



République Algérienne Démocratique Et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou

Facultés des sciences biologiques et agronomiques

Département des sciences géologiques

Mémoire de fin d'études

Pour l'obtention du Diplôme de Master en Géologie

Spécialité : Géologie des Bassins Sédimentaires.

Sujet :

Origine et effets de l'inversion quaternaire dans les zones internes du segment central de la Marge algérienne (Grande Kabylie) : approche à travers des terrasses marines et alluviales.

Promoteur: AHMED ZAID Iddir.

Présenté par :

ALOUACHE Dyhia.

Co-promoteur: ARAB Mohamed.

BERBECHE Karima.

Soutenu devant le jury constitué de :

ACHOUI M'hend

MMA, UMMTO

Président du jury.

BRAHMI Boualem

MMA, UMMTO

Examineur.

AHMED ZAID Iddir

MCA, UMMTO

Promoteur.

ARAB Mohamed

Docteur, SONATRACH

Co-promoteur.

IHADJADEN Wahab

Master

Invité.

Promotion 2020/2021

Remerciements

Nous tenons à remercier Monsieur Ahmed Zaid pour l'encadrement qu'il nous a assuré ainsi que pour ses précieux conseils qu'il n'a cessé de nous donner tout au long de ce travail, et sa confiance témoignée. Merci aussi pour la qualité de vos conseils et critiques, merci de nous avoir appris à nous poser les bonnes questions, exploiter les documents et à mieux illustrer les figures, et de nous avoir guidé durant ce travail.

Un grand merci spécial à Mr. Arab de nous avoir proposé ce sujet d'actualité sur l'inversion quaternaire et la néotectonique où nous avons eu l'opportunité de connaître un tout nouveau domaine.

Nos respects et nos remerciements, vont ensuite aux membres du jury : en premier lieu Mr Achoui d'être le président du jury et Mr Brahmi d'examiner et de juger notre travail, et Mr Ihadjaden d'avoir accepté notre invitation.

Nous tenons à remercier Mr Brahmi pour son aide et disponibilité durant la réalisation de ce modeste travail.

Nous ne saurons pas comment exprimer notre gratitude à Mr Abizar et Mr Ihadjaden, pour l'aide qu'ils nous ont apporté sur tous les plans et plus particulièrement sur le terrain, ils nous ont beaucoup aidés dans notre travail.

Nous tenons à remercier, également Mr Daoudi, Mr Maouche, Mr Hachour, Mr Bouguendoura et Mr Aidi pour leurs disponibilités, leurs orientations, et leurs encouragements durant ce travail.

Dédicaces

J'exprime ma gratitude à deux personnes importantes et très chères pour moi : ma Chère Maman et mon Cher Papa, eux qui ont tout fait pour moi ; Disponibilité, écoute, soutien matériel, sacrifice, et encouragement ont été leur seul objectif afin de me permettre d'être ce que je suis à présent. Merci à vous, encore une nouvelle fois.

A toutes les personnes qui m'ont soutenu durant la préparation de ce travail notamment Dyhia ma camarade de binôme et amie, mes frères et sœurs, je vous dis MERCI.

A toutes les personnes ayant aidé de près ou de loin à la réalisation, au bon déroulement et à l'accomplissement de ce travail surtout Nassim Atmane, Hamid Houacin, Yazid Lehrani, Mohamed Moussaoui je vous dis merci.

Karima.

A mes chers parents.

A mes frères.

A tous mes proches et ami(e)s.

A toi Karima mon amie et ma camarade de binôme.

A mon cher Mohand qui a toujours cru en moi.

Dyhia.

Résumé

Le présent travail a été réalisé dans le cadre de préparation du mémoire de fin d'études en Géologie (Master II) sur le segment de Grande Kabylie. Ce modeste travail vise à étudier les indices de l'inversion quaternaire dans les confins du bassin de Tizi-Ouzou et à contraindre davantage le cadrage de l'âge de cette inversion.

La Marge algérienne a subi une histoire géodynamique complexe suite à l'accrétion des blocs AlKaPeCa au Nord de la marge africaine, les zones internes se sont formées dans le Tell Algérien, elles affleurent de l'Est à l'Ouest dans le massif de l'Edough, la Petite Kabylie, la Grande Kabylie, les massifs d'Alger, Chenoua et Cap Ténès. Notre étude se focalise sur la Grande Kabylie, dans le bassin miocène de Tizi-Ouzou, ce dernier est représenté par un vaste synclinal d'orientation NE-SW, il a subi plusieurs phases tectoniques du Burdigalien jusqu'à l'Actuel.

Formant la bordure sud de la Méditerranée Occidentale, la Marge algérienne subit une déformation active sur terre et en mer qui marque surtout ses bassins néogènes en raison de la convergence Afrique-Eurasie à un taux de moins de 5 mm/an. Ce contexte favorise l'inversion de cette marge nord-africaine. Les travaux réalisés dans le bassin Algéro-provençal ont utilisés des données géophysiques récentes acquises dans ce bassin (**campagnes de MARADJA, 2003, 2005 ; SPIRAL 2009**) pour montrer des indices de déformation compressive récente tels que les failles inverses, les bassins en Piggy back et Rollover. Des travaux ont été réalisés à terre pour identifier les structures actives dont la faille de Thénia, la faille Isser-Bouira et la faille sud kabyle qui ont été décrites.

Afin de comprendre les mécanismes qui ont conduit à cette inversion localisée au niveau des bordures des bassins néogènes, nous avons fait du terrain essentiellement sur les terrasses quaternaires (marines et alluviales). La structuration en marches d'escaliers des terrasses marines et l'étagement des terrasses alluviales témoignent d'une tectonique compressive récente. Il apparaît clairement, suivant ces travaux de terrain, que la côte algérienne a subi un soulèvement durant le Quaternaire.

Mots clé : La marge algérienne, la Grande Kabylie, Inversion tectonique, Quaternaire.

Abstract

This work was carried out as a part of the preparation of the final thesis (Master II) on the segment of Great Kabylia. This thesis aims to study the signs of Quaternary inversion in the Tizi Ouzou basin and improve the framing of the age of this inversion.

The Algerian margin has undergone a complex geodynamic history. The internal zones were formed in the Algerian Tell, following the accretion of the ALKAPECA blocks north of African margin. They outcrop from east to west in the Edough massif, Little Kabylia, Great Kabylia, the Algiers, Chenoua and Cap Tnès massifs. Our studies focus on the Great Kabylia, in the Miocene basin of Tizi Ouzou, the basin is represented by a vast syncline with an orientation NE-SW, it has undergone several tectonic phases from the Burdigalian to the present day.

The Algerian margin is forming the southern edge of the western Mediterranean, it undergoes an active deformation on land and at sea which mainly marks its Neogene basins due to the Africa-Eurasia convergence at a rate of less than 5 mm/yr. this context favors the inversion of this North African margin. Indeed, the work carried out in the Algéro-Provencal basin used recent geophysical data acquired in this basin (campaign of MARADJA, 2003, 2005; SPIRAL, 2009) and showed signs of recent compressive deformation such as reverse faults, piggy back and rollover basins. Work has been carried out on land to identify the active structures and they highlight several structures as in the Thénia and Isser-Bouira faults which have been described.

In order to understand the mechanisms which led to this inversion localized at the borders of the Neogene basins, we have studied mainly the Quaternary terraces (marine and fluvial).

The staircase morphology of the marine terraces and the tiering of the fluvial terraces bear witness to recent compressive tectonic. According to these field works, it appears that the Algerian coast underwent an uprising during the Quaternary.

Key words: The Algerian margin, The Great Kabylia, Tectonic inversion, Quaternary.

Liste de figures

Chapitre I

- Figure I-01** : Photo de Google Earth montrant les limites de la Marge algérienne..... (05)
- Figure I-02** : Carte morpho-bathymétrique de la marge algérienne issue des données Maradja (**Domzig 2006**)..... (06)
- Figure I-03** : Reconstitution paléogéographique depuis l'Oligocène (**Rosenbaum et al, 2002**) en faveur du modèle subduction-extension arrière-arc..... (08)
- Figure I-04** : Scénario d'évolution de la Méditerranée occidentale sur un transept NNO-SSE allant des Baléares à la plate-forme Saharienne (**Domzig, 2006**)..... (09)
- Figure I-05** : Principaux ensembles structuraux du nord de l'Algérie et du pourtour de la méditerranée occidentale (**Badji, 2014**)..... (10)
- Figure I-06** : Coupe géologique Nord-Sud à travers le Tell algérien **Aite, 1994**).....(10)
- Figure I-07** : Position des nappes de flyschs par rapport aux unités de la chaîne des Maghrébides (**Aite, 1995**).....(11)
- Figure I-08** : Position des différentes unités géologiques des zones internes (**Domzig et al, 2006**)..... (12)
- Figure I-09** : Colonne stratigraphique synthétique du Numidien de Grande Kabylie (**Gélard, 1979**)..... (14)
- Figure I-10** : Coupe lithostratigraphique de l'Oligo-Miocène kabyle dans la région de Tizi-n'Telata, route Tizi-Ouzou- Ouadhias (**Mohamed Arab, 2016**)..... (15)
- Figure I-11** : Colonne stratigraphique synthétique du Néogène post-nappes de Tizi Ouzou (**Aite, 1994**).....(17)

Chapitre II

- Figure II-01** : sismicité du Nord de l'Algérie 1900-2016 ($M > 3$ source, CRAAG) ; (**Aidi, 2020**) (20)
- Figure II.02** : Localisation des séismes de 1973 à 2008, catalogue du NEIC (**Thomas. P, 2010**) (21)
- Figure II-03** : Schéma structural proposé de la marge centre-est algérienne (**Domzig, 2006**) (22)
- Figure II-04**: Profil sismique 24-traces perpendiculaire à la marge, au large de la Grande Kabylie (**Domzig, 2006**) (23)

Figure II-05 : modèles de dépôts accompagnant la croissance des dômes de sel (Thomas. P, 2010).....	(25)
Figure II.06 : Image montrant l'escarpement orienté ENE-WSW du bassin néogène postenappes de Tizi-Ouzou (Machane, 2009).....	(27)
Figure II.07 : Coupes géologiques montrant la double vergence dans la région de Bejaia (Medaouri, 2012).....	(28)
Figure II.08 : Enchaînement des événements du début du Mésozoïque à l'époque actuelle (Domzig, 2006)	(32)

Chapitre III

Figure III.01 : Photo prise à l'Ouest de Dellys après le séisme du 21/5/2003. On voit que la côte s'est définitivement soulevée, découvrant la plage sur plusieurs dizaines de mètres au large (Domzig, 2006).....	(36)
Figure III.02 : Configuration schématique des terrasses fluviatiles. A- Coupe schématique des terrasses fluviatiles de comblement et érosives. B- Terrasses fluviatiles paires et impaires (Saillard, 2008).....	(38)
Figure III-03 : Les cycles eustatiques et les différents stades isotopiques au cours des derniers 2 Ma (Saillard, 2008).....	(41)
Figure III-04 : Le processus de formation d'une terrasse d'abrasion marine lors d'un haut niveau marin	(42)
Figure III.05 : terrasse d'abrasion observée à Cap Corbelin (Azeffoun).....	(43)
Figure III-06 : Influence du pendage des couches (A-B) et de la lithologie (C-D) sur le développement des falaises littorales (Saillard, 2008).....	(44)
Figure III-07 : Les différents stades de formation d'une séquence de terrasses marines	(47)
Figure III-08 : Détermination de l'altitude des pieds de falaise en fonction de la morphologie des terrasses marines	(46)
Figure III-09 : Schéma des principales caractéristiques qui définissent une terrasse marine. Un escarpement émergé correspond à une ancienne falaise côtière.....	(48)

Figure III-10 : Les deux types de morphologie que recouvre le terme général de terrasse marine dans le cas d'une succession de deux terrasses T1 et T2, T2 étant la plus vieille	(51)
Figure III-11 : Exposition d'un marqueur géologique au rayonnement cosmique et enregistrement de l'âge de sa dernière exposition (Saillard .M, 2008)	(51)
Figure III-12 : section schématique illustrant la distribution des trois principales terrasses marines (Guemache, 2010).....	(53)
Figure III-13 : Coupe synthétique de la terrasse Tyrrhénienne (Maouche, 2002).....	(56)
Figure III-14 : Coupe synthétique de la terrasse Tyrrhénienne (Maouche, 2002).....	(56)

Chapitre IV

Figure IV.01 : Eléments caractéristiques d'une terrasse d'abrasion marine : rampe d'abrasion, pente $\gamma \sim 1^\circ$ de la rampe, falaise et encoche de pied de falaise [Déverchère, 2015].....	(64)
Figure IV.02 : Encoche marine au pied d'une falaise d'une terrasse marine actuelle observée à Azeffoun.....	(64)
Figure IV.03 : Situation géographique du Cap Corbelin	(66)
Figure IV.04 : Localisation du site d'étude sur la carte géologique.	(67)
Figure IV.05 : Log synthétique d'une terrasse marine observée à Cap Corbelin.....	(68)
Figure IV.06 : Coupe levée au niveau de Cap Corbelin à Azeffoun.....	(68)
Figure IV.07 : Etagements de trois terrasses d'abrasion marine au niveau de Cap Corbelin à Azeffoun.....	(69)
Figure IV.08 : Terrasse d'abrasion marine au niveau de Cap Corbelin, incliné vers le Sud avec un pendage de 40°	(69)
Figure IV.09 : Plateformes et falaises des terrasses d'abrasion marine d'Azeffoun.....	(70)
Figure IV.10 : Falaise et encoche de l'une des terrasses marines observées à Azeffoun.....	(70)

Figure IV.11 : Terrasse d'abrasion marine actuelle montrant des traces d'érosion marine avec un bloc de falaise effondré par affouillement au pied de falaise.....	(71)
Figure IV.12 : Une faille transformante dextre orientée N110° qui a affecté la surface de la deuxième terrasse témoigne d'une tectonique récente.....	(71)
Figure IV.13: Structure en gradins qui témoigne du mouvement de soulèvement de la terrasse observée à Cap Corbelin (Azeffoun).....	(72)
Figure IV.14 : Carte des terrasses marines quaternaires qmr, qm2 et qm1 entre la pointe d'Aït Rhouna et le Cap Corbelin [Gélard, 1979]	(74)
Figure IV.15 : Terrasse marine q2 d'accumulation isolée à l'Est du Cap Corbelin (5 Km) suspendue à 25 m en contrebas du la RN24 sur falaise abrupte.....	(75)
Figure IV.16 : Mode de démantèlement de formations soumises à l'érosion marine et de construction de d'une terrasse alluviale, Zaouïa, Dellys.....	(75)
Figure IV. 17: Terrasses fluviatiles diverses du secteur de Freha et Oued Diss.....	(76)
Figure IV.18: Terrasses suspendues aux flancs d'Aguemoun n Seksou sur le Sebaou.....	(77)
Figure IV.19 : Terrasses du lieu de confluence des affluents du Sebaou ou Boubhir localement au lieu-dit Pont de Boubhir	(78)
Figure IV.20 : Terrasses de l'Assif Ousserdoun, affluent de Sebaou.....	(79)
Figure IV.21 : Terrasse de l'Assif n Boubhir, avec une relique d'une ancienne terrasse q1 sur la rive ouest.....	(80)
Figure IV.22 : Terrasses de l'Assif n Boubhir.....	(80)
Figure IV.23 : Terrasse alluviale q2 sur la rive Est de l'Assif n Boubhir à l'altitude d'Ifigha.....	(80)
Figure IV.24 : Situation géologique des deux terrasses alluviales observées sur un itinéraire entre le barrage de l'Oued Aissi et les confins du cours d'eau des Ait Oucifs.....	(81)
Figure IV.25 : Terrasse ancienne a observée après le pont de Takhoukht à une altitude de 447 m.....	(82)
Figure IV.26 : des terrasses alluviales actuelles étagées observées sur la rive gauche d'Acif n Tlèta.....	(83)

- Figure IV.27 :** Terrasse alluviale actuelle de la rive droite de l'Acif n'Tlèta exploitée..... (82)
- Figure IV.28:** Photo montrant le débitage d'une ancienne falaise en blocs parallélépipédiques induisant la géométrie orthogonale des deux faces de la falaise..... (84)
- Figure IV.29:** Faille normale N-S à rejet avoisinant les 20 cm avec fissurations.....(85)
- Figure IV.30:** Image satellite LANDSAT [mai, 1989] et schéma tectonique dans la région de Bouira : Draa El Khemis – Oued Tamarirt montrant l'accident sud-kabyle avec les terrasses alluviales étagées du Quaternaire moyen et récent [en blanc sur l'image LANDSAT] qui témoignent d'une activité tectonique au Quaternaire par une remobilisation des chevauchements sur-kabyles [**Boudiaf & al, 1999**]..... (87)
- Figure IV.31:** Accidents tectoniques quaternaires dans le secteur de Tazmalt - Béni Hamdoun –Allaghen et terrasses alluviales étagées [**Boudiaf & Al., 1999**]..... (88)
- Figure IV.32:** Corrélation entre fluctuations du niveau marin du Quaternaire récent et altitudes des terrasses marines d'accumulation et des surfaces d'abrasion dans le secteur de l'anticlinal du Sahel selon un profil transverse au rivage (jusqu'à 6 km) [**Maouche & al, 2011**]..... (89)
- Figure IV.33 :** Distribution des séquences des terrasses marines et des rasas sur le flanc nord de la dorsale sahélienne [Ouest d'Alger] et taux du soulèvement côtier estimé selon 5 profils. Répartition, altitudes et âges des terrasses selon le profil AT5 aux environs d'Ain Benian (**Authemayou, 2017**)..... (90)

Liste des tableaux

- Tableau II-01:** Tableau représentant la chronologie et l'évolution des déformations au cours du Néogène post-nappes au Nord-Est d'El Asnam (**Meghraoui, 1982**)..... (30)
- Tableau II-02 :** Résumé des principales périodes tectoniques mises en évidence dans les zones internes avec les champs respectifs des paléocontraintes, (**Aite, 1994**)..... (31)

Sommaire

Remerciements

Dédicaces

Résumé/ abstract

Liste des figures

Liste des tableaux

Introduction générale (01)

Chapitre I : Généralités

I.1-Problématique et objectif de travail..... (03)

I.2-Méthodologie..... (04)

I.3-La Marge algérienne dans le contexte géodynamique de bassin méditerranéen occidental (05)

I.3.1- La morphologie de la Marge algérienne..... (05)

I.3.2- L'évolution de la Marge algérienne..... (06)μ

I.4-La chaîne des Maghrébides..... (09)

I.4.1- Zones externes..... (11)

I.4.2- Domaine des flyschs..... (11)

I.4.3- Zones internes..... (11)

I.5- Les unités lithostratigraphiques de la Grande Kabylie..... (12)

I.5.1- Socle Kabyle (12)

I.5.2- Dorsale Kabyle..... (13)

I.5.3-Flysch Mauritanien..... (13)

I.5.4-Flysch Massylien..... (13)

I.5.5- Flysch Numidien..... (13)

I.5.6- Oligo-miocène Kabyle..... (14)

I.5.7- Silexites..... (16)

I.5.8- Olistostromes..... (16)

I.5.9- Miocène de Tizi-Ouzou..... (16)

I.5.10-Plioquaternaire..... (18)

Conclusion..... (18)

Chapitre II : Cadre sismotectonique de la Grande Kabylie.

II.1- Cadre sismotectonique.....	(20)
II.1.1- Sismicité historique.....	(20)
II.1.2- Indices de l'inversion tectonique dans le segment de la Grande Kabylie.....	(21)
II.1.2.1-En mer.....	(22)
a- Structures néotectoniques.....	(22)
b- Tectonique Salifère.....	(24)
II.1.2.2- Sur Terre.....	(26)
II.2- Phases tectoniques affectant la Grande Kabylie.....	(29)
II.2.1- Historique des travaux.....	(29)
II.2.2- Discussion sur l'âge de l'inversion quaternaire.....	(32)
Conclusion.....	(35)

Chapitre III : Terrasses quaternaires indice du soulèvement côtier.

III.1 Introduction.....	(36)
III.2- Les terrasses alluviales.....	(37)
III.2.1- Définition.....	(37)
III.2.2- Les types des terrasses alluviales.....	(37)
III.2.3- Influence climatique dans la formation des terrasses.....	(39)
III.2.4- Les terrasses alluviales en Algérie.....	(39)
III.3- Les terrasses marines.....	(40)
III.3.1-Définition.....	(40)
III.3.2- La formation des terrasses marines.....	(42)
III.3.2.1 -Eustatisme et stades isotopiques : la chronologie des variations du niveau marin de la mer au Pléistocène.....	(41)
III.3.2.2- Les processus de formation des terrasses marines.....	(42)
III.3.3-La préservation des terrasses marines.....	(47)
III.3.4- Terrasses marines : un marqueur géomorphologique du soulèvement côtier.....	(49)
III.3.5- Méthodologies de datation et de mesure des taux de soulèvement.....	(52)
III.3.5.1- Méthode de l'isotope cosmogénique Béryllium10 (10Be).....	(52)
III.3.5.2- Méthode U-Th de datation de coquilles fossiles.....	(54)
III.3.6- Les terrasses marines en Algérie.....	(54)

Conclusion.....	(57)
Chapitre IV: Travaux de terrain dans le flysch d’Azeffoun et le segment Takhoukht et analyses cartographiques des terrasses alluviales du Haut-Sébaou et d’Azeffoun.	
IV.1- Introduction	(59)
IV.2- Terrasse marine	(64)
IV.2.1- Cadre géographique de secteur d’étude	(64)
IV.2.2- Cadre géologique de secteur d’étude	(64)
IV.2.3- Aspects lithostratigraphiques.....	(67)
IV.2.4- Aspects structuraux.....	(68)
IV.2.5- Analyse cartographique des terrasses marines et des reliques de terrasses alluviales du secteur d’Azeffoun.....	(71)
IV.3- Terrasse alluviale	(74)
IV.3.1- Analyse cartographique des terrasses alluviales du Haut Sébaou.....	(74)
IV.3.2- Cadre géographique de secteur d’étude	(80)
IV.3.3- Cadre géologique de secteur d’étude	(80)
IV.3.4- Aspect lithostratigraphique	(81)
IV.3.5- Aspect structurale	(82)
IV.4- Discussion et essai d’étude comparative avec les travaux antérieurs [Tihay, Boudiaf, Maouche et Authemayou].....	(83)
Conclusion générale.....	(93)

Introduction générale

La Marge algérienne apparaît comme un cas d'école pour la compréhension de l'inversion des marges. Cette marge qui s'est formée au Miocène dans un contexte d'arrière arc de la subduction de l'océan téthysien sous la plaque eurasiennne a été marquée par une évolution complexe par la dérive vers le sud des blocs Kabyles et de leur accréation au Tortonien à la marge africaine.

L'ensemble de la zone côtière Nord algérienne est actuellement repris en compression, dans le cadre de la convergence de direction NNO-SSE avec un raccourcissement d'environ 5 mm/an entre les plaques européenne et africaine en Méditerranée Occidentale qui s'exprime par des phases de compression N-S à NW-SE, associées parfois à une extension Est-Ouest. La déformation récente est accommodée le long de nord de l'Algérie, elle se distribue à terre et en mer, et se traduit par une activité sismique forte à modérée et s'accompagne de séismes dévastateurs, comme l'atteste le séisme de Boumerdès qui s'est produit le 21 mai 2003 ($M_w=6.8$) (**Delouis et al, 2004**), dont l'épicentre est situé sous la côte algérienne au large de la Grande Kabylie qui témoigne d'une déformation compressive selon une direction de raccourcissement NW-SE affectant les terrains pliocène et quaternaire ainsi, la géographie se trouve spectaculairement modifiée avec un recul du trait de côte sur une centaine de mètres, dû à un soulèvement côtier avoisinant 0,8 m (**Meghraoui et al, 2004, Maouche et al., 2011**).

Pour ce faire, le premier chapitre sera consacré pour la présentation de la Marge algérienne, sa morphologie et son évolution géodynamique dans le bassin méditerranéen occidental où les différents travaux réalisés dans cette marge seront présentés dans le but de comprendre le cadre régional de cette dernière ; ensuite, on parlera sur les chaînes des maghrébides, et on terminera ce chapitre par une présentation générale de la zone d'étude (la grande Kabylie) et ses unités lithostratigraphiques.

Dans le second chapitre, une présentation du contexte sismotectonique du nord algérien notamment la Grande Kabylie sera réalisée. La présentation s'étayera plus précisément sur les résultats des Campagnes **MARADJA (2003)** et **SAMRAMARADJA (2005)** réalisés en mer. Ces données ont permis d'observer la structure superficielle détaillée de la marge et de la bordure du bassin Algérien jusqu'à 3 km de profondeur. Elles mettent en évidence une segmentation de la marge en subsurface (**Domzig et al, 2006 ; Déverchère et al, 2005**), et l'existence de plis et de failles sous la marge. Ces structures traduisent la reprise en compression de la bordure continentale. Sur les profils sismiques, les dépôts récents sont

affectés par des plis qui suggèrent l'existence de failles aveugles au pied de la pente continentale. Ces failles ne remontent pas jusqu'à la surface (**Domzig et al, 2006, Déverchère et al, 2005 ; Mauffret, 2007**). Ces dernières se prolongeraient vers la surface sous forme d'un système en replats et rampes, déformant la série sédimentaire jusqu'au Plio-Quaternaire. Mais aussi on inclura la tectonique salifère comme indice de réactivation de la marge algérienne; ensuite, on parlera sur les travaux faits sur terre pour déterminer les accidents majeurs dont ceux les plus actifs affectant la Grande Kabylie notamment les zones limitrophes, et puis on fera un historique des travaux sur les phases tectoniques affectant les bassins néogènes en Algérie, basant sur les analyses structurales faite par **Meghraoui, 1983 et Aite, 1994**. Vers la fin de ce chapitre on réalisera une synthèse pour discuter l'âge de l'inversion de la marge algérienne.

Un troisième chapitre portera sur les terrasses marines et alluviales comme indice de soulèvement de la côte, où on abordera en détail les mécanismes de leur formation, les types sous lesquels elles se présentent. On citera aussi deux méthodes de datation et de mesure des taux de soulèvement pour enfin décrire les terrasses quaternaires en Algérie.

Pour conclure, une analyse cartographique pour les terrasses fluviales du Haut Sebaou et les terrasses marine d'Azeffoun sera accomplir et nous présenterons, les terrasses marines qu'on a observées sur terrain dans la région d'Azeffoun et les terrasses fluviales observées sur un itinéraire entre le barrage de Oued Aissi et les confins du cours d'eau des Ait Ouacif, pour ensuite essayer de les circonscrire dans l'approche de l'appréciation du soulèvement côtier.

Premier chapitre : Généralités

I.1- Problématique et objectif de travail

La Marge algérienne s'est formée il y a environ 17 millions d'années (**Abbassene, F ; Chazot, G ; Maury, RC et al, 2016**), suite à une phase d'extension arrière-arc provoquée par le retrait du slab et la migration du front de subduction téthysien et ce jusqu'à la collision entre les kabyliques et la marge africaine. L'arrêt de la subduction vers 15 ma ajoutée aux mouvements de convergence des plaques tectoniques africaine et eurasiennne, elle subit une compression et une inversion tectonique à vergence Nord, laquelle est de l'ordre de 5 mm par an de l'est à l'ouest (**voir Medaouri, 2012 ; Déverchère et al 2005 ; Rosenbaum ,2002..**). Nous sommes donc en présence d'une inversion récente dont les indices précurseurs pourraient s'avérer plus anciens.

Au cours du Quaternaire, la tectonique active se traduit par le soulèvement de la côte, des failles inverses ou rampes à déclivité Nord. Ce constat peut se vérifier par l'identification des terrasses marines, la néotectonique et les failles compressives à vergence Nord et ce dans les zones internes, notamment le bassin Néogène de Tizi-Ouzou qui a subi de la déformation le long de sa bordure. De plus, si l'âge de l'inversion est déjà défini comme étant quaternaire, les indices précurseurs de cette tectonique restent au stade du débat. A cet effet, un projet de fin d'étude est proposé dans le cadre de ce mémoire de Master II sur le segment de Grande Kabylie. Le choix de cette région d'étude se justifie par l'existence en son sein d'affleurements du Miocène supérieur et dans le secteur mitoyen de la région de Dellys où des dépôts Plio-quaternaire auraient enregistré l'empreinte de ces mouvements d'inversion. Éventuellement, une corrélation avec les données sismiques existantes en offshore pourrait se faire afin de compléter la compréhension de cette tectonique récente.

Ce mémoire exploite les données G et G publiées (mesures GPS, géomorphologie...) et essentiellement des observations de terrain dans la région de Tizi Ouzou.

I.2- Méthodologie

La méthodologie suivie pour la réalisation de ce travail est basée beaucoup plus sur les recherches bibliographiques et des travaux de terrain, elle comporte les étapes suivantes :

1-synthèse bibliographique des données géologiques sur l'évolution de la Marge algérienne dans le contexte géodynamique de bassin méditerranéen occidental, ainsi qu'une recherche bibliographique sur la géologie des maghrébides et sur la Grande Kabylie,

2-synthèse bibliographique sur les phases tectoniques ayant affecté la Grande Kabylie et sur la sismicité historique de la Grande Kabylie. Présentation des indices de l'inversion tectonique récente reconnus en mer et à terre,

3- présentation des terrasses quaternaires (fluviales et marines) comme indicateur indubitable de la tectonique compressive,

4- analyse cartographique des terrasses fluviales du Haut Sebaou et des terrasses marines d'Azeffoun et caractérisation sur terrain des terrasses ayant subi une tectonique récente.

I.3- La Marge algérienne dans le contexte géodynamique de bassin méditerranéen occidental

La Marge algérienne occupe la partie centrale de la bordure sud de la méditerranée occidentale. Elle s'étend d'Est en Ouest sur plus de 1200km, depuis El Kala (frontière tunisienne) jusqu'à Marsa ben mhidi (frontière marocaine) (**voir Figure I-01**). Son orientation est sensiblement Est-Ouest depuis la frontière algero-tunisienne jusqu'au méridien de Ténès ; au-delà vers l'Ouest elle devient NE-SO jusqu'à la frontière algero-marocaine (**Badji, 2014**).



Figure I-01 : Photo de Google Earth montrant les limites de la marge algérienne.

I.3.1- La morphologie de la Marge algérienne

L'examen des cartes bathymétriques montre que la Marge algérienne possède l'un des plateaux continentaux, le plus étroit du bassin méditerranéen (**voir Figure I-02**).

Sa largeur ne dépasse pas 10km en face les massifs élevés tels que ceux de la Kabylie, d'Alger, de Chenoua, ou de Ténès (**Cattaneo et al, 2010 ; in. Badji, 2014**). En revanche, ce plateau peut

devenir plus étendu en face des bassins néogènes tels que la Mitidja, et le bassin de Chélif ; là où il atteint quelques dizaines de km de largeur.

En mer, le bassin algérien atteint 3000m de profondeur à l'Ouest dans la mer d'Alboran.

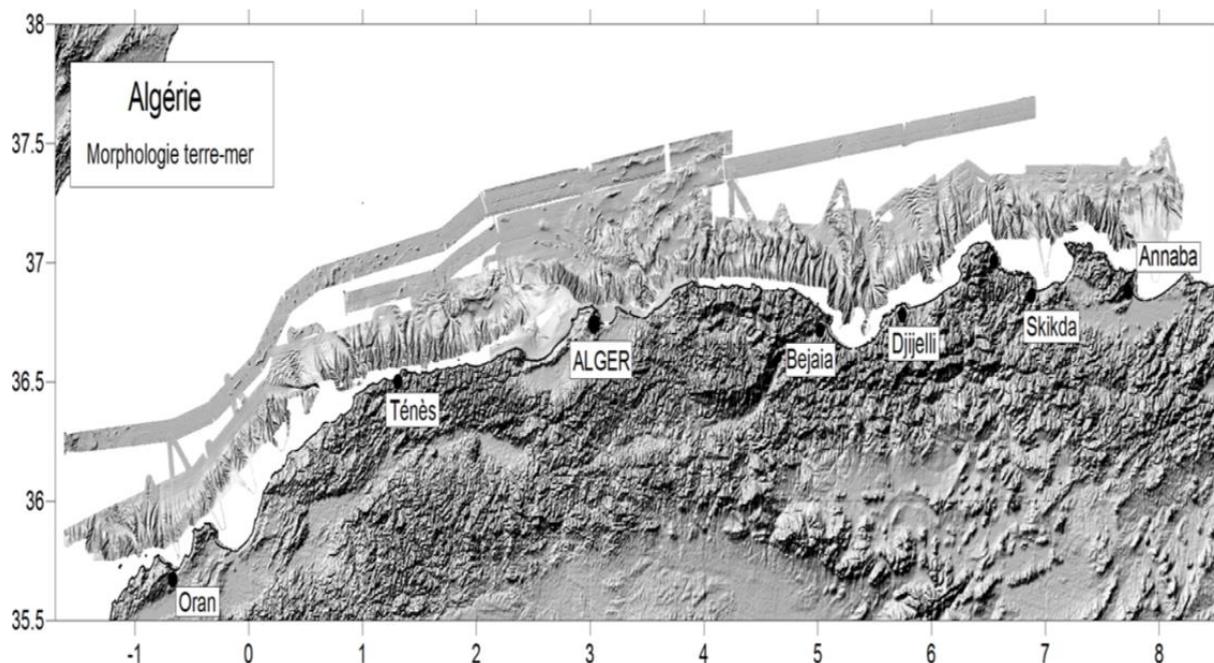


Figure I-02 Carte morpho-bathymétrique de la marge algérienne issue des données Maradja [Domizig 2006].

I.3.2- L'évolution de la Marge algérienne

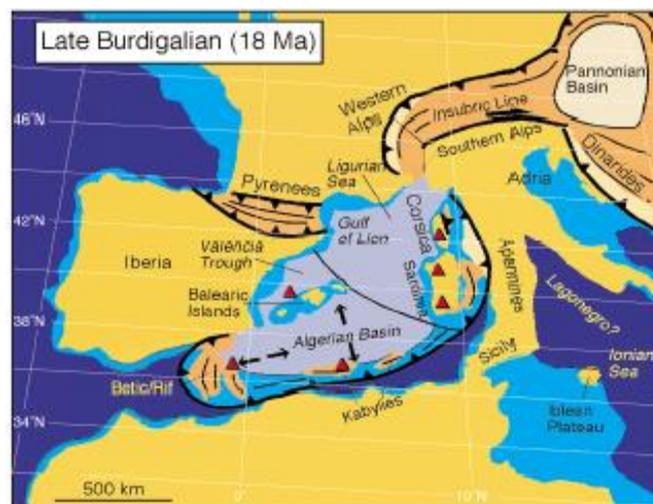
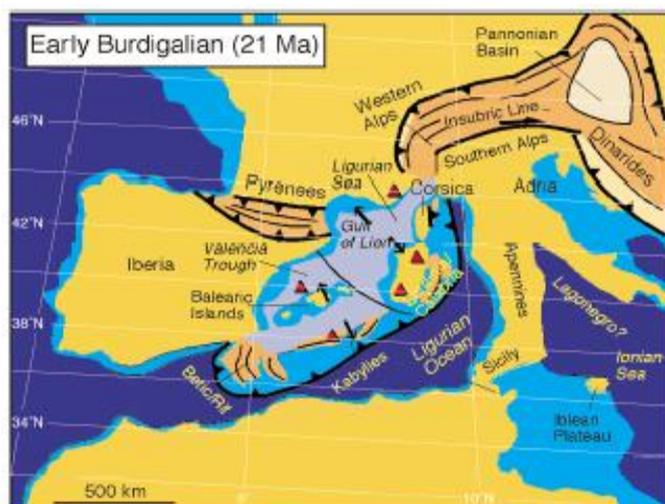
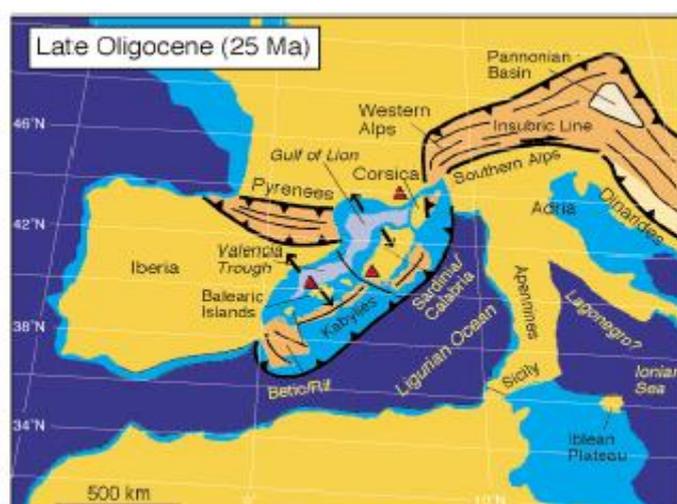
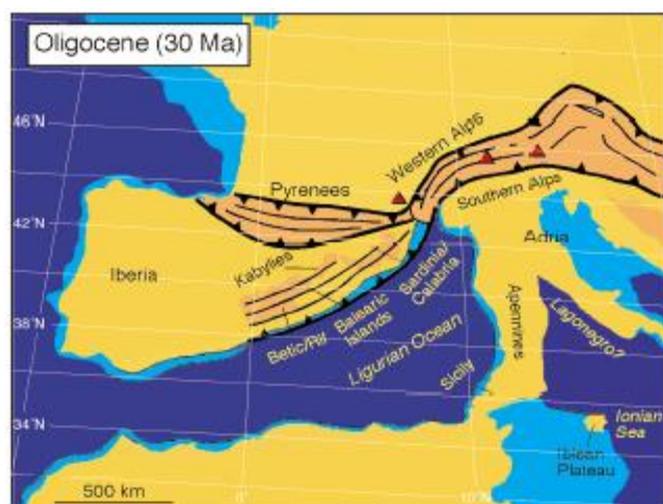
La formation de la marge continentale algérienne a été un sujet de débat malgré les nombreux travaux réalisés (voir Mauffret, 2004, 2007; Rosenbaum et al, 2002 ; Déverchère et al, 2005 ; Roure et al, 2012, Bouyahiaoui et al, 2015 ; in. Arab, 2016).

L'ouverture des bassins de la méditerranée occidentale a commencé au Trias par la fragmentation de la Pangée qui a conduit à l'ouverture de la Téthys entre le Gondwana et l'Eurasie, ce mouvement d'extension qui se poursuit durant le jurassique coïncide avec l'ouverture de l'Atlantique centrale provoquant ainsi un chevauchement latérale senestre entre les plaques ibérique et africaine (Roca et al. 2004 ; in. Domzig, 2006).

A partir du Crétacé supérieur, un changement de régime a affecté l'Afrique suite à l'ouverture de l'Atlantique sud, celle-ci migre vers le nord pour rentrer en convergence avec la plaque

eurasiatique, ce qui entraîne la formation des chaînes alpines autour de la méditerranée occidentale.

A la fin de l'Oligocène (voir la figure I-03), un prisme d'accrétion se développe entre les Kabylies et la marge africaine (Roca et al, 2004 ; in. Domzig, 2006). A l'arrière de la subduction de la Téthys, s'ouvre l'actuel bassin algérien et entraîne avec lui la dérive de domaine AlKaPeCa vers le Sud-Est (Vergés et Sabat, 1999, Mauffret et al, 2004, Frizon de Lamotte et al. 2000, Lonergan et White, 1997 ; in. Domzig, 2006). Et le processus de roll-back de la subduction de la Téthys provoqua la séparation d'AlKaPeCa de domaine Européen (Frizon de Lamotte et al, 1991, Frizon de Lamotte et al, 2000, Lonergan et White, 1997 ; In. Domzig, 2006). L'ouverture du bassin algérien se termina au moment où les Kabylies furent totalement accrétées à la plaque africaine, au Tortonien ((Roca et al, 2004 ; in. Badji, 2014).



