

Thèse de Doctorat
en vue de l'obtention du grade de Docteur en Sciences

Les phénomènes karstiques de la région de Boukadir
(Piedmont nord de l'Ouarsenis-Algérie)

Présentée par
Meriem Lina MOULANA
sous la direction d'Aurélia HUBERT



Année universitaire 2022 – 2023

Composition du jury de thèse

Frédéric BOULVAIN Professeur, Université de Liège, Belgique	Président
Marthe LEFÈVRE Professeur associé, Université de Liège, Belgique	Secrétaire
Mustapha MEGHRAOUI Professeur, Université de Strasbourg, France	Rapporteur
Abdelhak BOUTALEB Professeur, USTHB, Algérie	Rapporteur
Pierre OZER Professeur associé, Université de Liège, Belgique	Rapporteur
Damien DELVAUX de FENFFE Docteur, Musée royal d'Afrique centrale, Belgique	Rapporteur
Aurélia HUBERT Professeur, Université de Liège, Belgique	Promotrice

Remerciements

Après plus de six années, cette thèse arrive enfin à son terme. Ce manuscrit marque la fin d'une aventure à la fois scientifique et humaine, clôturant ainsi un chapitre de ma vie qui n'a pas toujours été facile. J'ai connu des pertes et des « résurgences », mais il est maintenant temps de rendre hommage à tous ceux qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de ce travail.

En premier lieu, je tiens à remercier mes encadrants. Même si cela n'était pas gagné d'avance, Aurélia a été d'un soutien inestimable, de par son investissement, ses encouragements et ses enseignements. Ses idées, sa motivation et son enthousiasme ont été le point de départ de ce travail. Merci d'avoir cru en moi, tu as été bien plus qu'une directrice de thèse, tu as été une amie et une force inestimable !

Il est difficile d'exprimer en mots ma gratitude envers Camille EK, qui a été ma belle étoile, mon modèle scientifique, et qui m'a tout transmis. Tout a commencé par un mail désespéré qui a trouvé réponse. Merci pour ton immense soutien, ta générosité, ta disponibilité, tes relectures et tes idées. Rédiger ces quelques lignes me remplit d'émotion et de reconnaissance envers toi.

Mes remerciements vont à plusieurs personnes qui ont grandement contribué à la réussite de ma thèse. Tout d'abord, je tiens à exprimer ma gratitude envers Mr. Boulvain pour son aide précieuse dans l'analyse pétrologique et sédimentologique, ainsi que pour avoir mis en évidence la probable existence d'une faille synsédimentaire et la compaction des marnes. Votre contribution a permis de donner une nouvelle dimension à ce travail, qui dépasse le simple cadre de l'étude de géographie. Je tiens également à remercier chaleureusement Mr. Boutaleb pour son immense soutien, son accompagnement et son expertise sur le terrain ainsi que les nombreux échanges constructifs qu'il a favorisés. Votre ouverture d'esprit et votre accueil chaleureux dans votre laboratoire ont été très appréciés, ainsi que votre excellent thé du Sahara.

Je souhaite également exprimer mes plus sincères remerciements aux membres de mon jury de thèse, Monsieur Meghraoui, Pierre, et Monsieur Delvaux. Je tiens tout particulièrement à souligner la générosité et l'engagement de Monsieur Delvaux, qui a accepté de faire partie de ce jury à la dernière minute malgré des contraintes de temps extrêmement serrées. Enfin, je tiens également à saluer la contribution de Mr. Yves Cornet lors de l'écriture du script permettant d'extraire les premiers "Swath profiles".

Revenons maintenant à mes amis et mes collègues du département de géographie (à Liège) pour leur soutien et leur bonne humeur notamment durant les pauses déjeuner qui se prolongeaient souvent jusqu'à 14h. Je pense tout particulièrement à Ali, Laura, Coraline, Charlotte, Sarah, Ellynn, Jean et Didier.

Marthe, je tiens à te rendre un grand hommage pour le temps que tu m'as consacré, ta contribution inestimable aux analyses, et nos fous rires de fatigue partagés. À côté du travail sérieux, nous avons eu aussi nos moments « fun » où l'on cherchait ensemble des bijoux ethniques plutôt que des articles sur le net. Merci aussi à la « petite » Camille pour son aide à la mise en page, son soutien et pour avoir compris que le chocolat noir à 70% était crucial pour ma ligne (et mon moral).

Impossible d'oublier Sébastien ! Sans lui, je me serais peut-être noyée dans un océan de stations pluviométriques. Non seulement il est un expert en climatologie, mais il a aussi été mon mentor tout au long de cette aventure. Aujourd'hui, je peux dire avec certitude que Sébastien est bien plus qu'un simple collègue, c'est un ami formidable.

