos propres travaux sur la carte de Draa El Mizan (**Figure 58**).



Chapitre II : Aspects Lithostratigraphiques

nos propres travaux).

II.5. Conclusion :

Ce travail de terrain vise à contribuer davantage à la reconstitution de l'histoire géodynamique du bassin de Tizi Ouzou, à travers des coupes levées dans les localités de Tala Ililane, Taksebt et Makouda, sur les bordures de ce bassin. Ce qui nous a amené à identifier en différents secteurs du Nord de la Grande Kabylie un Oligo-miocène kabyle suivi par des olistostromes remaniant les unités à faciès de flyschs ou en supportant d'autres. Seul le matériel tellien n'avait pas encore été observé dans cette position structurale. Or, dans le flanc sud du Djebel Aït Aïssa Mimoun, on a pu observer une unité à matériel tellien superposée tectono-sédimentairement à l'ensemble socle et Oligo-miocène kabyle. L'interprétation générale que l'on peut donner de la structure de la Grande Kabylie paraît être compatible à celle proposée par D. Raymond et J.P. Gélard : le socle kabyle et sa couverture Oligo-miocène s'enfoncent sous les unités septentrionales à faciès de flyschs et tellien, nappe de glissement d'origine méridionale ou « méga-olistolithes » au sein d'un ensemble re-sédimenté au toit de l'Oligo-Miocène kabyle comme il a été proposé par Géry dans ses travaux en 1983.

Cette succession est généralement suivie par le Miocène post-nappe caractérisé par des conglomérats du Burdigalien terminal qui remanient plusieurs formations (socle, flysch, dorsale kabyle), surmontés par des alternances de grès et conglomérats du Langhien qui sont coiffés par des marnes du Serravalien.

Cette série montre un changement d'environnement de dépôts qui passe du continentalfluviatile au marin, ce dont témoigne les caractères d'une sédimentation qui va du grossier vers le fin, c'est ce qui est dénommé sous les vocables de séquence d'ouverture (rift).

Afin de contraindre d'avantage les hypothèses sur la formation du Bassin de Tizi Ouzou, on s'appuyé sur l'interprétation de la section sismique AL00-136 et les découpages lithostratigraphiques des puits ALG-1 et DSDP-371 et établir une corrélation avec les coupes que nous avons levées sur le terrain.

III.1. Introduction :

Dans cette étude, en sus des observations de terrain et de laboratoire (étude biostratigraphique), dans le but d'établir une corrélation terre-mer des séries néogènes à celles de la marge algérienne, on s'intéresse à l'interprétation d'un profil sismique selon une orientation NNW-SSE traversant les structures de la Kabylie que nous appellerons AL00-136, et aux données du forage réalisé en marge centrale aux longitudes de la baie de Bejaia (puits DSDP-371) pour un découpage lithostratigraphique. Pour atteindre cet objectif, on aura recours aux concepts de la stratigraphie sismique qui feront l'objet d'une brève présentation dans le présent chapitre en premier lieu.

Nous aborderons à cet effet, les notions de séquence sismique, cortège ou unité sismique, faciès sismique et surfaces particulières déterminant le découpage en unités et séquences sismiques.

III.2. Concepts de stratigraphie sismique :

La stratigraphie sismique est la méthode de base de l'interprétation des données sismiques. Elle consiste à définir des séquences sismiques et les unités de facies qui les compose. La description, la cartographie de ces unités de facies permettent leur interprétation en termes d'environnement de dépôts et de processus sédimentaire. L'interprétation sédimentologique des facies sismiques se fait en se basant sur la corrélation avec les données de puits de forage. Il est possible aussi de faire une interprétation en termes de stratigraphie séquentielle.

• La séquence sismique :

Une séquence sismique est une séquence de dépôt reconnue sur des sections sismiques et corrélée dans l'ensemble d'un bassin. Elle est alors définie comme une succession relativement conforme de réflecteurs sismiques, interprétés comme des strates génétiquement liées entre elles. Cette succession est limitée à son toit et à sa base par des surfaces de discontinuité marquées par des terminaisons de réflecteurs (Figure 59). Une séquence sismique est donc, en tout point, une séquence de dépôt, sauf qu'elle est identifiée à partir des données sismiques en se basant sur les principes de la stratigraphie sismique.



Figure 59 : Concepts de base d'une séquence de dépôt [Mitchum et al., 1977].

En haut, sur la figure 59 : Coupe stratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. Les limites de la séquence sont définies par les surfaces A et B, lesquelles passent latéralement de surfaces de discontinuité avec troncature des strates sous-jacentes à des surfaces conformes.

En bas, sur la figure 59 : Coupe chronostratigraphique schématisée d'une séquence de dépôt. Les relations stratigraphiques montrées en haut, sont ici représentées sur une coupe chronostratigraphique où l'échelle de temps est arbitraire.

• Limites de séquences:

La procédure de l'interprétation stratigraphique des données sismiques implique trois niveaux d'analyse : (1) analyse des séquences sismiques, (2) analyse des faciès sismiques, (3) interprétation des lithofaciès et des environnements de dépôt.

Une séquence sismique est une séquence de dépôt, correspondant à un cycle de variation du niveau marin relatif, identifiée sur un profil sismique. Du fait de la résolution sismique, les séquences identifiées correspondent généralement à des séquences stratigraphiques de deuxième et troisième ordres. Mais lorsque les données sont de bonne qualité, il est tout de

même possible d'identifier des séquences d'ordre inférieur. Les réflexions correspondant aux séquences stratigraphiques de haute fréquence interfèrent entre elles et participent à la forme et aux attributs des réflexions composites imageant les séquences de basse fréquence.

Afin de hiérarchiser les séquences sismiques et de les faire correspondre aux séquences stratigraphiques, il est nécessaire de calibrer les données sismiques, avec des données de puits (carottes, diagraphies) ou des données d'affleurement.

Une séquence sismique est définie principalement par des critères géométriques. Une séquence sera en effet identifiée sur des données sismiques par un ensemble de réflexions relativement concordantes, limité à sa base et à son toit par des discontinuités interprétées comme des discordances qui peuvent latéralement évoluer en concordances (Vail et Mitchum, 1977). Le terme discordance est utilisé ici au sens du terme anglais «unconformity» et non dans son acception tectonique. C'est une surface d'érosion ou de non dépôt qui sépare des strates récentes de strates plus anciennes. Une concordance est, quant à elle, une surface séparant des strates plus jeunes de strates plus anciennes sans qu'il y ait d'évidence physique d'érosion ou de non-dépôt. Il faut noter que l'échelle sismique permet parfois d'identifier des discordances non visibles directement à l'affleurement. Cependant, les limites de résolution sismique peuvent engendrer l'effet inverse, c'est-à-dire que des pseudos discordances, sans réalité physique, peuvent apparaître en sismique.

• La résolution sismique :

La résolution sismique est le facteur qui limite la précision des informations de type stratigraphique et structural qui peuvent être extraites des coupes sismiques. La limite de résolution verticale dans les données sismiques est équivalente à un quart de la longueur d'onde dominante (λ). Si au niveau d'un réflecteur, la vitesse de l'onde est V et la fréquence dominante de l'ondelette est f la résolution verticale sera égale à $\lambda/4 = V/4f$. Par ailleurs, la résolution sismique diminue avec la profondeur en raison de l'atténuation des hautes fréquences. De plus, la distinction entre réflecteurs dans des séquences condensées nécessite une haute résolution afin de permettre une interprétation en termes de stratigraphie [Williams & Dobb, 1993].

• Discordances ou discontinuités (unconformities) :

Les discordances sont les surfaces d'érosion et/ou de non-dépôt qui constituent des hiatus de temps dans le processus géologique [**Dunbar et Rodgers, 1957**]. Les discordances ou discontinuités génèrent des réflexions car elles séparent des couches à propriétés pétrophysiques et lithologiques différentes, ayant donc différentes caractéristiques en termes de contraste d'impédance [**Veeken, 2007**].

Les discordances se présentent sous forme de troncature d'érosion (discordance angulaire), en toplaps dans le cas d'une érosion d'un cortège sédimentaire de progradation en milieu de plateforme. Ces discontinuités évoluent dans le bassin profond vers des concordances, représentant parfois des hiatus sédimentaires.