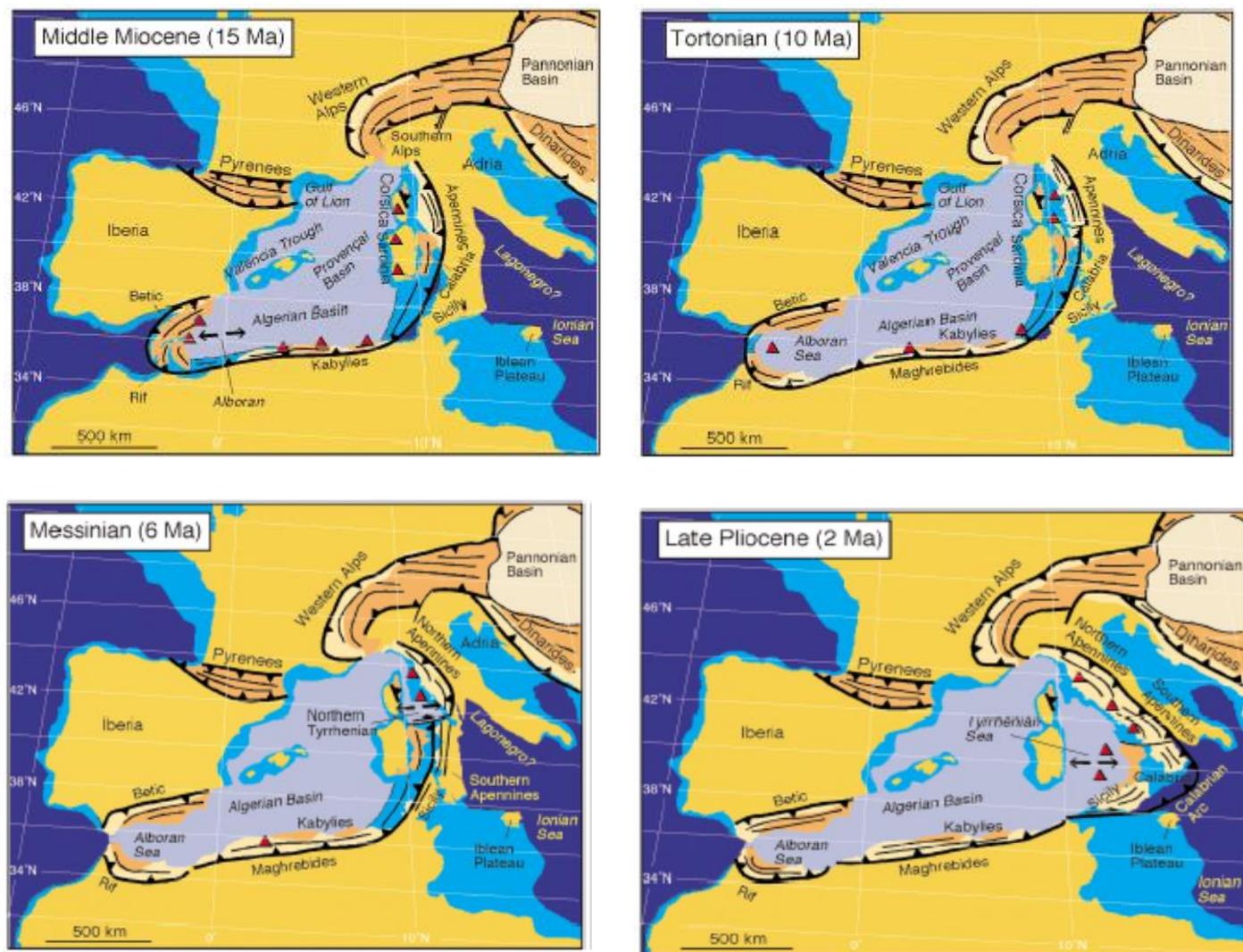


Figure I-03 : Reconstitution paléogéographique depuis l'Oligocène (Rosenbaum et al, 2002), en faveur du modèle subduction-extension arrière-arc.

Durant le Messénien, une reprise en compression N/S (voir la figure I-04) d'Alboran provoque le soulèvement de la région de Gibraltar (Duggen et al, 2004 ; in. Domzig, 2006). La méditerranée ainsi coupée de son approvisionnement en eau depuis l'Atlantique, s'évapore progressivement ce qui engendre d'importants dépôts d'évaporites, cet événement est nommé ' crise de salinité'

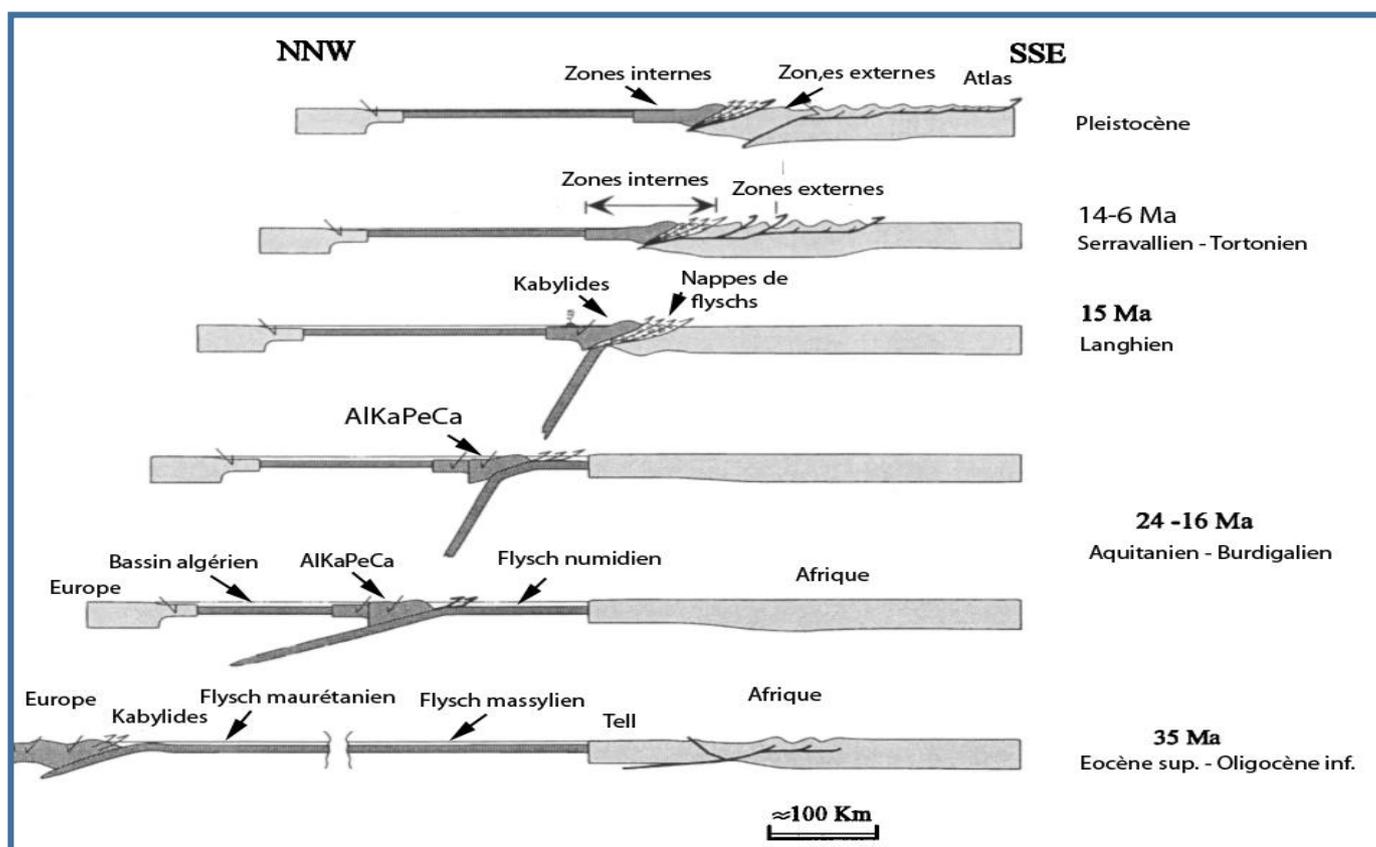


Figure I-04 : Scénario d'évolution de la Méditerranée occidentale sur un transept NNO-SSE allant des Baléares à la plate-forme Saharienne (Frison de Lamotte et al, 2000 ; in. Domzig, 2006).

La baisse du niveau marin fut responsable du creusement de nombreux canyons sur les pentes et la création de Gilbert deltas et ainsi le remodelage morphologique des marges méditerranéennes (Clauzon et Rubino, 1988 ; in. Domzig, 2006).

Les marges représentent quasiment les mêmes morphologies et dispositions depuis le Zancleen. La Marge algérienne subit toujours la compression découlant de la convergence Afrique-Europe.

I.4- La chaîne des Maghrébides

La figure I-05 montre que les Maghrébides appartiennent à l'orogène Alpin-périméditerranéen. Cet orogène s'étend sur plus de 2000 Km depuis l'arc de Gibraltar d'Ouest (en Espagne) jusqu'au Apennins (formant l'arc Calabro-Sicilien) à l'Est. Cet orogène affleure au Nord-africain dans le Rif marocain et le Tell en Algérie et en Tunisie.

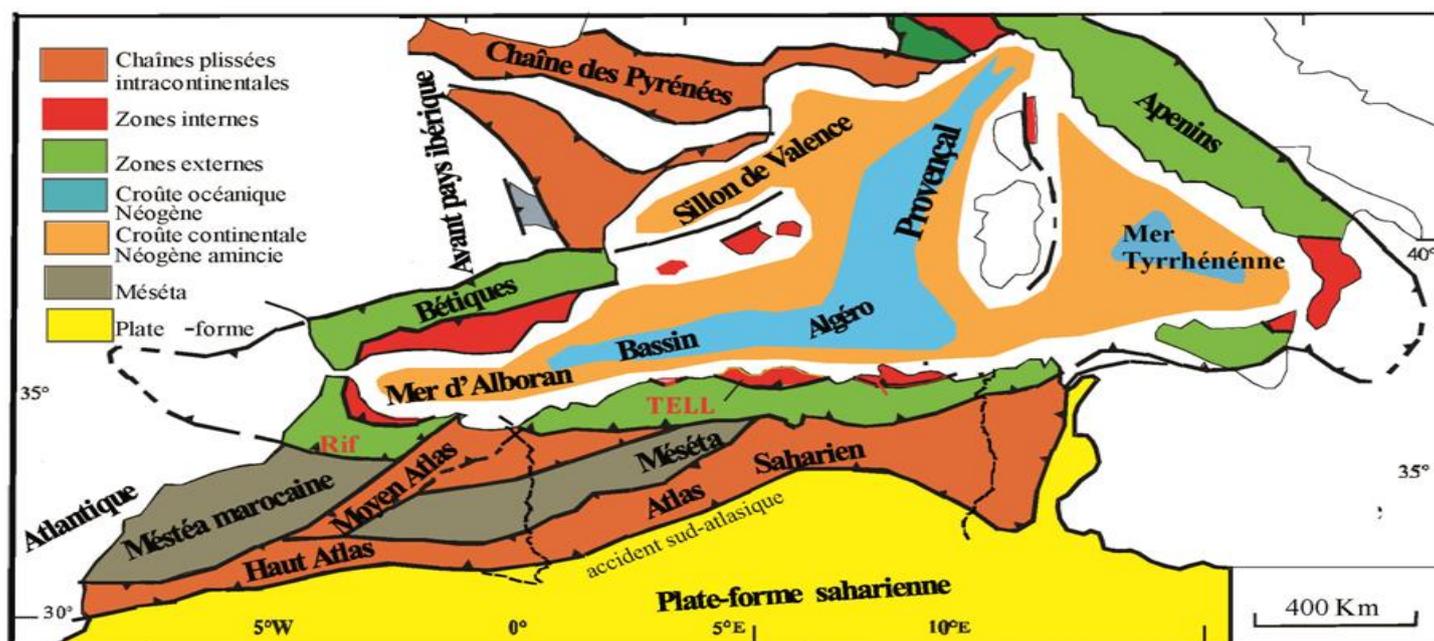


Figure I-05 : Les principaux ensembles structuraux du nord de l'Algérie et du pourtour de la méditerranée occidentale (Bracène, 2002 ; in. Badji, 2014).

En Algérie, les Maghrébides correspondent à un système orogénique qui borde au sud les bassins ouest méditerranéens. Ce système comprend trois zones tectono-paléogéographiques principales, du Nord au Sud, les zones internes, les nappes de flyschs et les zones externes (voir Figure I-06).

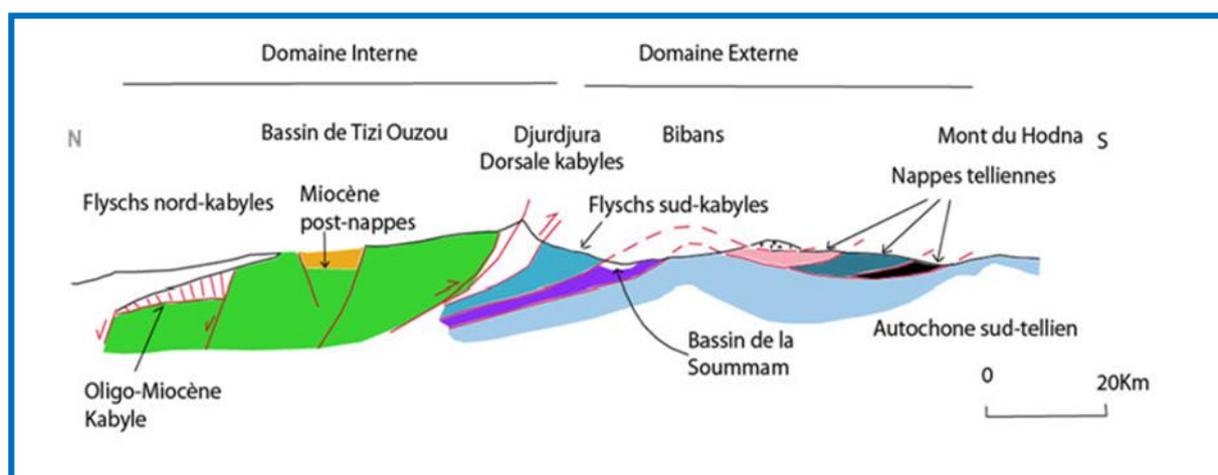


Figure I-06 : Coupe géologique Nord-Sud à travers le Tell algérien (Durand Delga, 1969, modifiée par Aite, 1994 ; in. Nedjari, 2016).

I.4.1- Zones externes

Correspondent à des formations allochtones, représentées par d'importantes séries méso-cénozoïques à dominante marno-calcaire ou gréseuse. Leur structure tectonique en nappes décollées de leur substratum triasique gypso-argileux montre leur charriage sur une centaine de km vers le Sud.

I.4.2- Domaine des flyschs

Ce sont des dépôts de mer profonde, mises en place par les courants de turbidités à partir de Crétacé dans l'ancien océan téthysien (Bouillin, 1986 ; in. Arab, 2016). Ces flyschs se présentent actuellement sous forme de nappes et affleurent dans les zones littorales sur environ de 800km.

(Bouillin, 1977 ; in. Arab, 2016), devise les flyschs en trois groupes selon leur position primitive : des flyschs mauritaniens ; flyschs massyliens et flyschs numidiens (voir Figure I-07).

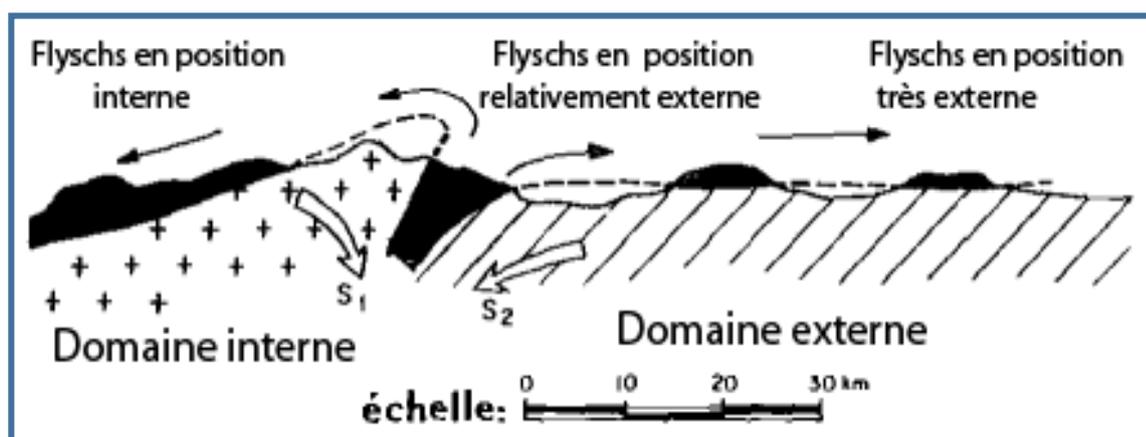


Figure I-07 : Position des nappes de flyschs par rapport aux unités de la chaîne des Maghrébides (d'après Aite, 1995).

I.4.3- Zones internes

La figure I-08 montre que les unités du domaine interne affleurent de l'Est à l'Ouest dans le massif Edough, la Petite Kabylie, la Grande Kabylie, et les massifs d'Alger, Chenoua et Cap Ténès. Ce domaine regroupe le socle cristallophyllien et sa couverture paléozoïque, la Dorsale Kabyle.

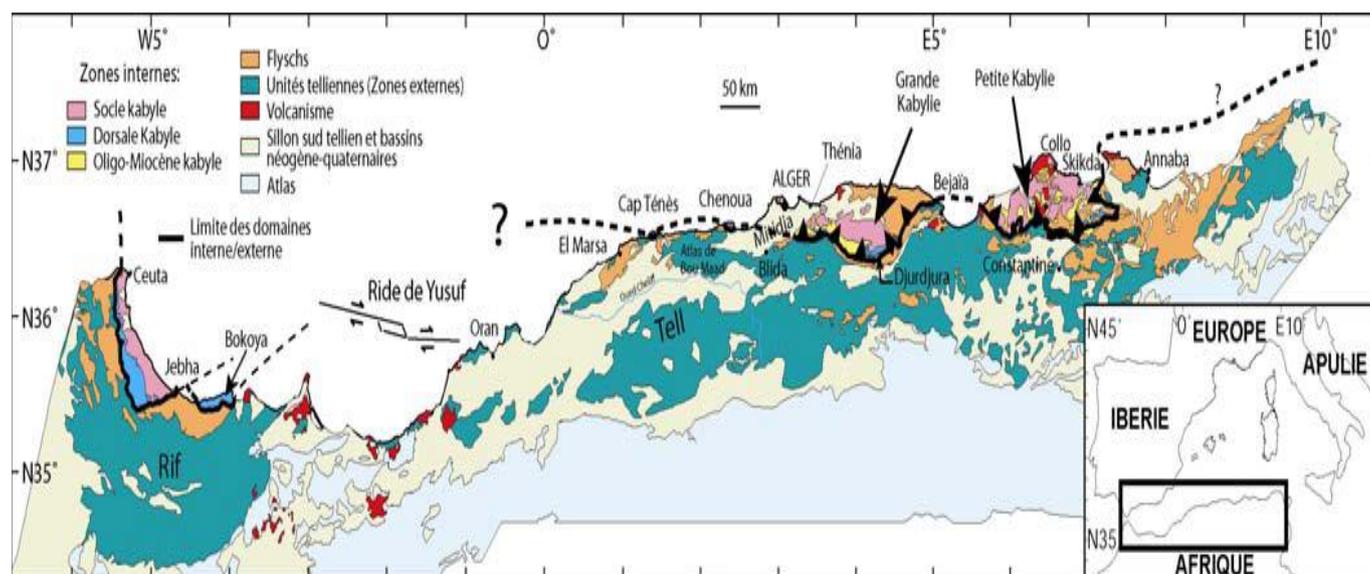


Figure I-08 : Position des différentes unités géologiques des zones internes (**Domzig et al, 2006**).

I.5- Les unités lithostratigraphiques de la Grande Kabylie

La Grande Kabylie se présente généralement par le bassin de Tizi Ouzou qui s'étend d'Ouest en Est sur 80 km de long et sur une largeur d'environ 20 km. La dépression de Tizi Ouzou, caractérisée par des affleurements de marnes du Miocène post nappe, est dominée par des reliefs formés par les djebels Sidi Ali Bounab et Aissa Mimoun qui correspondent à des affleurements de socle (Gneiss et schistes). Le Nord du bassin est limité par des reliefs moins vigoureux que forment les nappes de flyschs nord kabyle. 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.

I.5.1 - Socle Kabyle

Il présente les reliefs les plus étendus (**Raymond, 1976 ; Gélard, 1976 ; in. Arab, 2016**). Il affleure au niveau des massifs de Larebaa Nath Irathen (LNI), Ain El Hemmam, Mekla, Djbel Baloua et Sid Ali Bounab.

Dans le massif d'Ait Aissa Mimoun, le Socle Kabyle est couvert par une série sédimentaire paléozoïque d'âge Cambro-Ordovicien et Silurien selon (**Géry, 1981 ; Gélard, 1976 ; in. Arab, 2016**).

Gélard subdivise le Socle Kabyle en trois unités structurales superposées de bas en haut :

- 1- Un socle gneissique fortement métamorphique correspond à des migmatites et des gneiss oeillés.
- 2- Une série de schistes satinés (phyllades), faiblement métamorphiques ; il s'agit de sericitoschistes et chloritoschistes.
- 3- Des schistes argileux et silteux, localement fossilifères peu ou pas métamorphiques.

I.5.2- Dorsale Kabyle

Elle s'étend d'Ouest en Est sur environ de 50km de long avec une largeur qui n'accède pas 10km et une direction orographique ENE-OSO. Elle est formée par les massifs de Djurdjura (**Coutelle, 1979 ; in. Arab, 2016**) à l'Ouest et le massif de Chellata (**Gélard, 1979**) à l'Est. Elle affleure dans la bordure sud de Socle Kabyle.

Elle est caractérisée par des faciès carbonatés d'âge liasique à Eocène moyen. Cette chaîne est structurée en écaillés, qui correspond aux trois unités : la dorsale interne ; la dorsale médiane et la dorsale externe.

Chaque unité est caractérisée par une lithologie spécifique indiquant son paléoenvironnement. La Dorsale Kabyle présente des dépôts littoraux ou épicontinentaux, la dorsale médiane s'agit de dépôts marneux et plus profonds, et la dorsale externe montre souvent des radiolarites au sommet Dogger-Malm (**Bouillin, 1986 ; in. Arab, 2016**).

I.5.3- Flysch Mauritanien

Il a été défini dans le massif de Chellata (**Gélard, 1979**). Il est composé de deux séries qui sont flysch Guerrouch d'âge Crétacé inférieur (**Durand-Delga et Lambert, 1955 ; in. Arab, 2016**) et le flysch de Penthivière d'âge crétacé supérieur-Eocène (**Neumann et Vila, 1967 ; in. Arab, 2016**). Ce flysch représente une sédimentation turbiditique surtout gréseuse.

I.5.4- Flysch Massylien

Le flysch massylien comprend trois termes majeurs, un flysch pelitoquartzitique d'âge albo-optien, des phtanites cénomaniennes, et enfin, des flyschs à microbréchiques sénoniennes (**Gélard, 1979**).

I.5.5- Flysch Numidien

C'est un flysch d'âge qui va de l'Oligocène supérieur vers le Burdigalien inférieur. Il est décomposé essentiellement en trois unités : les argiles sous-numidiennes, les grés numidiens et les argiles supra-numidiennes (**Gélard, 1979**) (voir la figure I-09).

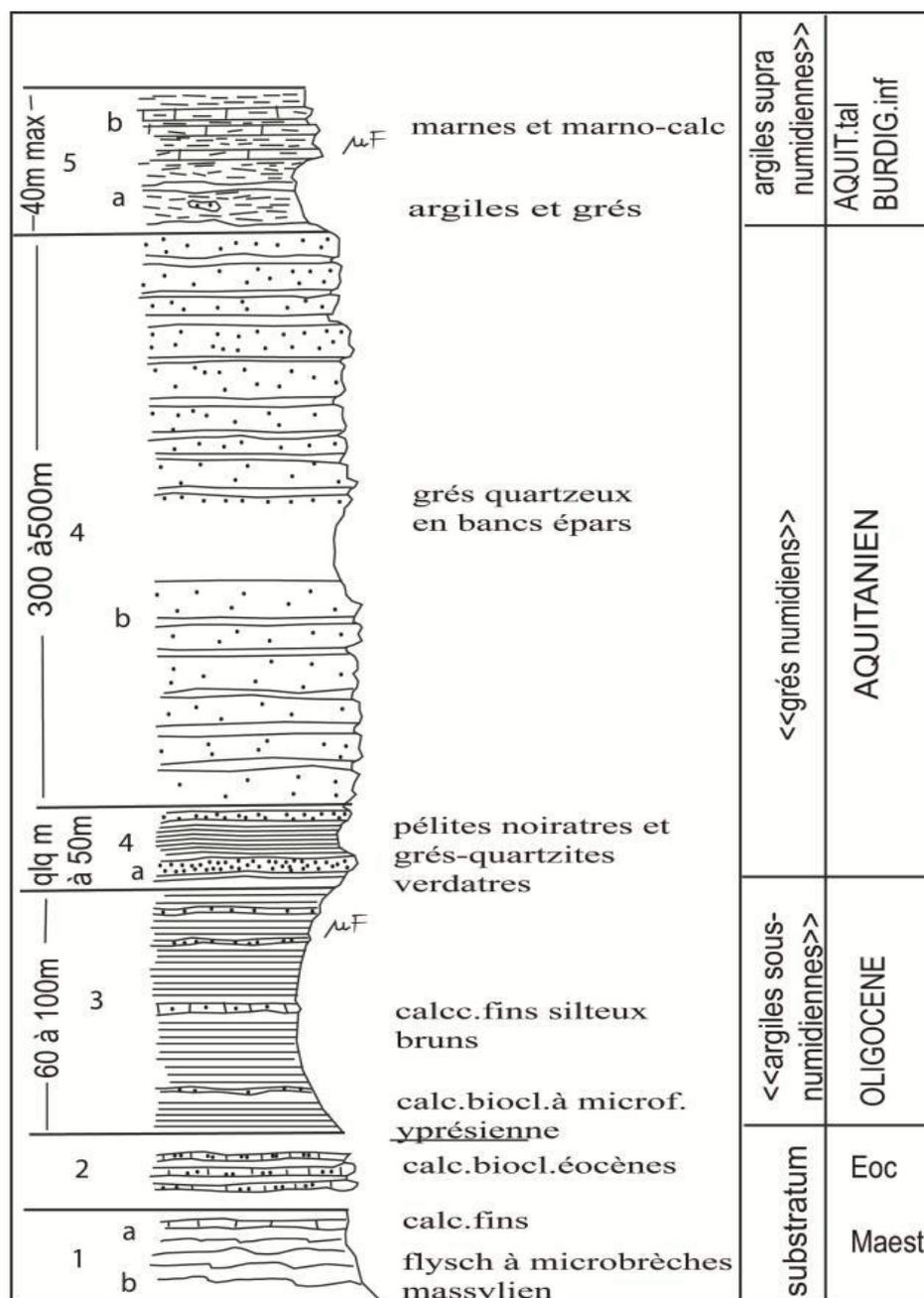


Figure I-09 : Colonne stratigraphique synthétique du Numidien de Grande Kabylie (**Gélard, 1979**)

I.5.6- Oligo-Miocène Kabyle

Il affleure en plusieurs endroits comme sur la route Azazga-Ain El Hemmam, Oued Khelili, Djemaa Mechelou et Ait Zellal. Il est daté de l'Oligocène supérieur à Burdigalien inférieur (**Gélard, 1979**). Les sédiments qui composent l'OMK, proviennent pour l'essentiel du Socle Kabyle (voir **Figure I-10**).

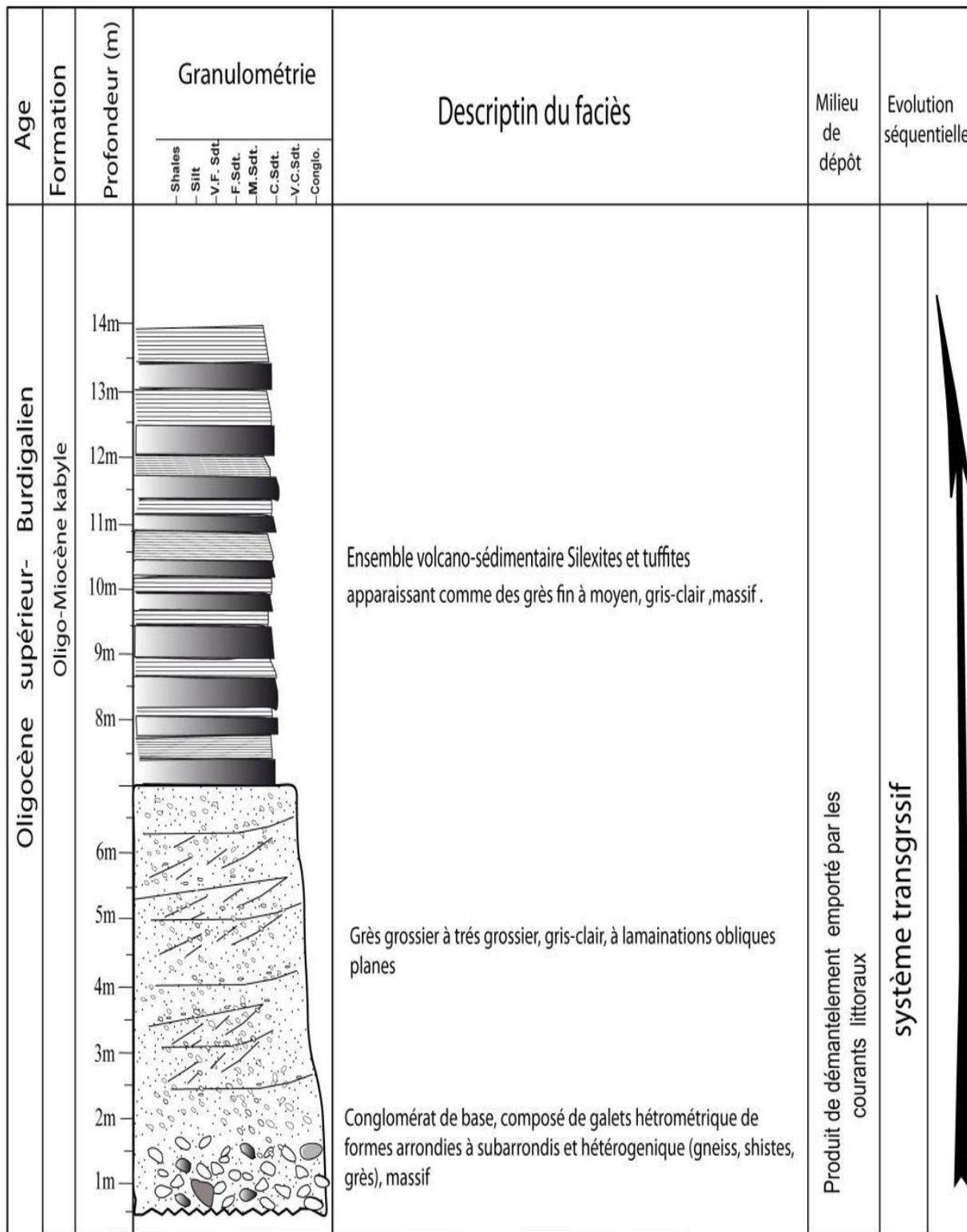


Figure I-10 : Coupe lithostratigraphique de l’Oligo-Miocène Kabyle dans la région de Tizi-n’Telata, route Tizi-Ouzou- Ouadhias (Arab, 2016).

I.5.7- Silexites

Elles correspondent à des grains très fins ; le plus souvent durs, sont formés de petits bancs argileux de 4 à 5 cm d'épaisseur.

Une partie de matériel des silexites est volcanique. Ces silexites sont datées de l'Aquitaniens à Burdigalien basal. Elles sont connues au toit de l'OMK et au sommet du Numidien (**Gélard, 1979**).

I.5.8- Olistostromes

Les Olistostromes sont des formations tectono-sédimentaires ou simplement gravitaires ; les premiers affleurements on les retrouve au sud-est d'Alger (**Tefiani, 1970 ; Bouillin et Raoult, 1971 ; in. Arab, 2016**) et dans le Constantinois (**Raymond, D, 1977 ; Arab, 2016**).

En Grande Kabylie ; il existe deux générations d'Olistostromes séparés par la mise en place des nappes de flyschs ultra telliennes. Un premier qui fait suite stratigraphiquement à l'Oligo-Miocène Kabyle est surmonté anormalement (contact tectonique anormal) par le flysch du haut Sébaou (**Raymond, 1976 ; Gélard, 1979**) et un second qui s'intercale entre ces flyschs et la série numidienne. Un troisième Olistostrome est mis en évidence qui semble résulter de la réunion des deux premiers. Leur âge est franchement Burdigalien (**Arab, 2016**).

I.5.9- Miocène de Tizi-Ouzou

La figure I-11 montre que le Miocène de Tizi-Ouzou est déposé après la mise en place des nappes au Nord de la Grande Kabylie, Il s'agit d'un vaste synclinorium qui s'étend sur près de 80 km d'ouest en est, son côté oriental atteint le méridien d'Azazga. Ce Miocène est affecté par des plis d'orientation N 70 (**Gélard, 1979**).

Le substratum paléozoïque, à la faveur des anticlinaux, réapparaît dans les massifs de Djebel Balloua, Ait Aissa Mimoun, Sidi Ali Bounab, Naciria et dans le petit anticlinal du Dra Karrouch (**Raymond, 1976**). Le Miocène post-orogénique est daté du Burdigalien supérieur dans la Grande Kabylie (**Aite and Gélard, 1997**) ; il comprend trois niveaux : un premier niveau conglomératique, une deuxième formation molassique grés-marneuse à Globigerinopides sicanus, G. trilobus et en fin une troisième formation marneuse comportant des fossiles tels que Praembulina glomerata, Orbulina Suturalis et rares Préobulines, Orbulines, Globorotalia Praeminardii et Globoquadrina. Les faciès de ces niveaux varient beaucoup au sein du bassin ainsi que leurs épaisseurs.

Ce Miocène repose soit sur les flyschs numidiens (dans la région d’Aghrib) soit sur des flyschs crétacés (ouest d’Azazga), soit sur l’Oligo-Miocène Kabyle (Djebel Aissa Mimoun) ou directement sur le socle (flanc nord de djebel Balloua et sud Sidi Ali Bounab) (**Gélard ,1979**)

Au centre actuel du bassin (à la hauteur de Taguersif, sur la route Azazga-Fréha) le Miocène post-nappe plonge vers le nord et supporte les grès numidiens. Cette observation témoigne de l’importance des phases compressives postérieures à la mise en place des nappes (**Gélard, 1979**).

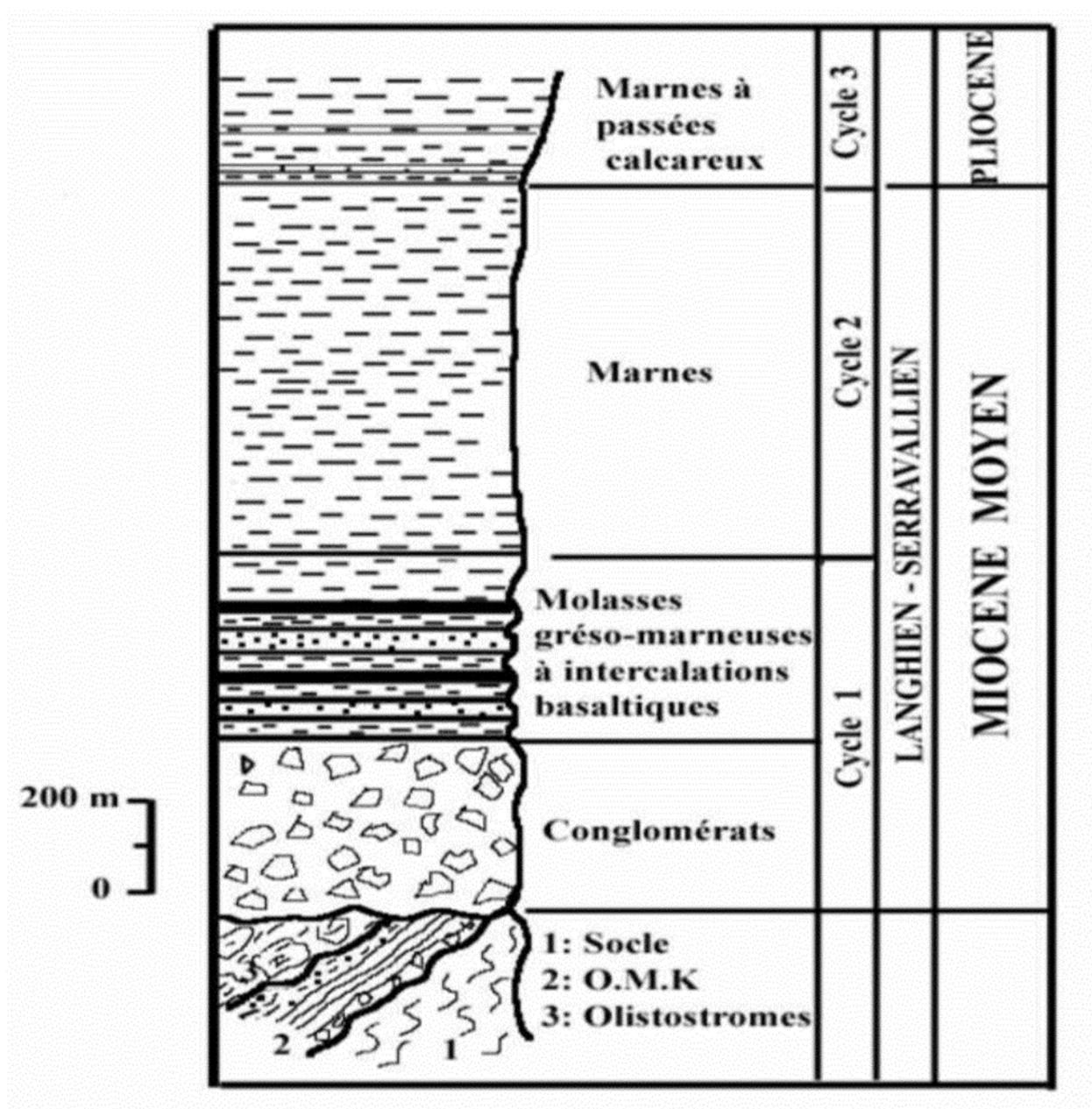


Figure I-11 : Colonne stratigraphique synthétique du Néogène post-nappes de Tizi Ouzou (**Aite, 1994**).

I.5.10- Plioquaternaire

Le passage au Pliocène est marqué par une transgression brutale, qui se manifeste par des dépôts transgressifs et discordant, un changement lithologique et paléo-environnemental (**Atif et al, 2008**).

Les formations quaternaires de la Grande Kabylie 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 (**Benhassain, 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. Ces terrasses présentent des épaisseurs variables pouvant atteindre cinquante mètres par endroit, elles constituent la majeure partie des reliefs du centre du bassin et culminent à des altitudes variables (5 à 300m).