Je voudrais également remercier mes amis de l'USTHB : Hakim, Aida et surtout Djalil qui, malgré la distance, a été mon « roc » et m'a grandement facilité la vie. Merci, les amis !

Ces remerciements ne seraient pas complets sans une pensée à toute ma famille notamment Mina et Julien, pour leur amour, leur encouragement et leur soutien. Vous m'avez portée dans les meilleurs moments comme dans les plus difficiles. Merci également à ma petite famille belge, Arlette et Claude.

Enfin, je clos ces remerciements en dédiant ce travail à la mémoire de mon papa et de Mr. Benzineh, qui nous ont malheureusement quittés mais qui resteront à jamais dans nos cœurs.

Résumé

Cette thèse a pour objectif l'étude des phénomènes karstiques de la région de Boukadir, située dans le piedmont nord de l'Ouarsenis, dans le bassin du Chéelif. Le karst de la région est très spécifique et très peu documenté dans la littérature scientifique.

Dans ce travail, dans un premier temps, nous avons réévalué le contexte géologique général de la zone d'étude, en effectuant différentes analyses sédimentologiques sur les échantillons récoltés et nous basant sur les données de terrain et les coupes préexistantes. Les résultats montrent que la plateforme carbonatée de Boukadir est composée de deux unités reposant sur les marnes bleues Tortono-Messinienne. La corrélation des caractéristiques de la plateforme carbonatée de Boukadir correspond à la formation récifale complexe T2 (6,7-5,95 Ma) documentée sur les autres plateformes carbonatées messiniennes du sud de la mer d'Alboran qui se sont formées juste avant la crise de salinité messinienne.

Dans un second temps, nous avons analysé la géomorphologie de la zone afin de démêler les processus qui conduisent à la formation de puits profonds et d'examiner le lien avec les changements des niveaux de base. Cette analyse met en évidence une karstification actuelle limitée par la croûte calcaire en surface qui favorise le drainage. Les conduits de dissolution et les abris sous roches sont les morphologies endokarstiques les plus répandues. La grande doline d'effondrement de 1988 et les profondes incisions au niveau des rivières sont attribuées ici à un paléokarst générées par la chute du niveau de la base pendant la crise de salinité messinienne (5.97 -5.33 Ma).

Ensuite, nous nous sommes intéressés à l'aléa d'effondrement karstique de la région (~1.5 km de large et ~9 km de long entre les villes de l'Oued Sly et Boukadir) et ces risques associés (risque de pollution de la nappe). La géométrie variable des carbonates couverts par la plaine alluviale est en lien avec la variation d'épaisseur des marnes bleues tortono-messiniennes sous-jacentes.

Enfin, les analyses morphologiques et morphométriques réalisées permettent de mettre en évidence l'importance de la tectonique et de la compaction différentielle au cours du temps dans le but de comprendre l'évolution de la plateforme carbonatée et de sa karstification.

Mots clefs : Karst, Boukadir, Incision messinienne, Doline, Niveau de base, Compaction des marnes.

Abstract

The aim of this thesis is to study the karst phenomena of the Boukadir region, located in the northern piedmont of the Ouarsenis, in the Chelif basin. The karst of the region is very specific and very little documented in the scientific literature.

In this work, we first re-evaluated the general geological context of the area, by performing different sedimentological analyses on the collected samples and based on field data and pre-existing sections. The results show that the carbonate platform of Boukadir is composed of two units resting on the Tortono-Messinian blue marls. The correlation of the Boukadir carbonate platform features correspond to the T2 complex reef formation (6.7-5.95 Ma) documented on the other Messinian carbonate platforms of the southern Alboran Sea that formed just before the Messinian salinity crisis.

In a second times, we analyzed the geomorphology of the area to unravel the processes that lead to the formation of deep voids and to examine the relationship with changes in base levels. This analysis highlights current karstification limited by the calcrete that promotes drainage. Solution pipes and shelter caves are the most prevalent endokarst morphologies. The large collapse sinkhole of 1988 and the deep incisions at river level are attributed here to a paleokarst attributed to the fall of the base level during the Messinian salinity crisis (5.97 -5.33 Ma).

Then, we were interested in the risk of karstic collapse of the region (~1.5 km wide and ~9 km long between the towns of Oued Sly and Boukadir) and its associated risks (risk of pollution of the water table). The variable geometry of the carbonates covered by the alluvial plain in connection with the variation in thickness of the underlying tortono-messinian blue marls.

Finally, the morphometric and morphologic analyses carried out make it possible to highlight the importance of tectonics and differential compaction over time in order to understand the evolution of the carbonate platform and its karstification.

Key words: Karst, Boukadir, Messinian incision, Doline, Base level, Marls compaction.