Une discordance sismique se traduit par la présence de réflexions qui se terminent sur ou sous la discordance. Il existe plusieurs types de terminaison entre les réflexions internes visibles dans la séquence, et les limites de séquence :

- Le Baselap est une terminaison des réflexions sur la limite de séquence basale. Il en existe deux types :
- I'Onlap qui est une réflexion (horizontale ou inclinée) qui se termine sur une réflexion représentant une surface originellement plus inclinée (Figure 60). L'existence d'un onlap est liée à la présence d'une pente sur laquelle les couches ultérieures vont se biseauter. Une pente raide peut être formée d'un compartiment de failles de socle ou bien des bords érodés de bancs de carbonates. La dureté du matériel formant la pente raide assure la continuité de cette pente, permettant ainsi un onlapping continu. La condition critique pour avoir des onlaps est de ne pas avoir un dépôt contemporain en haut de pente. Un autre point à noter est que tous les onlaps ne permettent pas d'identifier directement des transgressions. Il faut détenir des indications sur les environnements de dépôt ou l'architecture générale de la marge (position de la côte en particulier : c'est pour cela que l'on parle en stratigraphie séquentielle d'onlaps côtiers).



Figure 60 : Segments de section sismique montrant des terminaisons en toplap.

le downlap qui est un réflecteur initialement incliné se terminant vers le bas sur une surface représentant une strate initialement horizontale ou inclinée (Figure 61). Les surfaces à downlap sont les discontinuités les plus faciles à identifier en sismique. Elles font généralement l'objet d'une corrélation et d'une cartographie à l'échelle régionale. Les downlaps sismiques n'indiquent pas toujours une vraie limite de séquence pouvant exprimer un évènement stratigraphique. En sismique à moyenne résolution, ils se présentent en réalité sous forme d'une superposition de mini-couches au lieu d'une seule surface discrète.



Figure 61 : Dépôts de terrasse en downlap sur discordance (troncature).

Le toplap est une terminaison vers le haut de réflecteur sur la limite supérieure d'une séquence de dépôt (Figure 62). C'est la configuration géométrique définie par Mitchum et al. (1977) comme une terminaison au sommet d'une séquence de dépôt. Le terme est couramment utilisé dans le contexte de stratigraphie sismique, particulièrement dans les surfaces supérieures des strates et au toit des prismes de progradation, mais la définition n'est pas uniquement attribuée aux observations sismiques. Ces terminaisons peuvent parfois devenir asymptotiques vers le toit de la strate ou de la séquence [Mitchum et al., 1977].



Figure 62 : Clinoformes émergeant en toplap (Pérou : Carbonates d'âge miocène en milieu tempéré).

- La troncature érosionnelle est une terminaison latérale d'une strate par érosion,
 Elle ne se manifeste qu'au sommet d'une séquence de dépôt, (Figure 63).
- La troncature apparente (**Figure 64**).



Figure 63 : Segment de section sismique montrant une troncature érosionnelle et divers types de terminaisons de réflecteurs en onlap, downlap et toplap.



Figure 64 : Schéma montrant la notion de troncature apparente.

Une limite de séquence sera donc caractérisée par des terminaisons en onlap et downlap des réflecteurs sus-jacents et par des terminaisons en toplap ou des troncatures érosionnelles des réflecteurs sous-jacents.

Configurations sismiques :

Les réflecteurs sédimentaires sont l'un des concepts de base en stratigraphie sismique qui peuvent être considérés comme des lignes-temps. Ce concept de ligne-temps signifie que les réflecteurs sismiques tendent à traverser latéralement différents environnements de dépôt et peuvent donc incorporer plusieurs lithofaciès (**Figure 65**).



Terminaisons et géométries des réflecteurs sismiques

Figure 65 : Différents types de configurations des réflexions sismiques et leur interprétation [Mitchum et al., 1977, in Veeken, 2007].

• Faciès sismique :

L'identification des unités sismiques par faciès sismique est basée sur la configuration des réflecteurs : leur continuité ou discontinuité, leur amplitude et leur fréquence.

L'une des finalités de la stratigraphie sismique est d'interpréter les unités ou faciès sismique en termes d'environnement de dépôt et de prédire la distribution du lithofaciès [**Veeken**, **2007**]. Les caractéristiques suivantes sont importantes : l'organisation interne des réflecteurs, la relation avec les limites de séquence, la géométrie externe, et la relation avec la variation latérale de faciès (**Figure 66**).

L'analyse des faciès sismiques consiste à tracer et interpréter la géométrie, la continuité, l'amplitude et la fréquence des réflexions et ainsi de définir des unités de faciès sismiques [**Vail et Mitchum, 1977**]. Les unités de faciès sismiques sont des groupes de réflexions sismiques dont les paramètres (configuration géométrique, amplitude, continuité, fréquence et vitesse d'intervalle) diffèrent relativement à ceux des unités adjacentes.

Les principales configurations géométriques des réflexions sont : parallèles, subparallèles, divergentes, progradantes, chaotiques, et sans-réflexion. Les configurations progradantes peuvent être subdivisées en : sigmoïde, oblique, complexe sigmoïde-oblique, accrétion latérale ou en bardeau ou « shingled », et en creux et en bosse ou « hummocky clinoform ».

Il s'agit également d'analyser la forme externe et l'association des unités de faciès sismiques au sein du cadre stratigraphique défini par la reconnaissance des séquences de dépôt. La description et la cartographie des faciès sismiques permettent ainsi de prédire, avec l'aide des données de diagraphies et de carottes, la lithologie associée à ces faciès sismiques et d'interpréter les processus sédimentaires et les environnements de dépôt.



Figure 66 : Schéma théorique de réflecteurs sismiques asynchrones engendrés par la granulométrie changeante d'un delta progradant.

III.3. Analyse des données des puits offshore :

L'offshore algérien reste sous exploré du point de vue géologique. A ce jour, seul quatre forages ont été effectués ; trois d'entre eux réalisés par l'association Sonatrach-Total. Ce sont d'Ouest en Est, deux Core-Drill « ARZEW-1 », « ALGER-1 » et un forage profond « HABIBAS-1 ». D'autre part, un Core-Drill DSDP site 371 (Leg 42, DSDP : Deep Sea Drilling Project), peu profond sous une tranche d'eau très importante (plus de 2500m) a été foré en 1978 dans le bassin algérien, plus précisément au large de la baie de Bejaia.

ANNEE	ZONE	TRANCHE	EMPLACEMENT	TD(m)	OBJECTIF	AGE DES
		D'EAU				SERIES
						TRAVERSEES
1974	Alger	99.9	Teledyne 68	1205	Stratigraphie	Quaternaire
	(Alg-1)		ligne 43 sp 85			Pliocène
						Miocène
1974	Arzew	127	Teledyne 68	1034	Stratigraphie	Quaternaire
	(Arz-1)		ligne 43 sp 168			Pliocène
						Miocène
1977	Habibas	923	Western 76	4496.5	Stratigraphie	Quaternaire
	(Hbb-1)		ligne Al 14 sp 27		pétrolier	Pliocène
						Miocène
						Socle

1978	(Bejaia)	2750	Profil IFP-CNEXO	551	Stratigraphie	Quaternaire
	Dsdp-		J 103			Pliocène
	371					Miocène

Tableau 01 : Tableau des principales caractéristiques des forages effectués sur la marge offshore algérienne [M. Medaouri, 2014].

Hormis, ce DSDP qui se situe au large de la marge orientale de l'offshore algérien correspondant au prolongement du bassin provençal vers le Sud, les autres forages se localisent pratiquement tous à l'Ouest d'Alger dans la partie plateau de la marge occidentale, en l'occurrence ARZ-1 dans la baie d'Arzew et ALG-1 dans la baie Ouest d'Alger. Seul le puits HBB-1 a été foré un peu plus au large de la côte, au large des îles Habibas sous une tranche d'eau de 923 m [**M. Medaouri, 2014**].