Notons que les terrasses marines, situées en aval du bassin (bas Sébaou) vers l'embouchure de l'oued Sébaou, sont caractérisées par des dénivellations importantes allant de 140m (terrasses anciennes) à 500m d'altitude, ce sont des terrasses formées par des alternances de grès rouge, de sables grossiers, graviers, de sables fins, de gravillons...

Notons enfin, que ces terrasses sont d'âge villafranchien (Quaternaire ancien, moyen et récent). (**Benhassain, 1980**) met en évidence deux types de Villafranchien.

Un Villafranchien inférieur qui comprend quelques termes du Tertiaire supérieur (Pliocène) et un villafranchien supérieur, ce sont des formations qui jalonnent le piémont Nord du massif du socle de la Grande Kabylie, et masque parfois le passage structural aux marnes du Miocène post nappes du bassin de Tizi-Ouzou. Leur altitude d'affleurement est très variable et semble indiquer qu'elles ont remblayé une topographie déjà différenciée, elles ont été déformées par une tectonique tardive d'où la présence de faciès bréchiqes, et grossier du Villafranchien supérieur.

Conclusion

Il est admis, aujourd'hui, que la chaîne des Maghrébides faisait autrefois partie d'un microcontinent appelé AlKaPeCa (Alboran, Kabylie, Paloritain et Calabre) qui sont les différents massifs internes de l'orogène périméditerranéen qui appartenait à la marge européenne. La Dorsale Kabyle constituait la marge méridionale et le talus continental de ce bloc. Les Flyschs sont déposés dans l'ancien océan téthysien. Les flyschs mauritaniens sont déposés au pied de la Dorsale Kabyle et sont alimentés par les zones internes ; les flyschs

massyliens sont déposés au pied de la marge africaine alimentés par les zones externes. Les nappes telliennes sont des formations allochtones qui correspondent à la couverture sédimentaire qui s'est déposée sur la marge nord de la plaque africaine. Le Miocène de Tizi Ouzou, s'est déposé après la mise en place des nappes au nord de la Grande Kabylie et c'est à partir du Miocène supérieur (Messénien) que l'Afrique subit une migration vers le nord-ouest. Une tectonique compressive est enregistrée par les dépôts miocènes (Miocène moyen et inférieur) qui affleurent le long des bordures du bassin de Tizi Ouzou. L'héritage de cette tectonique s'identifie par des plis et des failles. Les dépôts quaternaires structurés en terrasses marines et alluviales ; portent eux aussi l'empreinte d'une tectonique compressive synsédimentaire. A cet effet, nos travaux de terrain vont porter sur les dépôts plioquaternaires de la Grande Kabylie et nous focaliserons sur ceux présents dans le bassin de Tizi Ouzou. Nous allons travailler sur les terrasses alluviales présentes sur les rives du cours d'eau des Ait Ouacifs et sur les terrasses marines du littoral de la localité d'Azeffoun.

Deuxième chapitre :
Contexte
sismotectonique de la
Grande Kabylie

II.1- Cadre sismotectonique

Depuis, le Miocène moyen la convergence des plaques Afrique et Eurasie continue avec un taux actuel de raccourcissement de 5 mm/an. La déformation tectonique est l'expression de cette convergence.

La tectonique active est enregistrée dans le Tell qui est une zone frontière entre les deux plaques africaine et eurasiatique. Elle a affecté les dépôts miocènes et la couverture plio-quaternaire qui se situent le long des bordures des bassins néogènes qui longent la côte. Cette activité tectonique se traduit par des structures plicatives et parfois cassantes orientées NE-SW à NNE-SSW (Yelles-Chaouche et al, 2006).

II.1.1- Sismicité historique

Le nord algérien est considéré comme une zone sismiquement active. L'Algérie a connu des séismes de fortes magnitudes au cours de son histoire (voir la figure II-01).

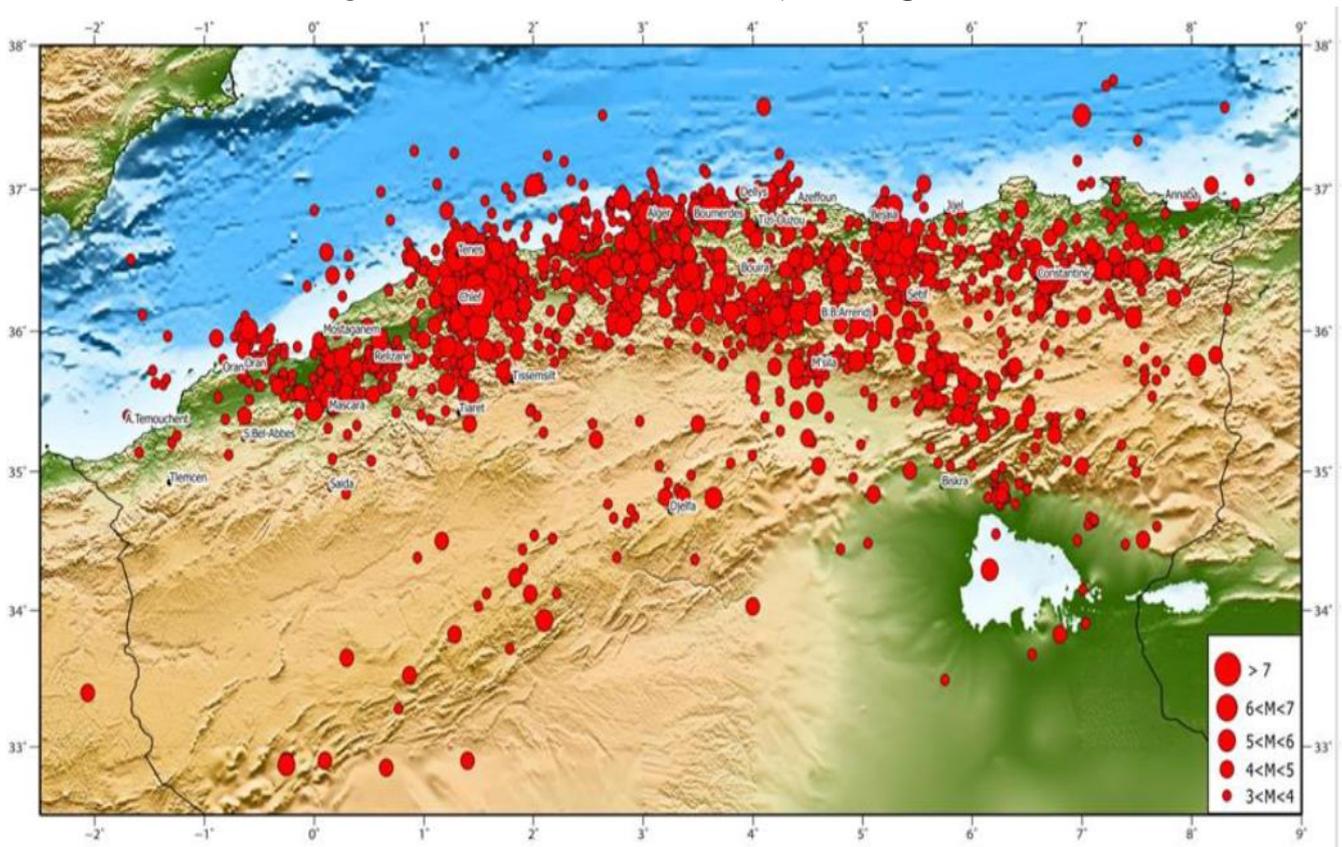


Figure II-01 : Sismicité du Nord de l'Algérie 1900-2016 ($M > 3$ source, CRAAG). **Chafik Aidi, 2020.**

Basant sur l'analyse des données de la sismicité historique du nord algérien, on constate que la Grande Kabylie est une zone asismique (voir la figure II-02). Elle a connu des séismes de faibles magnitudes mais parfois modérés.

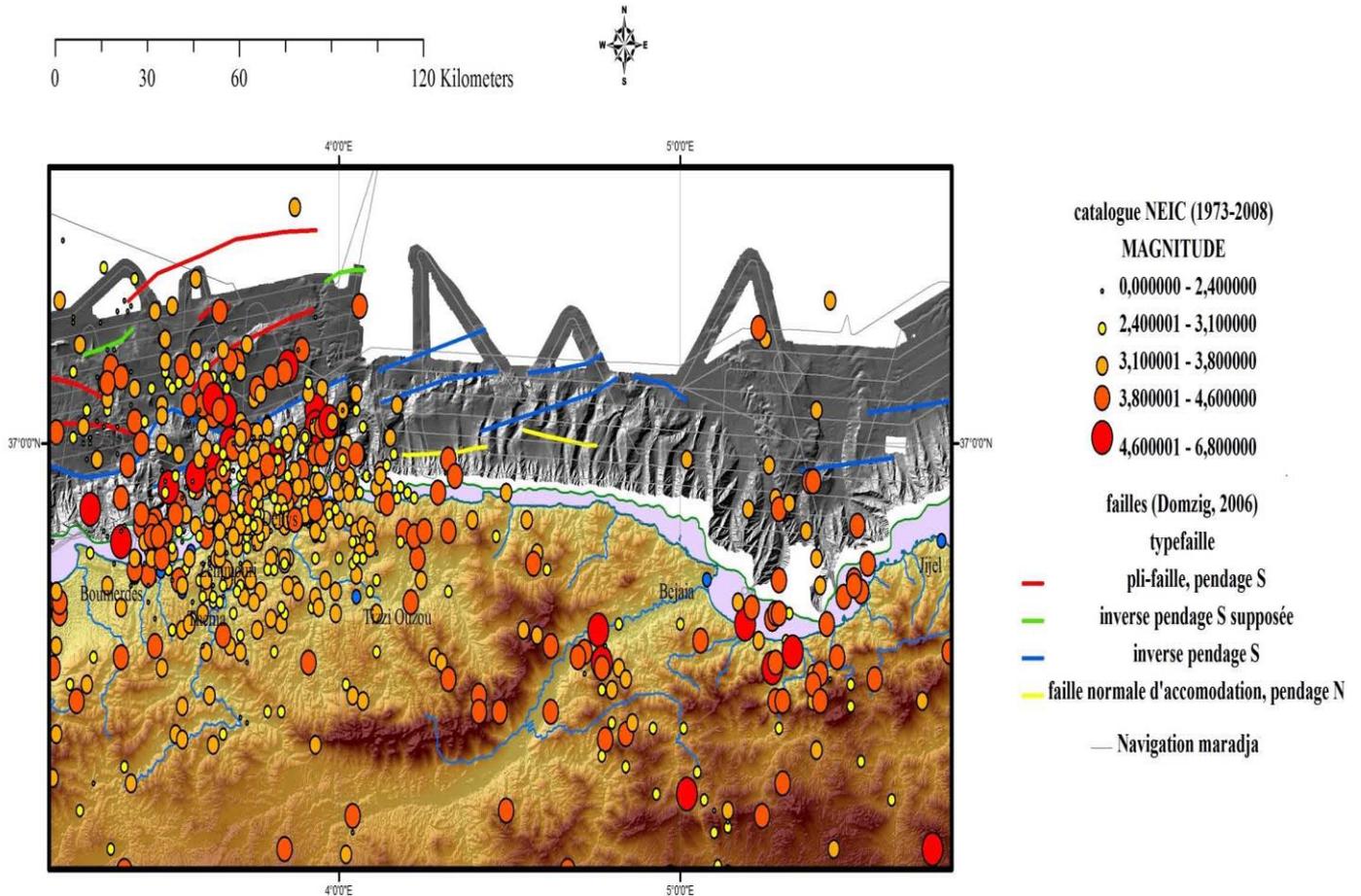


Figure II.02 : Localisation des séismes de 1973 à 2008, catalogue du NEIC (Thomas, 2010).

II.1.2- Indices de l'inversion tectonique dans le segment de la Grande Kabylie

L'activité sismique en Algérie est engendrée par des failles actives, dont quelques-unes ont été décrites sur terre (Meghraoui, 1988 ; Boudiaf, 1996 ; Boudiaf et al, 1998 ; Yelles-Chaouche et al, 2006 ; Guemache et al, 2010 ; in. Guemache, 2010) et d'autres, récemment, en mer ((compagnie MARADJA ; Déverchère et al, 2005 ; Domzig, 2006 ; Domzig et al, 2006 ; Yelles-Chaouche et al, 2009), in. Guemache, 2010). La tectonique active ne s'exprime pas uniquement par des failles mais aussi par divers structures qui sont elles aussi étudiées et

décrites par plusieurs auteurs en tant qu'indices de la reprise en compression de la Marge algérienne.

II.1.2.1-En mer

a- Structures néotectoniques

En mer, des structures néotectoniques ont été décrites par (**Domzig, 2006**), elles sont globalement orientées E-O à NE-SO, perpendiculairement au champ de contraintes actuel. L'interprétation des profils sismiques par le même auteur a permis leur identification précise. Il s'agit d'une série de failles inverses E-O et NE-SO de plis asymétriques, de failles normales, des bassins en Piggy-back (un bassin qui se crée en contexte compressif délimité par des failles inverses) et de rollovers et d'anticlinaux de grande longueur d'onde ; sans nier le remplissage en éventail des bassins qu'on peut attribuer à la probable inversion de la marge.

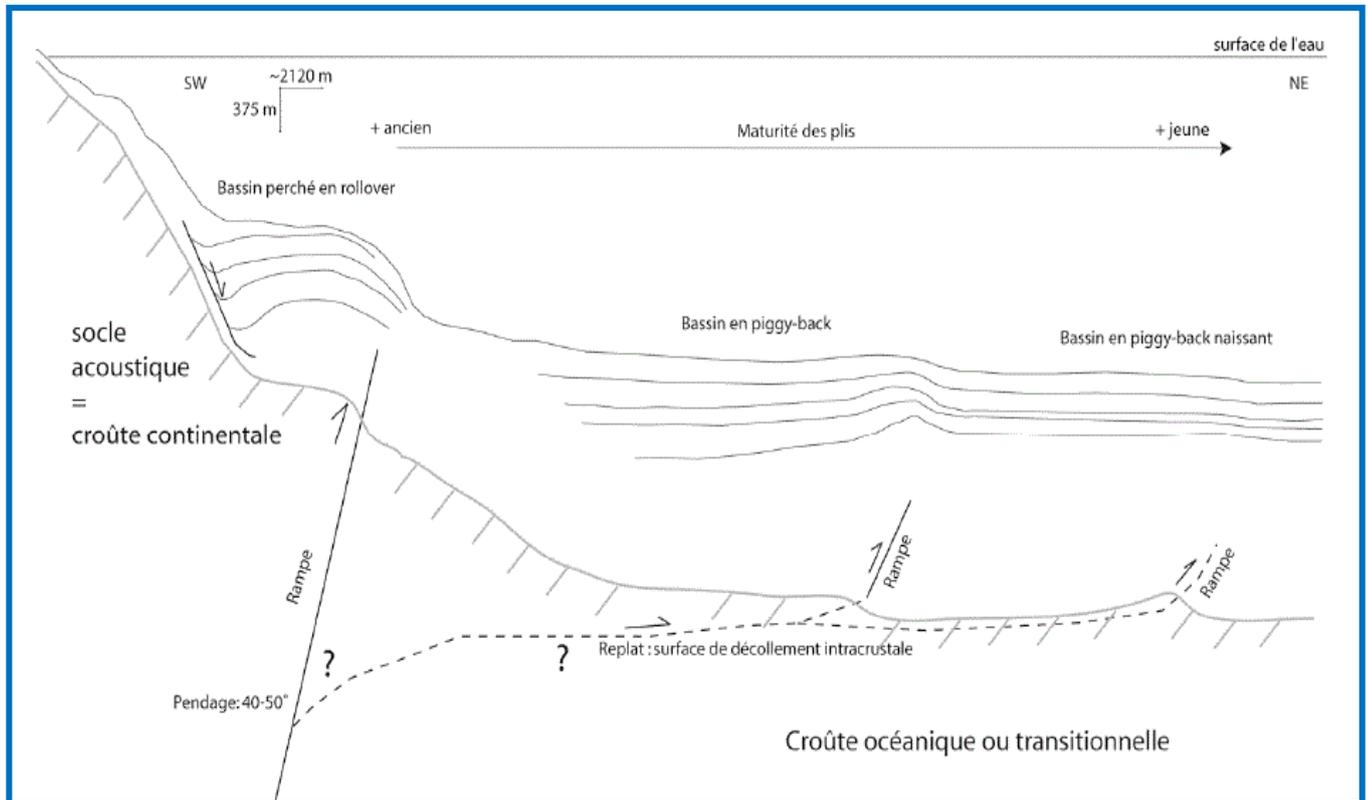


Figure II-03 : Schéma structural proposé de la marge centre-est algérienne (**Domzig, 2006**).

On distingue un bassin perché en rollover sur la pente, et dans le bassin un ou plusieurs bassins en piggy- plus ou moins développés suivant le ratio vitesse de glissement sur la faille/ vitesse de sédimentation, mais aussi suivant leur début de formation plus ou moins récent. Il est proposé que les rampes au large soient enracinées sur des replats, qui sont reliés en amont avec la faille

principale en pied de pente. Il n'existe cependant pour l'instant pas de contraintes sur la profondeur du replat, ni sur la géométrie des failles en profondeur.

Nous nous intéressons au profil 75 (voir la figure 05) réalisé dans le large de la Grande Kabylie (entre Dellys et Bejaia), qui est un bon exemple illustrant les deux styles de structures inverses actives dans cette région. Globalement, on retrouve le même style tectonique qu'à l'ouest, dans la région de Boumerdès, c'est-à-dire un bassin perché près de la pente contrôlé par une faille inverse à pendage sud qui entraîne un basculement des séries avec la création d'un bassin en rollover limité près de la pente par une faille normale d'accommodation. Plus au nord, à 7-8 km de cette faille inverse, nous distinguons un petit pli très faiblement exprimé, ce qui pourrait être un critère pour un début de fonctionnement très tardif ou bien pour des taux très faibles de déformation à ce niveau de la structure. En effet, nous nous trouvons à l'extrémité de la faille de Boumerdès (Déverchère et al, 2005), peut-être sur un autre segment plus oriental de cette faille, et il serait logique que la déformation s'atténue aux extrémités de la structure et qu'elle soit prise en relais par d'autres structures : ici en l'occurrence, la faille du bassin perché, plus près de la pente.

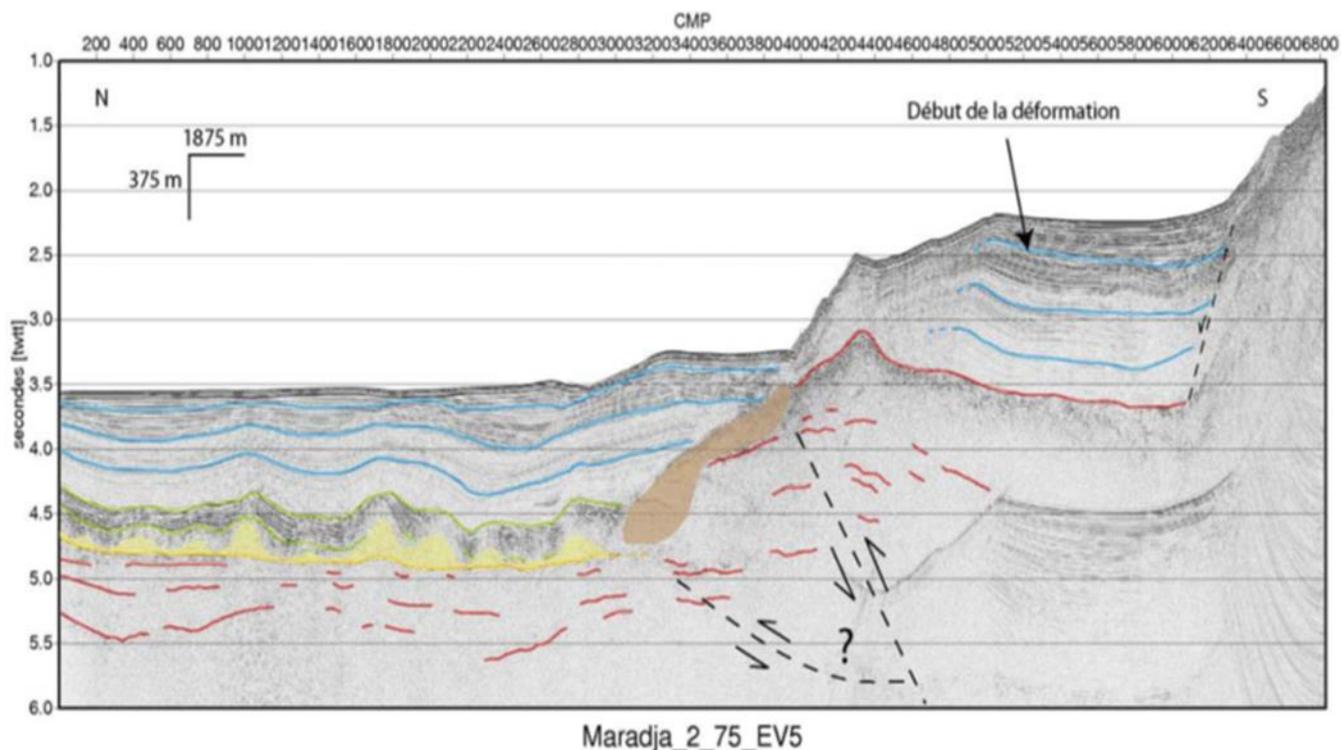


Figure II-04: Profil sismique 24-traces perpendiculaire à la marge, au large de la Grande Kabylie (Domzig, 2006). En rouge : socle acoustique ou dépôts sédimentaires infra-salifères, orange : base du sel, jaune : sel messinien, vert : évaporites supérieures, marron : corps détritiques possiblement liés à la crise de salinité messinienne, bleu : sédiments plio-

quaternaire. Le réflecteur séparant les dépôts antétectoniques des dépôts syntectoniques et en éventail est indiqué par une flèche.

b- Tectonique Salifère

Le bassin nord algérien, comme l'ensemble de la méditerranée a subi un épisode de très bas niveau marin (crise messinienne, 5.9-5.33Ma) dû à la fermeture de détroit de Gibraltar au cours duquel s'est déposé une couche de sel de plusieurs dizaine et plusieurs de centaine de mètres d'épaisseur. Ces couches ont subi une déformation typique (tectonique salifère), formant des diapirs et des dômes de sel au large du bassin algérien comme sous le nom MU (mobil unit). La base des sels qui constitue la discordance messinienne est parfaitement reconnaissable sur les profils sismiques réalisés dans le bassin algéro-provençal.

Dans un bassin évaporitique soumis à des contraintes compressives, la couverture sédimentaire en se plissant absorbe les effets de cette contrainte, le sel sous-jacent incompressible agit plutôt comme une couche de décollement qui favorise le chevauchement voire même le charriage de plusieurs panneaux.

Ce mécanisme produira des hétérogénéités dans la couverture sédimentaire qui facilitera la croissance de diapirs et de structures salifères particulières tels que les anticlinaux. L'ensemble étant créé par les effets de la compression.

Des anticlinaux sont formés au niveau de bassin profond dans l'offshore de Boumerdes- Dellys suite à la tectonique salifère. Les sels messiniens, sous l'effet de la compression N-S, sont remontés en perçant les formations sus-jacentes formant ainsi des dômes de sel et des structures plissées. Par contre, au large de la Grande Kabylie, la tectonique salifère semble très peu exprimée. Cela peut signifier que les volumes de sel déposés initialement furent moindres, ou bien que le sel a flué hors de notre zone d'étude

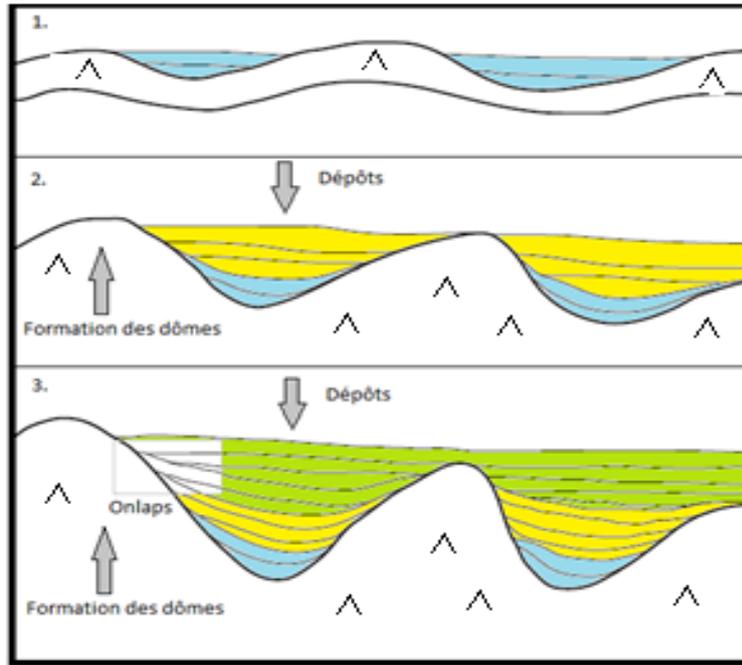


Figure II-05 : modèles de dépôts accompagnant la croissance des dômes de sel (Thomas, 2010). (les couleurs représentées, sont placées arbitrairement pour faciliter la lecture entre chaque étape).

Étape 1. Fluage du sel, légère déformation, remplissage des dépressions par des dépôts.

Étape 2. Croissance des dômes, progressivement les premiers dépôts se déforment et de nouveaux apports remplissent les dépressions.

Étape 3. La croissance des dépôts forme à certains endroits ce que l'on appelle en stratigraphie sismique des onlaps (rectangle gris).

Les principaux indices permettant de déterminer l'âge de la déformation salifère sont les relations géométriques entre les unités et les réflecteurs soulignant les couches qui les composent. Les onlaps et la structure anisopaque des niveaux déformés syntectoniquement restent des indices majeurs. En comparant alors les déformations liées au sel sur différents profils (Mdj2-75), on a pu mettre en évidence un diachronisme possible de la tectonique salifère entre l'Est et l'Ouest du segment Kabyle, Celle-ci semble plus précoce à l'Est et majoritairement contemporaine du dépôt des évaporites supérieures, tandis qu'elle serait principalement Plioquaternaire vers l'Ouest.

II.1.2.2- Sur Terre

Dans la Grande Kabylie, l'activité tectonique se matérialise par les failles et les plis affectant le Miocène poste-nappes de Tizi-Ouzou. Nous résumons ici les principaux accidents dans les paragraphes suivants :

Gélard (1979) et **Raymond (1976)** ont mis en évidence trois accidents tectoniques majeurs orientés N110 à N140. Ces accidents qui marquent nettement la topographie sont d'Est en Ouest les failles de Sidi Aich-Kiria (SAK), Dellys-Larbaa Nath Irathen (FDL) et Djenet-Tizi Ouzou (FDTO).

Raymond, 1976 a identifié une succession d'anticlinaux et synclinaux dans le bassin de Tizi-Ouzou affectant le Miocène poste-nappes et montre des déversements vers le Sud, ainsi que des accidents récents orientés ENE-WSW (N70).

Dans la région de Takdemt et au Dellys, le même auteur note la présence de quatre plis redressés orientés ENE-WSW déversés vers le nord et affectant le Miocène. Ces plis sont recoupés par des accidents décrochants orientés NW-SE (N140°).

Aïte (1994), suite à une analyse structurale de la Grande Kabylie, a mis en évidence des accidents tectoniques montrant toutes sortes de jeux de failles normales, inverses et décrochantes. Les sites que nous allons aborder sont :

Au niveau de Draa Kerrouch, situé au NE de Tademaït, des failles inverses pures orientées N70° ont été mises en évidence. Des microdécrochements dextres et senestres associés à des failles inverses héritées.

A Kaf el Ogab, situé également au NE de Tademaït, les microfailles inverses orientées N80° sont dues à des glissements bancs sur bancs suite aux flexions subies qui sont la conséquence des plissements, des microdécrochements dextres proches de N30° et des senestres proches de N80° recoupent l'ensemble de la fracturation.

A Sidi Ali Bounab, il montre des failles inverses pures orientées N40° à N70° et des failles normales avec des composantes senestres orientées N12 à N70.

La structure tectonique la plus évidente de la région de Thenia-Boumerdes est la faille de Thénia. Cette dernière se situe à la terminaison orientale du bassin de la Mitidja. De direction N120°, elle met en contact les niveaux marneux du Miocène et du Pliocène avec le massif de granodiorite de Thénia d'âge miocène. Le contact rectiligne, peut se suivre sur 8 km environ; il

est particulièrement bien marqué au niveau du massif, là où les reliefs sont les plus importants. Son prolongement vers l'Ouest, en direction du Cap Matifou, est marqué par un escarpement plio-quaternaire rectiligne. Ce dernier forme un plateau surélevé de 60 m environ d'altitude qui domine au Sud la plaine de la Mitidja. Ce plateau de 2 km de large et 7 km de long est formé de marnes pliocènes recouvertes par des dunes de sable quaternaire (**Boudiaf, 1996**).

À l'extrémité Est du bassin de la Mitidja, la faille d'Isser- Bouira est le lieu de fréquents séismes. Cette faille, de direction NNW–SSE, à rejeu dextre, constitue un accident actif, permettant le transfert de la déformation du bassin de la Mitidja au domaine Kabyle. Dans cette région, la déformation active s'exprime le long de deux failles Est-Ouest, de Draa El Kremis à Oued Tamarir, expression de la rupture de pente de la bordure sud des massifs Kabyles et du chevauchement sur la vallée Soummam (**Boudiaf, 1996**).

L'image de Google Earth interprétée par (**Machane, 2009**) montre une rupture de pente située sur le bord sud de bassin post-nappes de Tizi-Ouzou. Il s'agit probablement d'un accident néotectonique orienté ENE-WSW.

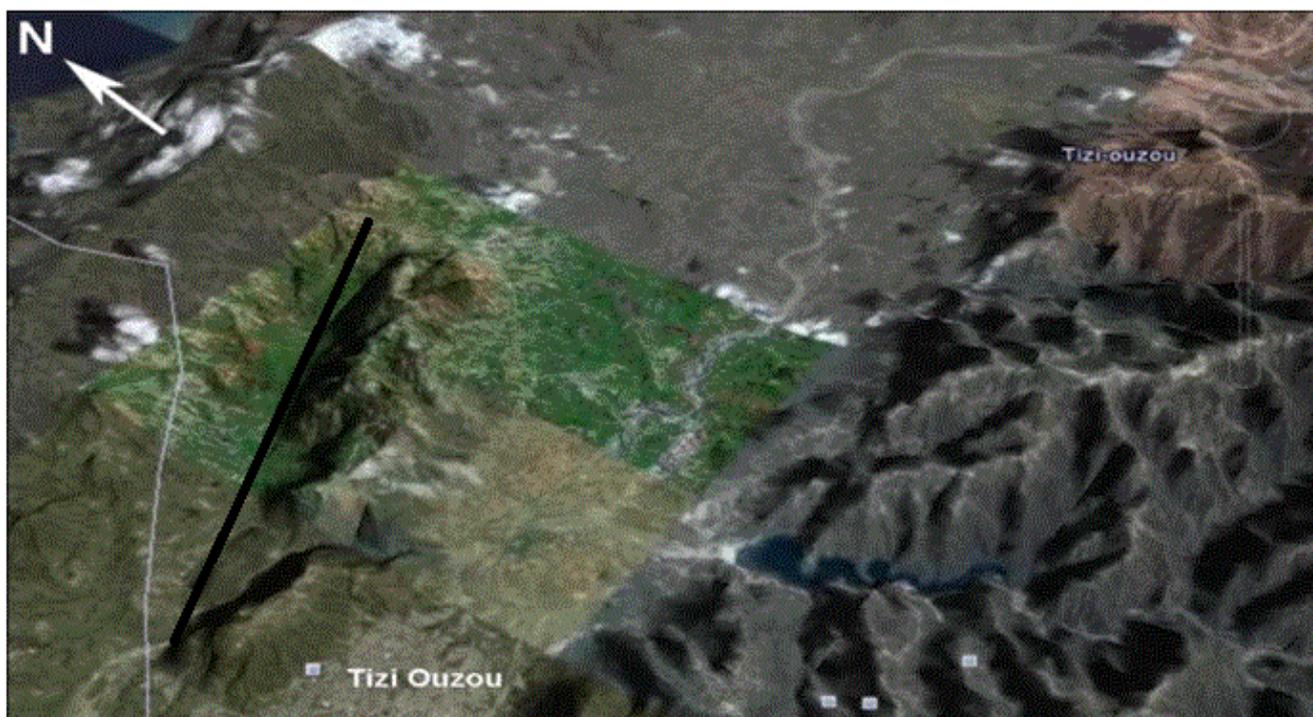


Figure II.06 : Image montrant l'escarpement orienté ENE-WSW du bassin néogène post-nappes de Tizi-Ouzou (**Machane, 2009**).

On note aussi une double vergence des structures cassantes mise en évidence par Medaouri dans la région de Bejaia.

La région de Bejaia est formée d'unités structurales comprenant, un socle cristallophyllien (Schistes à séricite, Quartzites, Cipolins et pegmatites) et des formations sédimentaires composées du Jurassique, de flyschs crétacés et tertiaires respectivement massyliens, mauritaniens et numidiens, du Miocène et du Plio-Quaternaire. Plusieurs contacts anormaux soulignent les grandes structures plissées et sont en majorité à regard Nord, chevauchants, avec une composante latérale dextre, délimitant des lanières d'échelle cartographique. Des failles normales à regard Nord se développent parfois à l'arrière des chevauchements induisant l'affaissement de la partie Nord. Des décrochements senestres à composante normale affectent tardivement l'ensemble des structures. La double vergence (N-S) est nettement visible dans la région comprise entre Cap Carbone et Aiguades (**coupe n°1, figure II.07**). Cette topographie est liée en partie à l'inversion de la marge.

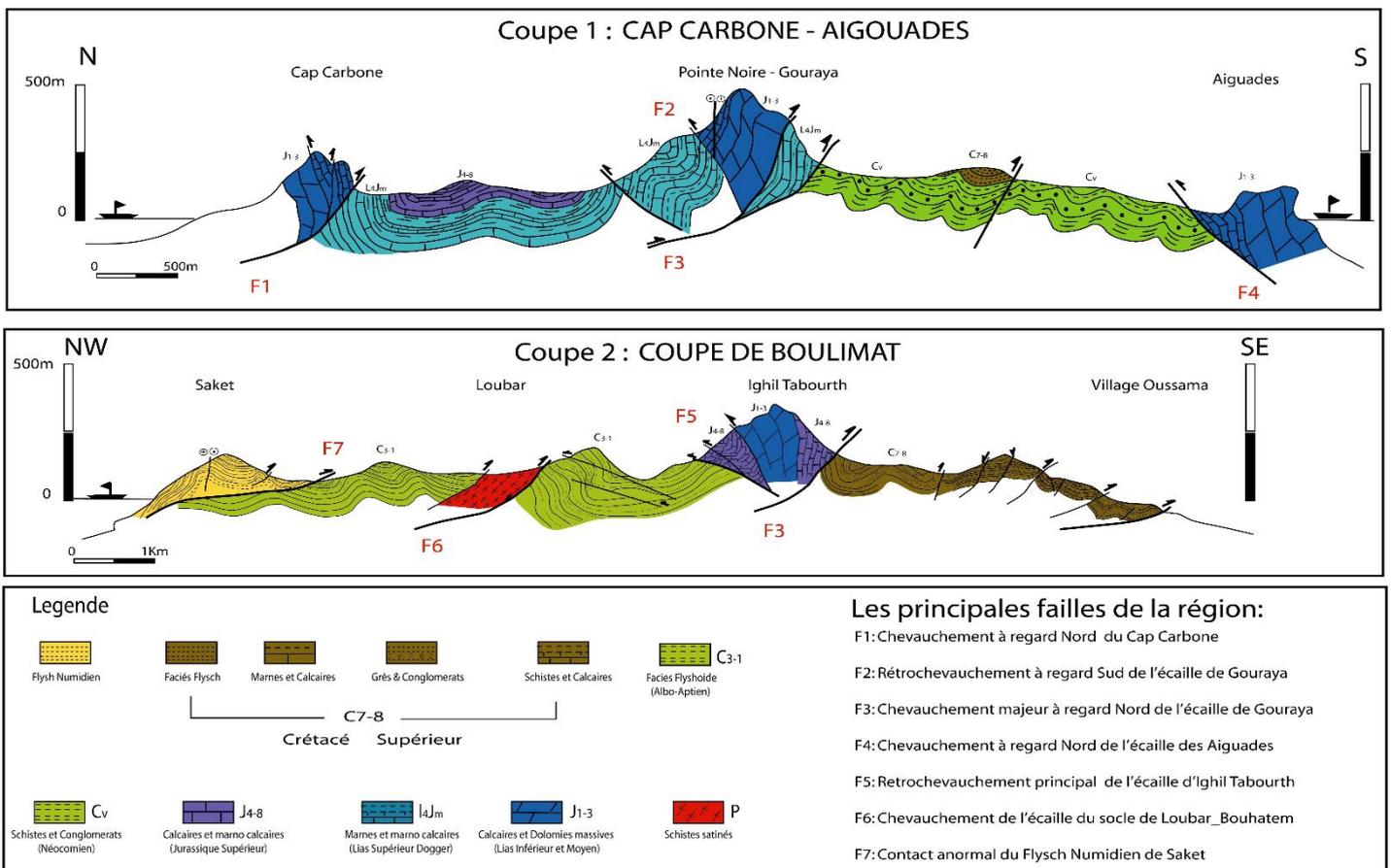


Figure II.07 : Coupes géologiques montrant la double vergence dans la région de Bejaia (Medaouri, 2012)

II.2- Phases tectoniques affectant la Grande Kabylie

II.2.1- Historique des travaux

L'architecture actuelle des bassins néogènes qui longent la côte algérienne est due à l'ensemble des phases tectoniques affectant les séries sédimentaires miocènes et la couverture plioquaternaire.

Ces événements tectoniques ont été un sujet de recherche pour certains auteurs dont **Meghraoui, 1982** qui a étudié la structuration du bassin de Chélif comme un exemple et **Aite, 1994** qui a fait une étude structurale pour le bassin de Tizi-Ouzou. D'après les résultats obtenus par ces études, ils ont reconstitué l'histoire de ces bassins déterminants cinq phases tectoniques majeures.

L'étude faite par **Meghraoui, 1982** ; a permet de mettre en évidence cinq épisodes tectoniques (**voir le Tableau II-1**). La structuration des bassins néogènes commence par une phase en distension orientée NNW-SSE, datée du Serravalien au Tortonien inférieur, elle se présente par des failles normales conjuguées avec une orientation NE-SW à E-W. Une deuxième phase compressive qui allait du Tortonien supérieur au Messénien orientée NE-SW a enregistré des structures plicatives avec une orientation NW-SE à E-W. Au Pliocène inférieur, un régime distensif a repris par des failles normales synsédimentaires. Une phase compressive va reprendre au Pliocène supérieur, elle se manifeste par des décrochements sénestres NE-SW et dextres N-S et des plis qui prennent une direction N110°. Durant le Quaternaire, le régime compressif se poursuit par des structures cassantes illustrées par des décrochements sénestres N-S à NNW-SSE et des failles inverses NE-SW et deux types de plis ont été enregistrés, plis déjetés et plis-failles orientés NE-SW à ENE-WSW.