Table des matières

Introduction générale	1
1. Qu'est-ce qu'un karst ?	1
2. Les ressources, les enjeux et les risques liés au karst	2
3. Le karst en Algérie.....	4
4. Exemples d'effondrement karstique en Algérie	7
5. Zone d'étude	9
6. Objectifs	11
7. Organisation du manuscrit.....	11
Contribution to the sedimentology of the Messinian carbonates of the Chélif Basin (Boukadir, Algeria).....	13
1. Introduction	15
2. Geological Setting	17
3. Materials and methods	22
4. Results.....	24
4.1. Petrographic analyses	24
4.2. Cathodoluminescence and cement analysis.....	25
4.3. Chemical and mineralogical compositions	26
4.4. Architecture of the carbonate units based on topography, remote sensing and field data 28	
5. Interpretation and discussion	35
5.1. Petrographic analyses	35
5.2. Cathodoluminescence and cement analysis.....	36
5.3. Mineralogy and XRF analyses.....	36
5.4. Geometry analyses.....	38
6. Correlation of carbonate platforms from the Alboran Sea region	40
7. Conclusion.....	43
Karstic geomorphology of Carbonate Ouarsenis Piedmont (Boukadir Region, Chélif) in Algeria: the role of the Messinian Salinity Crisis.	45
1. Introduction	48
2. General setting	50
3. Material and methods	53
4. Results.....	57
4.1. Geological characteristics of the carbonate platform and its deformation.....	57
4.2. Characteristics of the karstic dissolution: the prevalence of solution pipes and deep karstification	60

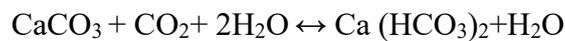
4.3.	The 1988 collapse pit	66
4.4.	Geomorphology	67
4.5.	Climatological analysis	69
5.	Interpretation and discussion	71
5.1.	Present-day karst	71
5.2.	Origin of the deep karstification in the uplifted Ouarsenis carbonates.....	73
5.3.	Origin of the 1988 collapse shaft and adjacent deep karstic dissolutions: the base level drop during the Messinian Salinity Crisis.....	74
5.4.	Synthesis model for the different karstification levels in the Ouarsenis	75
6.	Models for the two sinkholes associated with the Boukadir Carbonates	78
7.	Conclusion.....	80
Chapitre 4 Les aléas et risques spécifiques au milieu karstique dans la région de Boukadir en relation avec la géométrie de la plateforme carbonatée messinienne..... 81		
1.	Introduction	83
2.	Cadre géologique	84
2.1.	Le bassin du Chéelif.....	84
2.2.	Zone d'étude	88
3.	Matériels et méthodes.....	90
4.	Résultats.....	92
4.1.	Secteur 1: Sly et Boukadir	93
4.2.	Secteur 2 : Anticlinal d'El Kherba	95
4.3.	Secteur 3 : Merdja et Inkermann (Oued Rhiou).....	97
5.	Interprétation.....	98
5.1.	Géométrie de la plateforme	98
5.2.	Epaisseur de la plateforme carbonatée	99
5.3.	Caractéristiques de la couverture	100
6.	Discussion.....	102
6.1.	Evolution paléogéographique du bassin du bas Chéelif	102
6.2.	Hydrologie locale	104
6.3.	Risques spécifiques d'une zone karstique	107
6.4.	Influence de l'hydrogéologie régionale	110
7.	Conclusion.....	112
Le karst du piedmont : importance des changements du niveau de base en lien avec la tectonique au cours du temps concernant la localisation des conduits karstiques dans le massif. 115		
1.	Introduction	117
2.	Méthodologie.....	120

3. Résultats et interprétation.....	124
3.1. Morphologie générale de la plateforme.....	124
3.2. Morphométrie.....	137
4. Discussion.....	145
4.1. Origine des « knickpoints » majeurs.....	145
4.2. Variation latérale du « tilt »	147
4.3. Modèle d'évolution du réseau et de la plateforme carbonatée de Boukadir	149
5. Conclusion.....	151
Conclusions et perspectives.....	153
Références bibliographiques	163
Annexes.....	195
Annexe A.....	197
Annexe B.....	198
Annexe C.....	199
Annexe D.....	200
Annexe E.....	201
Annexe F.....	203
Annexe G.....	204

Introduction générale

1. Qu'est-ce qu'un karst ?

L'étude des karsts se situe à la frontière entre deux disciplines, l'hydrogéologie (Drogue, 1969 ; Mangin, 1975 ; Padilla *et al.*, 1994 ; Bakalowicz, 1996 ; Marsaud, 1997) et la géomorphologie (Sweeting, 1972 ; Delannoy, 1997 ; Ford, 1998 ; Palmer, 1991 ; Ford et Williams, 2007 ; Palmer, 2007). Le terme « **karst** » désigne à la fois un aquifère, un paysage et un processus (Bakalowicz, 1996). Il résulte d'une altération (érosion) hydrochimique et hydraulique entre une roche soluble, principalement carbonatée avec une porosité secondaire (fractures) importante, et l'eau de pluie rendue acide par le dioxyde de carbone (CO₂) suivant la réaction chimique suivante :