III.3.1. Analyse du Core-Drill ALG-1 :

Le core-drill ALG-1 se localise à l'Ouest d'Alger sur le plateau continental de la marge centrale. Il a été implanté au point de tire 85 du profil 43 de la campagne Télédyne 1968. Il a été foré en 1974 par TOTAL avec un TD de 1205 m sous une tranche d'eau de 99,9 m. Le but de ce Core-Drill était la reconnaissance stratigraphique du plateau continental de la marge qui est le prolongement nord du bassin de la Mitidja. La série sédimentaire traversée s'étale du Langhien sup au Pliocène, (**Tableau 2**), **[M. Medaouri, 2014].**

Profondeur (m)	Lithologie	Milieu de dépôt	Age
149-177	Sable et grès avec intercalation de	Marin peu profond	Pliocène
	marne	avec une influence	
		côtière et lacustre	
177-365	Marne grise plastique légèrement	Plate-forme externe	Méssinien
	gypsifère		
365-647	Marne grise plastique légèrement	Plate-forme externe	Tortonien
	gypsifère avec des intercalations		
	de grès		
647-1124	Marne grise plastique avec	Plate-forme externe	Serravallien
	intercalations de calcaires		
1124-1183	Marne avec intercalations de	Plate-forme externe	Langhien sup-

	calcaires plus important que les		Serravallien
	niveaux supérieurs		
1183-1205	Volcano-sédimentaire (tuf	-	Langhien sup
	resédimenté)		

 Tableau 02 : Tableau des caractéristiques géologiques des formations traversées par le forage ALGER-1 [M. Medaouri, 2014].

II.3.2. Découpage lithostratigraphique du puits ALG-1 :

Le puits ALG-1 est le seul qui a été implanté dans la marge centrale algérienne. Il a atteint une profondeur de 1 205 m, en traversant une pile de sédiments allant du Pliocène sablogréseux jusqu'aux formations volcano-sédimentaires probablement du Langhien supérieur (**Figure 67**). Les âges obtenus de l'analyse stratigraphique ont été calés sur les enregistrements diagraphiques du Gamma Ray (en API) et du Sonique (Δ t) du puits ALG-1. Cela qui a permis de distinguer cinq sous-unités traversées par le forage ALG-1 qui sont de bas en haut :

La sous-unité L (Langhien) : elle débute par des faciès volcano-sédimentaires de 10 m d'épaisseur surmontés par 60 m d'alternances marno-calcaires.

La sous-unité S (Serravallien) : elle est essentiellement marneuse et d'épaisseur importante d'environ 470 m.

La sous-unité T (Tortonien) : elle est composée généralement de marne avec des intercalations de grès d'environ 280 m d'épaisseur.

La sous-unité LU (Messinien inférieur) : elle est marno-gypseuses présentant une épaisseur d'environ 210 m. La sous-unité EP (Pliocène inférieur) : elle est composée essentiellement de sable [AMIS, 2015].



Figure 67 : Découpage lithostratigraphique du puits ALG-1 Et données des diagraphies (GR et DT sonic) [Médaouri, 2014].

III.3.3. Analyse du puits DSDP-371 :

Il a été implanté dans le bassin algérien au large de la baie de Bejaia sur un flanc d'un haut de socle. Ce core drill a traversé 551 m de sédiments dont l'épaisseur récupérée par les huit carottes prélevées ne constitue pas la totalité de l'épaisseur forée. Notant que le forage n'a traversé que cinq mètres (5m) de sédiments messiniens et a été abandonné vu que les techniques de forage de cette époque ne permettaient pas de forer les sels sous de fortes tranches d'eau, dans le cas de ce DSDP la profondeur d'eau est de 2792 m. (**Tableau 3**).

Tout de même une colonne sédimentaire représentative des terrains prélevés par carottage a été établie. Elle est constituée essentiellement de deux unités [M. Medaouri, 2014].

Sous	N°	Profondeur fond	Lithologie	Epaisseur	
Unité	Carotte	marin(m)		(m)	Age
Ia	1-7	0-539	Boues calcaires et calcaires argileux avec des intercalations de grès et de silt	539	Quaternaire et pliocène
Ib		539-545	Grès Carbonatés	6	
IIb	8	545-548,5	Anhydrites avec des passées de calcaire dolomitique	2 ,5	Messinien
IIb		548 ,5-551	Calcaire dolomitique gréseux et silteux	2,5	

Tableau03 : Tableaumontrantlescaractéristiquesgéologiquesdesformationstraversées par le DSDP-371 [M. Medaouri, 2014].

II.4. Interprétation de la section sismique :

Cette coupe a été réalisée à partir de l'interprétation de la section sismique AL00-136 avec une orientation NNW-SSE, faite entre Beni Ksila et Ath Rhouna. Elle montre un système d'ouverture dont les témoins majeurs sont les grandes failles normales et inverses ainsi que les olistostromes qui marquent un grand effondrement et enfoncement de la marge algérienne (**Figure 68**).

Le découpage lithostratigraphique utilisé est basé exclusivement sur les données de la section sismique, grâce auxquelles trois découpage principaux ont été définis, ces meilleures coupes que l'on puisse révéler sont assurément celles que présentent le premier bassin (B1), le deuxième (B2), et la dernière qui représente le large.

Au-dessus du socle se présente une pile sédimentaire reconnue par les données sismiques, cette série sédimentaire est la même dans tous le bassin algero-provençal avec les mêmes caractéristiques acoustiques et lithologiques.

On remarque l'existence de deux bassins qui se ressemblent sur le plan sédimentaire et tectonique, dont la structuration majeure est en horst et graben. La plupart des structures sont dissymétriques et présentent un remplissage syn-rift, le socle ici est représenté du point de vue sismique par des réflexions fortes, chaotiques, dispatchées et de couleurs marron.

Au-dessus du socle, se présente une pile sédimentaire d'âge Burdigalien terminal - Tortonien moyen, elle est dite synrift car elle s'est déposée en même temps que le bassin ouvrait par transtension suite au retrait du *slab* vers le SE et la migration des blocs kabyles (PK), pendant la période Oligocène supérieur- Burdigalien [**Arab**, **2016**].

Le toit du Tortonien moyen constitue une surface de discordance majeure et représente une rupture ou « break up unconformity » qui scelle l'ensemble de la structure en horst et graben, ici le Tortonien marque le passage d'un environnement marin à un milieu plus fermé [**Médaouri**, **2014**].

Un deuxième remplissage post-rift se serait déposé au-dessus, comme dans le cas du cycle syn-rift, « le cycle » post-rift est caractérisé par des âges de dépôts variés subdivisés en trois séquences, Nous distinguons de bas en haut :

Séquence post-rift, sensu-stricto: elle est marquée à sa base par une discordance majeure ou « break up unconformity » qui scelle les structures synrift.

Sa limite supérieure est fixée à la base du sel messénien (MU), cette surface majeure traduit le passage d'un environnement sédimentaire marin à un environnement de mer confinée [Médaouri ; 2014]

- Séquence de la crise de salinité messinienne (MCS) : la série évaporitique épaisse s'est déposée au large du bassin Algérien durant la crise messinienne [Clauzon et al, 1996; Lofi et al, 2011], des séries détritiques messiniennes ont été identifiées dans le bassin algérien à partir de l'étude des faciès sismiques [Capron, 2006; Médaouri et al, 2014]. Ces épandages détritiques s'observent sur la marge centrale. Parmi ces séquences on distingue des LU : Lower Unit, MU : Mobile Unit, UU : Upper Unit.
- Séquence de comblement Plio-Quaternaire : La marge nord-algérienne a été réactivée et partiellement inversée lors de déformations transpressives durant le Quaternaire (cette phase a pu commencer dès le Tortonien), comme cela est attesté par le soulèvement important et récent de la partie supérieure, le re-plissement de la série pré-messinienne et les rampes à vergence nord impliquant ces dernières et même le socle [Arab, 2016], parmi ces séquence on distingue les EP : Early Pliocene et les PQ : Plio-Quaternaire.

Dans la section sismique interprétée, on remarque quelques fois que les sels sont quasiment absents et les évaporites supérieures sont déposées directement sur le Tortonien (**Figure 69**).



Figure 69 : Image illustrant l'absence des sels messiniens.

La zone de transition (TOC) entre les croûtes continentale et océanique est marquée par le graben de Tizi Ouzou, formé par de grandes failles normales, daté du Plio-Quaternaire. Les deux bassins sont caractérisés par :

Bassin B1 : il se situe au pied de la marge près du continent, bordé par des failles normales avec un aspect de graben. Il est comblé par un empilement sédimentaire synrift, attribué à l'Oligocène et au Miocène basal (Aquito-Burdigalien). Cette séquence a été précédée par la mise en place des nappes (Olistostrome I) au Burdigalien terminal et d'une masse gréso-conglomératique caractéristique d'un milieu de cône de déjection. Ces formations se sont déposées sur un socle plissé (Figure 70 et 71).