Périodes	Ma	Régime de Déformation	Failles	Plis
Quaternaire	1.5	Compression Z2=N 161 	Décrochements Sénestres N-S à NNW-SSE Dextres Failles inverses Sénestres NE-SW	pli déjeté pli-faïte NE-SW à ENE-WSW
Pliocène supérieur		Episde compressif N_S	-----	Est-Ouest
		Compression Z1=N022 	----- Décrochement Sénestre NE-SW dextre N-S	----- N 110
Pliocène inférieur	3	Episde distensif ??	Failles normales Syn-sédimentaires	-----
Messinien Tortonien Supérieur	5.5	Mouvements compressifs NE-SW Subsidence	-----	NW-SE à E-W
Tortonien inférieur Serravalien	9	Phase de Distension NNW-SSE 	Failles normales Conjuguées NE-SW et E-W	

Tableau II-01: Tableau représentant la chronologie et l'évolution des déformations au cours du Néogène post-nappes au Nord-Est d'El Asnam (Meghraoui, 1982).

L'analyse structurale réalisée par Aite, 1994 dans le bassin de Tizi-Ouzou permet de déterminer ces cinq périodes de déformations, caractérisées par des champs distincts de paléocontraintes (voir Tableau II-02).

Une première période distensive qui allait du Burdigalien terminal au Serravalien se caractérise par des failles et microfailles en extension de directions variées, les directions d'extension estimées (N020°E ; N130°E), une phase compressive tortonienne NNW-SSE

gènère des plis N050°E à N080°E et des chevauchements associés, une seconde phase distensive NNW-SSE à NW-SE qui reprend du Messénien jusqu'au Pliocène inférieur avec des failles normales orientées N040°E à N070°E. Durant le Pliocène supérieur, le régime compressif reprend avec une direction NNE-SSW qui se présente par des failles décamétriques décrochantes senestres N030°E accompagnées de petits décrochements métriques dextres et senestres subconjugés. Pendant le Quaternaire, la compression se poursuit avec une direction que exprime le champ actuel NNW-SSE à WNW-ESE et se manifeste par des microdécrochements N150°E senestres et N110°E dextres.

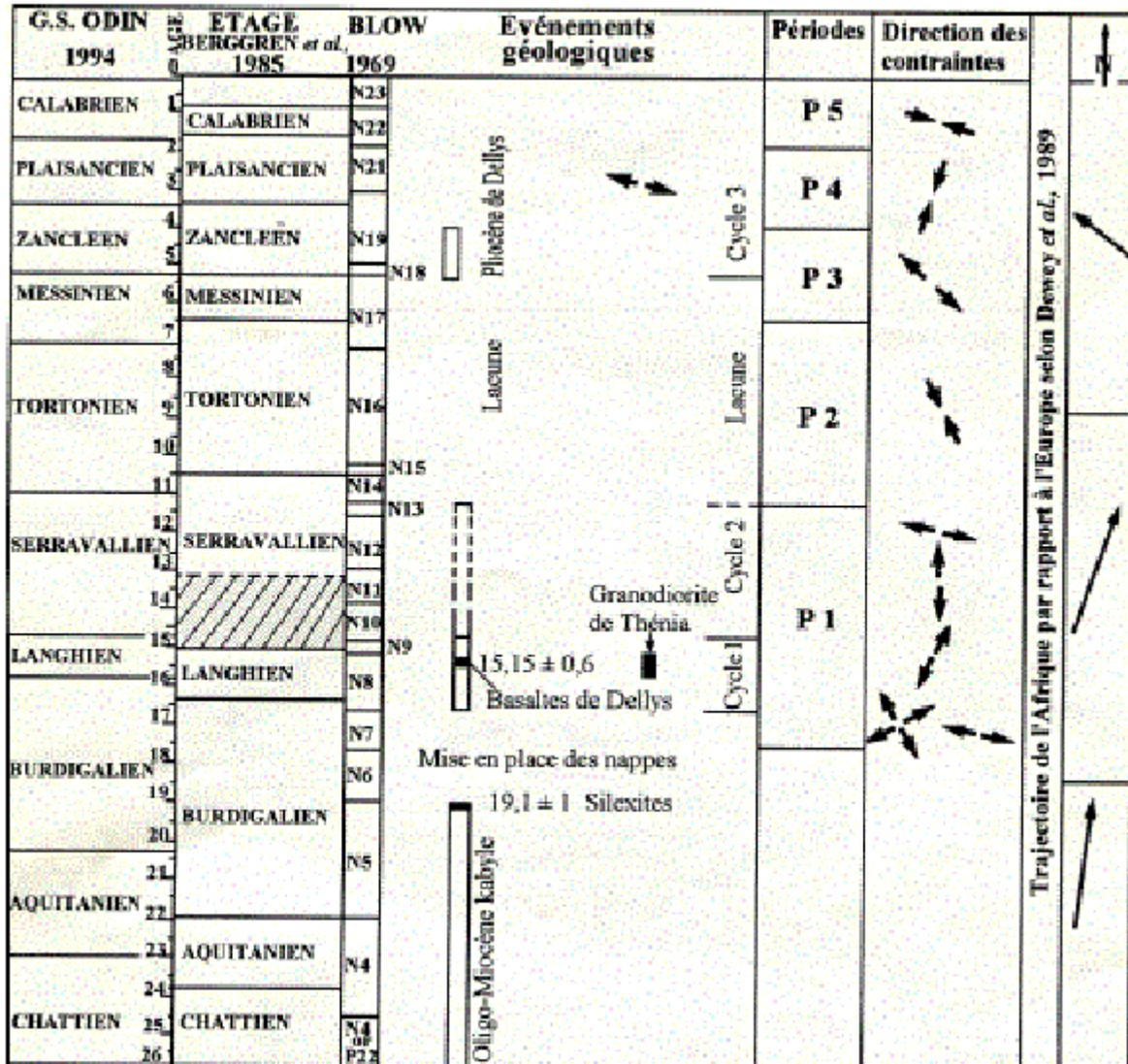


Tableau II-02 : Résumé des principales périodes tectoniques mises en évidence dans les zones internes avec les champs respectifs des paléocontraintes, (Aite, 1995).

II.2.2- Discussion sur l'âge de l'inversion de la Marge algérienne

On doit d'abord rappeler l'histoire de la marge algérienne à partir de la fin de l'Oligocène pour suivre et comprendre son évolution actuelle (**figure II.08**).

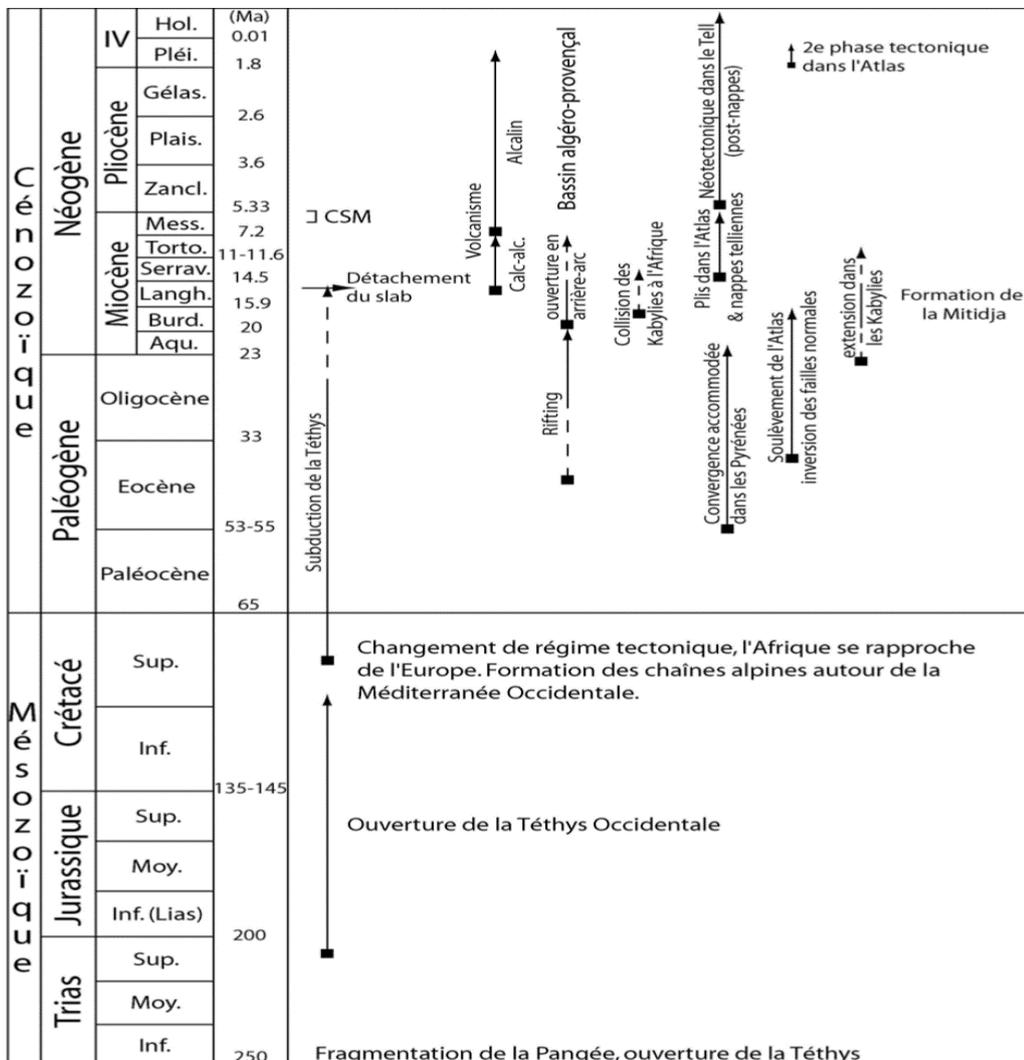


Figure II.08: Enchaînement des événements du début du Mésozoïque à l'époque actuelle.

A la fin de l'Oligocène, un prisme d'accrétion, se développe entre les Kabylies et la marge africaine. A l'arrière de la subduction de la Téthys s'ouvre l'actuel bassin algérien, entraînant avec lui la dérive du domaine ALKAPECA vers le sud-est. C'est probablement le roll-back de la subduction de la Téthys qui provoqua la séparation de l'ALCAPECA du continent eurasiatique.

Des restaurations palinspatiques récentes par mesures paléomagnétiques et datations (Ar/Ar) indiquent que le rifting du bassin algéro-provençal date de l'Oligocène moyen- supérieur et que le bassin algérien a commencé à s'ouvrir au Miocène ou bien vers 30 Ma. Les plus anciens

sédiments forés dans la marge algérienne indiquent un âge Langhien (14,7Ma) ; mais le début de l'extension peut être bien antérieur au dépôt des premiers sédiments marins. Des datations ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) dans les ' 'métamorphic core complexe' ' montrent un épisode tectonique ductile extensif dans les Kabyliés vers 25Ma à 16Ma. L'ouverture du bassin algérien se termina au moment où les Kabyliés furent totalement accrétées à la plaque africaine, c'est-à-dire au Tortonien (18Ma à 13Ma) ; après cette collision, la déformation migre vers le sud, et le Tell et l'Atlas sont affectés par des plis du mi à fin Miocène. Lorsque la subduction est terminée et la collision faite au Langhien ou vraisemblablement plus tôt, avant 16Ma, la plaque plongeante commence à se déchirer. Cette déchirure commence au niveau de la cote algérienne centrale et orientale, et se propage vers l'ouest et vers l'est. Cette déchirure est supposée être également à l'origine du magmatisme calco-alkalin le long de la marge. La fin de cette subduction coïncide avec le début d'un épisode distentif « post-collisionnel » entre 28Ma et 11Ma, probablement lié au rebond lithosphérique entraîné par le détachement de la plaque plongeante à la fin du Miocène. Cet épisode distentif est à l'origine de la formation des bassins côtiers SO-NE ; tels que le bassin de la Mitidja et le bassin Chélif. Au même moment, toujours du au rebond lithosphérique, un soulèvement général des Kabyliés et du Tell a lieu et la remontée de la lithosphère est supposée responsable du volcanisme alcalin le long de la marge, jusqu'au Pléistocène.

Durant le Messinian, la reprise de compression N-S d'Alboran soulève la région de Gibraltar, la Méditerranée ainsi coupée de son approvisionnement en eau depuis l'Atlantique s'évapore progressivement, ce qui engendre une baisse de niveau de la mer , d'important dépôts d'évaporites, creusement de nombreux canyons sur les pentes, création de Gilbert deltas, et ainsi le remodelage morphologique des marges méditerranéennes ; cet événement est nommé « crise de salinité messinienne ». Depuis la remise en eau « Zanclean », les marges présentent quasiment les mêmes morphologies et dispositions qu'à l'heure actuelle. Cependant, la marge algérienne subit toujours la compression découlant de la convergence Afrique-Europe, et des plis globalement NO-SE se forment dans le Tell.

La limite de plaques Afrique-Europe, fragmentée et répartie sur une bande large, semble s'installer au nord de l'Algérie. La déformation est absorbée par la marge algérienne, en progressant d'Ouest en Est par la reprise des failles normales miocènes en failles inverses au début de Pliocène ainsi une formation de plis dans le large de Tnès à Oran ; contrairement aux plis observés à l'Est (au large de Djidjeli à Annaba) qui semblent être plus jeunes (quaternaire). Donc Domzig dans sa thèse suggère que cette déformation compressive a commencé en mer,

sur la marge centre et est-algérienne au début du Quaternaire, ou peut-être un peu avant, durant le Pliocène, par endroits. Il n'est pas exclu que les plis aient subi une déformation polyphasée, mais sans l'aide de datations précises des horizons, il est impossible de connaître l'histoire exacte de l'évolution de ces plis.

Guemache a pu émettre une hypothèse selon laquelle la chaîne, dont l'érection a commencé à l'Eocène supérieur, s'est structurée au Tortonien dans un régime transpressif dextre, impliquant localement et superficiellement, des duplex et des chevauchements à vergence SE à SSE et des rétrochevauchements à vergence NW à NNW. La poursuite de la compression conduit au Pliocène, puis au Quaternaire à la propagation de ces chevauchements et rétrochevauchements vers les « avant-pays », dont le bassin de la Mitidja.

En raison de manque d'arguments pour défendre un âge Tortonien, Arab dans sa thèse avance lui aussi un âge quaternaire à l'inversion de la Marge algérienne. Il montre aussi l'effet de l'inversion quaternaire qui est marqué par le jeu des failles chevauchantes ou rampes à vergence nord, induisant un épaissement de la croûte en pied de marge et le soulèvement de la marge elle-même.

Les auteurs, par défaut à absence de forage et donc de datations, tentent l'estimation de l'âge de la déformation en utilisant les profils sismiques réalisés au large du bassin algérien. Ce calcul comprend plusieurs approximations notamment la vitesse moyenne des ondes sismiques (2 0.2 km/s) et le taux de la sédimentation calculé à partir de la limite Messinien/ Pliocène à 5.3 Ma.

En adoptant cette démarche passant par l'estimation de taux de sédimentation pris depuis la limite Messinien/ Pliocène, sur le profil Mdj1-96(réalisé au large de Boumerdes), on obtient un âge 1 Ma

Il semble donc que la marge nord-algérienne a été réactivée et partiellement inversée lors de la déformation transpressive durant le Quaternaire, comme cela est attesté par le soulèvement important et récent de la côte, et par le changement des directions des champs de contraintes vers NNW-SSE à WNW-ESE que exprime le champ actuel. Cette inversion s'exprime aussi actuellement par les mécanismes au foyer compressif des séismes (**Stich et al, 2003 ; in. Arab, 2016**).

Conclusion

La Marge algérienne est marquée par cinq épisodes tectoniques depuis le Burdigalien terminal, Tortonien inférieur jusqu'à l'Actuel : un premier épisode distensif NNW-SSE Burdigalien

terminal- Serravalien, suivi d'une période compressive tortonienne NNW-SSE et c'est à partir de là que les plaques africaine et eurasiatique ont commencé à se converger, puis un deuxième épisode extensif NNW-SSE à NW-SE qui reprend au Messinien jusqu'au Pliocène inférieur. A partir du Pliocène supérieur le régime compressif a repris avec une direction NNE-SSW et se poursuit durant la Quaternaire et jusqu'à l'Actuel mais en changeant de direction NNW-SSE à WNW-ESE.

L'héritage tectonique c'est-à-dire toute structure engendrée au cours de la structuration des bassins néogènes ; et la tectonique active qui se manifeste par des structures actives, nées de la convergence des plaques Afrique-Eurasie font du nord algérien une zone sismiquement active.

L'Algérie au cours de son histoire a connu de forts séismes ; contrairement à la Grande Kabylie qui est une zone asismique, elle a connu elle aussi des séismes mais de faibles magnitudes et/ou modérés.

Pour mieux comprendre l'évolution de la Marge algérienne et dans le but d'essayer de reconnaître les structures actives, les auteurs ont étudié la morpho-structure de cette marge et ont défini les structures présentes sur terre. Ils ont conclu que la Marge algérienne présente des structures typiques à une compression dont des failles inverses orientées E-W à NE-SW qui délimitent des bassins en piggy-back, des bassins en rollover, des plis asymétriques, des anticlinaux et un remplissage en éventail sans oublier les sels messéniens qui servent d'une couche de décollement et qui amplifient les effets de la tectonique actuelle compressive. Sur terre on note aussi la présence de plis (anticlinaux, synclinaux) de structures cassantes telles que la faille de Thénia de direction N120°, celle d'Isser-Bouira de direction NNW-SSE et pleins de structures cassantes de moindre importance de directions préférentielles ENE-WSW à NW-SE.

Durant leurs travaux de recherche les auteurs ont essayé d'estimer un âge pour le passage de la Marge algérienne d'un régime passif à un régime actif. La reprise de failles normales miocènes en failles inverses au début du Pliocène à l'ouest de l'Algérie et la formation de plis quaternaires à l'est témoignent de la progression de la déformation d'Ouest en Est mais cela est tellement insuffisant comme argument pour avancer un âge précis à cette inversion. En raison de manque de datations précises des horizons, **Domzig, 2006 ; Guemache, 2010 ; Thomas, 2010 et Arab, 2016**, ont proposé un âge Quaternaire.

Dans le prochain chapitre, nous allons aborder les terrasses quaternaires comme indice de soulèvement de la côte, nous allons expliquer les causes de leur structuration étagée et essayer de les mettre en relation avec l'inversion quaternaire.

Troisième chapitre :
Terrasses quaternaires
indice du soulèvement
côtier.

III.1- Introduction

L'inversion tectonique des marges passives par compression implique généralement une déformation diffuse. La Marge algérienne est l'un des meilleurs exemples de marge passive inversée. A terre, la déformation active est mise en évidence par le soulèvement d'anciennes terrasses marines. Des terrasses marines ont été décrites à l'Ouest d'Alger (**Maouche et al, 2018 ; Authemayou et al, 2017 ; Benslama, 2012**). L'étude de ces terrasses constitue l'un des plus importants outils pour l'estimation des soulèvements ou affaissements côtiers au cours des temps récents.



Figure III.01 : Photo prise à l'Ouest de Dellys après le séisme du 21/5/2003. On voit que la côte s'est définitivement soulevée, découvrant la plage sur plusieurs dizaines de mètres au large (**Domzig, 2006**).

Les terrasses fluviales sont elles aussi un marqueur géomorphologique important pour reconnaître une déformation active malgré la difficulté de leur exploitation puisqu'elles sont des marqueurs non horizontaux au départ (**Déverchère, 2015**).

III.2- Terrasses alluviales

III.2.1- Définition

Les terrasses alluviales correspondent aux replats situés sur les versants des vallées creusées par les oueds ; à des altitudes supérieures à celles des cours d'eau actuels. Elles représentent les vestiges d'anciens lits surélevés tectoniquement, dans lesquels les cours d'eau qui les avaient déposées, les ont à nouveau entaillées. En général, perpendiculairement à l'orientation des massifs montagneux en amont des lits d'oueds, elles finissent par s'étaler en base des pentes pour constituer des cônes envahissant les bordures de la plaine. Elles sont constituées essentiellement d'une alternance de matériel grossier formé de galets roulés, de granulométrie variable.

Les terrasses alluviales sont les marqueurs les plus répandus et les plus communs le long des rivières qui nous informent sur les mouvements de failles et de plis. Morphologiquement, ce sont des surfaces peu inclinées, entourées de pentes plus déclives.

III.2.2- Types des terrasses

On distingue classiquement les terrasses alluviales en deux ensembles génétiques : les terrasses de comblement (aggradational terrace : comme le cas de l'oued des Ait Ouacifs) et les terrasses érosives ou terrasses d'ablation (degradational terrace) (**Figure III.02 A**). Une terrasse de comblement est un corps sédimentaire mis en place au cours d'une période d'alluvionnement ayant abouti à l'ensevelissement d'un fond de vallée. La surface du dépôt est abandonnée lorsque débute une nouvelle phase d'incision. Ceci peut être vu comme la conséquence du franchissement du seuil de puissance critique, tel que les rivières passent d'un état de dépôt ou d'un état d'équilibre à un état d'érosion.

On distingue également les terrasses rocheuses (strath terraces). Une rivière incisant à travers le socle peut créer une terrasse rocheuse. Une telle incision de socle a lieu généralement à l'intérieur ou directement à proximité de montagnes, où il y a souvent des variations dans la résistance du socle à l'érosion le long du cours de la rivière.

Deux types de terrasses également distingués résultent de certains modes d'abandon des terrasses :

Les terrasses dites paire (**Figure III.02 B**) sont abandonnées toutes en même temps le long d'une rivière à l'occasion d'un changement majeur de la dynamique fluviale. Si l'événement se répète, les terrasses se disposent en niveaux étagés.

Les terrasses dites impaires (**Figure III.02 B**) se forment aléatoirement, au gré des divagations d'une rivière pendant son enfoncement. Elles sont, par définition, diachrones les unes par rapport aux autres.

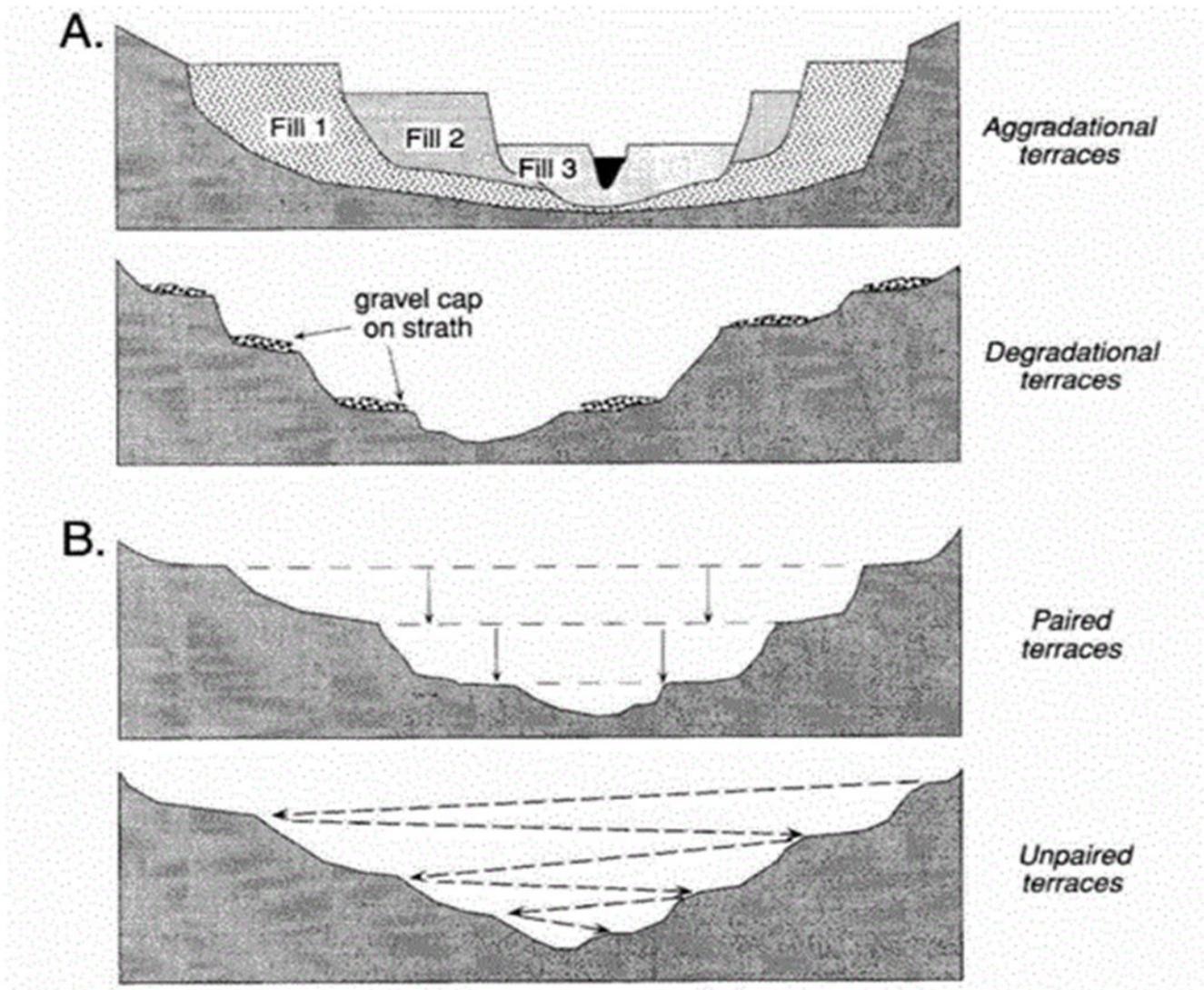


Figure III.02 : Configuration schématique des terrasses fluviales. A- Coupe schématique des terrasses fluviales de comblement et érosives. B- Terrasses fluviales paires et impaires (Burbank et Anderson, 2001 ; in. Bes De Berc, 2003)

III.2.3- Influence climatique dans la formation des terrasses

Dans un contexte fluvial, les terrasses sont souvent attribuées à des changements climatiques significatifs, tels une alternance d'événements arides et humides (**Bull, 1991 ; in. Saillard, 2008**). Quand le débit baisse, les dépôts tendent à rester dans la partie supérieure du bassin de drainage, contribuant à une augmentation du gradient de la rivière. Par contre, dans des périodes plus humides, le gradient baisse à cause d'une plus grande efficacité de transport de sédiments comme conséquence d'un important débit. Le développement des terrasses peut être favorisé par un important débit au cours des périodes de déglaciation ou pendant d'autres changements relativement importants des conditions climatiques. L'augmentation du débit suggère un remaniement majeur des sédiments et donc la genèse d'une variété d'accumulation de terrasses.

Pendant les périodes de faible débit, une baisse locale du niveau de base peut provoquer un processus érosif. Finalement l'érosion des dépôts fluviaux précédemment mis en place peut produire des terrasses d'ablation (**Bull, 1991 ; in. Saillard, 2008**).

III.2.4- Terrasses alluviales en Algérie

De bons exemples existent dans la Grande Kabylie, où les terrasses alluviales varient entre 5 à 300m, comme celle de Taqerravth n Vouchvaltsen atteint 290m d'altitude, elle présente un escarpement caractérisé par un rejet d'une quinzaine de mètres. La terrasse de Tademaït qui dépasse les 250m d'altitude, elle se situe en aval des gorges de Baloua (**Benhassaine, 1980**).

Boudiaf et al, 1999 ont suspecté l'existence d'anomalies morphologiques majeures d'origine tectonique situées au sud des massifs kabyles. Au Nord de Bouira, l'une de ces anomalies, se situe à la rupture de pente entre le versant sud du massif du Djurdjura et les glacis quaternaires de la plaine de Hamza. En amont de la rupture de pente, dans les vallées creusées dans les flyschs, Tihay [1] a observé un étagement régulier de trois terrasses alluviales qu'il a attribuées au Quaternaire ancien moyen et récent. Au sud de cet escarpement, l'étagement de ces terrasses disparaît et plus bas, seules les terrasses du Quaternaire moyen et récent sont visibles et occupent la surface de la plaine du Hamza. Tihay signale également un épaissement croissant vers le sud, de ces deux niveaux quaternaires. Ces observations constituent des preuves de soulèvements récents du massif kabyle au cours du Quaternaire que l'on peut expliquer par une remobilisation des chevauchements sud-kabyles. Donc on assiste à un chevauchement des unités du flanc sud du Djurdjura sur le Quaternaire de la plaine de Hamza qui s'étend jusqu'à l'oued Tamarir. A 1 km plus au sud, ils ont observé des

escarpements affectant les glacis quaternaires avec une cinématique décrochevauchante dextre E-O.

C'est dans la région de Tazmalt et d'Allaghane que les preuves d'activité quaternaire sont les plus spectaculaires. Un escarpement de faille de 10m de haut affecte le cône ancien que reentaille les oueds Beni Mellikech et Beni Hamdoune. En amont de cet escarpement, pas moins de cinq terrasses alluviales étagées ont été observées, qui attestent d'un soulèvement de la bordure sud du massif kabyle, perceptible depuis au moins le début du Quaternaire. Plus à l'Est, l'escarpement se continue et affecte le cône de déjection de l'oued Allaghane.

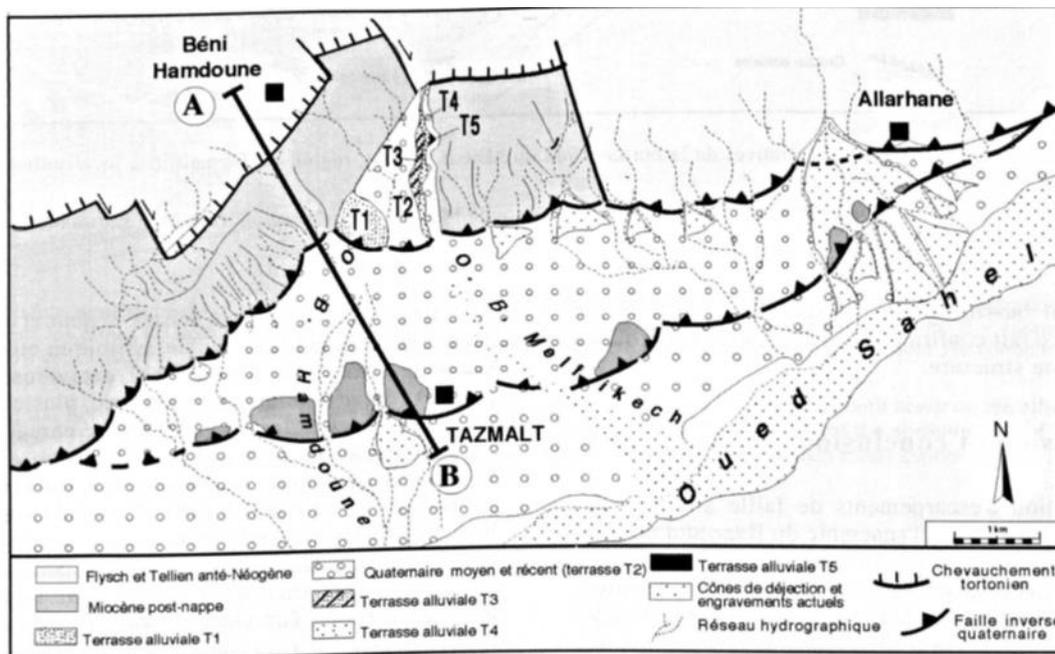


Figure III.03 : Accidents tectoniques quaternaires dans le secteur de Tazmalt - Béni Hamdoune - Allaghane et terrasses alluviales étagées [Boudiaf & Al., 1999].

III.3- Terrasses marines

III.3.1-Définition

Là où terre et océan se rencontrent, la mer laisse de nombreuses traces, concentrées près de sa surface (appelée parfois niveau « zéro »). L'océan peut soit éroder la côte ou bien permettre le dépôt de sédiments : on parlera alors respectivement de formes d'abrasion ou de formes de dépôt. Le niveau moyen de la mer va avoir tendance à former des morphologies plus au moins horizontales (plates-formes). Par ailleurs, si la côte considérée se soulève (tectonique, rebond glaciaire), ces morphologies vont être fossilisées en position émergée : on parlera alors de terrasses marines (Kevin Pedroja, 2003 ; Marc Saillard, 2014).

III.3.2- Formation des terrasses marines

III.3.2.1-Eustatisme et stades isotopiques : la chronologie des variations du niveau marin de la mer au Pléistocène

A la fin du Pliocène et durant le Pléistocène l'ensemble des plates-formes continentales mondiales actuelles est resté en grande partie émergé. La plupart des lignes de rivage quaternaires est à l'heure actuelle submergée. Les analyses isotopiques de l'oxygène réalisées sur les coquilles de Foraminifères dans les carottages profonds ont permis de retracer les cycles des glaciations durant cette période. L'étude des terrasses marines n'est exploitable à l'échelle globale que pour les derniers stades interglaciaires depuis 250000 B.P.

Depuis plus de trois millions d'années les conditions climatiques de l'hémisphère nord ont continué à fluctuer dans le sens de la détérioration générale constatée depuis le Miocène moyen à supérieur.

Le refroidissement a entraîné un accroissement conséquent du volume des calottes glaciaires qui marque à partir de 2,4 Ma le début brutal d'importantes glaciations. Elles atteignent une ampleur considérable au début du Pléistocène moyen, vers 0,9Ma (Benslama, 2012) (Figure III-04).

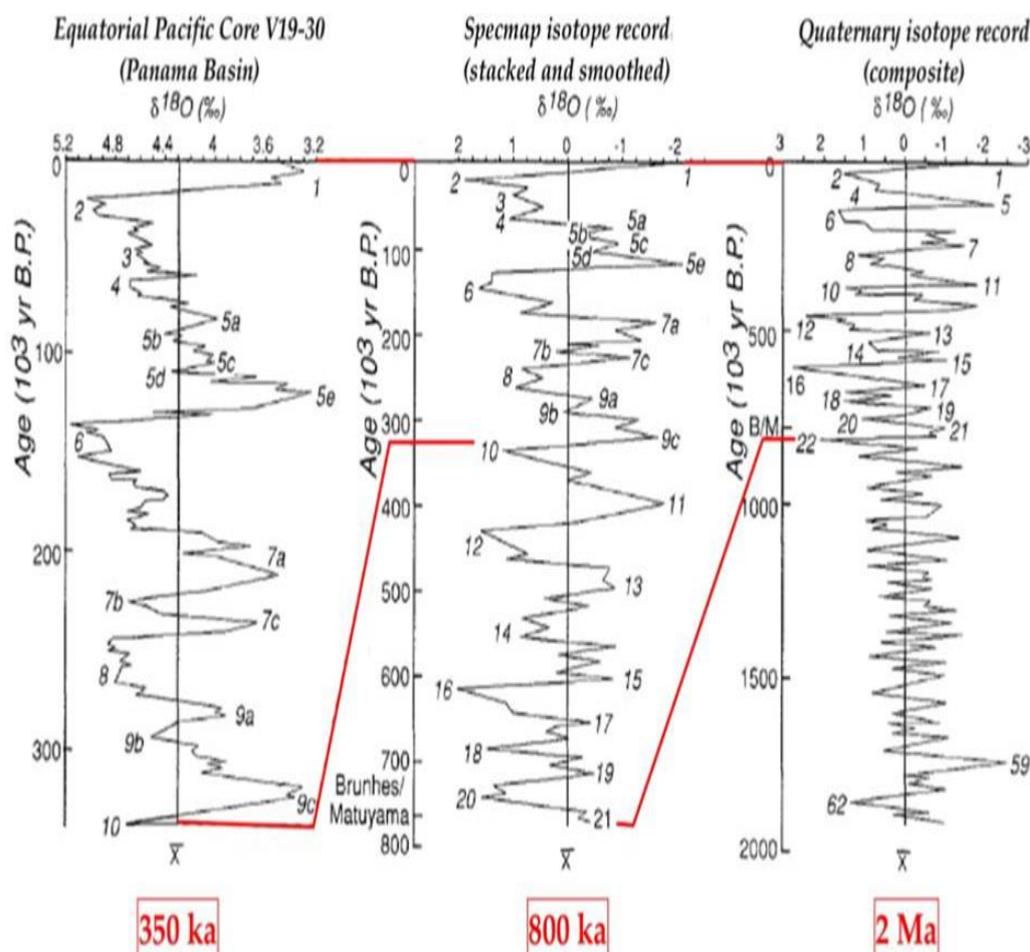


Figure III-04 : Les cycles eustatiques et les différents stades isotopiques au cours des derniers 2 Ma (**Burbank et Anderson, 2001 ; in. Saillard, 2008**). Remarquer le changement de cyclicité à 800 ka. Au-delà de 800 ka, les cycles eustatiques sont moins bien contraints. Les chiffres impairs correspondent aux stades interglaciaires et les chiffres pairs, aux stades glaciaires. Les lettres a, c et e correspondent aux interstades interglaciaires et b, d, aux interstades glaciaires.

III.3.2.2- Processus de formation des terrasses marines

Selon les travaux de **M. Saillard, 2008** ; une terrasse marine résulte de l'action de l'érosion littorale lors d'un haut niveau marin, érodant constamment le continent au niveau de son contact avec l'océan. Il se forme d'abord un platier et une falaise côtière (**Figure III-05**). L'impact des vagues déferlantes à marée haute entaille le pied de la falaise côtière et les embruns contribuent à la fragiliser par météorisation. Le substratum au-dessus de l'encoche basale, due au sapement par les vagues, peut s'effondrer, maintenant une falaise côtière en état d'équilibre quasi vertical. Le recul de la falaise ne se fait donc que s'il existe au moins un rudiment de plage à la base pour favoriser le déferlement des vagues. Le platier est la plateforme submergée formée par le retrait de la falaise côtière et l'action sous-marine des vagues. Au fur et à mesure que la falaise recule, il s'élargit. Les matériaux provenant de l'érosion de la falaise sont entraînés le long du platier pour former ainsi une plateforme d'abrasion. Celle-ci s'étend vers le large jusqu'à ce que tous les débris soient amenés en sédiments fins, dissous ou hors d'atteinte du mouvement des vagues. A marée basse, la plateforme émergée est soumise à l'altération subaérienne.

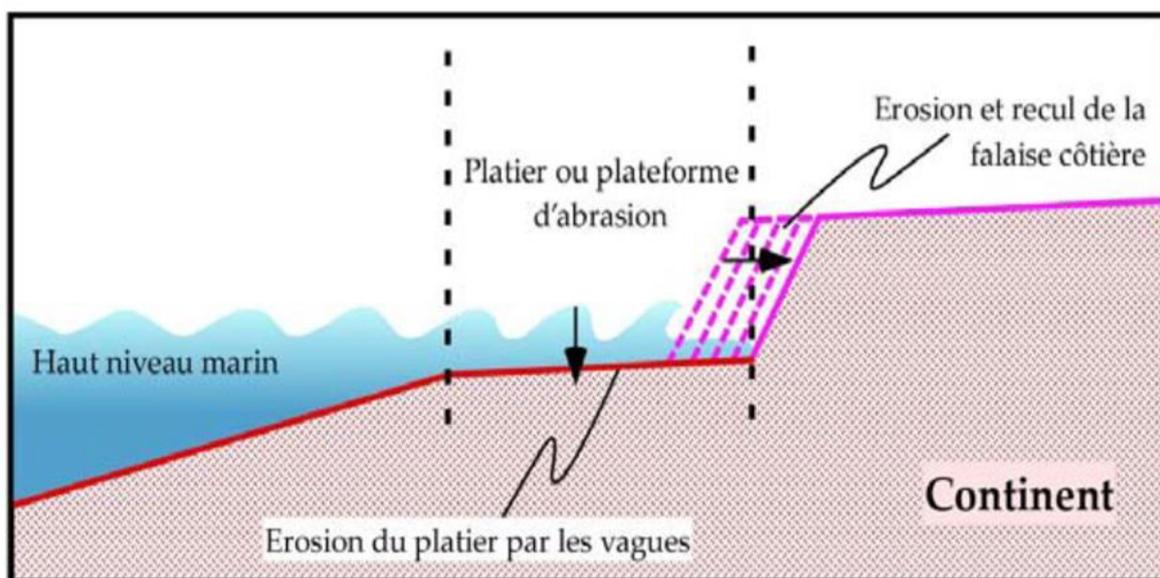


Figure III-05 : Le processus de formation d'une terrasse d'abrasion marine lors d'un haut niveau marin. Une terrasse se forme avec le recul de la falaise côtière et le développement du platier. Les flèches indiquent les principales zones en érosion.