Figure 70 : Coupe des formations déposées dans le bassin B1 issue de l'interprétation de la section sismique.

Age des t	formations	faciès sismiques	unités sismiques		lithologie
Quatei	rnaire		PQ	· · · · · ·	
pliocène			EP		
Miocene	Messinien				^_^
npper_	Tortonien		Т		
uper le	Langhien Serravalien		L.S		
Middle-t Miocen	Burdigalien Términal		LB		
Socle cambro- ordovicien			Socle	· · · ·	++++++++++++++++++++++++++++++++++++

Figure 71 : Présentation du découpage lithostratigraphique du bassin B1.

Bassin B2 : il se situe au centre de la marge avec un aspect de graben bordé par deux grandes failles normales. Il est séparé du bassin B1 par une faille normale. Ce bassin révèle un remplissage sédimentaire syn-rift qui débutant par des sédiments du Burdigalien terminal représentés par des conglomérats à la base, surmontés par des grès et se termine par des marnes du Langhien-Serravalien. Ces formations sont matérialisées par une géométrie en fer de lance caractéristique d'un système d'ouverture (rift). En comparant les deux bassins, on remarque que le maximum de dépôts se trouve dans le deuxième bassin contrairement au premier (Figure 72 et 73). Les deux bassins sont scellés au même temps par la « break up unconformity » qui vient s'installer en discordance angulaire sur tous les dépôts précédents mais elle disparaît contre le graben de Tizi Ouzou. Cette discordance est un marqueur important en sismique car elle marque la fin du cycle syn-rift.



Figure 72 : Coupe montrant les formations déposées dans le bassin B2 issue de l'interprétation de la section sismique.

Age des for	mations	Faciès sismique	Unités sismique	La Lithologie
			PQ	
Plio-Quaternaire Pliocène			EP	
ocène	ssinien			
Upper-Mi	rtonien		T L.S	
Middle upper - miocène	D Langhien Serravalien Burdigalien		LB	
Términal Socle cambro ordovicien			Socle	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + +

Figure 73 : Découpage lithostratigraphique du bassin B2 à partir de la section sismique.
En allant vers le large, le remplissage sédimentaire montre une série réduite en épaisseur jusqu'à la disparition de certains dépôts au-delà du graben de Tizi Ouzou (**Figure 74**).



Figure 74 : Découpage lithostratigraphique réalisé à partir de la section sismique (extrémité Ouest).

La marge Algérienne fait l'objet d'un débat scientifique et plusieurs éléments géologiques ne sont pas entièrement contraints, notamment les aspects stratigraphiques et géodynamiques.

Dans leurs travaux, Médaouri et al (2014) ont subdivisé le bassin Algérien en sous-unités qui sont identifiées dans la section sismique que nous avons traitée. On distingue de bas en haut :

Le Moho: Il est difficile à identifier, représenté par des réflexions fortes mais discontinues situé entre 8 à 8.5 STD (Seconde Temps Double) parfaitement reconnaissable entre 20 et 40 km. En allant vers le Nord, il remonte jusqu'à 7 STD ce qui montre la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique (TOC).

La TOC est défini comme un domaine transitionnel assurant le passage d'une croûte continentale amincie à une croûte océanique dans les marges passives. Elle est généralement bien définie pour les marges non volcaniques, sa formation est contemporaine de la déchirure continentale. Ce domaine se forme après ou à la fin de la phase de rifting et avant le début de l'accrétion océanique [Médaouri ; 2014]. Les données sismiques montrent que la zone de transition océan-continent (TOC) est extrêmement étroite le long de toute la marge nord-algérienne.

Dans le secteur de la Grande Kabylie, la zone d'amincissement de la marge est plus large, la croûte dans le domaine océanique est légèrement plus épaisse et la TOC est plus étroit.

Sur la section sismique étudiée, la TOC est représentée par des dépôts synrift conglomératiques, gréseux et marneux datés du Burdigalien terminal jusqu'à Serravalien.

- Les unités anté-messiniennes : ce sont des unités affectées par des failles normales,
 - La sous-unité LB (Late Burdigalien) : montre des réflecteurs à forte amplitude et haute fréquence qui forment des onlaps sur le socle. C'est les premiers dépôts Néogènes (conglomérats, grès et turbidites du Burdigalien terminal) [Medaouri, 2014] qui forment par endroits sur les coupes des éventails sédimentaires.
 - La sous-unité L (Langhien) : il s'agit de dépôts transgressifs marneux caractérisés par des réflexions plus au moins discontinues et chaotiques.
 - La sous-unité S (Serravallien) : caractérisée par des réflexions continues horizontales de forte amplitude avec des phases blanchâtres qui constituent des argiles.

- Le Tortonien étant bien identifié par une bande de réflexion de faible amplitude correspondant à des marnes gréseuses montrant la discordance intra miocène ou la discordance majeure « break up unconformity ».
- Les unités messiniennes : contrairement aux unités précédentes, elles sont présentes dans tout le bassin Algérien couvrant ainsi la croûte océanique et sont définies par :
 - A la base, des sels : c'est un réflecteur fortement marqué, très visible, toujours plat et de forte amplitude. C'est une discordance qui annonce le début du confinement de la Méditerranée occidentale.
 - L'Unité inférieure (LU: Lower Unit): c'est l'unité messinienne la plus ancienne déposée sous le sel, cette unité sismique se caractérise par un groupe de réflecteurs continus, lités et parallèles entre eux.
 - Mobile unit (MU): correspond à des dépôts salifères parfaitement reconnaissables grâce à leur aspect chaotique transparent de faible amplitude et fréquence, mais parfois il peut atteindre la surface (diapir).
 - L'Unité supérieure (UU : Upper Unit) : évaporites supérieures du Messinien marquées par des réflecteurs de fortes amplitudes et de fortes fréquences déposés généralement en onlaps au pied des marges. Elle comprend des marnes dolomitiques et des anhydrites ordonnées en couches. Le toit de l'unité correspond à une surface d'érosion qui constitue la base de la sous-unité EP (Early Pliocene).
- Les unités post messiniennes : les dépôts Plio-Quaternaire montrent un grand changement de faciès correspondant à une phase transgressive suite à l'ouverture du détroit de Gibraltar au Zancléen et le renvoi de l'eau de l'océan Atlantique vers la mer Méditerrané traversée par des failles actives [Medaouri, 2014]. Il existe :
 - Early Pliocene (EP) : l'unité est caractérisée par une couleur blanchâtre, elle correspond à des réflecteurs continus, de faible amplitude et de haute fréquence de nature gréseuse avec des intercalations marneuses (forage ALG 1).
 - Plio-Quaternaire (PQ) : les réflecteurs sont continus, parallèles et de forte amplitude, elle montre une concordance avec les unités sus et sous-jacentes.



III.5. Corrélation entre la section sismique et le puits l'ALG-1 :



La corrélation entre les logs réalisés à partir de la coupe sismique AL00-136 et ceux des puits en offshore (DSDP-371 et ALG-1) (**Figure 75**) montre une évolution latérale des formations sédimentaires : la série syn-rift d'âge Burdigalien terminal – Langhien - Serravalien dans le bassin B1 au pied de la marge est plus épaisse qu'au niveau du bassin B2 au centre, cela signifie que la marge était en pleine ouverture (rifting) là où les failles normales jouent le rôle de basculement des blocs qui a fonctionné en deux temps, c'est-à-dire que le premier basculement a formé le bassin B1 et après son remplissage l'ouverture a continué en second basculement là où le bassin B2 se forme (**Figure 76**).



Figure 76 : Schéma montrant le basculement des blocs en demi-graben [M. Médaouri, 2014].

La série syn-rift est surmontée par une autre série post-rift déposée après la formation du bassin algérien. Cette série est caractérisée par la discontinuité tortonienne qu'on appelle la « break up unconformity » qui a scellée toute la pile précédente, une formation évaporitique formée par trois membres qui sont : les évaporites inférieures, le dôme de sel et les évaporites supérieures. A la fin se met en place la formation Plio-Quaternaire (**Figure 77**).



Figure 77 : Représentation schématique de l'évolution du bassin de Tizi-Ouzou [M. Médaouri, 2014].