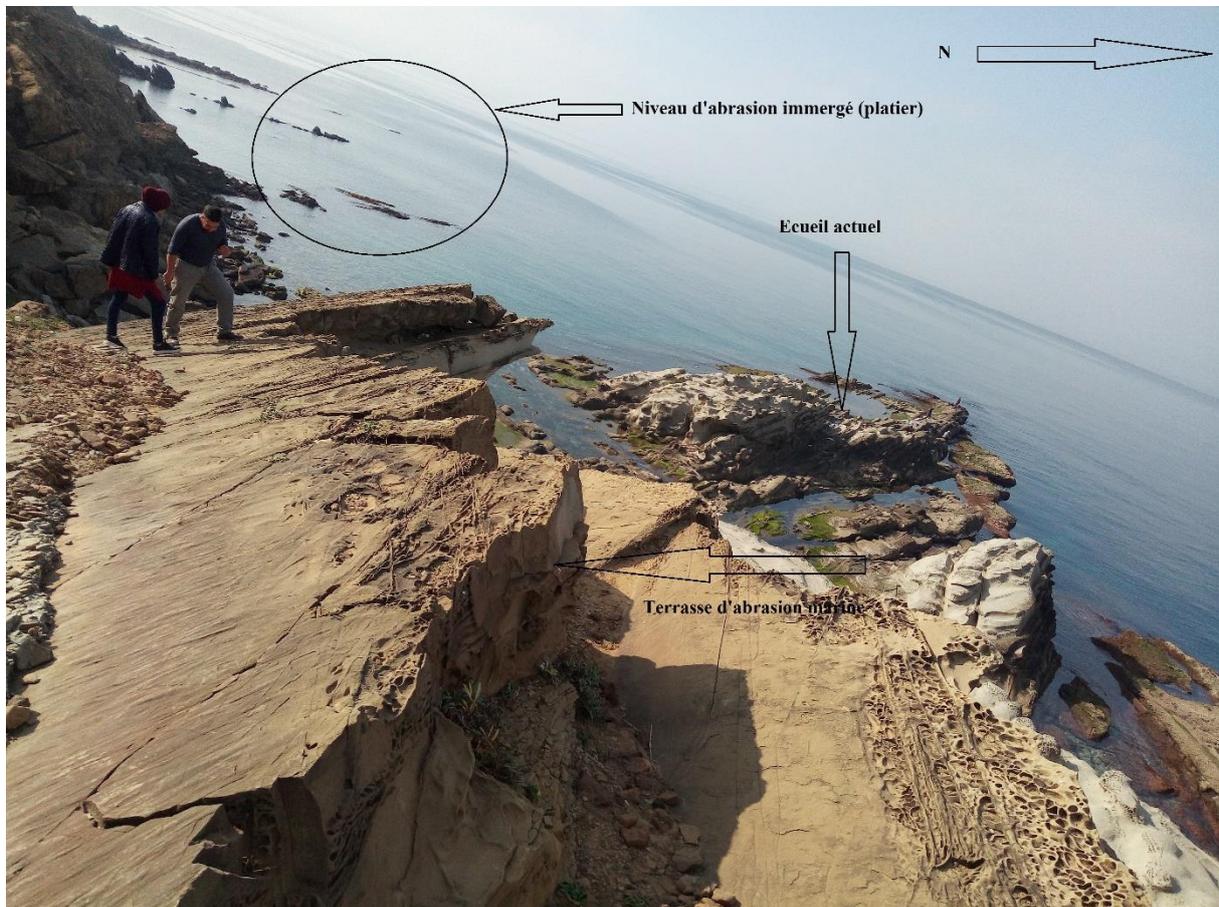


Figure III.06 : terrasse d'abrasion marine observée à Cap Corbelin (Azeffoun).

La lithologie et le pendage des couches affleurant dans la falaise ont un effet sur le développement des falaises côtières et de la plateforme. Il existe une relation entre la largeur de la plateforme, la résistance de la roche, le degré d'irrégularité de la plateforme, la quantité et la persistance des débris de pied de falaise et la période des vagues. Plus les roches du substratum seront résistantes (e.g. socle), plus l'érosion sera lente et plus la plateforme d'abrasion sera étroite suivant la direction du pendage des couches, constituant la falaise côtière, (vers la mer ou vers le continent), le développement et l'érosion de la falaise seront différents. Une falaise composée de couches horizontales permet le développement d'est plateformes étagées préférentiellement en fonction de la lithologie. Un pendage vertical ou sub-vertical augmente l'irrégularité du platier, ce qui diminue l'énergie érosive au pied de falaise et produit des plateformes plus étroites. Un pendage des couches vers la mer rend la falaise instable et favorise son érosion et les glissements. A l'inverse, un pendage des couches

vers le continent stabilise la falaise et rend son développement plus lent. La superposition de couches imperméables et perméables aussi un paramètre influant sur la stabilité de la falaise littorale (**Figure III.06**).

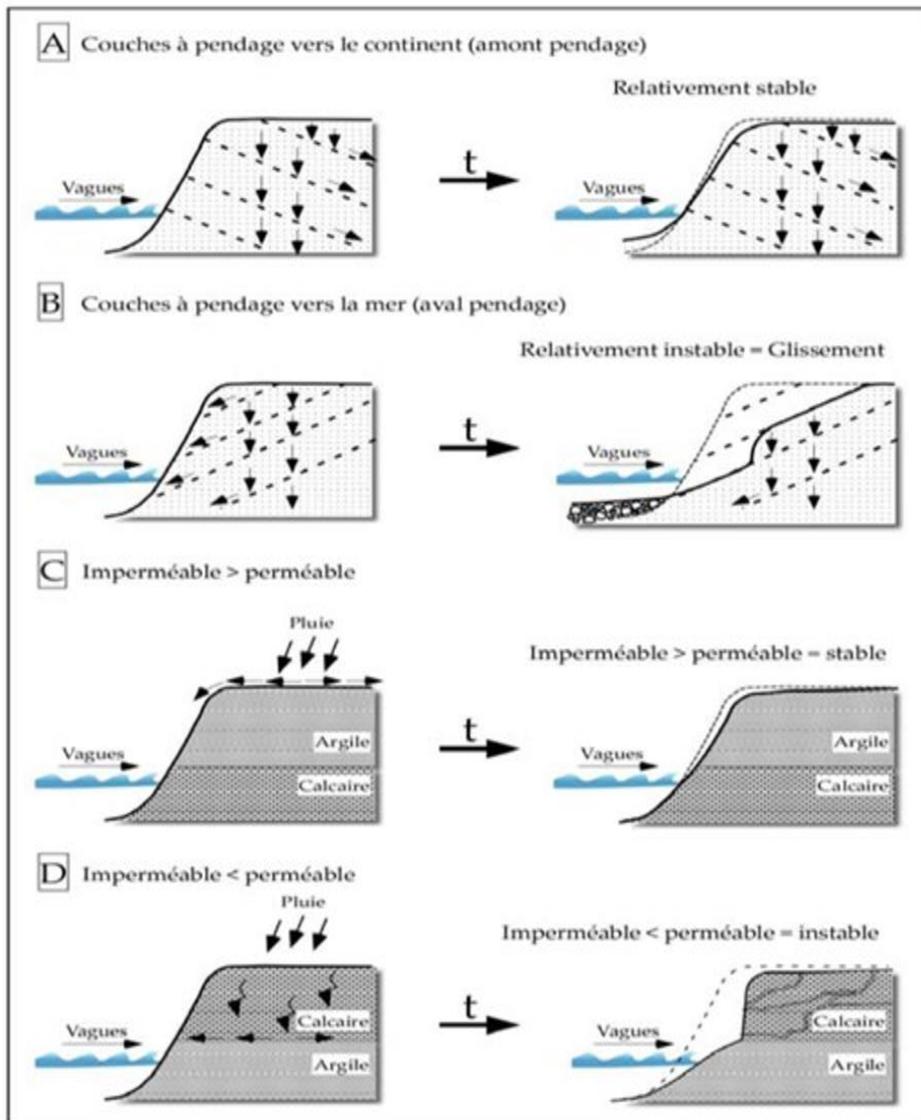


Figure III-07 : Influence du pendage des couches (A-B) et de la lithologie (C-D) sur le développement des falaises littorales. La flèche et la lettre t indiquent l'évolution dans le temps de la falaise côtière en fonction des différents paramètres.

Les terrasses d'abrasion marine d'Azeffoun présente un pendage vers le continent (cas A) (voir photo précédente p43).

Le développement des terrasses marines dépend de la durée de stabilité du niveau de base au niveau de cette intersection. En effet, quand le niveau de base reste constant sur une longue période, le platier ainsi formé sera d'autant plus large que le retrait de la falaise côtière sera important, donnant une terrasse marine large et bien développée. Cependant, le retrait de la falaise côtière se fait lentement si le niveau marin est stable mais il peut être plus rapide lors d'une transgression marine. Plus la transgression est longue, plus le retrait de la falaise sera important. De même, la hauteur de la falaise côtière est fonction de la vitesse de soulèvement de la zone, du laps de temps entre deux périodes interglaciaires formant chacune une terrasse, de l'altitude du niveau marin atteinte lors de chacune de ces périodes et de la durée des phases d'érosion marine. Les périodes interglaciaires majeures du Pléistocène formeront ainsi des terrasses marines avec un platier large et des escarpements (falaise côtière) hauts. Ces deux caractéristiques morphologiques permettent facilement d'identifier les terrasses marines associées aux stades isotopiques majeurs du Pléistocène, tels que le 5e, 9c et 11.

La plateforme d'abrasion va atteindre un état d'équilibre lié à l'érosion et au dépôt des sédiments en suspension et elle sera inclinée vers la mer d'environ 2-4°. L'angle entre la falaise côtière et le platier est appelé pied de falaise et matérialise le niveau marin 0. Une plateforme est généralement plane, inclinée de quelques degrés vers la mer, mais des variations topographiques peuvent être préservées par érosion différentielle et/ou parce que le temps nécessaire à leur élimination totale par abrasion n'a pas été suffisant (e.g. écueils rocheux de taille variable ; **Figure III-08**) Lorsque l'apport sédimentaire est important, le platier peut être recouvert d'une couche épaisse de sédiments (e.g. lors de la régression marine). On ne parle alors plus d'une plateforme d'abrasion sensu stricto (wave-cut Platform) mais d'une terrasse marine de dépôts ou terrasse marine construite par les vagues (wavebuilt terrace). Les différents niveaux conservés sous forme de terrasses marines de dépôts, se situent en général au débouché d'une rivière et/ou à l'intérieur d'une baie

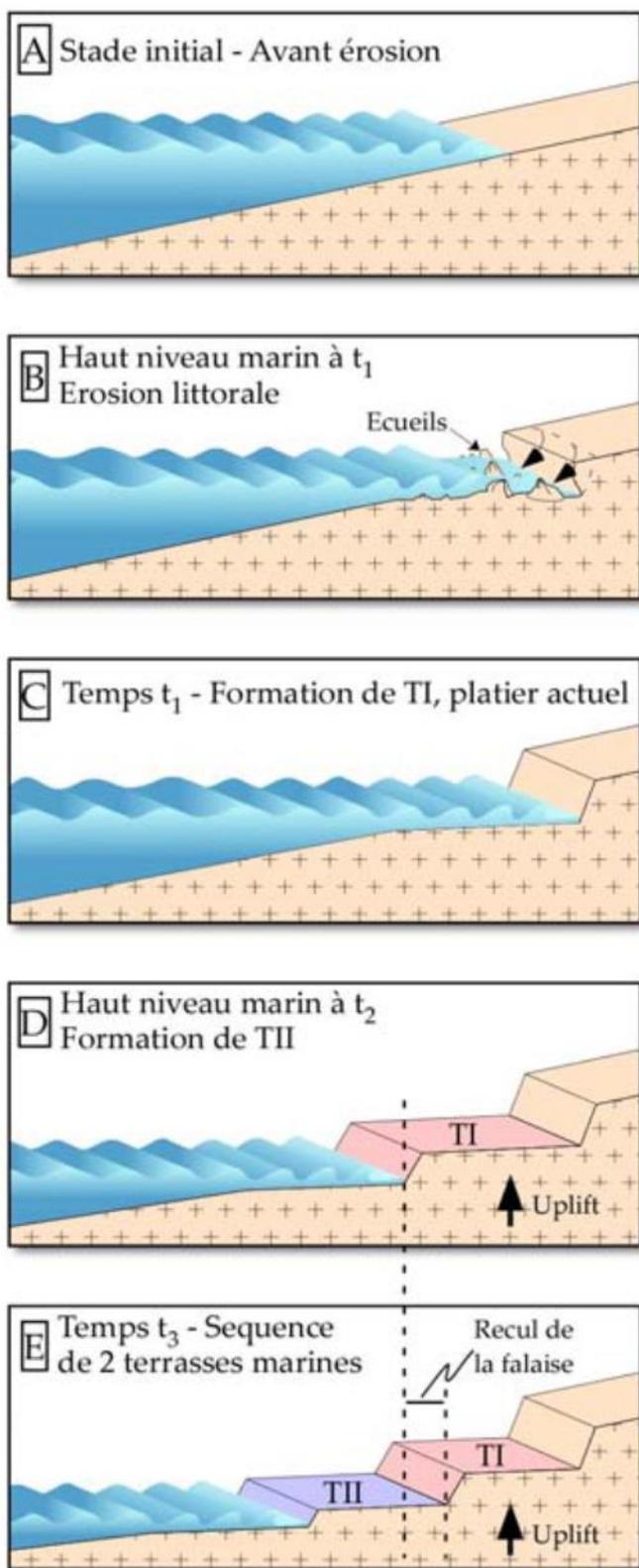


Figure III-08 : Les différents stades de formation d'une séquence de terrasses marines. A : Stade initial – Côte avant érosion par les vagues. B : Début de la formation de la terrasse marine lors d'un haut niveau marin à t_1 (stade interglaciaire) : entaille de la falaise, sapement par les vagues et formation de la falaise côtière (falaise vive) ; érosion du platier. Présence d'écueils rocheux liés à des roches plus résistantes, moins facilement érodables. Le temps nécessaire à leur abrasion totale n'est pas suffisant. C : La terrasse marine T1 est formée, le platier est complètement aplani (temps t_1). La terrasse a une pente de quelques degrés vers la mer. D : La terrasse marine T1 a été soulevée et préservée lors du stade glaciaire suivant (chute du niveau marin) et/ou du soulèvement rapide du continent – La terrasse marine TII se forme, selon le même schéma, lors du stade interglaciaire suivant (temps t_2). E : La terrasse marine TII est à son tour soulevée et préservée lors du stade glaciaire suivant t_2 et du soulèvement rapide du continent. Lors de la formation de TII, la falaise côtière a

reculé et T1 a été en partie érodé. La largeur de sa surface a diminué. Deux terrasses marines se sont donc formées au temps t_1 et t_2

III.3.3-Préservation des terrasses marines

Quand le niveau marin baisse, suite à une régression et/ou un soulèvement côtier, la morphologie littorale due à l'érosion marine, individualisée en terrasse, est préservée (Lajoie et al, 1991). Une nouvelle falaise côtière, limitant la terrasse à l'aval, peut alors être érodée lors du haut niveau marin du stade isotopique (cycle eustatique) ou du sous-stade isotopique suivant. La formation et le soulèvement successifs de plusieurs terrasses marines forment ainsi une série de terrasses marines étagées (**Figure III- 08**). Cependant, quand un haut niveau marin suivant est suffisamment haut et dure longtemps, le retrait de la falaise côtière peut être si important qu'il peut éroder une terrasse marine, ou une succession de terrasses marines, formée précédemment. De même, une terrasse marine peut être érodée lors de la transgression du haut niveau marin suivant si 1) le soulèvement n'a pas été suffisant (vitesse de surrection faible) pour placer la terrasse hors d'atteinte des agents de l'érosion littorale et/ou si 2) l'intervalle de temps entre les hauts niveaux marins est court. Par conséquent, une séquence de terrasses marines ne conservera pas forcément l'enregistrement de tous les hauts niveaux marins de l'histoire des variations eustatiques. L'enregistrement de la succession des niveaux marins de la séquence de terrasses marines peut être discontinu, mais ceci est très important pour suivre l'évolution géodynamique de la marge.

La morphologie complète d'une terrasse marine comprend, de la mer vers le continent, un escarpement (une ancienne falaise côtière), une surface plane érodée par les vagues et l'angle entre cette surface plane et l'escarpement de la terrasse au-dessus, appelé angle du pied de falaise (Figure 13). Cet angle du pied de falaise marque l'ancienne position de la ligne de côte lors du haut niveau marin qui a permis la formation de la terrasse. L'altitude actuelle de ce pied de falaise est utilisée pour caractériser chaque terrasse marine d'une séquence afin d'en déduire le déplacement vertical depuis leur formation et la vitesse de soulèvement. L'océan érode la côte dans une région donnée avec un taux similaire au cours des temps géologiques, le profil de la plateforme d'abrasion actuelle est donc comparable à celui d'un ancien haut niveau marin. Ainsi, chaque haut niveau a le potentiel de créer une plateforme d'abrasion et une falaise côtière.

Une fois la terrasse marine émergée et soulevée, elle est soumise aux processus d'érosion affectant le continent : érosion fluviale, éolienne, météorisation et biologique qui dégradent ces surfaces, incisent et perturbent leur topographie. L'escarpement de la terrasse marine (la paléo-falaise côtière) est soumis à l'érosion et le profil de l'escarpement tend à s'uniformiser

et devenir moins abrupt (la pente diminue), fonction d'une constante de diffusion propre à la zone étudiée : le haut de l'escarpement est érodé et les sédiments produits viennent couvrir le pied de falaise. L'érosion de l'escarpement est rapide au début et diminue au fur et à mesure que la pente de l'escarpement diminue. Ceci peut être quantifié et modélisé en suivant des lois de diffusion de même, l'escarpement peut être incisé et disséqué par un réseau de drainage jusqu'à créer une discontinuité le long de la terrasse. Plus le niveau de base va varier et diminuer, plus l'escarpement sera incisé (en profondeur et en largeur) et plus les terrasses seront anciennes. Cette évolution, liée à l'érosion continentale postérieure à la mise en place de la terrasse, et les dépôts qu'elle produit sont très importants à prendre en compte lors de la mesure de l'altitude du pied de falaise de la terrasse marine et l'échantillonnage destiné à la datation au ^{10}Be (**Figure III-09**).

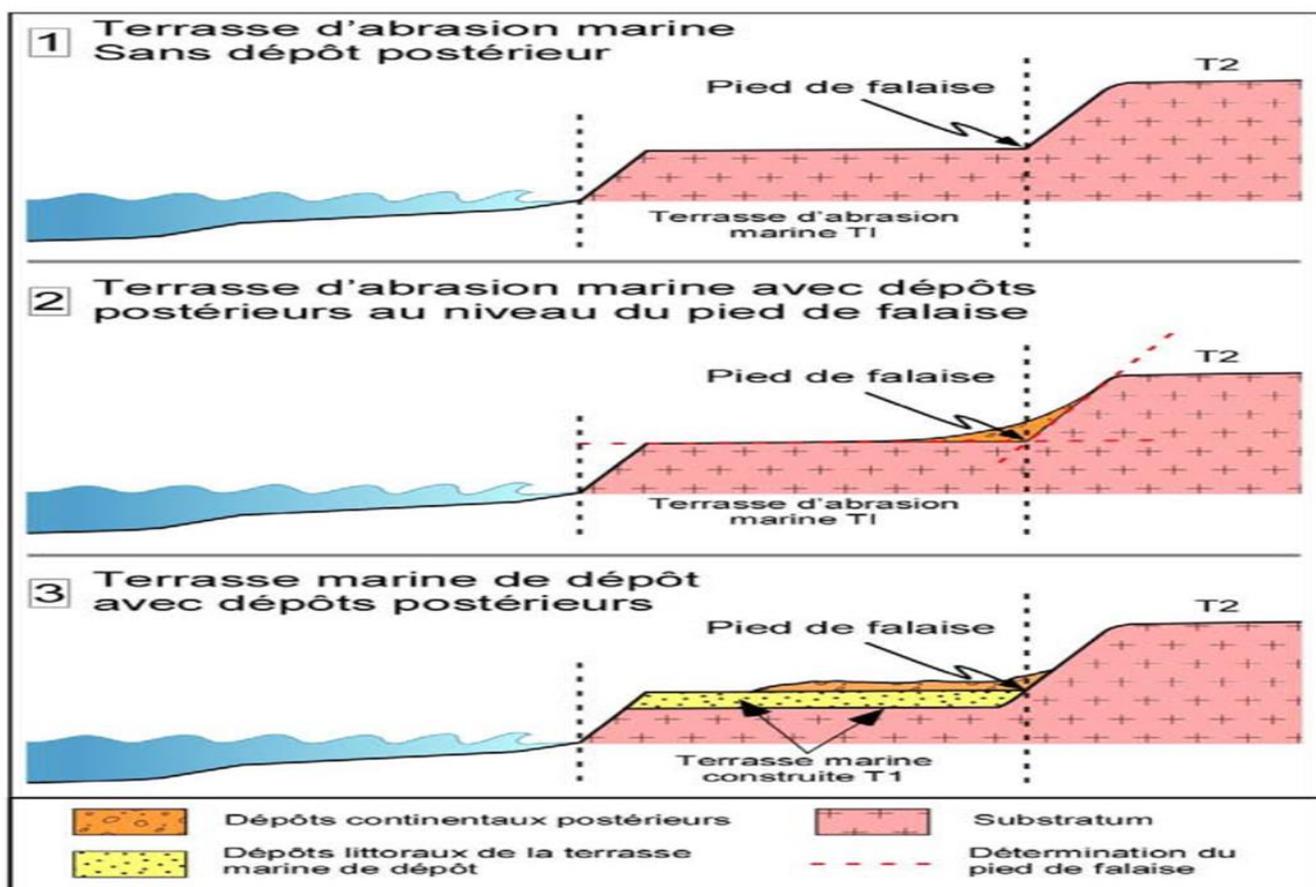


Figure III-09 : Détermination de l'altitude des pieds de falaise en fonction de la morphologie des terrasses marines.

La détermination précise de l'altitude du pied de falaise est un important critère de reconnaissance d'une terrasse marine puisqu'il matérialise le paléo niveau marin 0, auquel s'est formée la terrasse. C'est en mesurant son déplacement vertical que l'on quantifie le soulèvement subi par la terrasse depuis sa formation, son abandon par la mer et sa position actuelle. (1) Dans le cas d'une terrasse d'abrasion marine, la détermination de l'altitude du pied de falaise est immédiate car celui-ci correspond à l'altitude de l'angle entre la partie plane de la terrasse et l'escarpement supérieur. (2) Dans le cas d'une terrasse d'abrasion marine dont le pied de falaise est recouvert de dépôts postérieurs à la formation de la terrasse, ces dépôts viennent masquer le pied de falaise. La détermination de l'altitude de celui-ci sur le terrain devient difficile et se fait donc à partir de critères géométriques sur un profil GPS de la terrasse : l'altitude du pied de falaise correspond à l'altitude de l'intersection entre la pente régionale de la partie plane de la terrasse et la pente moyenne de l'escarpement au-dessus. (3) Dans le cas d'une terrasse marine de dépôts, recouverte de dépôts postérieurs, l'altitude du pied de falaise correspond à l'altitude de l'intersection entre le sommet des dépôts contemporains de la formation de la terrasse et l'escarpement supérieur. Pour cela, il est nécessaire de connaître l'épaisseur des dépôts postérieurs (analyse stratigraphique précise sur le terrain de l'ensemble des dépôts) et/ou on peut utiliser les mêmes critères géométriques décrits dans le cas (2) pour déterminer l'altitude du pied de falaise.

III.3.4- Terrasses marines : un marqueur géomorphologique du soulèvement côtier

Les terrasses marines sont un marqueur géomorphologique qui fournit beaucoup d'informations sur la paléo dynamique côtière et que l'on utilise pour quantifier le taux de surrection. En effet, elles sont le résultat d'une complexe interaction entre les fluctuations du niveau marin, les mouvements tectoniques le long d'une marge active et l'érosion du continent voisin. Depuis de nombreuses décennies, les terrasses marines sont étudiées et servent d'outil pour quantifier les mouvements tectoniques verticaux côtiers le long de différentes marges actives. Une terrasse marine est une surface plane limitée, du côté océan, par un escarpement ou une falaise côtière active et, du côté continent, par un autre escarpement (ancienne falaise côtière) qui la domine (**figureIII-09**).

Elle est formée par l'érosion marine, au niveau de la zone littorale (à la limite océan-continent), lors d'un haut niveau marin (stade interglaciaire). C'est une surface d'abrasion marine, recouverte ou non de sédiments, qui a été soulevée et préservée sous l'effet de la

tectonique côtière, le soulèvement l'ayant mise hors d'atteinte des agents de l'érosion littorale.

Plusieurs autres terrasses marines peuvent se former lors de stades interglaciaires successifs et être soulevées au fur et à mesure, donnant ainsi une succession de terrasses marines étagées si le soulèvement perdure. Dans une succession logique de terrasses marines, la terrasse la plus haute est la terrasse la plus vieille et la terrasse la plus basse, la plus jeune (**Figure III-010**). L'altitude moyenne des hauts niveaux eustatiques étant de même ordre depuis la fin du Pléistocène (maximum- 15 ± 20 m ; Cf.), ces successions morphologiques sont donc le résultat d'un soulèvement de la marge. Bien sûr, des terrasses marines peuvent être érodées postérieurement à leur formation lors d'un mouvement de subsidence ou d'un faible soulèvement de la côte. Ainsi, une séquence de terrasses marines ne représente qu'exceptionnellement une séquence chronostratigraphique complète (**Saillard et al, 2008**). De même, une terrasse marine peut se former lors des stades glaciaires mais à très peu de chance d'être préservée, car érodée lors de la remontée du niveau marin au cours du stade interglaciaire suivant, ou restera immergée. Les terrasses marines sont ainsi associées à de hauts niveaux marins, c'est-à-dire aux stades interglaciaires (stades isotopiques impaires) et particulièrement bien préservées sur des marges actives en surrection.

Les terrasses marines sont fréquemment recouvertes, lors des régressions marines, par des dépôts marins peu profonds (e.g. sables littoraux avec des restes faunistiques) et/ou continentaux (dépôts fluviatiles à l'embouchure des fleuves), d'épaisseur variable et en superposition stratigraphique. On parle alors de terrasses marines de dépôts. Lorsqu'elles ne sont pas recouvertes par ces dépôts sédimentaires, on parle de terrasses d'abrasion marine (**Figure III-10**).

En plus de ces deux types d'environnement sédimentaire que peuvent donc avoir les dépôts, il existe aussi deux sortes de sédiments sur une terrasse marine : les dépôts contemporains et les dépôts postérieurs à la formation des terrasses (**Figure III-11**). Ces deux types de dépôts n'ont pas la même signification temporelle en ce qui concerne l'histoire des terrasses, et leur succession stratigraphique doit donc être étudiée avec précision avant toute tentative de datation des terrasses marines.

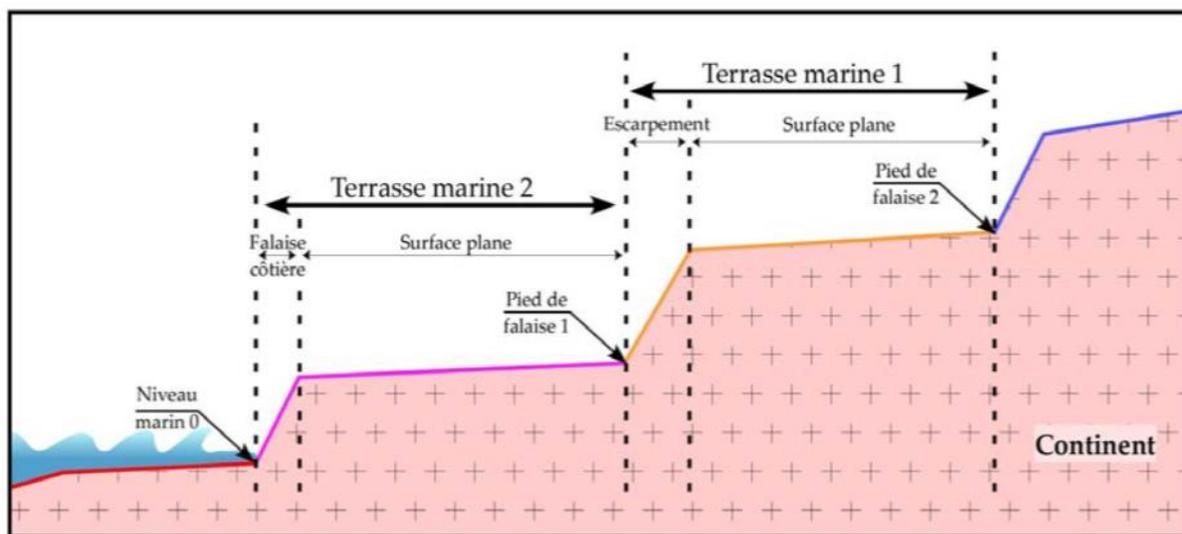


Figure III-10 : Schéma des principales caractéristiques qui définissent une terrasse marine.

Un escarpement émergé correspond à une ancienne falaise côtière. La surface semi horizontale correspond à un ancien platier ou plateforme d'abrasion, couvert ou non de sédiments. Le pied de falaise matérialise l'ancien niveau marin 0. Pour un soulèvement supérieur aux variations du niveau de la mer, la terrasse marine 1 s'est formée avant la terrasse marine 2, c'est-à-dire que les terrasses les plus anciennes sont les terrasses les plus hautes.

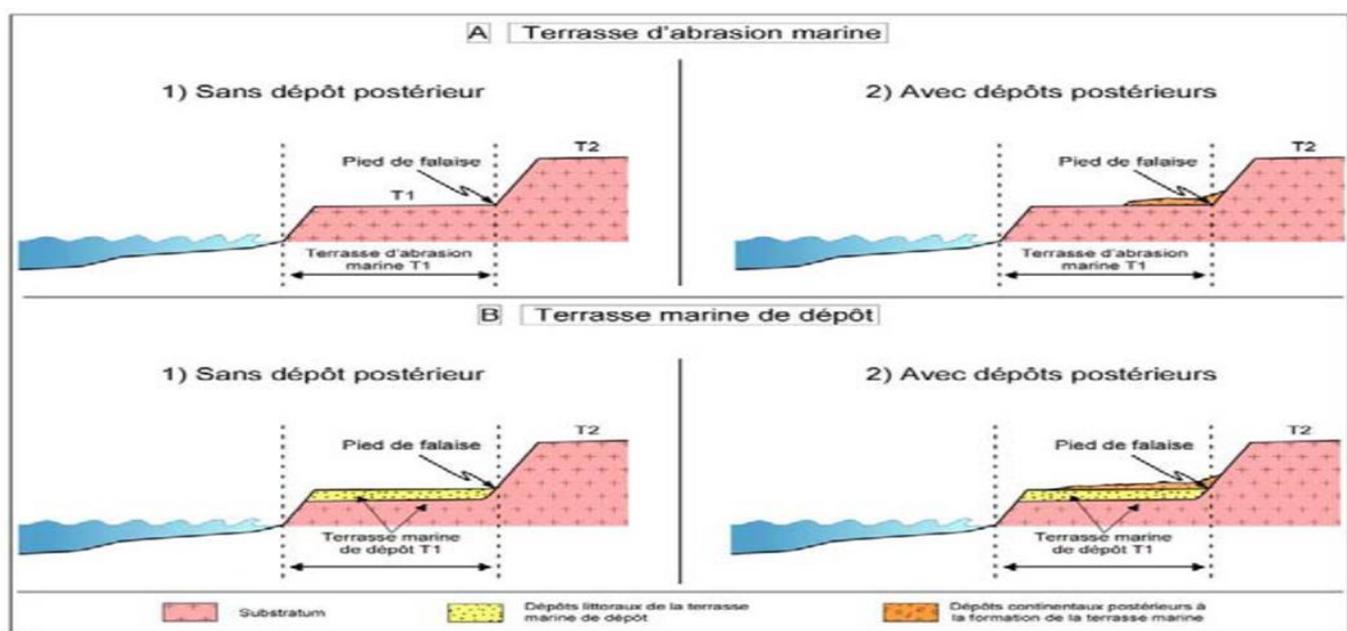


Figure III-11: Les deux types de morphologie que recouvre le terme général de terrasse marine dans le cas d'une succession de deux terrasses T1 et T2, T2 étant la plus vieille.

(A) Terrasses d'abrasion marine. (1) Elles correspondent à des surfaces d'abrasion marine qui érodent directement le substratum rocheux, sans couverture sédimentaire liée à la formation de la terrasse, et (2) avec quelques dépôts continentaux postérieurs à la formation et l'abandon de la terrasse par la mer. (B) Terrasses marines de dépôts. (1) Elles sont couvertes de dépôts sédimentaires contemporains de la formation de la terrasse. Ces dépôts sont d'épaisseur variable (centimétrique à métrique) et (2) ces terrasses peuvent également conserver des dépôts postérieurs à leur formation et abandon par la mer. Le pied de falaise de T1 correspond à l'angle entre l'escarpement de T2 et la surface plane de la terrasse T1 et marque le paléoniveau marin 0, responsable de la formation de la terrasse T1.

III.3.5- Méthodologies de datation et de mesure des taux de soulèvement

On expose deux méthodes de datation absolue utilisées pour calculer des taux de surrection côtière. La première méthode est celle utilisée en général (méthode de l'isotope cosmogénique Béryllium (^{10}Be), la deuxième c'est la technique de datation à l'uranium-thorium. La différence entre les deux méthodes réside dans l'intervalle de temps considéré. En effet, la première méthode calcule une vitesse moyenne entre l'âge de formation de la terrasse et l'actuel. La deuxième méthode permet de calculer les vitesses de soulèvement entre deux niveaux de terrasses successives, sur un intervalle de temps entre deux hauts niveaux marins. L'intérêt de cette méthode est d'obtenir une résolution fine de l'évolution des vitesses de soulèvement sur une longue période de temps. Cette méthode permet de mettre en évidence l'histoire cumulée du soulèvement côtier, enregistré par une série de terrasses marines, sur des intervalles de temps consécutifs.

III.3.5.1- Méthode de l'isotope cosmogénique Béryllium10 (^{10}Be)

Cette méthode donne des âges d'exposition de marqueurs géologiques (surfaces topographiques, sédiments, galets et blocs) au rayonnement cosmique. Elle permet de dater des marqueurs géologiques exposés récemment au rayonnement cosmique puisque la demi-vie du ^{10}Be est de 1.35 Ma. L'isotope cosmogénique du ^{10}Be est produit in-situ dans les minéraux contenus dans les roches à la surface de la Terre et enregistre donc la durée d'exposition de ces roches au rayonnement cosmique. La méthode utilise la production et l'accumulation d'isotopes du ^{10}Be dans le réseau cristallin des minéraux. En effet, les particules cosmiques interagissent avec les atomes de Si, O, Al, Fe, Mg contenus dans les minéraux des roches à la surface de la Terre et produisent notamment du ^{10}Be à l'intérieur de ces minéraux (Cerling et Craig, 1994 ; Figure III-12). On s'intéresse au ^{10}Be car c'est un gaz

rare, non présent dans les minéraux au départ, où l'on peut faire l'hypothèse que la seule façon d'en accumuler est de le fabriquer in-situ. L'utilisation de cette méthode est optimale avec toutes les roches contenant du quartz (SiO_2), minéral ubiquiste et résistant à l'érosion. De plus, en l'absence de matière organique (régions arides), loess ou cendres volcaniques, la méthode du Be^{10} produit in situ reste un des seuls moyens pour dater des marqueurs morphotectoniques.

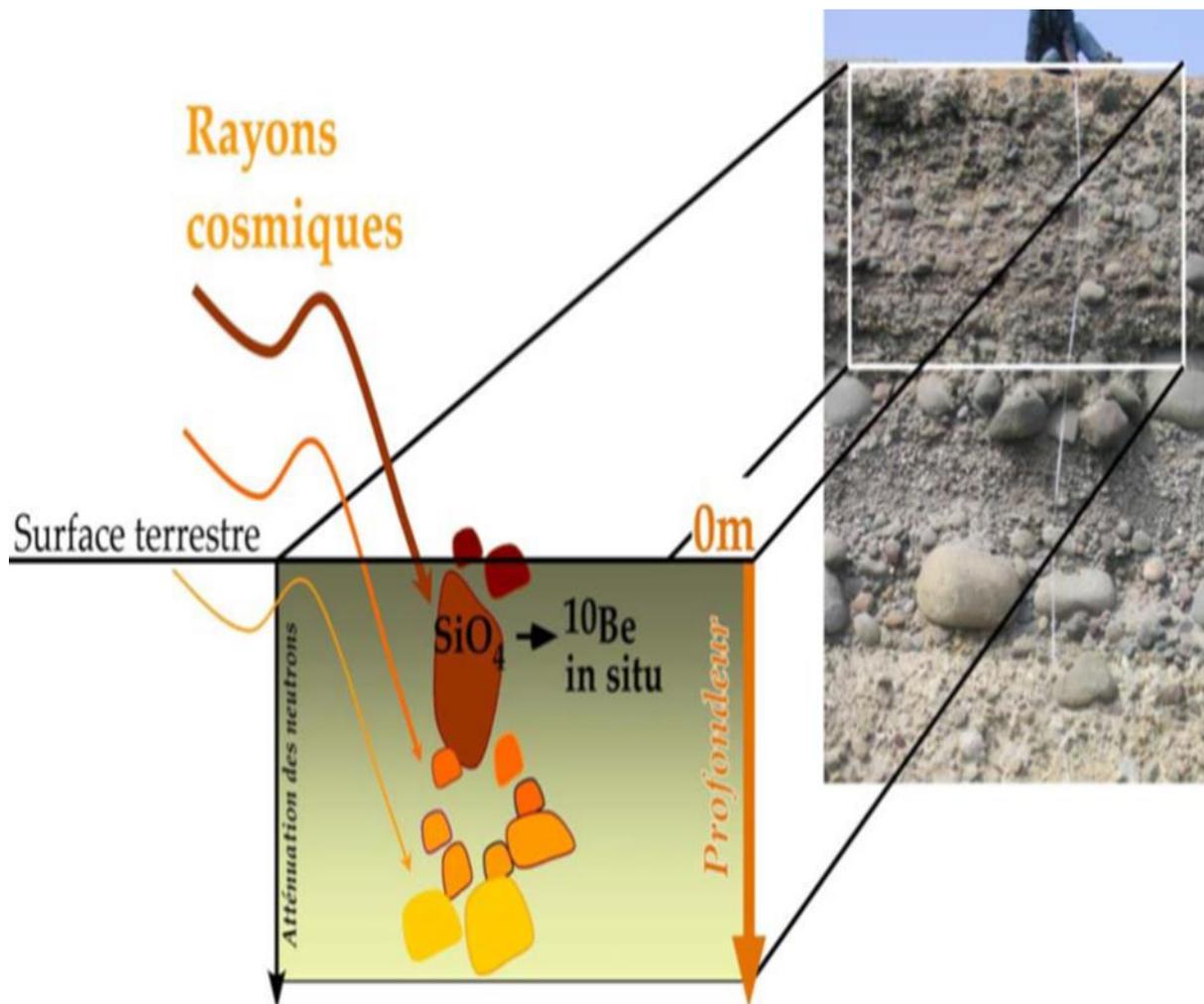


Figure III-12: Exposition d'un marqueur géologique au rayonnement cosmique et enregistrement de l'âge de sa dernière exposition.