L'interprétation des profils sismiques au large de la Grande Kabylie révèle une forte compression Plio-Quaternaire induisant l'inversion des failles normales de la croûte étirée, attesté par les bassins quaternaires en piggy-back. Cette inversion a atteint la transition océancontinent où les failles normales limitant les flancs nord du graben (graben de Dellys, Chenoua et Ténès) ont été inversées. Cette zone de faiblesse lithosphérique matérialisée par la STEP-2 [Subduction Transform Edge Propagation Fault] pourrait constituer une nouvelle limite de plaque où pourrait se concentrer la déformation liée au rapprochement Afrique-Europe et constituer ainsi une zone favorable à la naissance d'une nouvelle subduction [Medaouri, 2014].

III.6. Conclusion :

La configuration actuelle du Bassin Algérien et de sa marge est le résultat d'une évolution tectono-sédimentaire complexe et polyphasée qui a débuté dès l'Oligocène et se poursuit aujourd'hui, elle se résume en deux étapes majeures : un stade appelé « rift » et un stade dit « post rift ».Incidemment, le bassin de Tizi Ouzou que nous situons dans un contexte de bassin édifié dès l'Oligocène (dépôts de l'OMK) [Géry, 1981] sur le domaine de l'arc de subduction (bassin intra-arc) ne serait pas un bassin d'effondrement ou un bassin post-nappe, mais plutôt la conséquence d'une extension syn- à tardi-orogénique en contexte d'arrière arc.

Cette extension serait due au retrait progressif et continu du slab pendant le Burdigalien et le Langhien, sa déchirure et la migration du bloc Alboran vers l'ouest auraient été les causes principales du soulèvement et de l'isolement du bassin de Tizi Ouzou de la mer Méditerranée occidentale. Cette extension a été interprétée comme post-orogénique [Bouillin, 2003] et impliquerait la dénudation tectonique du socle métamorphique de la Grande Kabylie à la manière d'un dôme métamorphique complexe [Bouillin, 2013, communication au Wizia]. Or ce qui a été reconnu comme une faille de détachement dans le socle de la Grand Kabylie correspond en fait à un contact soustractif daté de 25 Ma [Saadallah & Caby, 1996] qui remonte plutôt à la première phase d'extension. Ainsi le bassin de Tizi Ouzou aurait pris naissance durant la première phase d'extension aquitano-burdigalienne. Il représenterait donc probablement le premier graben formé dans le cadre du processus décrit plus haut. Nous rattachons son isolement de la mer au post-Langhien à la phase de compression orthogonale à l'extension ENE-OSO, attestée par le chevauchement du socle de Sidi Ali Bounab sur le Miocène dit post nappe (Burdigalien à Langhien). Cette dernière phase d'extension a permis « l'océanisation » effective du bassin algérien [Medaouri, 2014].

Pour étayer cette dynamique tectono-sédimentaire d'ensemble des bassins à terre et en mer, nous tenterons d'établir une corrélation entre les séries néogènes de la marge algérienne centrale déduites de l'interprétation des données sismiques du découpage lithostratigraphique des puits offshore et les coupes réalisées sur le terrain au niveau des localités de Tala Ililane, Taksebt et Makouda sur les bordures du bassin de Tizi Ouzou. C'est ce qui fera l'objet du chapitre suivant.



Figure III.68 : Coupe réalisée à partir de l'interprétation de la section AL00-136 illustrant l'existence de deux bassins, un au pied de la marge, et l'autre au centre.

IV.1. Introduction :

Ce chapitre traite d'un essai d'extrapolation en offshore des limites stratigraphiques déterminées en on-shore à la suite d'observations de terrain et de la mise en œuvre de méthodes de sédimentologie, de stratigraphie et de biostratigraphie faune de foraminifères planctoniques tels que les *Globigerina, Globigerinoides* et *Orbulina*; ainsi que benthiques tels que les *Textularina, Amphicoryna* et *Uvigerina*] (**Figure 79**) afin de contraindre les unités acoustiques sous-marines extraites des données géophysiques.



Figure 79 : Photos montrants les micro-organismes retrouvés lors du lavage des échantillons prélevés à Tala Ililane, Taksebt et Makouda.

Cette extrapolation terre-mer est basée essentiellement sur les travaux de terrain réalisés, d'observations des lames minces au laboratoire en envisageant une tentative d'interprétation avec la partie offshore aux longitudes du bassin de Tizi Ouzou et au large de Béjaia.

A cet effet, nous avons réalisé un essai de corrélation terre-mer (**Figure 78**) entre les logs effectués lors de nos sorties de terrain avec l'aide des données de micropaléontologie et les logs ressortis du découpage lithostratigraphique de la section sismique interprétée et les données de puits DSDP-371.



Figure 80 : Croquis structural de la Méditerranée occidentale et position du puits DSDP-371 [Biju-Duval et al, 1974].

IV.2. Discussion des formations sédimentaires et faciès

Le profil de corrélation réalisé entre les logs à terre montre une évolution dans l'âge des séries miocènes déposées dans le bassin Néogène onshore. Seul le Miocène inférieur et moyen allant de l'Aquitanien au Langhien a été reconnu dans le bassin de Tizi Ouzou.

Dans le bassin de la Grande Kabylie, les dépôts aquitaniens forment une partie de l'Oligo-Miocène kabyle (OMK) (**Figure 81**), tel que nous l'avons observé et décrit par **Géry (1981)** au Djebel Ait Aissa Mimoun comprenant notamment à la base des conglomérats de cône alluvial datant de l'Oligocène supérieur [**Raoult, 1974**], passant à des microconglomérats de milieu fluviatile [**Arab. M, 2016**] à marin peu profond, après glissement de l'arrière-pays le plus proche [**Gélard, 1979**], cette formation appartient à une série de dépôts syn-rift liée à une distension Oligo-miocène, responsable de l'ouverture du Bassin algérien. A l'échelle des Maghrébides, en Calabre et en Kabylie, la partie basale de l'OMK est composée d'éléments

décimétriques à rarement métriques de schiste [Raoult, 1975 ; Cohen, 1980], Gneiss, cipolins remaniés, granites, comme nous l'avons confirmé [Figure 81].

A Ait Aissa Mimoun, cet ensemble sédimentaire silico-clastique (OMK) passe vers le sommet à des dépôts marins profonds. Des marnes parfois sableuses à globigérines appartenant au Burdigalien inférieur à moyen ont été observées [Géry et al., 1981, Nous-mêmes].

Au sommet de cette séquence silico-clastique se dépose un facies siliceux (radiolarites et diatomites) constituée de silexites blanches alternant parfois avec des marnes. Ces silexites déterminant des ruptures de pente nette, voire des falaises, Une partie d son matériel est de nature volcanique et elles peuvent provenir de sources d'émissions fortes éloignées du lieu de dépôt.



Figure 81 : Photo illustrant les conglomérats de l'Oligo-Miocène Kabyle dans la région d'Ammal [M. Arab, 2016].

Les conglomérats de l'OMK sont souvent confondus avec ceux du Miocène post-nappe, car ils ont presque les mêmes aspects et caractéristiques par exemple à Makouda où un épandage de conglomérats (**Figure 82**), en juxtaposition avec les nappes de flyschs d'âge Crétacé supérieur à Eocène est mis en évidence comme étant des Conglomérats de l'OMK. Cet épandage est composé d'éléments anguleux issus du Socle kabyle, n'ayant pas subi un long transport, tels que du quartz, du granite, des schistes et des cipolins. Cependant, ils sont moins consolidés que les premiers. Il s'agit probablement de produits de démantèlement rapide de l'orogène jeune maghrébin formé suite à la collision miocène entre les Kabylides et l'Afrique.



Figure 82 : Photo des conglomérats de base du Miocène post nappe à Makouda.

Par ailleurs, il existe des conglomérats un peu similaires aux premiers constitués d'éléments plutôt bien roulés appartenant également au socle, moyennement consolidés (**Figure 83**). Ils sont situés juste à la base de la série miocène (Burdigalien terminal à Langhien) affleurant au sud de Sidi Ali Bounab et au niveau de la digue du barrage de Taksebt.



Figure 83 : Photo illustrant les conglomérats du Miocène post nappe de Taksebt à galets roulés.