L'isotope cosmogénique du Be^{10} est produit in-situ, dans les minéraux contenus dans les roches à la surface de la Terre ($< 2 \text{ m}$) par le biais d'interactions entre les particules cosmiques et les atomes de Si, O, Al, Fe, Mg. La quantité de ^{10}Be produit in-situ varie avec

la durée d'exposition de ces roches au rayonnement cosmique. On peut ainsi mesurer le temps d'exposition d'une surface topographique et en déduire l'âge de sa mise en place.

Cette méthode est généralement utilisée pour dater des surfaces formées par un agent de géomorphogénèse donné et d'en déduire ainsi l'âge de la fin de l'activité de ces processus : une surface d'abrasion glaciaire, un glissement de terrain, une surface d'abrasion marine, des terrasses alluviales, etc... Elle est aussi utilisée pour mesurer l'âge d'exposition d'une couverture sédimentaire (notamment lorsque les sédiments ne contiennent pas de fragments (coquilles, bois etc.) dont l'âge puisse être déterminé par la mesure du C14 ou des ratios U/Th par exemple) et ainsi en déduire l'âge de la fin de sa mise en place. Ainsi il est possible de dater une surface décalée par une faille afin d'en déduire la vitesse de glissement de la faille. On peut aussi calculer des taux d'incision à partir de l'étude de terrasses alluviales et des âges d'enfouissement en utilisant un couple d'isotopes de demi-vie différente.

III.3.5.2- Méthode U-Th de datation de coquilles fossiles

La technique de datation à l'uranium-thorium est une technique de datation radiométrique qui permet de mesurer l'âge des dépôts par le biais de leur contenu faunistique (coraux, coquilles de lamellibranches, mollusques fossilisés etc.), grâce au déséquilibre U/Th engendré par la désintégration de l'uranium en thorium. La limite théorique de datation par la méthode ^{234}U - ^{230}Th est de l'ordre de 400ka. L'uranium (^{234}U), soluble dans l'eau de mer, se désintègre naturellement en thorium (^{230}Th), insoluble dans l'eau. Au cours de leur vie, les coraux piègent uniquement, dans le réseau cristallin des carbonates de leur organisme, de l'uranium dissous dans l'eau de mer. Puis, à la mort de l'organisme, l'uranium se désintègre en thorium (avec une demi-vie de 245 500 ans). Ainsi, il ne reste plus qu'à calculer le rapport U/Th (déséquilibre U/Th) qui fournit le temps écoulé depuis la désintégration de l'uranium en thorium, sachant que la quantité de départ en thorium dans l'organisme est nulle. Il en est de même pour les organismes marins ayant une coquille carbonatée

III.3.6- Terrasses marines en Algérie

Les terrasses marines du littoral algérien, observées et décrites dès le début du siècle (**De Lamothe, 1911 ; Glangeaud, 1932 ; in. Benslama, 2012**).

Medaouri indique que les soulèvements récents se matérialisent sur le terrain par la position des dépôts récents et des terrasses marines, qui se retrouvent à des altitudes importantes par rapport au niveau marin actuel, notamment dans les régions de Béjaïa, Aoukas et Ziama. Les

soulèvements sont attestés par la position des séries de grottes alignées sur une même courbe de niveau (30 m au-dessus du niveau de la mer) et parfois remplies de blocs et de sable marin et sédiments alluvionnaires.

Maouche a mis en évidence quatre niveaux de terrasses marines le long de la cote entre Dellys et Boumerdès, la première (35cm +/-15 cm), la deuxième (90m+- 20cm), la troisième (130m+- 20cm) et la quatrième (400m+- 15cm). Le quatrième niveau témoigne d'une érosion marine.

La morphologie en marches d'escaliers de ces quatre terrasses avec un niveau d'érosion et trois falaises indique une possible longue période de formation d'une terrasse marine, interrompue par le soulèvement de la côte.

Il a suggéré deux mécanismes qui peuvent être responsable de ce soulèvement :

- 1- Un soulèvement rapide dû aux séismes tel celui de Boumerdès, 2003 ; Mw= 6.8.
- 2- Un soulèvement lent, qui se produit à long terme, provoqué par la convergence permanente des plaques Afrique-Europe.

A l'Ouest d'Alger, l'anticlinal du Sahel, montre sept niveaux de ligne de rivages émergés qui datent de Pléistocène et qui correspondent à des terrasses marines.

La distribution des paléo-lignes de rivages qui souligne une forme d'une baignoire et une succession de soulèvement qui explique la croissance du pli de Sahel durant les 140 derniers milliers d'années.

La forme en marches d'escaliers des terrasses marines soulevées, et la diminution de leur épaisseur entre Tipaza et Dellys montre que le soulèvement est plus rapide et plus marqué à l'Est qu'à l'Ouest d'Alger (**Maouche et al, 2001**).

Leurs positions en gradins s'observent en de nombreux points. Trois niveaux distincts de terrasses sont observés (**voir la figure III.13**).

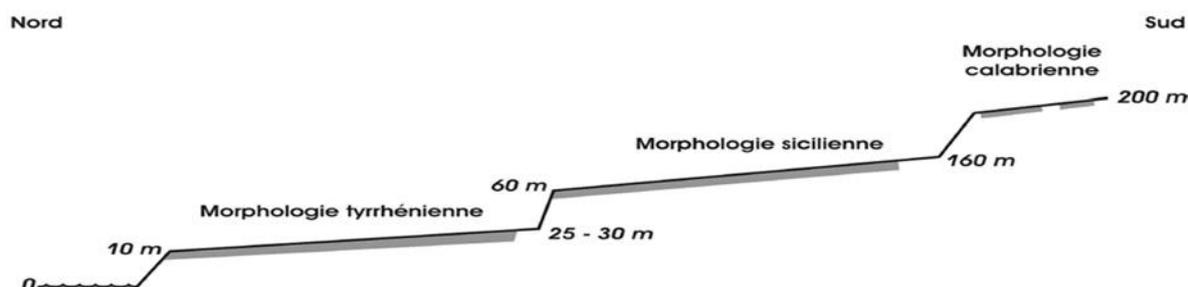


Figure III-13 : section schématique illustrant la distribution des trois principales terrasses marines (Saoudi, 1989 ; in. Guemache, 2010).

a- Terrasse Tyrrhénienne

Son altitude varie entre 10 à 30m, elle s'observe pratiquement d'une manière interrompue le long de la côte. En fonction de l'altitude et de la lithologie, Saoudi, 1989 distingue deux niveaux

: Un niveau inférieur s'agençant sur les marnes grises du Plaisancien, surmonté par un niveau dit supérieur. Ces derniers sont séparés par un niveau dunaire (**figure III-14**). L'altitude du niveau de base oscille entre 0 et 10 m

- (1) Marnes grises du Plaisancien
- (2) Lumachelle et dalle gr
- (3) Grès dunaire massif, complexe sablo-gréseux
- (4) Lumachelle
- (5) Niveau rouge à industrie Atérienne
- (6) Dunes

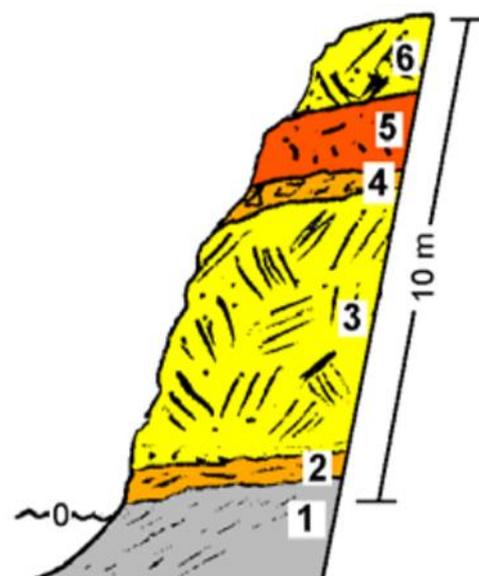


Figure III-14 : Coupe synthétique de la terrasse Tyrrhénienne (Maouche, 2002).

b- Terrasse sicilienne

Son altitude oscille entre 60 et 160 m, elle est intermédiaire entre le plateau Calabrien et la terrasse du Tyrrhénien. Le faciès est littoral, il est décrit dans la littérature 3 niveaux distincts à 60, 120 et 160m. La sédimentation est rythmique : lits de sable grossier jaunâtre intercalés de niveaux de lumachelle à pectoncles. Elle présente parfois un aspect massif et accuse des pentages de 6°-7° vers le Nord. Ce faciès est fortement diaclasé, on observe des fissures verticales remplies de calcite. La fracturation présente une direction dominante : N030 et N110 -115.

c- Terrasse Calabrienne :

Cette terrasse, d'après Saoudi 1989, est complètement démantelée. Elle est constituée d'une dalle à lumachelles à gros Pecten. Même si la base rappelle le faciès du Sicilien, vu sa position morphologique (plus de 200 m d'altitude) elle serait plus ancienne que le Sicilien.

Conclusion

Le Quaternaire du Tell algérien s'est déposé sous forme de terrasses fluviales et marines. Les terrasses marines sont des anciennes lignes de rivages et les terrasses alluviales représentent des vestiges d'anciens lits d'oueds.

Dans un contexte fluviale, les terrasses sont souvent attribuées à des changements climatiques significatifs tels, une alternance d'événements aride et humide. Pour des raisons le plus communément tectoniques, ces terrasses alluviales se retrouvent à des altitudes plus importantes pour nous informer des mouvements des failles et des plis. En Grande Kabylie, les terrasses fluviales sont présentes à différentes altitudes (300m jusqu'à 5m) et présentent des épaisseurs variées. Au sud des massifs Kabyles Tihay a observé un étagement de trois terrasses alluviales qui a attribué au Quaternaire ancien, moyen et récent ; plus au sud l'étagement de ces terrasses disparaît et il note un épaississement des deux dernières terrasses (Quaternaire moyen et récent). Cette structuration constitue une preuve indubitable d'une tectonique récente compressive.

Au cours du Pléistocène le niveau marin mondial se trouve contrôlé par des cycles eustatiques et les terrasses marines sont l'empreinte de ces variations du niveau marin, sur une côte soumise à des mouvements verticaux. Quand le niveau marin baisse, suite à une régression et/ou un soulèvement côtier, la morphologie littorale due à l'érosion marine, individualisée en

terrasse, est préservée (**Lajoie et al, 1991 ; in. Saillard, 2008**). Une nouvelle falaise côtière, limitant la terrasse à l'aval, peut alors être érodée lors du haut niveau marin du stade isotopique (cycle eustatique) ou du sous stade isotopique suivant. La formation et le soulèvement successifs de plusieurs terrasses marines forment ainsi une série de terrasses marines étagées, elles sont le résultat d'une complexe interaction entre les fluctuations du niveau marin, les mouvements tectoniques le long d'une marge active et l'érosion du continent voisin.

Il existe plusieurs méthodes pour calculer le taux de surrection côtière, on note les plus utilisées, la méthode de l'isotope cosmogénique Béryllium (Be_{10}) qui donne des âges d'exposition de marqueurs géologiques au rayonnement cosmique et la méthode de datation à l'uranium-thorium qui permet de mesurer l'âge des dépôts par le biais de leur contenu faunistique. En Algérie, trois niveaux distincts de terrasses sont observés, on note : la terrasse Tyrrhénienne (10 à 30 m), la terrasse sicilienne (60 à 160m) et la terrasse calabrienne qui se trouve sur plus de 200m d'altitude. Dans le prochain chapitre, nous allons accomplir une analyse cartographique des terrasses alluviales du Haut Sebaou et terrasses marines d'accumulation d'Azeffoun, présenter les terrasses quaternaires observées sur terrain et nous tenterons de les replacer dans le contexte sismotectonique évoqué au début, dans les travaux antérieurs sur les terrasses et dans le contexte de l'inversion de la marge.

**Quatrième chapitre :
Travaux de terrain dans le
flysch d’Azeffoun et le
segment Takhoukht et
analyse cartographique des
terrasses alluviales du Haut-
Sébaou et d’Azeffoun.**

IV.1- Introduction

La marge algérienne dans son ensemble est souvent interprétée comme une marge passive reprise en compression. La Grande Kabylie, segment central de cette marge, enregistre bel et bien une déformation récente qui témoignerait d'une compression. Les études faites le long de la marge révèlent un âge qui tourne autour de 1Ma, certains auteurs estiment un âge quaternaire (**Domzig, 2006 ; Medaouri, 2014 ; Arab, 2016**) tandis que d'autres avancent un âge plio-quaternaire (**Badji, 2014**) bien que les moteurs déclencheurs semblent être plus anciens, notamment la migration de la plaque africaine vers le NW.

L'étude de la structuration de la marge algérienne (onshore/offshore), en se basant sur les structures tectoniques, a permis d'approcher ce problème et de mettre en évidence un certain nombre de marqueurs. Cette marge est marquée par un changement de régime tectonique, passant d'une extension à une compression responsable non seulement de l'architecture actuelle du bassin algéro-provençal mais aussi du soulèvement du littoral algérien. Plusieurs éléments attestent de cette reprise en compression dont la cinématique actuelle qui montre une convergence NNW-SSE (**Serpelloni et al, 2007 ; in. Badji, 2014**) ; une sismicité importante principalement caractérisée par des mécanismes aux foyers de type compressif et des chevauchements à pendage sud en pied de marge (**Déverchère et al, 2005 ; Domzig et al, 2006**). Domzig a abordé la question de l'inversion en offshore. En étudiant la structuration profonde de la marge algérienne, elle a mis en évidence certains indices ou marqueurs témoins de ce changement de régime qui sont ; la déformation des sédiments superficiels (Plio-Quaternaire), la structuration en bassins piggy-back et/ou roll-over de la marge centrale, les déviations des cours des canyons ainsi que les instabilités sédimentaires.

A terre le problème est un peu complexe, la question a été abordée sous un autre angle, en étudiant l'architecture particulière des terrasses marines comme indicateur de soulèvement côtier, qui combinent à la fois la contribution de la tectonique et celle de l'eustatisme ; ce type d'études tente de faire une approche quantitative. Authemayou dans ses travaux a essayé d'apprécier l'amplitude de ce soulèvement par des méthodes de datation isotopiques (U/Th), la luminescence, et un altimètre barométrique (**Authemayou et al, 2017**).

Quel que soit leur type et leur organisation, les terrasses marines fluviales constituent des objets géologiques qui résultent d'une compétition entre processus agissant soit pour élever, soit pour abaisser la surface terrestre, avec toutes leurs implications géodynamiques et

morphotectoniques. Ces processus impliquent à la fois des phénomènes érosionnels et tectoniques.

A l'instar des autres indicateurs ou marqueurs morphotectoniques, qu'ils soient planaires [terrasses et rivages marins, rivages lacustres, deltas, terrasses fluviales, éventails alluviaux, colluvions de faille et autres surfaces] ou linéaires [cours des rivières et crêtes, moraines glaciaires] ou encore paléo-sismologiques sous-marins [turbidites], les terrasses fluviales et marines dans toute leur diversité constituent des outils par excellence de l'appréciation qualitative et/ou quantitative des processus en action dont résulte leur formation et leur configuration architecturale ou géométrie [structure en marches d'escalier notamment].

Pour appréhender cette architecture particulière et quantifier l'évolution des terrasses dans l'espace et dans le temps, établir des corrélations d'ensemble, il est clair qu'il faut recourir à des méthodes intégratives impliquant des observations multiples et faisant appel à des disciplines diverses [sismologie, paléosismologie, changements climatiques quaternaires, géochronologie, géologie structurale, morphotectonique, géodésie, sédimentologie, paléobotanique, biostratigraphie, mécanique des failles et bien d'autres], à des techniques de quantification récentes et fines telles que les méthodes spatiales [imagerie, GPS, interférométrie radar entre autres], les méthodes de datation [méthodes isotopiques, traces de fission sur apatite], les méthodes géologiques [tranchées, érosion, sédimentation] et la climatologie.

A la base, le problème consiste à identifier des processus tectoniques tels que la déformation localisée, les mouvements entre plaques, sur faisceau de failles, sur faille unique, mais aussi des processus isostasiques [réajustements suite au soulèvement et l'érosion]. D'un autre côté, il faut mettre en relation dans cette épreuve de compétition, les variations climatiques à différentes échelles de temps, en ce qui nous concerne ici, il s'agit principalement d'évènements du Pléistocène [inférieur : 1.8 Ma – 0.7 Ma ; moyen : 0.7 Ma – 0.12 Ma ; supérieur : 0.12 Ma – 0.08 Ma], voire du Pliocène [inférieur : 5.3 Ma – 3.4 Ma ; supérieur : 3.4 Ma – 1.8 Ma].

Ainsi, on pourra mettre en relation au moins d'un point de vue qualitatif, ces constructions tectono-eustatiques et glacio-eustatiques avec des évènements perceptibles en termes de variations climatiques à différentes échelles de temps, étant donné que la plupart des marqueurs se forment en réponse à des contrôles climatiques et/ou tectoniques. Il en est fait donc un usage conjoint pour préciser leur géométrie et leur âge, à l'exemple des terrasses

marines et fluviales, les récifs coralliens, les cônes de déjections et autres marqueurs d'intérêt.

La démarche serait alors la suivante :

- (1) Reconnaître ces marqueurs en observant leurs signatures morphotectoniques [escarpement de faille, géoformes (terrasses, cônes, talwegs, plis), réseaux de drainage] et en acquérant des données sur cartes géologiques et topographiques, photos aériennes, images satellite, MNT.
- (2) Analyser et quantifier les caractéristiques de ces objets en mesurant les déplacements [géodésie, GPS, photogrammétrie] et en datant les marqueurs de la déformation récente.
- (3) Interpréter sur la base de modèles en recherchant les interactions érosion/tectonique, en déterminant les taux de déformation, avec toutes les incertitudes qu'entraînent les méthodes mise en œuvre dans cette phase de caractérisation.

Dans le présent travail, le temps limité ne nous permet pas d'aller dans l'entièreté de cette démarche. On suivra une approche plutôt qualitative et exploratoire fondée sur l'analyse cartographique et les observations de terrain de deux marqueurs planaires : les terrasses marines et les terrasses fluviales, dans le cadre géodynamique de l'inversion de la marge algérienne, en particulier dans sa partie centrale [Kabylie] et des variations eustatiques qui l'ont affectée durant le Quaternaire.

Ces deux éléments morphotectoniques résultent des variations du niveau de la mer en raison des changements eustatiques globaux tels que ceux qui se sont produit au Pléistocène par exemple dont l'ampleur atteint 120 à 150 m, qui ont affecté le pourtour méditerranéen, et en particulier, le littoral de la partie centrale de la Marge algérienne. Souvent les terrasses marines résultent de l'attaque du rivage par l'action des vagues, ce sont alors les terrasses érosives ou d'abrasion, comme celles que nous avons observées dans ce travail à Sidi El Khorchi au Cap Corbelin dans le secteur d'Azeffoun. Elles se caractérisent principalement par une rampe d'abrasion [pente de 1° environ] avec le transport au large des produits de l'érosion, une encoche marine en pied de falaise qui est un marqueur potentiel en indicateur paléo-horizontale du géoïde, et le bord extérieur de la plateforme qui constitue un mauvais marqueur en raison de son instabilité. Les caractéristiques d'une terrasse d'érosion sont données sur la figure ci-dessous.

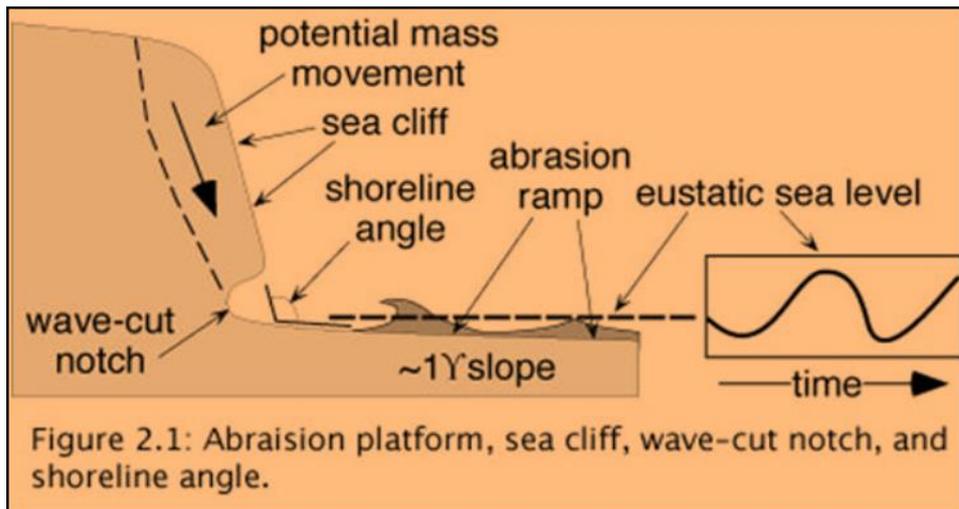


Figure IV.01 : Eléments caractéristiques d'une terrasse d'abrasion marine : rampe d'abrasion, pente $\gamma \sim 1^\circ$ de la rampe, falaise et encoche de pied de falaise [Déverchère, 2015].

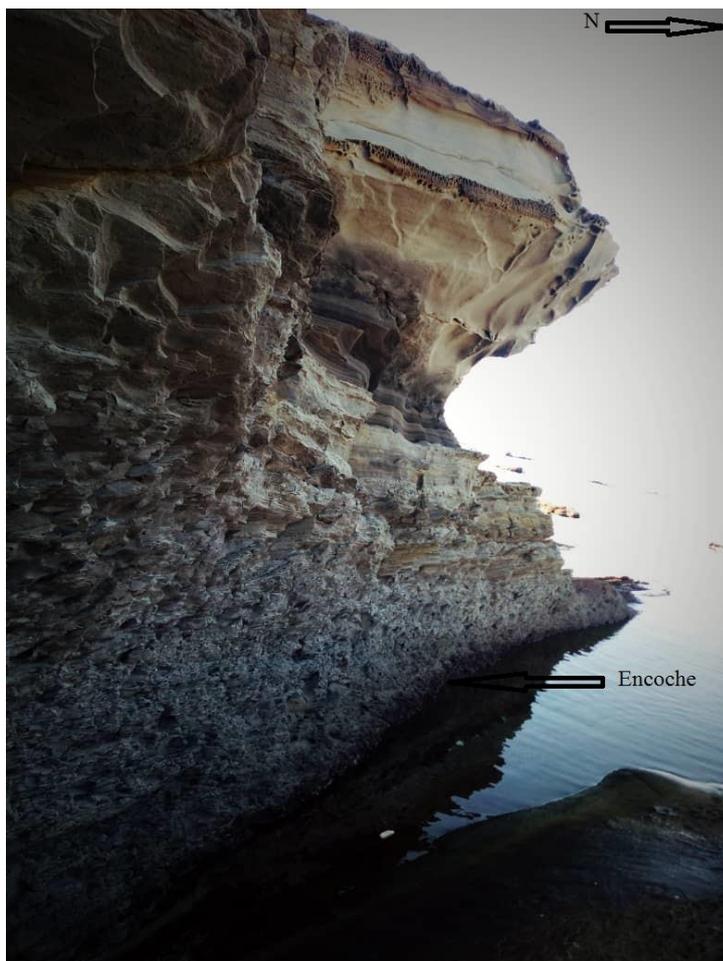


Figure IV.02 : Encoche marine au pied d'une falaise d'une terrasse marine actuelle observée à Azeffoun.

Les terrasses marines d'accumulation résultent des dépôts marins en discordance sur des substrats plus anciens du littoral en période de transgression suivi d'une régression (baisse du niveau marin). Elles sont reconnaissables aux éléments déposés spécifiquement remaniés par l'hydrodynamisme marin mais aussi par la présence de coquillages et autres faunes marines caractéristiques. Au niveau du secteur d'Azeffoun, cette variété de terrasses est particulièrement présente avec une extension remarquable de part et d'autre de la localité de Mlata, traversées par la RN 24, et leur chapelet se prolonge jusqu'au Cap Corbelin où prennent place les terrasses d'abrasion. Cependant leur étude nécessite un investissement de terrain plus long en termes de temps avec un travail d'observation, de levés géologique et d'échantillonnage plus minutieux, suivi d'un travail de laboratoire conséquent d'analyse granulométrique et morphoscopique et d'éventuels coquillages présents. Nous en ferons ici un travail d'analyse cartographique et descriptif pour en comprendre l'importance, les relier aux travaux réalisés par d'autres auteurs [**Saoudi, 1989 ; Maouche & al., 2011 ; Authemayou & al., 2017 ; Maouche, 2018**] sur des terrasses de même nature dans les secteurs d'Alger et Tipaza et pour en inférer l'importance de la continuité de ces marqueurs dans la partie centrale du littoral algérien et établir éventuellement une corrélation ou une extrapolation des données quantitatives [extension, consistance, altitudes et âges].

Les terrasses de rivière ou fluviatiles sont plus diversifiées. Elles constituent une réponse fréquente à des cycles climatiques. Leurs marqueurs sont non horizontaux au départ. Elles peuvent des terrasses d'aggradation, c'est-à-dire de remplissage abandonnées, des terrasses d'érosion. On peut les qualifier de paires en ce sens qu'elles se développent symétriquement au cours d'eau ou impaires c'est-à-dire configurées par le caractère méandrique du cours d'eau. Divers facteurs influent sur l'évolution et la morphologie des terrasses alluviales, tels que les changements de débit, de la pente, de la taille ou la charge des sédiments ou encore de la rugosité des dépôts [**Déverchère, 2015**]. Il faut noter dans ce registre que les terrasses d'érosion sont des marqueurs plus difficiles à exploiter en raison des facteurs agissants qui restent assez complexes à appréhender.

Dans ce qui suit, nous avons entrepris une analyse descriptive cartographique des terrasses alluviales du Haut Sebaou des sources de ses principaux affluents [Assif n Sahel, Assif Ouserdoun, Assif n Boubhir] jusqu'au secteur de Fréha sur la base de la carte géologique du Nord-Est de la Kabylie établie par **J.P. Gélard (1979)** dans le cadre de ses travaux de thèse de Doctorat d'Etat. Comme nous allons rendre compte de l'exploitation des observations

effectuées sur le segment du cours d'eau allant de Takhoukht jusqu'aux Aït Ouacifs qui exhibe des terrasses alluviales d'âges différents dignes d'intérêt.

IV.2- Terrasses marines

Ces terrasses ont été observées au niveau du Cap Corbelin au littoral d'Azeffoun.

IV.2.1- Cadre géographique de secteur d'étude

Géographiquement, le Cap Corbelin se situe au l'Est d'Azeffoun, sur la route N24. Il se localise à Sidi el Korchi, environ de 500 m après le port d'Azeffoun (**Figure IV.03**).

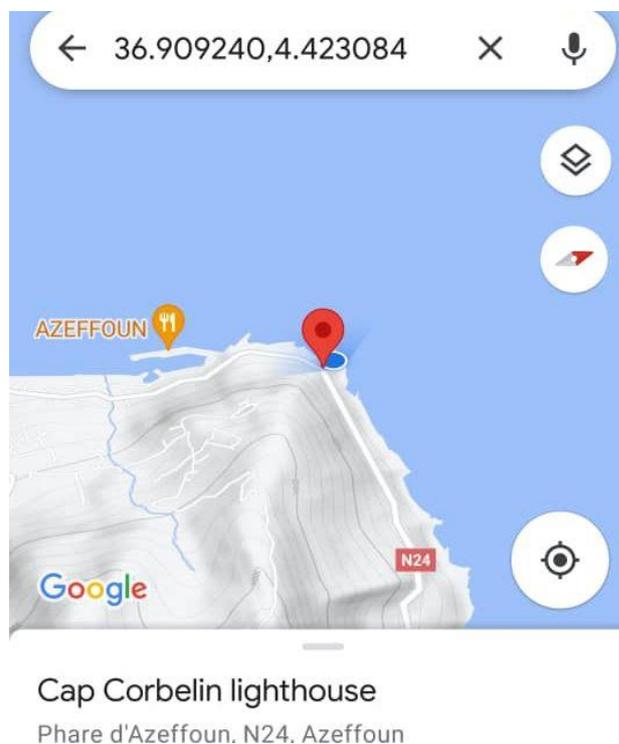


Figure IV.03 : Situation géographique du Cap Corbelin.

IV.2.2- Cadre géologique du secteur d'étude

Le Cap Corbelin appartient géologiquement au domaine des flyschs nord kabyle, sur la carte géologique d'Azeffoun-Azazga (**Figure IV.04**) on observe qu'au-dessus de la route N24 affleure des grés micacés d'âge Stampien supérieur- Aquitanien, suivie par des passées des grés à faciès numidien et des passées conglomératiques, et en bas on observe des terrasses d'abrasion marines. Il s'agit bien de terrasses d'abrasion marines parce qu'elles portent des

structures d'érosion marine, mais elles n'ont jamais fait l'objet d'une étude exhaustive. L'âge de ces terrasses peut être estimé et calé sur celui des terrasses observées et datées à l'Ouest d'Alger, il doit aller du Pléistocène jusqu'au Quaternaire ancien.

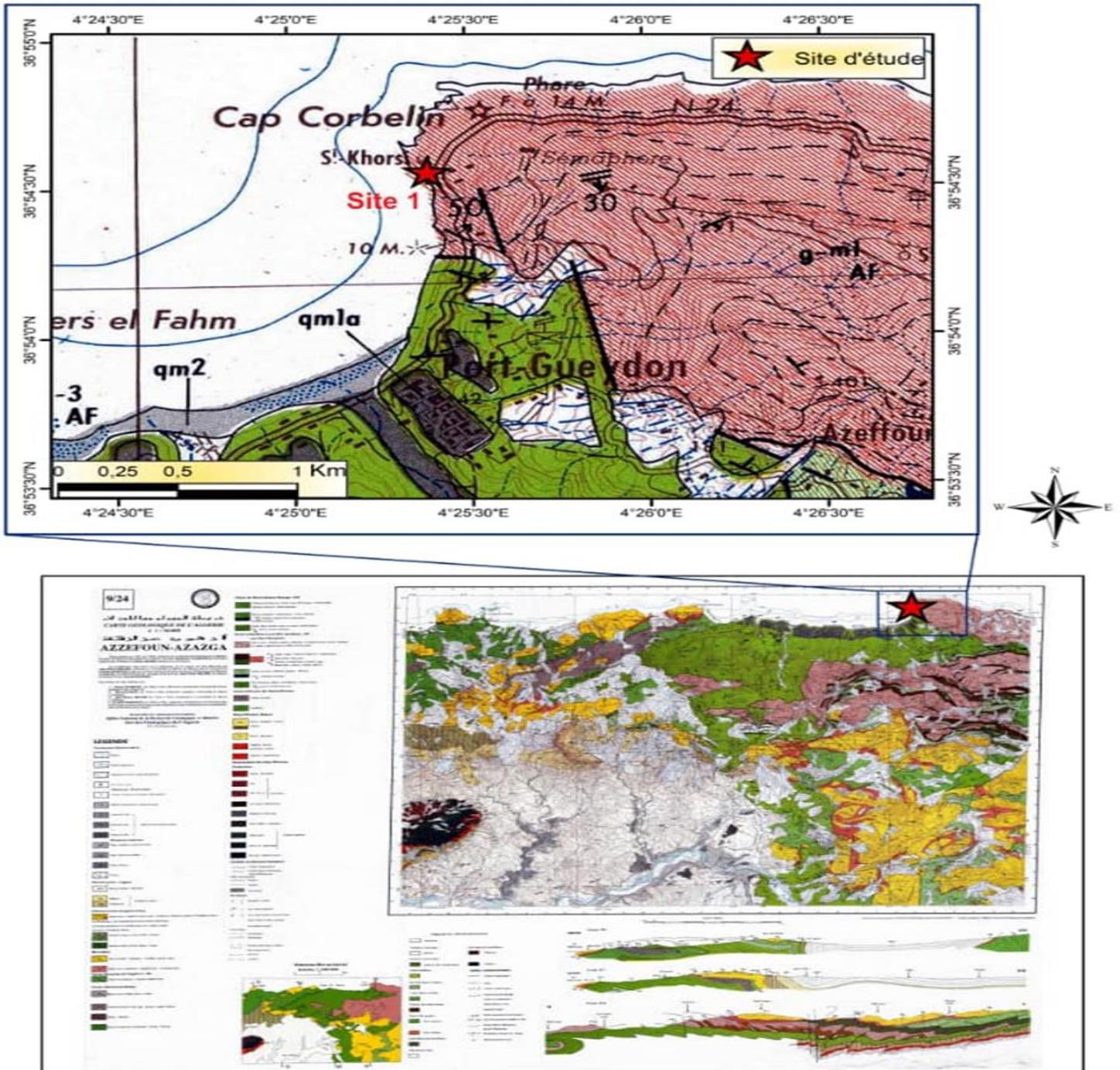


Figure IV.04 : Localisation du site d'étude sur la carte géologique (Gélard, 1979, modifié)

IV.2.3- Aspects lithostratigraphiques

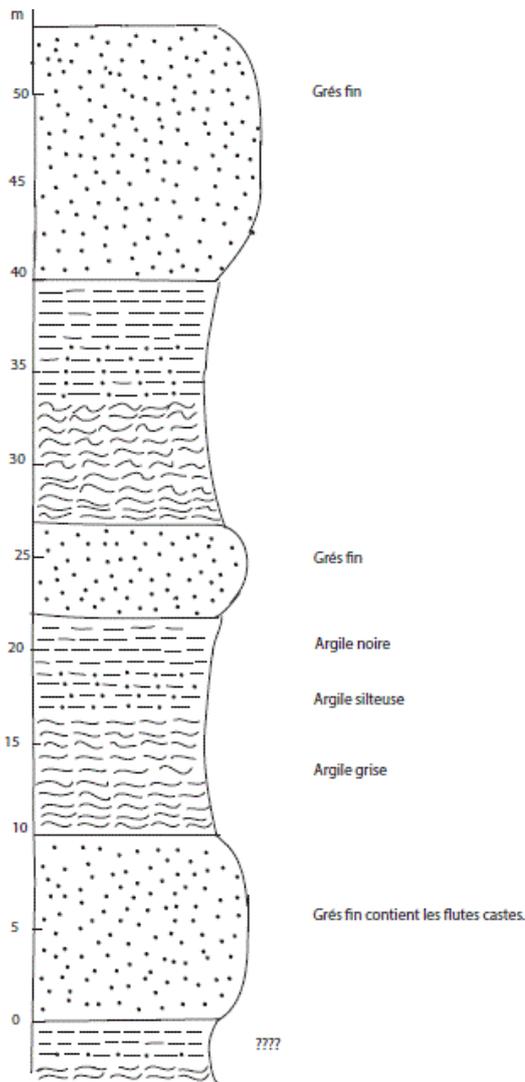


Figure IV.05 : Log synthétique d'une terrasse marine observée à Cap Corbelin.

La coupe levée au niveau de Cap Corbelin se caractérise par une même colonne lithostratigraphique qui se répète dans les trois terrasses. Ces terrasses correspondent aux cycles de dépôts du Crétacé.

Elle commence par des marnes grises d'une épaisseur qui varie de 5 à 7 m et indique un milieu marin profond, surmontées par des bancs argileux qui commence par des silts puis des argiles noirs et vers la fin, la série se termine par des grés qui témoignent une régression. Les strates plongent vers le Sud avec un pendage de 40° (**Figures IV.06 ; IV.07**).

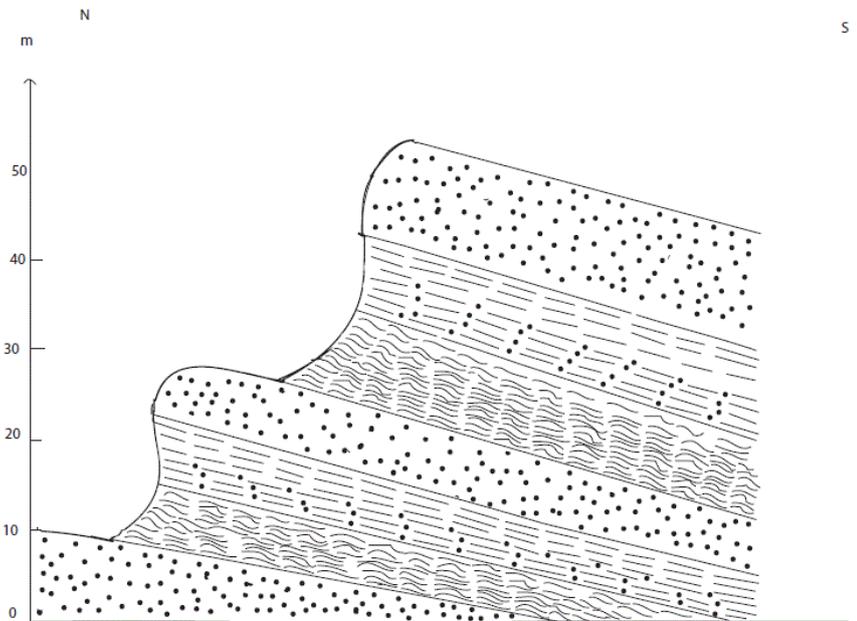


Figure IV.06: Coupe levée au niveau de Cap Corbelin à Azeffoun.

IV.2.4- Aspects structuraux

Malgré la dominance de l'activité des vagues sur la formation des terrasses d'abrasion marines observées au Cap Corbelin, l'empreinte d'une tectonique récente n'est pas totalement absente, on note des failles coulissantes dextres d'orientation N110°.



Figure IV.07: Etagements de trois terrasses d'abrasion marine au niveau de Cap Corbelin à Azeffoun.



Figure IV.08 : Terrasse d'abrasion marine au niveau de Cap Corbelin, incliné vers le Sud avec un pendage de 40°.



Figure IV.09: Plateformes et falaises des terrasses d'abrasion marine d'Azeffoun.



Figure IV.10 : Falaise et encoche de l'une des terrasses marines observées à Azeffoun.