En Grande Kabylie (**Figure 84**), le Langhien est transgressif. En bordure sud du bassin de Tizi-Ouzou, au sud de Sidi Ali Bounab, des conglomérats de taille généralement décimétrique sont bien roulés et évoluent vers des grès grossiers micro-conglomératiques par endroit, lesquels sont surmontés par des grès littoraux (Tala Ililane, Taksebt) et une alternance de grès littoraux et d'argiles au nord du même massif (Makouda), ici, l'environnement de dépôt passe latéralement d'un milieu littoral à un milieu marin profond où dominent les turbidites. Ces dernières s'étaient déposées suite aux glissements importants de sédiments accumulés au

préalable au pied des îlots (Socle kabyle) vers le continent (domaine émergé à l'actuel) et l'érosion intense due à la formation d'un nouvel orogène à la suite de la collision alpine. D'autre part, la paléo-topographie sous-marine abrupte, probablement de l'époque, favorise une certaine instabilité du substratum. On conclue à un approfondissement du milieu de sédimentation du Sud vers le Nord (offshore actuel), d'une part, et un approfondissement vertical suite à la transgression marine, d'autre part.

Etant donné l'éloignement des sources d'apports du bassin offshore profond, il est fort probable qu'il y ait prédominance de dépôts plus fins et localement, des turbidites dans les unités miocènes.



Figure 84 : Carte générale du bassin de Tizi Ouzou MNT illustrant les types de sédimentation et leurs âges.

Le bassin de Tizi-Ouzou est un petit bassin intra-arc, formé suite à la relaxation tectonique lié au « collapse » des blocs kabyles après le maximum de compression alpine et la mise en place des nappes vers le sud. Cette phase post-rift a permis le développement d'une subsidence gravitaire et thermique ayant mené au dépôt d'au moins 1 500 m de sédiments dont l'âge varie du Burdigalien supérieur au Serravallien **[Aïte & Gélard, 1997 ; Carbonnel & Courme-Rault, 1997].** Cette série a pour substratum les nappes de flysch et parfois directement le Socle kabyle (schistes, granites, etc.). Par ailleurs, le bassin semble s'être initié

en même temps que le bassin offshore [Raymond, 1977 ; Aïte & Gélard, 1997 ; Saadallah, 1996], dès la fin de l'Oligocène, bien avant la collision qui date de la fin du Burdigalien. Ceci peut être argumenté par l'existence de dépôts Oligo-miocènes sur le socle de la Grande Kabylie, similaires à ceux existants à l'est des Baléares où la transgression a commencé à l'Aquitanien [Géry, 1981]. Il ne peut y avoir de dépôts marins sur le Socle kabyle au sud du bassin offshore actuel sans qu'il y ait eu aussi des dépôts au nord de la Grande Kabylie (offshore actuel). D'après les coupes schématiques réalisées par Aïte et Gélard (1997) et la carte du bassin de Tizi Ouzou, le Miocène est en continuité vers la Méditerranée grâce aux bras de mer fossilisés par les dépôts actuels de ce bassin.

L'interprétation stratigraphique des coupes sismiques de l'offshore a permis de subdiviser la série sédimentaire en trois grands ensembles : la série infra-salifère (infra-Messinien), le Messinien et le Plio-Quaternaire, séparés par des discontinuités régionales (**Figure 85**). Le Plio-Quaternaire est facilement reconnaissable par son faciès sismique transparent, de même le Messinien est reconnaissable à ses trois unités :

- Unité inférieure : c'est l'unité la plus ancienne déposée sous le sel, elle est reconnue principalement dans le bassin profond avec à sa base le réflecteur MBS (Bottom surface) quand les marqueurs d'érosion sont visibles (réflecteurs tronqués). Cette unité sismique se caractérise par se caractérise par un groupe de réflecteurs continus, lités, parallèles entre eux, mais le plus souvent faiblement réflectifs (au large de l'Algérie).
- Unité mobile ou sel : représente la sous-unité intermédiaire de la série messinienne du bassin profond pouvant atteindre une épaisseur de 800 à 1000 m dans le bassin provençal. D'après le forage DSDP, cette sous unité est composée principalement d'halite avec des intercalations d'anhydrites. Elles montrent un faciès sismique chaotique et transparent et présentent souvent des déformations plastiques (diapirs).
- Unité supérieure ou évaporites supérieures : atteignent localement 600 à 800 m dans le bassin algérien. Il s'agit d'une alternance de marnes et d'anhydrite caractérisée par des réflecteurs parallèles et continus de fortes amplitudes et de relativement basses fréquences, déposée en onlap au pied des marges [M. Medaouri, 2014].
 Ces unités sont reconnues en Méditerranée et dans la Marge algérienne centrale [Lofi, 2011].



Figure 85 : Série poste-rift de la baie de Bejaia tirée du découpage lithostratigraphique du puits DSDP-371.

IV.3. Evolution sédimentaire du Bassin de Tizi Ouzou :

Dans le bassin de Tizi Ouzou, la coupe de Tala Ililane (**Figure 86**) levée au flanc sud du Djebel Ait Aissa Mimoun est la plus représentative, elle a permis non seulement de mieux clarifier le débat relatif à la position tectonique des unités telliennes par rapport aux terrains anciens (paléozoïques, cristallophylliens du socle kabyle), mais elle a également apporté des indices sur la nature du remplissage sédimentaire du bassin. La série est transgressive sur le paléozoïque où elle débute par une couverture Oligo-Miocène caractérisée par des conglomérats, des calcaires et des marnes gréseuses, son sommet est constitué d'argiles brunes à verte « froissées » [Géry, 1983 ; nos propres observations].



Figure 86 : Coupe schématique de l'évolution latérale des sédiments à Tala Ililane [Géry, 1983, nos propres travaux].

L'OMK est poursuivi vers le haut par une unité tectonique qui s'est mise en place par un mouvement de charriage, elle est surmontée par un Olistostrome qui résulte d'un glissement de terrain. Ce dernier remanie avec lui des grés numidiens qui se présentent sous forme de lentilles. Ces unités tectoniques, témoignent du soulèvement de la marge à la fin du dépôt de l'OMK au Burdigalien inférieur ou moyen.

Cette couverture (OMK) est caractérisée par une sédimentation typique d'ouverture (distanciation) que l'on appelle dépôts syn-rift, c'est-à-dire, elle s'est produite simultanément que l'ouverture du Bassin.

Plus à l'Ouest, la coupe de Taksebt montre une série syn-rift équivalente en âge à la série reconnue en mer sur le profil sismique réalisée entre Beni Ksila et Ath Rhaouna. Cette coupe a été levée sur le dernier bloc basculé vers le sud du socle Kabyle qui forme la bordure méridionale du bassin de Tizi Ouzou caractérisée par des failles normales en relais senestre. Elles jalonnent cette bordure depuis la région de Mekla à l'Est jusqu'à la région de Sidi Ali Bounab à l'Ouest **[Saadallah, 1992]** (**Figure 87**).



Figure 87 : Corrélation entre le découpage lithostratigraphique de B2 et le log réalisé à Taksebt.

Au Nord, à Makouda (**Figure 88**), les conglomérats ont un aspect semblable à ceux de l'OMK, mais les études biostratigraphiques montrent qu'ils sont plutôt du Miocène. Leurs épaisseurs plus importantes à la périphérie indiquent que le bassin de Tizi Ouzou a subi une forte subsidence due à la charge ou à la tectonique, mais l'existence des Olistostromes ainsi que les accidents synsédimentaires témoignent du soulèvement brutal de la Marge algérienne.



Figure 88 : Photo des conglomérats de base d'Ichiker (Makouda)

IV.4. Evolution géodynamique du Bassin de Tizi Ouzou

En synthèse de nos travaux et des travaux antérieurs, nous avons pu esquisser un lien entre les aspects sédimentaires et structuraux afin de tenter de replacer cette étude dans le contexte plus global de l'évolution géodynamique du bassin de Tizi Ouzou, ainsi que de contraindre l'âge du collage du bloc AlKaPeKa à la marge algérienne (**Figure 89**).



Figure 89 : Enchaînement des événements du début du Mésozoïque à l'époque actuelle [Domzig, 2006].