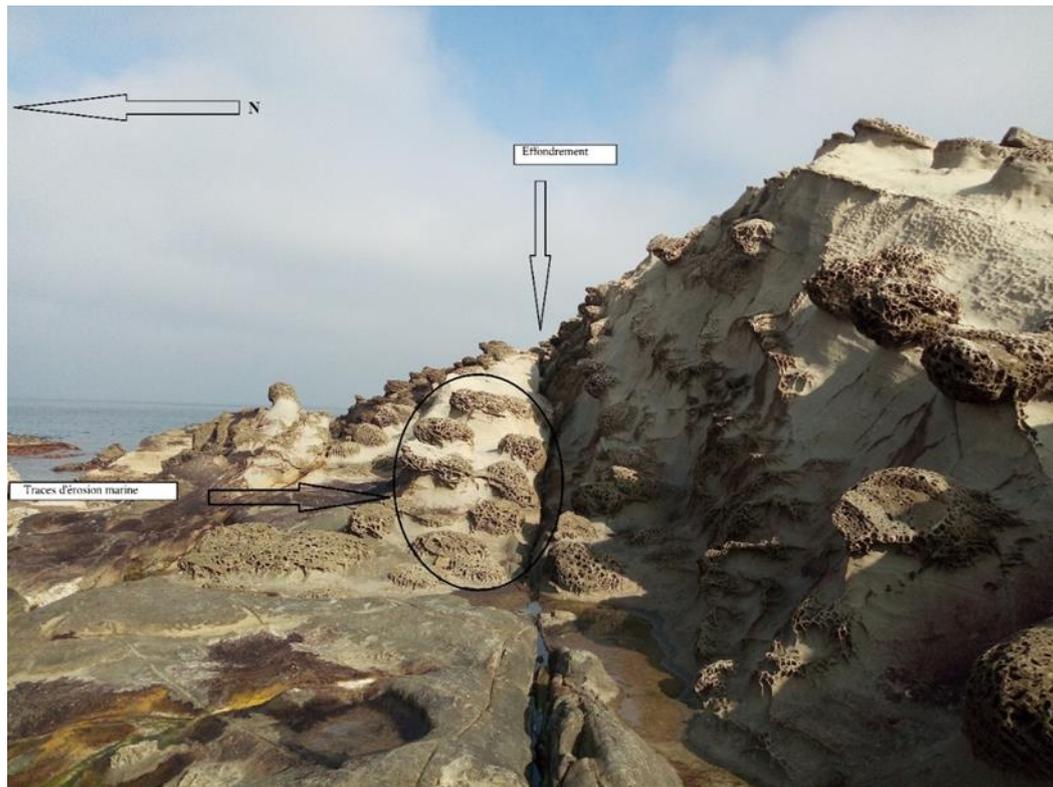


Figure IV.11 : Terrasse d'abrasion marine actuelle montrant des traces d'érosion marine avec un bloc de falaise effondré par affouillement au pied de falaise.



Figure IV.12 : Une faille transformante dextre orientée N110° qui a affecté la surface de la deuxième terrasse témoigne d'une tectonique récente.



Figure IV.13 : Structure en gradins qui témoigne du mouvement de soulèvement de la terrasse observée à Cap Corbelin (Azeffoun).

Les terrasses marines d'Azeffoun sont des terrasses d'abrasion marine, avec des couches à pendage vers le continent ce qui ralentit l'érosion

IV.2.5- Analyse cartographique des terrasses marines et des reliques de terrasses alluviales du secteur d'Azeffoun

Comme il est dit plus haut, cette analyse se fonde sur la carte géologique du Nord-Est de la Kabylie établie par **J.P. Gélard [1979]**. Entre la pointe des Aït Rhouna à l'ouest et le Cap Corbelin à l'est la localité d'Azeffoun, on peut relever une série de terrasses marines notées sur la carte respectivement par **qmr** [Quaternaire marin récent ou actuel], **qm2** [Quaternaire marin ancien, niveau des 20-50 m] et **qm1** [Quaternaire marin ancien, niveau des 100 m]. Cette architecture particulière des terrasses marines d'accumulation suspendues jusqu'à des altitudes actuelles de 50 à 100 m pour les **qm2** à plus de 100 m pour les **qm1** peut s'expliquer par différents facteurs agissant dont la montée du niveau marin relatif durant le Quaternaire marqué par des transgressions importantes autrement dit des poussées eustatiques, et certainement l'activité tectonique localisée ou régionale. La première série de terrasses qui jouxtent les terrasses actuelle [qmr], de loin les plus nombreuses et les plus étendues en termes de superficie, reposent en discordance sur des formations plus anciennes accusant des pendages vers le sud variant de 40° en moyenne mais pouvant atteindre parfois 50 à 60°.

De part et d'autre de l'Ighzer n Mlata, on relève huit (08) terrasses répertoriées **qm2** sur une distance de 5.5 km environ visibles sur les abords de la RN 24 Azeffoun-Ait Rhouna. Ces terrasses du Quaternaire ancien se situent à des niveaux de 20 à 50 m et sont d'étendues variables. Elles reposent en discordance sur les grès-quartzites du Crétacé inférieur du flysch

d'Azeffoun [Port Gueydon], notés **np** sur la carte géologique. Les terrasses marines **qm2** se présentent en panneaux quasi-rectangulaires séparées par des talwegs de torrents et ravins, allongées principalement dans la direction parallèle à la côte. Leur largeur moyenne est de l'ordre de 750 m. Cette architecture en panneaux de terrasses marines quaternaires suspendus se prolonge jusqu'au Cap Corbelin par un chapelet de quatre lambeaux entrecoupés par des ravins reposant également sur les grès-quartzites du Crétacé inférieur. Ce sont également des terrasses de niveau 20-50 m du Quaternaire marin ancien. Enfin, à 5 km à l'est du Cap Corbelin subsiste une modeste relique suspendue de terrasse **qm2** en contrebas de la RN24 qui gît en discordance sur les grès micacés du Stampien supérieur et de l'Aquitaniens.

Au sud de la série de terrasses **qm1**, sur la rive ouest de l'Ighzer n Mlata, à 1 km environ de la côte, on trouve deux lambeaux de terrasses **qm1** (Quaternaire marin ancien du niveau des 100 m) gisant en discordance sur les formations de grès-quartzites du Crétacé inférieur de la série des flyschs d'Azeffoun ou des calcaires et marnes du Sénonien supérieur.

Le caractère régulier de la répartition des terrasses **qm2** avec une géométrie qui épouse sensiblement la physionomie de l'arcature de la baie qui s'étale de la pointe des Aït Rhouna dont les formations sont constituées de grès numidien [**mN1**] de l'Aquitaniens surmontant les argiles sous-numidiennes [**gN**] de l'Oligocène tendres et des calcaires et marnes du Sénonien supérieur, jusqu'au Cap Corbelin dont les formations au sommet consistent en des grès micacés du Stampien supérieur et de l'Aquitaniens reposant sur les autres termes de la série des flyschs d'Azeffoun, suggère un mode ou une dynamique de formation et d'accumulation de ces terrasses que l'on observe actuellement en nombreux sites du littoral algérien. Il consiste en le démantèlement par les forces des vagues des formations des avancées résistantes des deux pointes, le transport et le dépôt par l'hydrodynamisme marin des débris arrachés et roulés au niveau des plages de la baie. Bien évidemment, le niveau marin était plus élevé que le niveau actuel de 20 m à 50 m, voire plus. Ces milieux de dépôts sont alimentés également par les apports terrigènes des torrents et oueds débouchant sur la baie, ici l'Assif de Mlata par exemple. On peut également inférer que ces terrasses d'accumulations sont contemporaines d'une partie des séquences des terrasses d'abrasion mitoyennes observables au Cap Corbelin. L'analyse des éléments constitutifs des dépôts des terrasses d'accumulation quaternaires de la baie d'Azeffoun révélerait un lien génétique en relation avec le démantèlement des principaux termes des séries des flysch d'Azeffoun en provenance des pointes extrêmes de la baie.



Figure IV.14: Carte des terrasses marines quaternaires qmr, qm2 et qm1 entre la pointe d'Aït Rhouna et le Cap Corbelin [Gélard, 1979]



Figure IV.15: Terrasse marine q2 d'accumulation isolée à l'Est du Cap Corbelin (5 Km) suspendue à 25 m en contrebas du la RN24 sur falaise abruptes.

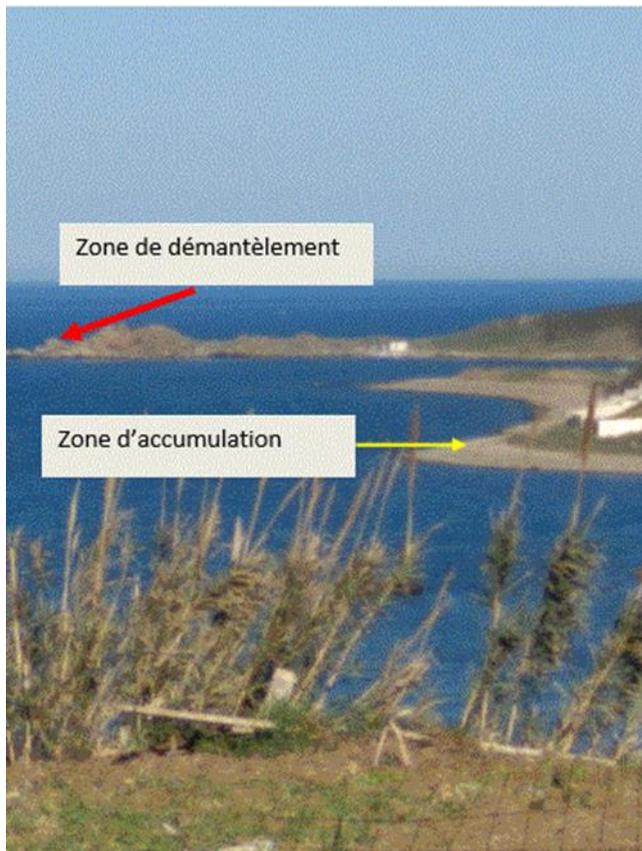


Figure IV.16: Mode de démantèlement de formations soumises à l'érosion marine et de construction de d'une terrasse alluviale, Zaouïa, Dellys

IV.3 : Terrasses alluviales

IV.3.1- Analyse cartographique des terrasses alluviales du Haut Sébaou

Dans ce paragraphe, nous fournissons d'abord une description analytique des terrasses alluviales du secteur de Fréha où l'on note une forme d'étalement de la plaine alluviale de l'Oued Sébaou en interaction avec un modeste affluent, l'oued Diss qui s'écoule en arc des confins nord-est de Fréha [Koudiat Echoud] pour affluer sur l'oued Sebaou au sud-ouest de Fréha. Cette zone étendue semble incarner un secteur de ralentissement et d'étalement des eaux du Sebaou qui donne naissance à une charge d'accumulation des dépôts importante au vue des nombreuses terrasses quaternaires qui s'y sont formées mais aussi aux quantités importantes d'alluvions récentes et d'alluvions indifférenciées qui occupent ce second réceptacle du Sebaou à l'endroit où il amorce un changement de direction d'écoulement sous un angle de 120° de NO-SE approximativement à E-O sensiblement.

D'anciens lambeaux de terrasses quaternaires difformes **q2** [quaternaire moyen, terrasse des 20 m] et **q1** [quaternaire ancien, terrasse des 40 m] s'étalent sur la rive nord du Sebaou dont le lambeau de terrasse **q2** le plus important s'étale en étendue difforme de 3 km de long dans la direction nord-sud sur environ 1.5 km dans la direction est-ouest. On les rencontre à l'est, au

sud et à l'ouest de Fréha jusqu'à l'actuel lit du Sebaou où elles laissent place aux terrasses quaternaires **q3** [quaternaire récent du niveau des 10 m] et alluvions actuelles et autres alluvions indifférenciées [**F**, **Fx** et **Fz**]. Deux terrasses importantes **q1** [quaternaire ancien du niveau 40 m] occupent la partie ouest du noyau de la structure quasi-circulaire dessinée par les terrasses **q2**. L'ancien noyau urbain de la ville de Fréha occupe d'ailleurs le panneau principal de l'une de ces deux terrasses **q1**. Plus au nord de Fréha, ce sont les terrasses du Quaternaire récent, **q3**, qui se développent de part et d'autre de l'oued Diss avec toutefois deux lambeaux de terrasses **q1** et un lambeau de terrasse **q2** (voir la figure IV.17).

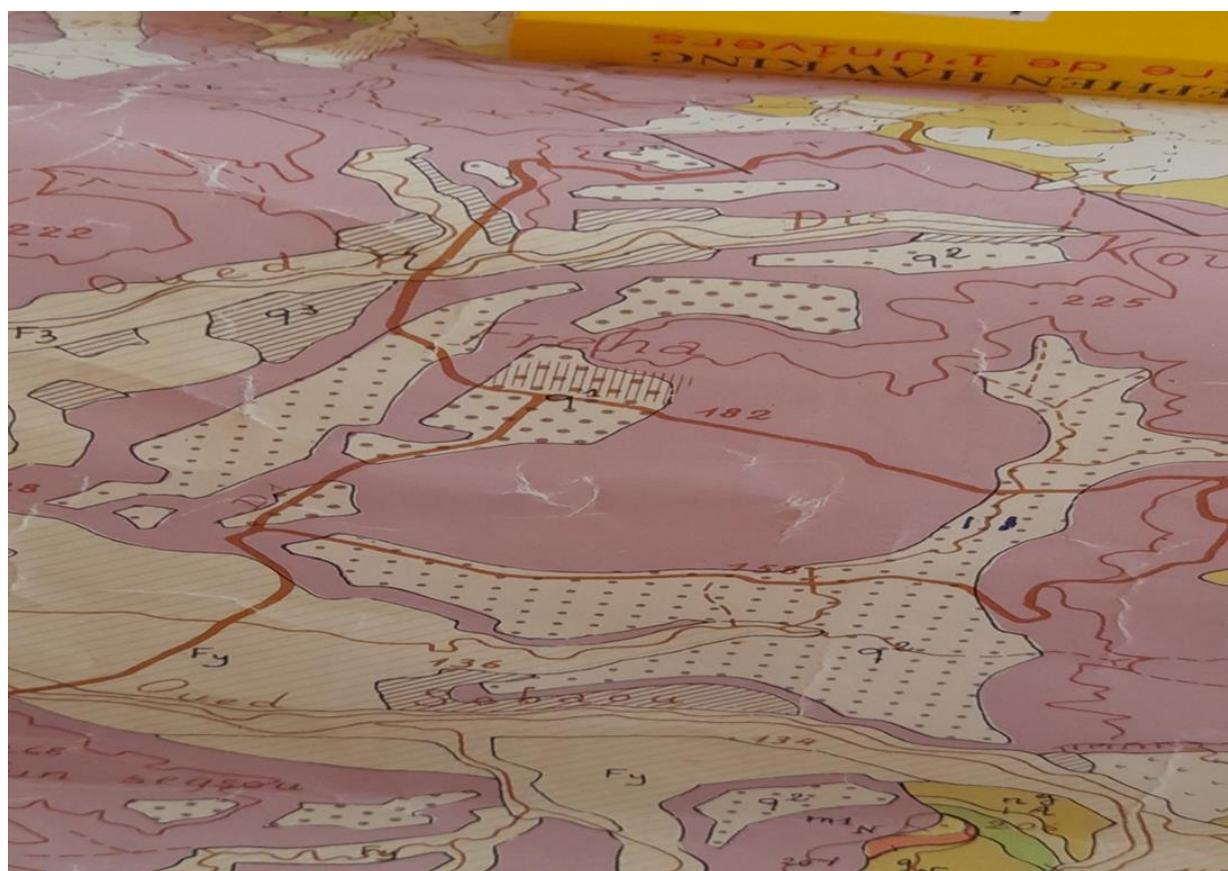


Figure IV.17: Terrasses fluviales diverses du secteur de Fréha et Oued Diss.

Sur la rive sud de l'oued Sebaou, on relève trois terrasses **q1** [Quaternaire ancien du niveau des 40 m] suspendu aux flancs du lieu-dit Aguemoun n Seksou (**Figure IV.18**) qui culmine à 268 m, au niveau du lieu de confluence de l'Assif n Aït Khelili. C'est à cet endroit également qu'est prise en étau une relique de terrasse **q2** suspendue vers 200 m d'altitude.

Tous ces panneaux de terrasses quaternaires d'étendues variables et d'âges relativement différents, gisent en discordance sur les marnes du Miocène post-nappes du Bassin de Tizi Ouzou qui datent du Burdigalien terminal- Langhien- Serravallien inférieur.

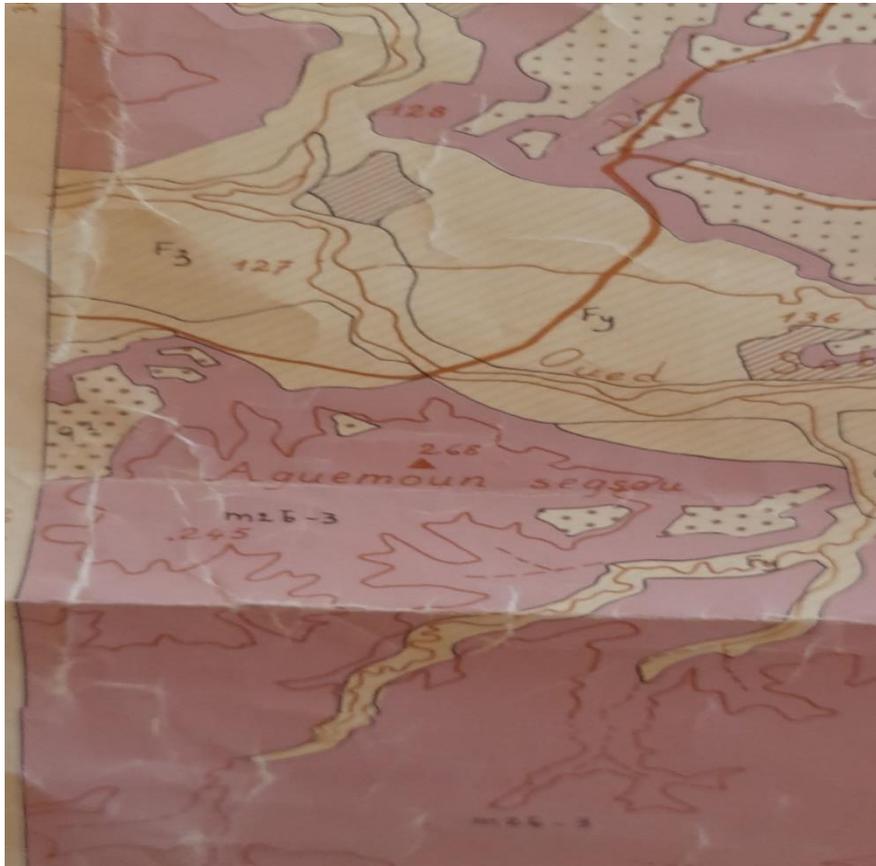


Figure IV.18: Terrasses suspendues aux flancs d'Aguemoun n Seksou sur le Sebaou.

Des terrasses du quaternaire plus récent **q3** jalonnent de part et d'autre le lit actuel de l'oued Sébaou en contigüité avec les alluvions actuelles et alluvions indifférenciées. Sur le segment quasi-linéaire de l'oued Sébaou de direction NO-SE, désigné aussi localement par Assif n Boubhir, s'étalant entre le secteur de Fréha décrit précédemment et le pont de Boubhir qui marque le lieu de confluence de ses trois principaux affluents [Assif Ouserdoun, Assif n Sahel, Assif n Boubhir] et de deux cours d'eau de moindre importance [Assif n Tagounits et Tassift n Lemkherda] (**voire la figure IV.20**). La rive sud-ouest comprend 5 terrasses **q2** suspendues à des altitudes entre 190 m et 220 m pour certaines, alors que sur la rive opposée, on ne note que trois reliques **q2**. Les panneaux de terrasses **q3** sont plus modestes en taille et moins développés en nombre. Elles sont beaucoup plus nombreuses sur la rive NE. Aucune forme de symétrie apparente ou de parité n'est observable. La distribution des terrasses **q3** est

assez erratique excepté en bout du segment, en amont vers Souk El Khemis, où elles apparaissent approximativement en paires mais avec un léger décalage.



Figure IV.19: Terrasses du lieu de confluence des affluents du Sebaou ou Boubhir localement au lieu-dit Pont de Boubhir.

Au niveau particulier des affluents de l'oued Sebaou, d'Assif Ouserdoun de profil sensiblement E-O développe de part et d'autre de l'actuel lit deux grandes terrasses **q1** de forme allongée à un niveau de 250 m environ, deux petites terrasses **q2** à 200 m environ ainsi que deux reliques importantes de terrasses **q1** allongées sur la rive sud à 280 m d'altitude, contiguës à une terrasse **q3** du quaternaire récent (**voire la figure IV.20**). L'Assif n Sahel n'a par contre développé que de rares lambeaux de terrasses du type **q2**, en réponse peut être à son hydrodynamisme particulier traduisant l'importante déclivité de son profil. L'Assif n Boubhir, dans son segment entre Souk El Khemis (Tabouda) jusqu'au Pont de Boubhir a engendré huit terrasses **q2** de forme allongée dans la direction de son écoulement (SE-NO) disposées de part et d'autre du lit actuel et une seule petite terrasse **q3** déposées à des altitudes inférieures à 300 m Ces terrasses traduisent une certaine tendance à l'imparité vers l'aval tandis qu'en amont les deux reliques de terrasses **q2** sont pratiquement symétriques par rapport au lit (**les figures IV.21 et IV.22**).



Figure IV.20 : Terrasses de l'Assif Ousserdoun, affluent de Sebaou.



Figure IV.21 : Terrasse de l'Assif n Boubeir, avec une relique d'une ancienne terrasse **q1** sur la rive ouest.



Figure IV.22 : Terrasses de l'Assif n Boubhir.

A plus de 240 m d'altitude, à la latitude d'Ifigha, sur **la figure IV.23** on observe sur la rive gauche de l'Assif n Boubhir, une relique de terrasse **qII** (Quaternaire très ancien du niveau des 70 m).

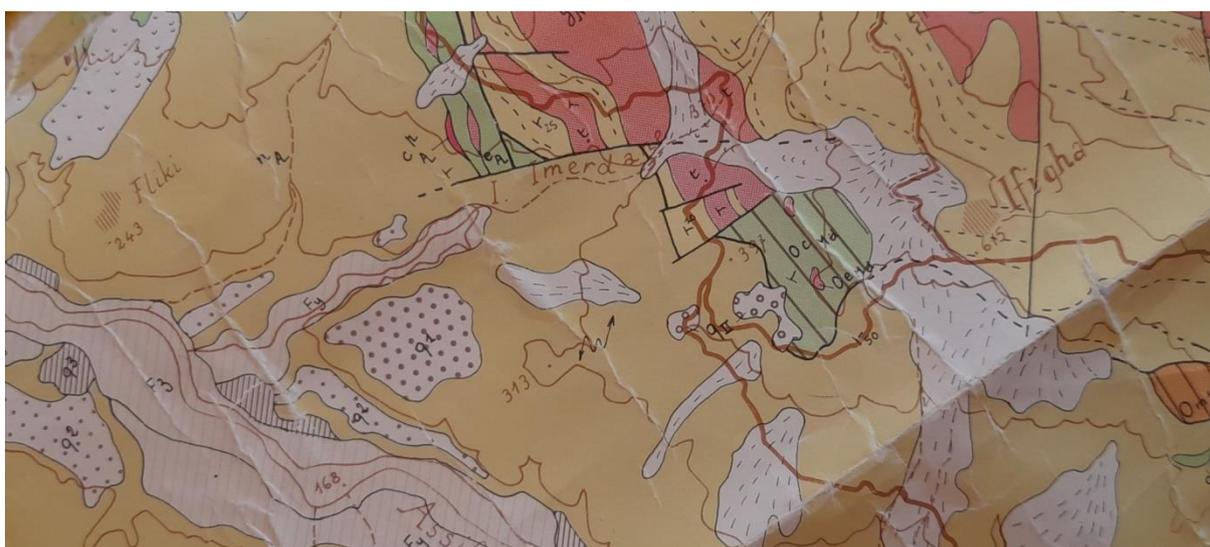


Figure IV.23: Terrasse alluviale **q2** sur la rive Est de l'Assif n Boubhir à l'altitude d'Ifigha.

Toutes ces terrasses reposent majoritairement en discordance sur les argiles bleues du Crétacé inférieur des flyschs d'Azazga ou du Haut Sebaou.

Les terrasses **q1** sont pratiquement toutes situées sur la rive Est, en chapelet, ce qui semble signifier que le profil d'écoulement était décalé vers l'est et ait favorisé l'accumulation de ces terrasses suspendues **q1** à plus de 250 m par endroit pour ensuite être décalé vers l'ouest et permettre la formation des terrasses **q2** et se recentrer sur le profil actuel au cours de son

creusement, en réponse à des rééquilibrages isostatiques, des pulsations eustatiques et la mécanique de l'action tectonique localisée ou régionale. On assiste ainsi à une forme de mouvement pendulaire résultant de balancements isostatiques ou encore à une dynamique de rejeu d'accidents tectoniques majeurs accompagnant le processus de déformation engendré par la dynamique compressive depuis l'inversion de la Marge algérienne dont une bonne partie du raccourcissement est absorbée dans sa partie centrale.

Nos observations de terrain ont été réalisées dans deux sites, le premier s'est après le barrage de Takhoukht et le deuxième l'oued des Ait Ouacifs.

IV.3.2- Cadre géographique du secteur d'étude

Géographiquement, ces terrasses se trouvent sur la RN30, sur un itinéraire entre le barrage d'Oued Aissi et les confins de cours d'eau des Ait Ouacif.

IV.3.3- Cadre géologique du secteur d'étude

Les terrasses qu'on a observées reposent sur le socle kabyle, leur substratum est essentiellement des schistes et phyllades de socle kabyle (Voire la figure IV.24).

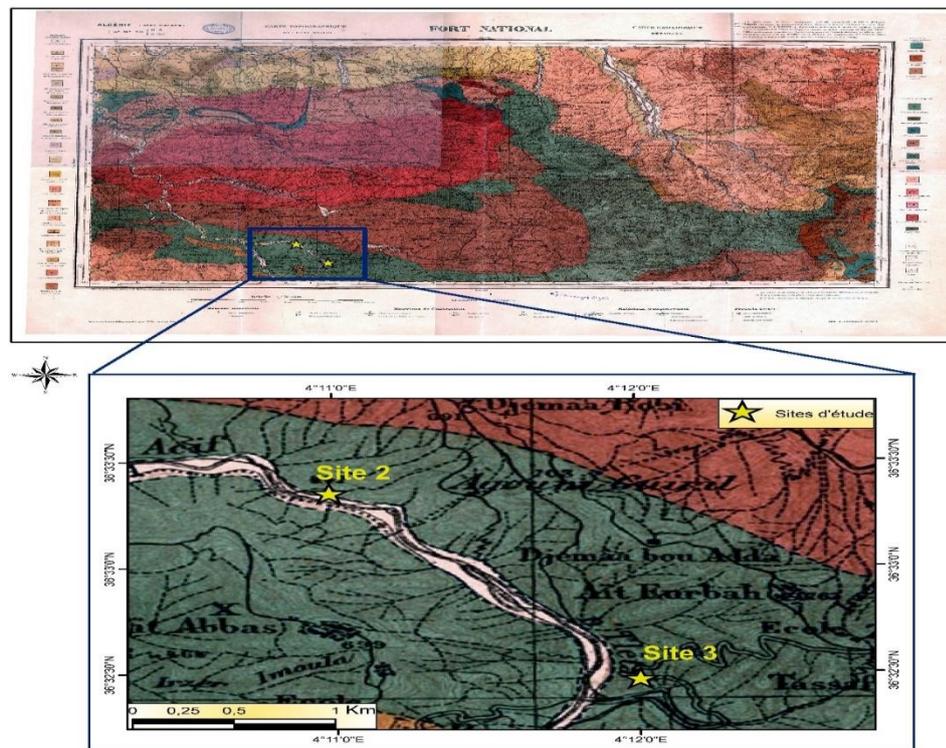


Figure IV.24 : Situation géologique des deux terrasses alluviales observées sur un itinéraire entre le barrage de l'Oued Aissi et les confins du cours d'eau des Ait Ouacifs.

IV.3.4- Aspects lithostratigraphiques

La terrasse ancienne remanie des éléments du socle, des schistes micacés et des blocs de calcaire dans une matrice rougeâtre (argile rouge). Les éléments sont anguleux et présentent une granulométrie très variée, preuve de la proximité de la source (socle kabyle, dorsale calcaire) (voir la figure IV.25).

La terrasse récente (Figure IV.26 ; IV.27) quant à elle, ses éléments sont moins grossiers arrondis à sub-arrondis, toujours des éléments du socle (des schistes satinés et des gneiss), le tout remanié dans une matrice argileuse. Son faciès témoigne d'un transport considérablement long.

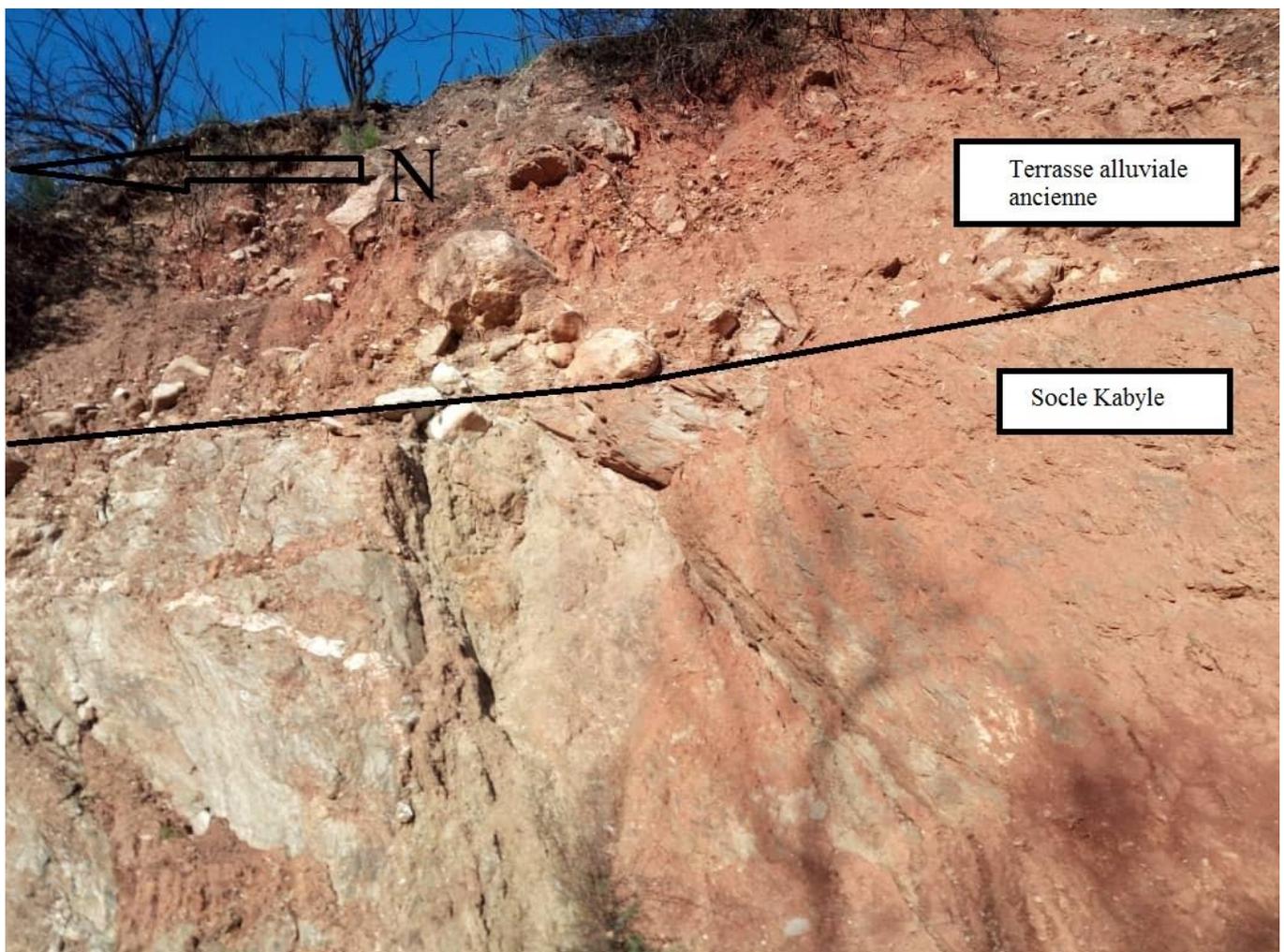


Figure IV.25: Terrasse ancienne a observée après le pont de Takhoukht à une altitude de 447 m



Figure IV.26: des terrasses alluviales actuelles étagées observées sur la rive gauche d'Acif n Tlèta



Figure IV.27 : Terrasse alluviale actuelle de la rive droite de l'Acif n'Tlèta exploitée.

IV.3.5- Aspect structural

Le socle sur lequel repose les deux terrasses, a enregistré une tectonique polyphasée (les cinq phases tectoniques étudiées par Aite, 1994 dans le bassin de Tizi-Ouzou), la dernière phase compressive qui date du quaternaire jusqu'à l'actuel touche à la structuration de ces terrasses.

IV.4- Discussion et essai d'étude comparative avec les travaux antérieurs [Tihay, Boudiaf, Maouche et Authemayou]

Au terme de ce chapitre nous devons rappeler que le présent travail n'est qu'une amorce de l'étude des terrasses marines et alluviales dans les secteurs que nous avons investigués. En somme un travail exploratoire, davantage de reconnaissance et d'initiation à l'étude des terrasses alluviales et marines. Afin de situer les résultats de nos observations de terrain, nous procédons ici à une tentative d'approche comparative avec les résultats de quelques travaux antérieurs qui sont d'une pertinence certaine dont certains sont simplement descriptifs en développant une approche qualitative qui s'inscrit davantage dans la relation entre la géométrie des terrasses et la sismotectonique [Boudiaf & al., 1999] et d'autres plus minutieux et quantitatifs impliquant des mesures des taux de soulèvement côtier, la typologie de leur organisation et des estimations des âges des terrasses par des méthodes isotopiques et physiques de plus en plus précises [Maouche & al., 2011 ; Authemayou & al., 2017] tout en tentant de corréliser ces résultats des mesures avec les causes à l'origine du soulèvement côtier et des systèmes fluviatiles, les événements climatiques et les fluctuations eustatiques qu'ils ont engendrés, notamment à la fin du Pliocène et durant le Pléistocène.

Mais pour inscrire les travaux d'investigation sur les terrasses, il faut savoir que des synthèses assez récentes sur la formation des terrasses à l'échelle mondiale [Bridgland & al, 2009] montre que les facteurs à l'origine de l'étagement des terrasses alluviales et marines sont beaucoup plus diversifiés et d'une complexité remarquable. Ils impliquent non seulement, le climat et les fluctuations eustatiques, la tectonique localisée, la tectonique régionale (limites de convergence), mais aussi la mécanique des réajustements isostasiques en réponse à des processus de surface engageant la croûte continentale et sa dynamique basale imbriquée avec les phénomènes érosifs comme ils impliquent la dynamique des points chauds ou panaches mantelliques. Ils considèrent également que les mouvements verticaux du Quaternaire qui œuvrent à l'étagement des terrasses s'inscrivent en continuité de ceux de la deuxième partie du Cénozoïque. Comme ils soulignent que les terrasses les plus anciennes constituent une réponse à des cycles de 41 ka et sont donc beaucoup plus fréquentes tandis que les terrasses alluviales les plus récentes obéissent à la logique de cycles plus longs de 100 ka au cours du Pléistocène par exemple. Elles peuvent être mises en place durant les périodes froides [phases de glaciation], autrement dit lorsque les niveaux de base étaient bas. Globalement, ils concluent que l'étagement des terrasses observées de par le monde, dont le pourtour

méditerranéen sont des réponses à un forçage externe [climat, eustatisme] et un forçage interne (tectonique globale, ajustements isostasiques, panaches mantelliques, etc.).

Cela étant, nous nous efforçons d'inscrire nos observations sur l'étagement des terrasses fluviales et marines dans ce contexte d'explication global et de le circonscrire dans le contexte à la fois régional [Géodynamique de la Marge algérienne et des bassins de la Méditerranée] et localisé [Marge centrale et Grande Kabylie] pour essayer d'inférer sur la typologie des terrasses, leur extension spatiale et temporelle par extrapolation des résultats obtenus dans les études antérieures citées plus haut par simple comparaison. D'abord, nous rappelons succinctement les faits les plus saillants établis dans ces travaux en reprenant les illustrations de ces résultats. Reprenant les travaux de **Philip [1981]**, tous s'accordent à dire que dans l'analyse des mouvements verticaux des littoraux pléistocènes la tectonique récente a provoqué dans l'aire méditerranéenne l'exhaussement des marges continentales et l'affaissement des zones abyssales. Les manifestations néotectoniques plio-quadernaires observées sur de larges secteurs de littoraux méditerranéens ont des amplitudes variables selon les marges. Le Pléistocène est caractérisé par des mouvements essentiellement compressifs induisant le rejeu d'accidents en faille inverse et décrochements senestres N20°, N40° avec également une importance établie pour le rejeu d'accidents E-O en décrochements dextres associés aux épisodes plioquadernaires compressifs provoquant des plis à grands rayons de courbure d'axe NE-SO et NNE-SSO. En Algérie occidentale, il a été observé que les terrasses récentes étaient affectées de flexures et de fractures dans une zone où les rejeux actuels de failles inverses sont responsables d'une activité sismique permanente. Ce phénomène de déformation et de fracturation des terrasses marines a été observé dans le secteur du Cap Corbelin, site de nos observations [**Figure IV.28**].

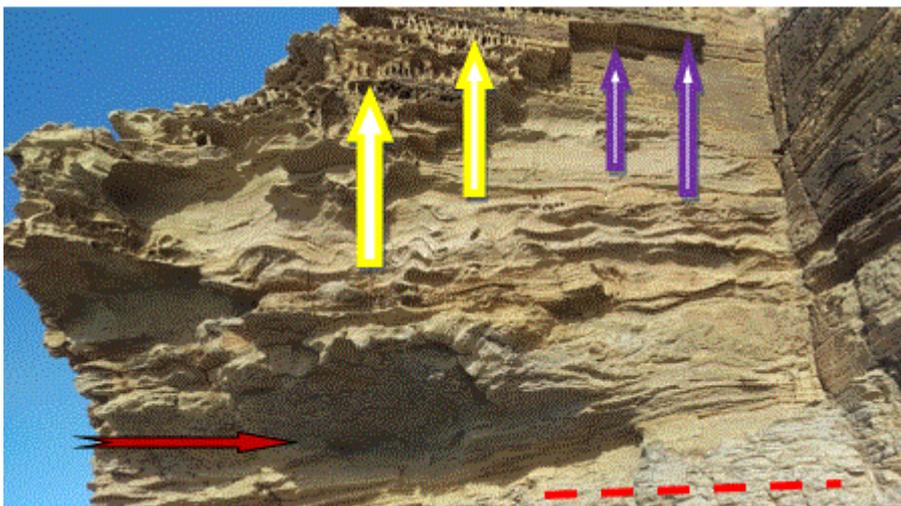


Figure IV.28: Photo montrant le débitage d'une ancienne falaise en blocs parallélépipédiques induisant la géométrie orthogonale des deux faces de la falaise [flèches violettes] en raison de l'importance de la fissuration, les traces d'érosion marine au sommet [flèches jaunes] et des figures synsédimentaires dans ces formations gréseuses [sismoslumps] du flysch d'Azeffoun, avec une ancienne encoche (?) à la base [flèche rouge] et un niveau moins compétent [tiret rouge à droite], site des terrasses marines d'abrasion du Cap Corbelin.