Abréviations : Ma: Millions d'années, IV: Quaternaire, Hol.: Holocène, Pléi.: Pléistocène, Gélas.: Gélasien, Plais.: Plaisancien, Zancl.: Zancléen, Mess.: Messinien, Torto.: Tortonien, Serrav.: Serravallien, Langh.: Langhien, Burd.: Burdigalien, Aqu.: Aquitanien, Sup.: Supérieur, Moy.: Moyen, Inf.: Inférieur, CSM: Crise de Salinité Messinienne, calc-alc.: calco-alcalin.

Les évènements tectono-sédimentaires reconnus dans le bassin de Tizi-Ouzou peuvent être résumés en deux périodes distinctes :

• La première période : de l'Aquitanien au Burdigalien moyen (Figure 90).

C'est à cette période débutant à l'Aquitanien que le bassin de Tizi Ouzou a commencé à s'ouvrir sur une croûte continentale appartenant aux blocs kabyles « AlKaPeKa » en convergence avec la plaque africaine (direction SE).

Ici, le bassin occupe la partie centrale de la marge méridionale du bassin algérien formée de horsts et grabens, celle-ci a un mouvement en extension d'arrière-arc qui va s'inverser au Burdigalien moyen, d'où les dépôts syn-rift « OMK » du bassin.

L'inversion est probablement provoquée par le collage du bloc de la Grande Kabylie à la marge africaine vers 16 Ma, ce phénomène a engendré le glissement des nappes du Sud vers le Nord et leur mise en place par rétro-charriage dans le Bassin algérien en général et dans le bassin de Tizi Ouzou en particulier (présence d'Olistostromes). Cette période est marquée par un mouvement convergent.



Figure IV.90 : Schéma tectonique de l'ouverture du bassin arrière-arc durant la phase de rifting, Oligocène supérieur- Burdigalien moyen [M. Arab, 2016].

• La deuxième période : du Burdigalien terminal au Langhien (Figure 91).

A cette période, le bloc AlKaPeCa est en suture avec la marge africaine, pendant, une deuxième phase extensive qui s'est manifestée. Elle est mise en évidence au large de Tigzirt [**M. Medaouri, 2014**], ainsi qu'à la baie de Bejaia où on remarque la présence d'une seconde série syn-rift d'âge Burdigalien terminal au Tortonien moyen.

Dans le bassin de Tizi Ouzou, cette série s'étale du Burdigalien terminal au Langhien, avec l'absence de Serravalien et de Tortonien causée par la reprise en compression de la marge et le soulèvement du bassin de Tizi Ouzou provoquant ainsi son isolement du bassin offshore algérien et de la Méditerranée Occidentale.

C'est pendant ce soulèvement que le bassin miocène de Tizi Ouzou a été déformé engendrant des plis orientés NE-SW. Une transgression datée du Zancléen s'ensuit et dépose des dépôts marins (marno-calcaires) dans le bassin résiduel. A la fin de cette époque la mer s'est retirée définitivement du bassin jusqu'à l'Actuel.

Cette période est marquée par un mouvement divergent.



Figure 91 : Schéma montrant la disposition des blocs AlKaPeCa au Langhien [M. Medaouri, 2014].

IV.5. Conclusion :

A travers ce chapitre, on a réussi à réaliser une corrélation terre-mer des séries néogènes de la Grande Kabylie à la plaque africaine où elle a révélé que les séries les plus anciennes du bassin de Tizi Ouzou sont d'âge Oligocène terminal ou Aquitanien jusqu'au Langhien et reposent en discordance sur le Socle. Cela explique que le bassin de Tizi Ouzou a été ouvert probablement à l'Oligocène terminal, qui est aussi contemporain de l'ouverture de la Méditerranée Occidentale. Ainsi, le flanc sud de ce bassin est le premier bloc basculé vers le Sud. Vers le large dans la baie de Béjaia, les études sismiques nous montrent les formations du Burdigalien terminal au Tortonien remplissant des structures en horsts et grabens du socle acoustique, c'est probablement la deuxième phase de l'ouverture de la Méditerranée occidentale. Allant vers le Nord dans la marge sud des Baléares, on retrouve exactement la même histoire tectono-sédimentaire, des séries détritiques et conglomératiques d'âge

aquitanienne remplissent des structures en horsts et grabens [M. Arab, 2016]. Les mêmes remplissages se sont succédés à partir du Tortonien dans les deux bassins de Tigzirt et du Sud Baléares (le dépôt des sels et du Plio-Quaternaire) tandis que le bassin de Tizi Ouzou a été soulevé comme l'atteste l'absence de toutes les séries allant du Tortonien jusqu'au Méssinien supérieur, donc l'histoire tectono-sédimentaire se continue en mer contrairement au bassin Sud Baléares qui est toujours en mer.

On a pu aussi comprendre l'évolution sédimentaire qui est caractérisée par une série typique d'ouverture (rift), ainsi que géodynamique du bassin de Tizi Ouzou, où on distingue deux phases, l'une est de compression (Aquitanien au Burdigalien moyen), l'autre est de distension (Burdigalien terminal au Langhien).



Figure 78 : Synthèse des séries néogènes reconnues à terre (Tala Ililane, Taksebth et Makouda) et en mer (Bassin 1 au pied de la marge, Bassin 2 au centre) dans le bassin de Tizi Ouzou et

la Baie de Bejaia respectivement.



Légende :

Bassin 1 au pied de la marge

					į.		ł	
Age des formations	Plio-Quaternaire	Pliocène	nsinizzaM	Tortonien	Langmer Serravalien Burdigalien Términal		ambro – cien	
			Upper-Miocène		Aiddle Middle Middle		Socie c ordovic	ordovic
La Lithologie		(1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1 - 1 -	1111				+*+ + + + +	+ + + + + + + + + +

Au Nord de la Grande Kabylie, plus précisément dans le bassin de Tizi Ouzou qui suscite aujourd'hui un regain d'intérêt et de questionnements dans les travaux recherche, une accrétion de nappes de glissement accompagnées d'olistostromes, s'est mise en place au Miocène inférieur. Elles sont surmontées par des formations miocènes plus tardives qualifiées de post-nappes et qui ont été elles-mêmes plissées et recouvertes localement par un Pliocène marin sensiblement horizontal.

C'est dans ce cadre que le présent travail a été proposé et entrepris. Nos investigations de terrain et de laboratoire tant stratigraphiques que micropaléontologiques du Miocène dans les localités en bordure du bassin de Tizi Ouzou (Tala Ililane, Aït Aissa Mimoun ; Taksebt sur la rive ouest de l'oued Aïssi ; Makouda) fait apparaître des prémisses de nouveaux résultats. D'abord, la sédimentation s'y est déroulée pendant deux cycles principaux contrôlés par des phases de déformation : (1) un cycle inférieur, très détritique (conglomérats de base), semble être entièrement contenu dans la zone N8 de Blow (sommet du Burdigalien ou base du Langhien en présence d'un niveau à Orbulina), un cycle supérieur, détritique à la base (grés), puis marneux, commence au sommet de la zone N8 (Serravalien-Tortonien) et s'étend jusqu'au moins la base de N 13 (où le N10 est caractérisée par des Globorotalia et les Orbulines). Les dépôts sont affectés par une importante phase de plissement, certainement anté-pliocène et probablement tortonienne.

C'est dans ce cadre également que nous avons entrepris de réaliser des corrélations terre-mer des séries néogènes de ce bassin pour étayer et contraindre davantage le processus de collage des blocs kabyles à la plaque africaine. Pour ce faire, nous nous sommes appuyés sur l'interprétation de données sismiques d'un profil réalisé dans le cadre du Projet SPIRAL AL00-136 sp 3500] et exploité les données du forage offshore (DSDP-371 : pour Deep Sea Drilling Program) exécuté en (1978) dans la baie de Béjaia. Ce travail a permis de mettre en évidence la présence de deux bassins en graben formés par le mouvement extensif de la Marge algérienne avec des failles majeures normales ainsi que des glissements de sédiments (olistostromes I et II). Cette démarche a exploité aussi le découpage lithostratigraphique du puits ALG-1 implanté au large et à l'ouest d'Alger.

Pour synthétiser les informations issues des diverses méthodes (observations de terrain, de laboratoire, données sismiques et de forages), une carte générale du Bassin de Tizi Ouzou a été élaborée sous forme de MNT en plusieurs étapes et par la mise en œuvre de deux logiciels (Illustrator et Global Mapper). Ce document de synthèse tente de représenter l'essentiel des

éléments tectono-sédimentaires par la représentation des accidents majeurs et de la morphologie actuelle du bassin.