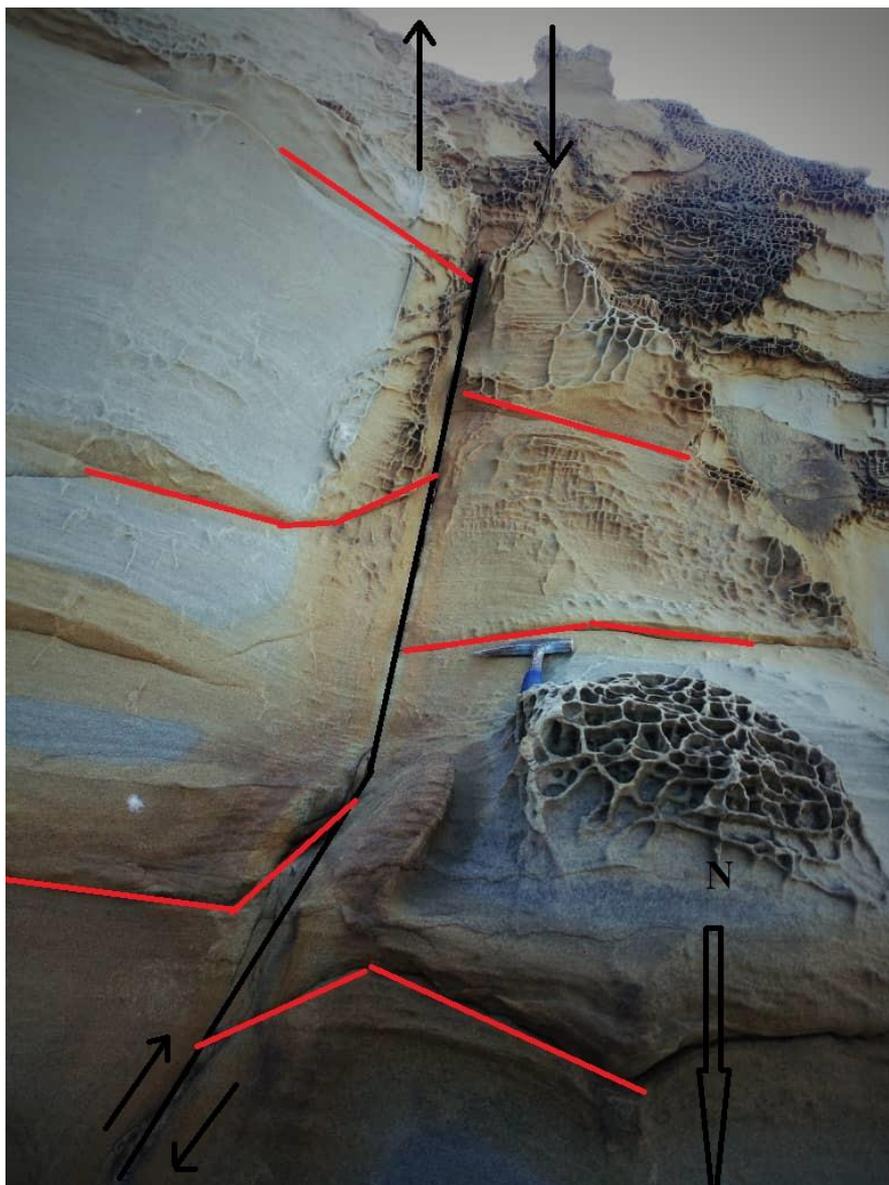


Figure IV.29: Faille normale N-S à rejet avoisinant les 20 cm avec fissurations.

L'étagement des terrasses alluviales quaternaires et leur lien avec l'activité tectonique ont été déjà observés et soulignés par **Tihay [1983]** puis par **Boudiaf [1999]** pour la vallée de la Soummam – Oued Sahel, notamment dans les secteurs de Tazmalt – Allaghen, des Aït Mellikeche [Béni Hamdoun] et la plaine du Hamza de Bouira. La cinématique des décrochements dextres est en accord avec celle des chevauchements E-O de la bordure sud du massif du Djurdjura et avec la direction générale de la compression actuelle NNO-SSE décrite dans plusieurs régions d'Algérie.

L'image LANDSAT montre l'existence d'anomalies morphologiques majeures d'origine tectonique situées au sud des massifs kabyles. Au nord de Bouira, l'une de ces anomalies se situe à la rupture de pente entre le versant sud du massif du Djurdjura et le glacis quaternaire de la plaine du Hamza [sur 10 km environ]. En amont de la rupture de pente, dans les vallées creusées dans les flyschs, Tihay a observé un étagement régulier de trois terrasses alluviales attribuées au Quaternaire ancien, moyen et récent. Au sud de cet escarpement, cet étagement disparaît, et plus bas, seules les terrasses du Quaternaire moyen et récent subsistent et occupent l'étendue de la plaine du Hamza. Il signale également un épaissement croissant vers le Sud de ces deux niveaux quaternaires. Qualitativement, l'observation de ces indicateurs planaires en marches d'escalier, corroborés par des indicateurs linéaires [ruptures des tracés des cours d'eau et formes particulières de profils en baïonnette], constitue une preuve de soulèvements récents du massif kabyle au cours du Quaternaire que l'on peut expliquer par une remobilisation des chevauchements kabyles.

Dans la plaine elle-même, à 1 km au sud du chevauchement des flyschs sur le Quaternaire de la plaine du Hamza, un escarpement de faille orientée E-W affecte les niveaux du Quaternaire. Dans les ravins qui recoupent cet escarpement, les rentrants cartographiques de la trace de cette faille suggèrent un fort pendage vers le nord. En recoupant la faille, Le réseau hydrographique montre des anomalies parmi lesquelles des tracés en baïonnette, des cours d'eau abandonnés et des interfluves décalées, qui suggèrent une cinématique latérale dextre.

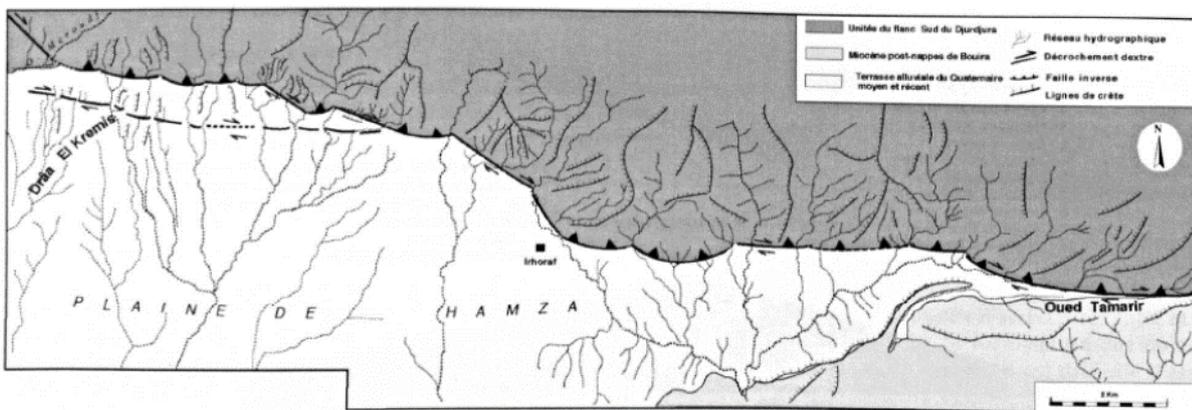
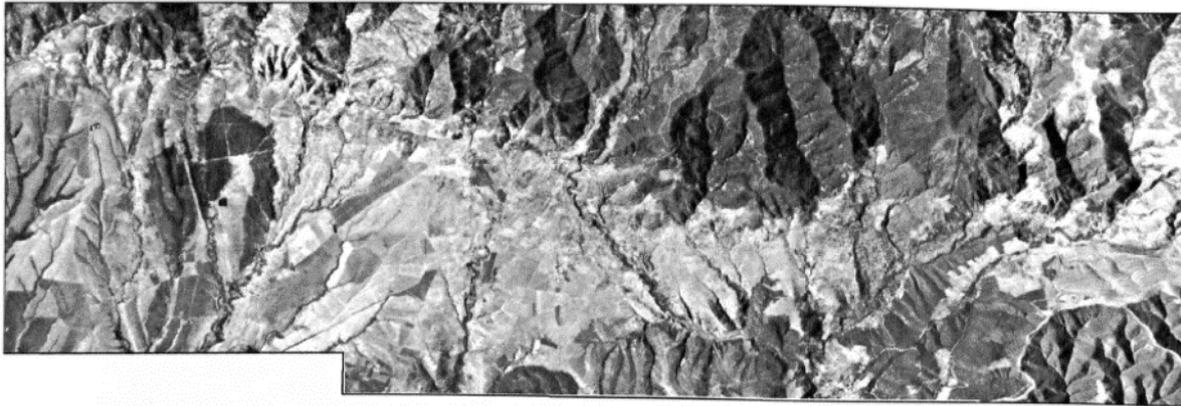


Figure IV.30: Image satellite LANDSAT [mai, 1989] et schéma tectonique dans la région de Bouira : Draa El Khemis – Oued Tamarit montrant l'accident sud-kabyle avec les terrasses alluviales étagées du Quaternaire moyen et récent [en blanc sur l'image LANDSAT] qui témoignent d'une activité tectonique au Quaternaire par une remobilisation des chevauchements sur-kabyles [Boudiaf & al, 1999].

Dans la région de Tazmalt et d'Allaghane les preuves d'activité quaternaire sont plus spectaculaires. Un escarpement de faille de 10 m de haut affecte le cône ancien que reentaille les oueds Beni Mellikech et Beni Hamdoun. En amont de cet escarpement, pas moins de cinq terrasses alluviales étagées ont été observées, qui attestent d'un soulèvement de la bordure sud du massif kabyle, perceptible depuis au moins le début du Quaternaire. Plus à l'est, l'escarpement se continue et affecte le cône de déjection de l'oued Allaghane.

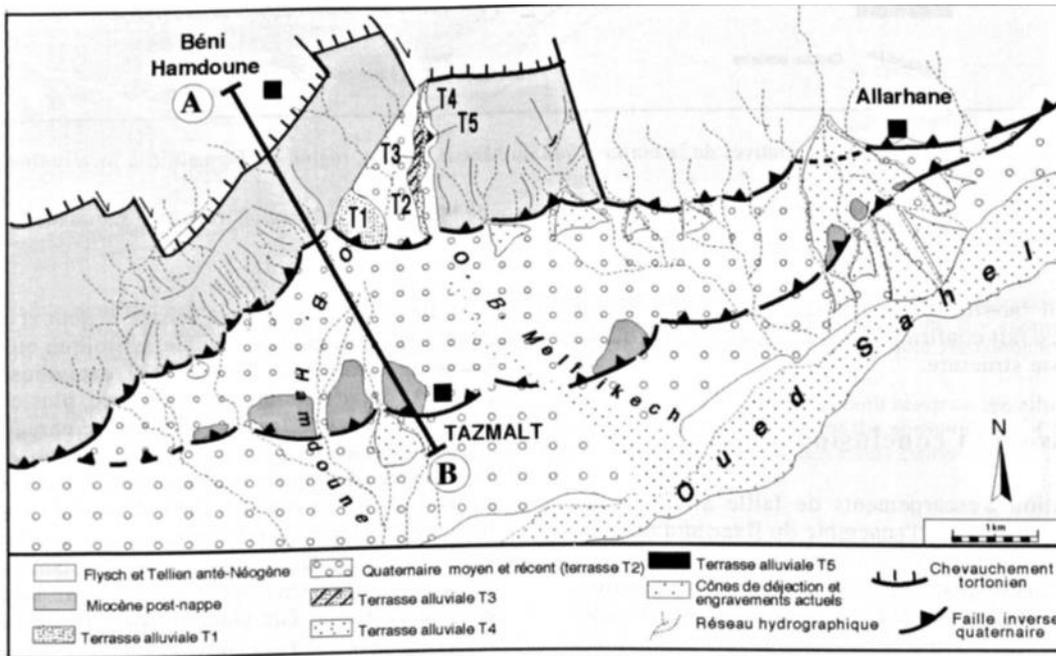


Figure IV.31: Accidents tectoniques quaternaires dans le secteur de Tazmalt - Béni Hamdoun –Allaghen et terrasses alluviales étagées [Boudiaf & Al., 1999]

Cette dynamique de soulèvement du versant sud du massif kabyle n'est certainement pas sans relation avec le processus de mise en place de terrasses alluviales et de leur géométrie en marches d'escalier de part et d'autre de ce massif, et notamment dans son versant nord, comme nous l'avons observé dans le segment de l'oued entre le pont de Takhoukht et les confins des Aït Ouacifs avec l'existence de terrasses quaternaires étagées de part et d'autre des rives de ce cours d'eau. Il est aussi évident que cette activité tectonique quaternaire au sud du massif kabyle n'est qu'une composante qui contribue dans le processus de mise en place des terrasses alluviales étagées à côté d'autres facteurs liés aux variations climatiques et eustatiques et bien entendu aux réajustements isostasiques.

Dans leurs travaux, **Maouche & al. (2011)** ont étudié les terrasses marines du flanc nord de l'anticlinal du Sahel à l'ouest d'Alger. Ils ont conclu à un taux de soulèvement côtier de l'ordre de $\sim 0.84\text{--}1.2$ mm/an et ont mis en relation l'organisation des terrasses en escalier [figure ci-dessous] à la déformation en cours qui affecte cet structure anticlinale sous l'effet de la tectonique en régime compressif qui affecte la Marge algérienne après l'inversion dont elle a été le théâtre et des fluctuations du niveau marin au cours du Pléistocène, marqué par des cycles transgressifs importants qui ont construit ces terrasses situées à des altitudes qui excèdent par endroit 200 m à plus de 6 km à l'intérieur des terres. Ils relèvent notamment une

bonne concordance entre les fluctuations eustatiques de 140 ka à 20 ka, donc les rivages fossiles et l'étagement des terrasses [T1 à T7] [figure IV.32].

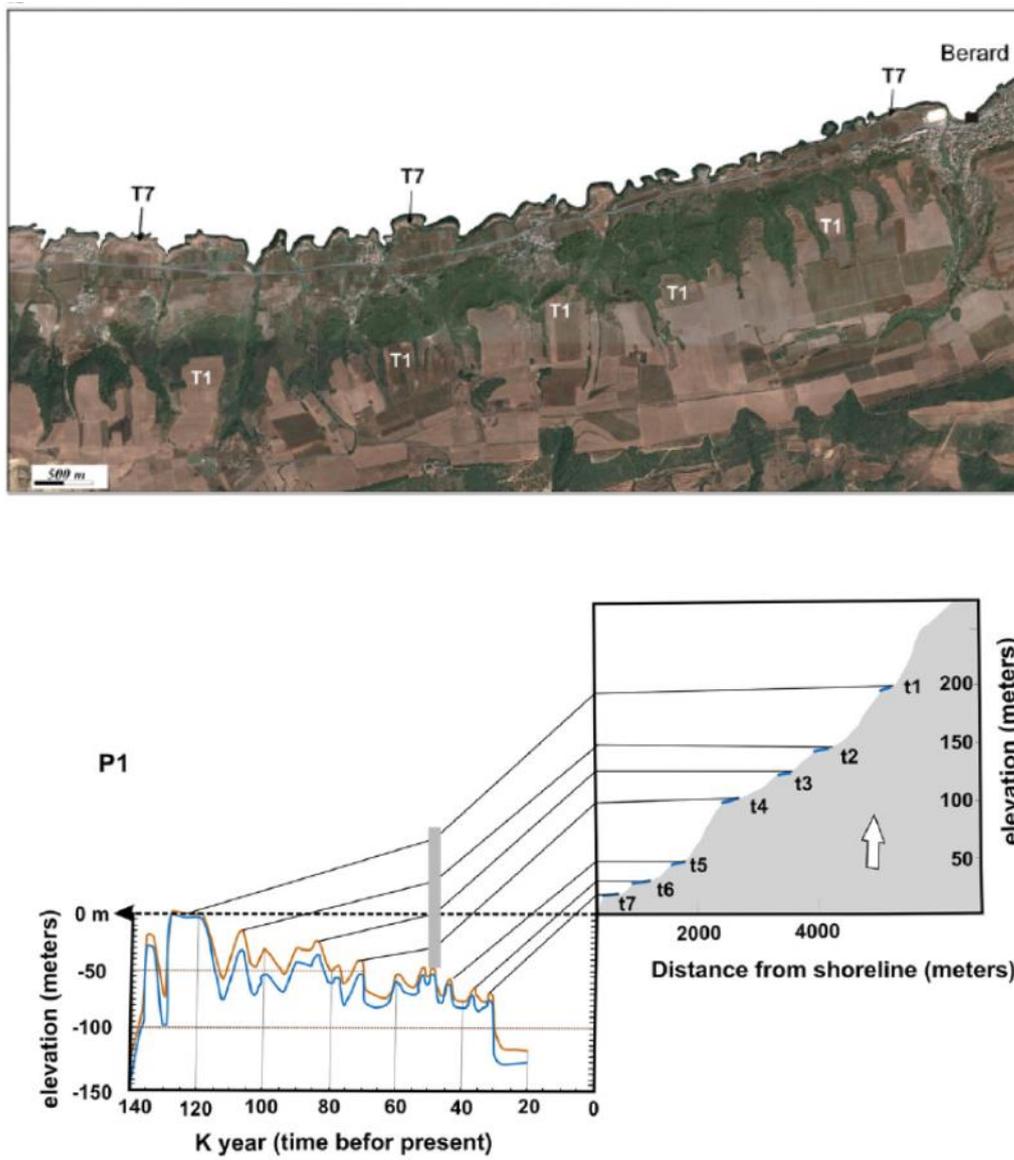


Figure IV.32: Corrélation entre fluctuations du niveau marin du Quaternaire récent et altitudes des terrasses marines d'accumulation et des surfaces d'abrasion dans le secteur de l'anticlinal du Sahel selon un profil transverse au rivage (jusqu'à 6 km) [Maouche & al, 2011].

Dans leurs travaux, **Authemayou & al. [2017]** contestent les résultats antérieurs de **Maouche & al. [2011]**, notamment les valeurs des taux du soulèvement côtier, en les affinant par des observations détaillées sur le secteur situé entre le massif du Chenoua à l'ouest et le massif d'Alger à l'est, avec une cartographie minutieuse des terrasses dans ce secteur, une approche

de leur architecture par la réalisation de cinq profils. Leurs résultats ont abouti à des taux de soulèvement côtier variables, plus faibles à l'ouest dans les confins du Massif du Chenoua [0.02 - 0.06 mm / an] et Tipaza [0.03 – 0.07 mm / an], moyens au centre à Bouharoun [0.05- 0.11 mm / an] et plus élevés à l'est dans les confins du Mazafran [0.15 – 0.27 mm / an] et de Ain Benian [0.08 – 0.28 mm / an]. Le long du profil de Ain Benian, ils ont relevé une dizaine de terrasses en marches d'escalier qui se succèdent de 8 m à 370 m d'altitude et qui s'enfoncent jusqu'à près de 9 km à terre.

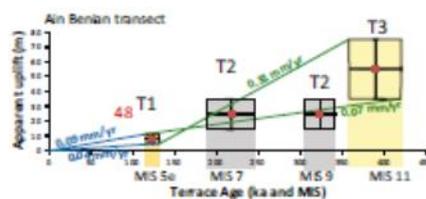
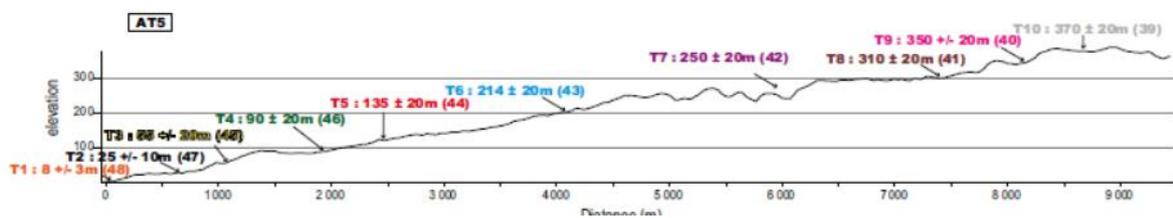
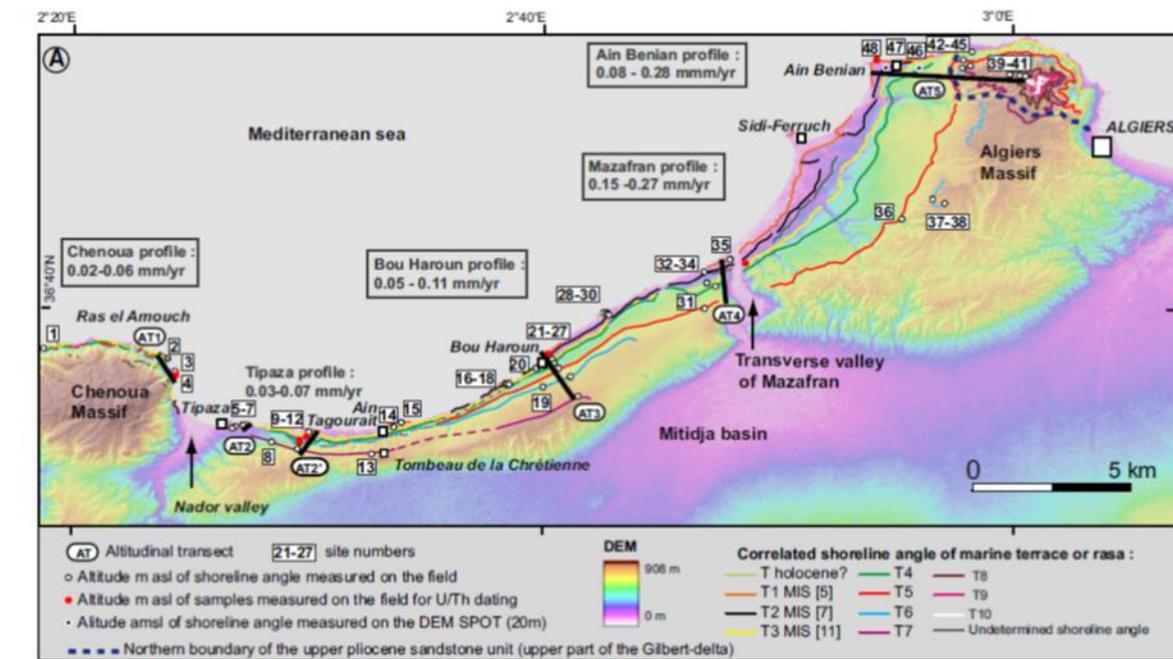


Figure IV.33 : Distribution des séquences des terrasses marines et des rasas sur le flanc nord de la dorsale sahélienne [Ouest d'Alger] et taux du soulèvement côtier estimé selon 5 profils. Répartition, altitudes et âges des terrasses selon le profil AT5 aux environs d'Ain Benian (Authemayou, 2017).

Les terrasses que nous avons observées affichent une géométrie similaire à celles décrites dans les travaux effectués antérieurement en d'autres sites du littoral algérien qu'elles soient des terrasses marines d'accumulation ou d'abrasion ou encore des terrasses alluviales. Ces géoformes, indicateurs probants du soulèvement côtier dont les taux variables ont été estimés de manière plus fiables varient de quelques centièmes de mm dans le secteur du Chenoua et Tipaza pour les plus faibles à quelques dizaines de mm pour les plus élevés à Ain Benian. Si l'architecture particulière de la configuration en escaliers constitue une constante redondante partout et dans tout le pourtour du bassin méditerranéen, le développement des terrasses en profondeur dans le continent comme observé dans les travaux entre Alger et Tipaza ne semble pas une donnée comparable. Ainsi dans le secteur d'Azeffoun, on n'observe qu'une séquence de trois terrasses d'accumulation quaternaires [qmr, qm2 et qm1] dites des niveaux respectifs des 10 m, 20-50 m et des 100 m telles que cartographiées d'ailleurs par **J.P. Gélard (1979)** sur sa carte géologique du Nord-Est de la Grande Kabylie. Toutefois les panneaux représentatifs de la série des terrasses qmr et qm2 sont de consistance relativement notable comparativement aux terrasses de même type observées par Maouche et Authemayou comme le montrent les figures ci-dessus. Les terrasses d'accumulation qmr, qm2 et qm1 qui jalonnent la baie entre la pointe des Aït Rhouna et le Cap Corbelin se situent aux altitudes actuelles relativement comparables à celles de l'ouest d'Alger si on les compare aux terrasses notées T1, T2, T3 et T4 par Authemayou et inversement T7, T6, T5 et T4 par **Maouche & al, 2011** aux incertitudes de mesure près. Ce qui peut vouloir dire que ces terrasses marines affichent une certaine continuité malgré les déformations qui peuvent les affecter.

Ce qui peut signifier aussi que les facteurs et processus ayant prévalu et concouru à la mise en place de ces terrasses d'accumulation, sont globalement les mêmes (fluctuations eustatiques, réajustements isostasiques) mis à part ceux que l'on peut attribuer à la tectonique localisée qui peut induire des variations brusques localement, suite aux jeux et rejeux de segment de failles inverses comme signalés plus haut. En termes d'âge, on peut s'accorder à attribuer aux terrasses d'accumulation d'Azeffoun, des âges analogues à ceux déduits des méthodes isotopiques ou de luminescence par Authemayou, à savoir que ces terrasses relèvent du

Pléistocène avec les âges de l'ordre entre 100 à 150 ka pour les T1, 200 à 250 ka ou 300 à 350 ka pour les T2 et entre 350 à 425 ka pour les T3. Ces ressemblances et différences en termes géométrique et d'organisation ne permettent pas cependant d'établir aussi facilement une corrélation sans prendre des précautions et surtout avoir établi avec fiabilité les mesures nécessaires pour déterminer avec une précision acceptable les altitudes et les âges des terrasses observées. Cette démarche est également valable pour les terrasses d'abrasion du Cap Corbelin avec cependant la complexité de la morphologie des terrasses observées, à l'image de la plateforme d'abrasion actuelle liée notamment à une forme de contrôle du processus de formation par les forts pendages des formations de flysch d'Azeffoun, leurs fortes en valeurs et en direction sur des étendues relativement limitées en raison d'accidents tectoniques divers, par la lithologie de ces formations et leurs compétences favorisant les processus d'érosion différentielle perceptible sur les falaises anciennes des terrasses mais aussi sur la plateforme d'abrasion en cours, auxquels il faut ajouter un hydrodynamisme à structure tourbillonnaire très agressif pour les côtes algériennes dont les houles sont orientées ouest en période hivernale et en en période estivale.

Conclusion générale

La Grande Kabylie appartient aux zones internes des Maghrébides qui sont un tronçon du système alpin périméditerranéen occidental. Le bassin néogène de Tizi Ouzou, un bassin de la Grande Kabylie, correspond à une vaste cuvette intra-montagneuse orientée globalement E-O, qui a subi une tectonique tertiaire polyphasée durant laquelle sa structure actuelle est acquise. La sismicité importante enregistrée le long de la marge algérienne est la signature d'une tectonique active. L'étude de la structuration profonde de la Marge algérienne ainsi que la déformation néogène et quaternaire a permis de mettre en évidence un certain nombre d'indicateurs témoins de l'inversion de la marge algérienne qui se traduit en premier lieu par les mécanismes aux foyers de type compressif, la structuration en bassins piggy-back et rollover du bassin algéro-provençal ainsi que les structures inverses présentes en mer comme à terre et enfin l'étagement des terrasses quaternaires.

L'étude des terrasses quaternaires comme indice de changement de régime tectonique à terre, nous a permis de conclure que le segment central (Grande Kabylie) de la marge algérienne subit actuellement les effets d'une tectonique compressive ; et l'analyse cartographique des terrasses marines d'Azefoun a permis de mettre en évidence un étagement de terrasses marines (**qmr**, **qm1**, **qm2**). Les variations du niveau marin mondial au Pléistocène (1.8 Ma), a permis la mise en place de terrasses marines de comblement à l'Ouest d'Alger, à Dellys et de terrasses d'abrasion marine à Azefoun.

L'existence de terrasses marines et alluviales quaternaires d'étendues remarquables et d'épaisseurs variables à des niveaux différents de 20 à 250 m, voire plus, témoigne d'un soulèvement côtier qualitativement appréciable sous l'action de facteurs concourants dont l'activité tectonique localisée dans un contexte régional de convergence marqué par le processus d'inversion de la Marge algérienne enclenché depuis au moins 7 millions d'années, les variations eustatiques notables du Pliocène et du Pléistocène marquées par des transgressions d'amplitude atteignant les 100 à 150 m.

Ce phénomène d'étagement, nous l'avons observé sur le terrain au moins en trois sites : à Sidi El Khorchi et dans la baie entre la Pointe des Aït Rhouna et le Cap Corbelin à Azefoun pour les terrasses marines quaternaires d'accumulation et d'abrasion, dans le segment jouxtant les rivières entre le Pont de Takhoukht et les confins des Aït Ouacifs.

Ces terrasses sont peu étudiées reposent en discontinuité sur des lithologies diverses et de tous âges : le Socle cristallin kabyle pour les terrasses alluviales observées dans le segment entre Takhoukht et Aït Ouacifs ; les marnes du Miocène post-nappes du Bassin de Tizi Ouzou pour

les terrasses alluviales du Sebaou dans le secteur de Fréha ; les flyschs d'Azazga ou du Haut Sebaou (argiles bleues) pour les terrasses alluviales de l'Assif n Boubhir et en partie de ses affluents dont les terrasses les plus en amont gisent sur un substrat de socle cristallin, triasique et même calcaire ; les grès fins et quartzites des flyschs d'Azeffoun pour les terrasses marines d'accumulation de la baie d'Azeffoun quant aux terrasses marines d'abrasion de Sidi El Korchi, elles sont le fait du démantèlement hydrodynamique des termes des séries de ces mêmes flyschs d'Azeffoun tels que décrits dans le log lithostratigraphique que nous en avons établi.

En particulier les terrasses marines d'accumulation de la baie d'Azeffoun semblent incarner l'organisation et l'architecture spécifique des terrasses marines décrites dans les travaux d'auteurs qui ont travaillé auparavant sur les secteurs de l'Ouest d'Alger et de Tipaza [Maouche & al, 2011 ; Authemayou & al., 2017]. Dans ce cas-ci, l'hydrodynamisme marin responsable de la mise en place de ces terrasses marines quaternaires incarne un mode de fonctionnement en cours actuellement qui consiste en le démantèlement des formations des deux langues de continent qui s'avancent en Mer comme lieux de résistance (ici : Pointe d'Aït Rhouna et Cap Corbelin) et l'accumulation des débris produits dans l'arcature de la baie.

Le lien de la mécanique de formation de ces marqueurs du soulèvement côtier avec les variations eustatiques pléistocènes et l'activité tectonique spécifique en régime compressif dans la partie centrale de la Marge semble établi, avec notamment la survenance de séismes récents qui ont provoqué des rejets cosismiques notables [Séisme d'El Asnam, Octobre 1980 ; Séisme de Boumerdès, mai 2003, Béjaïa, 2021 ; Jijel, 1898] avec retrait de la mer sur des dizaines de mètres à Dellys, Zemmouri, Tigzirt. La déformation provoquée par le raccourcissement se signale par les plis-failles ...

Les terrasses alluviales sont le fait d'un ensemble de facteurs concourants également dont les plus critiques relèvement de la tectonique de soulèvement du bassin de drainage et du changement du niveau de base qui contrôle les mécanismes d'érosion et d'accumulation des sédiments. Ici, on peut aussi évoquer les rejeu de faille de dimensions plus importantes (régionales) susceptibles de produire des réajustements isostasiques notables.

Les terrasses marines d'abrasion observées à Sidi El Korchi sont de nature plus complexes tant la dynamique de leur formation est plus difficile à cerner en raison de la diversité de compétence et de puissance qui caractérise les séries du flysch d'Azeffoun [argiles, grès, grès fins-quartzites, marnes] et des séries numidienne et sous-numidiennes complètement laminées à Cap Corbelin mais présentes à la Pointe d'Aït Rhouna, à laquelle viennent s'ajouter les pendages sud de ces formations, accusant des valeurs entre 30 et 70°. Elles donnent lieu à de

l'érosion différentielle avec des formes singulières et des falaises spectaculaires. Signalons enfin que ces terrasses d'abrasion portent les stigmates en réponse à l'activité tectonique récente (failles, fissuration, affaissement de blocs de falaises, etc.)

En termes de perspectives et de travaux à envisager :

- Entreprendre l'analyse morphométrique des terrasses pour comprendre et expliquer la morphologie des terrasses,
- Déterminer l'âge des terrasses par des méthodes réputées précises (luminescence, méthode isotopiques, etc.) pour opérer des corrélations sur le littoral algérien,
- Entreprendre des travaux d'analyse sédimentologique, minéralogique et morphoscopique des dépôts pour les terrasses d'accumulation de la baie d'Azeffoun et les terrasses alluviales pour en comprendre la genèse et la provenance des matériaux déposés.
- Entreprendre des mesures de terrain pour déterminer les taux du soulèvement côtier.

Références bibliographiques

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R., Déverchère, J., Bosch, D., Monié, P., 2016. A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: Evidences from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. *Tectonophysics* 674, 114-134, doi:10.1016/j.tecto.2016.02.013.

Aite M. O ; 1994 : Analyse de la micro fracturation et paléocontraintes dans le Néogène post nappes de Grande Kabylie (Algérie) .Thèse de doctorat de l'Université du Maine, spécialité Géologie. Structurale. Laboratoire de Géologie, Université du Maine, E.A 1014, Le Mans, France.

Aite M.O, 1995 : Paléocontraintes post-collision identifiées dans le Néogène de Grande Kabylie (Algérie), CR. Acad. Sci. Paris, t. 320, série II a , p. 433 à 438, 1995

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

Aidi. C, 2020 : Etude de la structure crustal de la bordure continentale nord-algérienne au large de la Grande Kabylie par exploitation des données sismique réflexion multi traces et grand-angle terre-mer. Thèse de doctorat de 3ème cycle, USTHB.

Arab, M. 2016 : Analyse des systèmes pétroliers de l' offshore algérien oriental : quantification, modélisation stratigraphique et thermique du bassin, 2016, thèse de doctorat de 3ème cycle, USTHB, UBO.

Atif K. F. T., Besedik M., Belkebir L., Mansour B ; et Saint-lartin J. P. (2008) : le passage Moi-Pliocène dans le bassin du bas Chélif (Algérie). *Biostratigraphie et paléo environnements. Geodiversitas*, 30(1), pp. 97-116.

Authemayou. C; Pedoja.K; Heddar. A; Molliex.S Boudiaf. A; Ghaleb. B; Lanoe. BV; Delcaillau. B; Djellit. H; Yelles. K; Nexer. M, 2016: Coastal uplift west of Algiers (Algeria): pre- and post-Messinian sequences of marine terraces and rasas and their associated drainage pattern. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* (2017) 106:19–41 DOI 10.1007/s00531-016-1292-5

Badji Rabia, 2014 : Structure profonde de la croûte et potentiel pétrolier des bassins sédimentaires à l'ouest de l'Algérie, thèse de doctorat de 3ème cycle, Université Nice Sophia Antipolis.

Benhassaine, N. 1980 : Recherche sur les modèles du relief et les formations superficielles dans la vallée de l'oued Sébaou (Grande Kabylie, Algérie). Thèse de doctorat de 3ème cycle, université de Paris 1 (panthéon Sorbonne).

Benslama, L. 2012 : Dépôts quaternaires et évolution du précontinent Ouest algérois, Thèse de doctorat, de 3ème cycle, USTBH

Boudiaf, A. 1996 : Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie): Utilisation des modèles numériques de terrain (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives: contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. Thèse de doctorat, 274 pp., Université de Montpellier II.

Boudiaf B, Philip H, Coutelle A & Ritz J-F, 1999 : Découverte d'un chevauchement d'âge quaternaire au sud de la Grande Kabylie (Algérie), *Geodinamica Acta*, 12:2, 71-80, DOI: 10.1080/09853111.1999.11105332.

Delouis, B., Vallée, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lammali, K., Mahsas, A., Briole, P., Benhamouda, F., and Yelles, K. (2004), Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18607, doi: 10.1029/2004GL020687.

Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J.-P., Gaullier, V., Bracène, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H., and Dan G. (2005), Active thrust faulting offshore Boumerdès, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04311, doi:10.1029/2004GL021646.

Déverchère, J. 2015 : Géomorphologie quantitative. UBO – Brest.

Domzig A ; 2006: déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne. Thèse de doctorat, université de Bretagne Occidentale, 332p

Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, C., Déverchère, J., Bouillin, J.-P., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., and Pauc, H. (2006), Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise), *C. R. Géoscience*, 338, 80-91.

Ficheur, E. (1890), Description géologique de la Kabylie du Djurdjura. Etude spéciale des terrains tertiaires. Thèse, Paris. Fontana et Cie, édit. Alger.

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.

Guemache, M.A ; 2010: Evolution Géodynamique des Bassins Sismogènes de l'Algérois (Algérie): Approche Pluridisciplinaire (Méthodes Géologiques et Géophysiques. Thèse Doc. Univ. USTHB.

Machane D, 2009 : fracturation néotectonique dans les Kabylies, potentiel sismique des failles actives et effets géologiques induits. Thèse de doctorat. USTBH, Alger, 222p.

Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., and Maillard, A. (2004), E–W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), *Terra Nova*, 16, 257–264.

Medaouri, M., Bracène, R., Déverchère, J., Graindorge, D., Ouabadi, A., and Yelles-Chaouche, A., 2012, Structural styles and neogene petroleum system around the Yusuf-Habibas ridge (Alboran basin, Mediterranean Sea): *The Leading Edge*, v. 31, no. 7, p. 776-785.

Medaouri. M, 2014: Origine de la segmentation de la marge algérienne et implications sur l'évolution géodynamique et les ressources pétrolières. Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), UMR 6538. Domaines Océaniques, Thèse de Doctorat, UBO.

Meghraoui M., 1982, Étude néotectonique de la région Nord est d'El Asnam : relation avec le séisme du 10 octobre 1980, Thèse Doctorat 3ème cycle, Université de Paris, France,

Maouche S, 2002 : Etude sismotectonique de l'Algérois et des zones limitrophes de Cherchell – Gouraya. Thèse de magister, université des sciences et de la technologie Houari Boumediene (U.S.T.H.B.) Alger.

Meghraoui, M., Maouche, S., Chema, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, P.-J., Ayadi, A., Bouhadad, Y., and Benhamouda, F. (2004), Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L19605, doi: 10.1029/2004GL020466.

Maouche, S., Meghraoui, C. Morhange, S. Belabbes, Y. Bouhadad, and H. Haddoum (2011), Active coastal thrusting and folding, and uplift rate of the Sahel anticline and Zemmouri earthquake area (tell atlas, Algeria), *Tectonophysics*, 509 (1-2), 69–80. 46, 176, 185, 202

Maouche S, 2018 : sortie de terrain sur le littoral algérois (zone de Tipasa): les témoins de la mobilité récente de la marge nord algérienne. CRRAG.

Nedjari, A.; Bagdi, S., 2016: Décryptage de la néotectonique dans le massif côtier de Sidi Medjni (Dellys, Algérie) : basculement et soulèvement de blocs. Bulletin du Service Géologique de l'Algérie Vol. 27, n° 1-2, pp. 85 - 103, 19 fig., 2016.

Pedoja, K., 2003. Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou) : relations, avec le contexte géodynamique. PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Raymond, D. (1976) Évolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin. Thèse d'Etat, Paris Université Paris-6, 152 p.

Rosenbaum, G., Lister, G. S., Duboz, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. J. Virtual Expl. 8, 107-130.

Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R.C., Bondoux, F., 2008. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S). Earth and Planetary Science Letters.

Saoudi N. (1989) Pliocène et Pléistocène inférieur et moyen du Sahel d'Alger. ENAL, Alger.

Thomas, P., 2010: Enregistrements sédimentaires des déformations au large de la Grande Kabylie, mémoire de M1, UBO, France.

Yelles-Chaouche A., Boudiaf A. ; Djellit H. et Bracène R; 2006 : La tectonique active de la région nord-algérienne. C. R. Géoscience 338 P126–139.