Enfin, l'approche ainsi développée nous a permis de circonscrire, les résultats de nos observations, même s'ils sont parcellaires, sur le bassin de Tizi Ouzou, dans le cadre global de la géodynamique de la Marge algérienne, et plus particulièrement du modèle de l'ouverture du bassin algérien dans ses aspects qui font consensus, et du collage des blocs kabyles à la plaque africaine.

Références bibliographiques :

Aite, M.O., (1994), Analyse de la micro fracturation et paléo-contraintes dans le néogène post-nappes de Grande Kabylie (Algérie), Thèse de Doctorat en Géologie structurale, Laboratoire de Géologie, Université du Maine, E.A. 1014, Le Mans, France, 1994, 166p.

Aite, M.O. & Gélard, J.P. (1997), Post-Collisional Palaeostresses in the Central Maghrebides (Great Kabylia, Algeria). Bull. Soc. Géol. Fr., 168, 423-436.

Arab, M., (2016), Analyse des systèmes pétroliers de l'offshore algérien oriental : quantification, modélisation stratigraphique et thermique du bassin, Thèse de Doctorat en Géoscience Marine, Université des Sciences et de Technologie Houari Boumediene et de l'Université de Bretagne Occidentale.

Bracène, R., (2002), Géodynamique du Nord de l'Algérie. Implications pétrolières, Thèse Doctorat, Université de Cergy, Pontoise.

Bossier, G., (1980), Un complexe métamorphique polycyclique et sa blastomylonitisation. Etude pétrologique de la partie occidentale du massif de Grande Kabylie (Algérie), Thèse Doct. Etat, Univ. Nantes, 302p.

Bouillin, J.P., (1977), Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia –Algérie- Doctorat d'Etat de l'Université de l'UPMC (Paris) et Université Paul Sabatier, Toulouse.

Bouillin, J.P., (1986), Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes, Bull. Soc. Géol. France, 8(2) 547-558.

Biju-Duval, B., Letouzey, J., Montadert, L., Courrier, P., Mugniot, J.F., and Sancho., J., (1974), Geology of the Mediterranean Sea Basins. In Burk, C. and Drake, C. (Eds.), The geology of continental margins: New York (Springer Verlag).

Carbonnel, G., Courme-Rault, M.D., (1997), Ostracodes miocènes d'Algérie : systématique, biostratigraphie, distribution palinspatique. Numéro 1 de Mémoires du Muséum d'histoire naturelle de Lyon, 131.

Cartwright, J.A., Haddock, R.C., and Pinheiro, L.M., (1993), The lateral extent of sequence boundaries, in Williams, G.D., and Dobb, A., eds. Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy: Geological Society of London Special Publication 71, p. 15–34.

Cohen, C.R., (1980), Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics, 68, 283-311.

Coutelle, A., (1979), Flyschs externes et unité tellienne du flanc sud du Djurdjura : Présentation d'un modèle d'évolution tectogénique de la Grande Kabylie, Bull. Soc. Géol. Fr.

Cattaneo, G., Gélard, J.-P., Aite, M.O., et Mouterde, R., (1999), La marge septentrionale de la Thétys maghrébine au Jurassique (Djurdjura et Chellata, Grande Kabylie, Algérie), Bulletin de la Société géologique de France 170 : 173-188.

Durand-Delga, M., (1969), Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie, Publ. Serv. Géol. Algérie, n°39, 89-131.

Domzig, A., (2006), Déformation active et récente et structuration tectono-sédimentaire de la marge Algérienne, Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 343 p.

Ficheur, E., (1890), Les terrains éocènes de la Kabylie du Djurdjura, Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences de Paris, 469p.

Gélard, J.P., (1979), Géologie du Nord-Est de la Grande Kabylie. Mém. Géol. Univ. Dijon n°5, thèse Doct. Etat. Univ. Dijon, en dépôt au BRGM, 335.

Géry, B., Mange, J., Feingerg, H., et Lorenz, C., (1981), Définition d'une série type de « l'Oligo-Miocène Kabyle » anténappe dans le Dj. Aïssa Mimoun (Grande Kabylie, Algérie), C.R. Acad. Sc. Paris, T, 292.

Géry, B., (1983), Situation et âge des formations sédimentaires allochtones du Nord de la Grande Kabylie : exemple du Djebel Aïssa Mimoun, C.R, Acad, Sci, Paris.

Lofi, J., Déverchère, J., Gaulier, V., Gorini, C., Gillet, H., Guennoc, P., Loncke, I., Maillard, A., Sage, F. & Thinon, I., (2011), Seismic atlas of the « Messinian salinity crisis » markers in the Mediterranean and Black seas. Mém. Soc. Géol. Fr., 179 and CCGM, 72.

Lounis, R., (2005), La déformation fragile dans le massif de grande Kabylie Centro- -oriental (Algérie), Thèse de Magister, USTHB, Alger.

Mange, J., et Raymond, D., (1974), Le Néogène post-nappes de la région de Dellys - Tizi Ouzou (Algérie) ; un enregistreur de l'évolution dynamique du NW de la Grande Kabylie après le Burdigalien, Bull, Soc, géol, Fr. Medaouri, M., Deverchere, J., Graindorge, D., Bracène, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles, K., & Bendib, F., (2014), The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. J. Geodyn. doi:10.1016/j.jog.2014.01.003.

Medaouri, M., (2014), Origine de la segmentation de la marge Algérienne et implications sur l'évolution géodynamique et les ressources pétrolières, Thèse de doctorat, Univ. Bretagne occidente Brest.

Mitchum, R.M, Vail, P.R. and Thompson, S., (1977a), Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, in: Payton (Ed.), Seismic Stratigraphy: Application to Hydrocarbon Exploration. AAPGMemoir 26, AAPG, Tulsa, 53–62.

Muraour., (1956), contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologie de la basse Kabylie, Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N. S ; Bull. N7. Alger.

Raoult, J.F., (1969), Relations entre la Dorsale kabyle et les flyschs sur la transversale du Djebel Rhedir ; phases tangentielles éocènes, paléogéographie (Nord du Constantinois, Algérie), Bull, Soc, Géol, Fr., 7, XI, 523-543.

Raoult, J.F., (1974), Géologie du Centre de la Chaîne Numidique (Nord du Constantinois. Algérie). Mem. Soc. Géol. Fr., 121, 163.

Raoult, J.F., (1975), Evolution paléogéographique et structurale de la chaîne alpine entre le Golfe de Skikda et Constantine (Algérie orientale). Bull. Soc. Geol. Fr., 17, 394-409.

Raymond, D et Bossier, G., (1972), Carte géologique simplifiée du Nord-Ouest de la grande Kabylie. Travaux de laboratoire associé au CNRS. N°145 _ « géologie des chaînes méditerranéennes », Service de Documentation et de Cartographie Géographiques du CNRS.

Raymond, D., (1976), Évolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie – Algérie – Au cours du cycle alpin, Thèse es Sci-univ, P.M.Curie, Paris VI-152p.

Raymond, D., (1977), Structure et évolution alpine d'un segment interne de l'orogène maghrébin : le Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie). Bull. Soc. Géol. France, 7, t. IX n° 4, 797-804.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., and Duboz, C., (2002), Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene, in Reconstruction of the evolution of the Alpine Himalayan Orogen, edited by G. Rosenbaum, and G.S. Lister, 8, pp. 107-126, Journal of the Virtual Explorer.

Saadallah, A., (1992), Cristallin de grande Kabylie (Algérie) sa place dans la chaîne des Maghrébides. Une pile cristalline résultat d'une tectonique polyphasée. Alpine transcurante et de la distension méditerranéenne, Thèse de doctorat USTHB, Alger.

Saadallah, A., Caby, R., (1996), Alpine extensional detachement tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). Tectonophysics, 267, 257-273.

Vail, P.R., Mitchum, R. M. & Thompson, S., III (1977b), Seismic stratigraphy and global changes of sea level Part 4: Global cycles of relative changes of sea level, in Payton (1977),C. E. (ed.) Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, 83-97.

Villa, J.M., (1980), La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algero-tunisiens, Thèse Docteur ès Sciences, Paris VI, 3 vol, 663 p., 199 fig., 40 pl., 7 pl.

Wildi, W., (1983), La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys., (24), 3, pp 201-297.