Cette altération donne naissance à des morphologies de surface (exokarst) et en profondeur (endokarst) très spécifiques telles que grottes, rivières souterraines, poljés, reliefs ruiniformes, dolines, avens, lapiés et résurgences. Les morphologies karstiques se rencontrent aussi dans des évaporites, des dolomies, du marbre, du sel, du gypse, et même dans des roches silicatées complètement dépourvues de carbonates telles que le gneiss, le micaschiste, le granite et le grès (Renault, 1953 ; Conrad *et al.*, 1967 ; Marescaux, 1973 ; Busche et Erbe, 1987 ; Willems *et al.*, 1996 ; Willems, 2000).

Les zones karstiques sont présentes dans le monde entier. Elles représentent environ un cinquième de la surface terrestre émergée (Salomon, 2006), et 20 % supplémentaire sont recouverts de substrat rocheux carbonaté avec un potentiel de formation d'un karst (Ford et Williams, 2007). On les trouve dans toutes les latitudes, dans des zones climatiques extrêmes (Salomon et Pulina, 2005 ; Bini *et al.*, 2003 ; Fig.1.1) et dans toutes les gammes d'altitudes : du monde sous-marin jusqu'aux massifs montagneux (Salomon, 2008). Les grands concepts de karstologie ont été définis originellement dans des régions de montagnes avec un fort contrôle structural (Maire, 1990 ; Delannoy *et al.*, 2009), et ont ensuite été enrichis par l'étude des régions de plateau, où les héritages géologiques et géomorphologiques se sont succédés sur plusieurs millions d'années (Simon-Coinçon, 1989 ; Quinif, 1999 ; Jaillet, 2000 ; Bruxelles, 2001 ; Camus, 2003 ; Dandurand *et al.*, 2011).

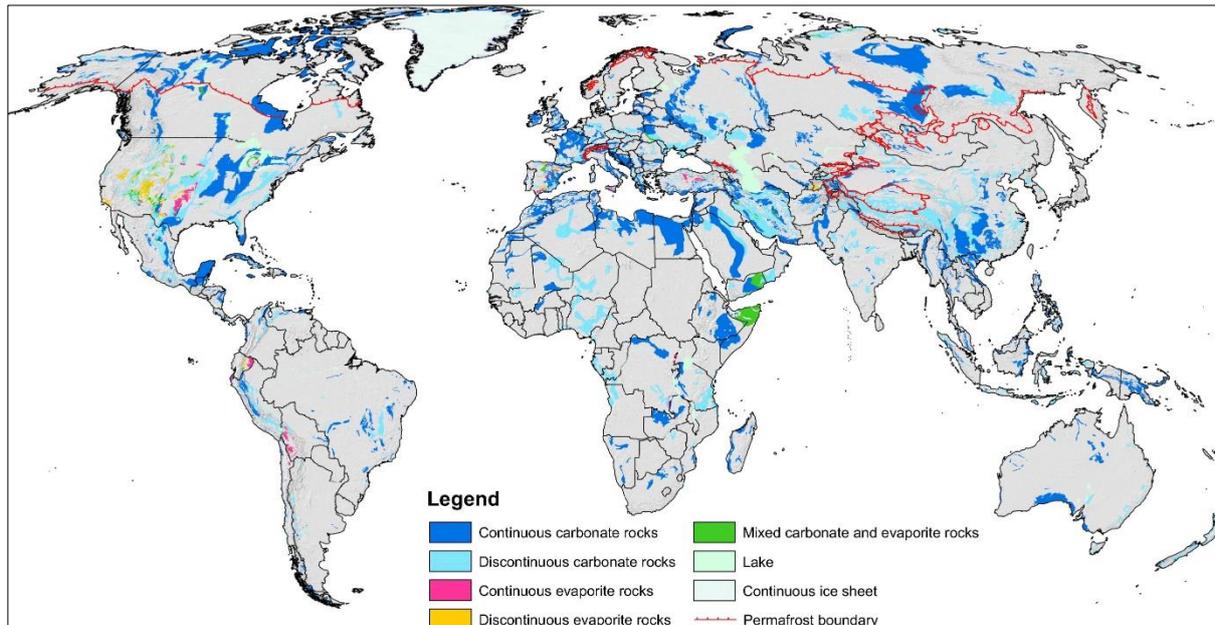


Figure 1.1. Carte des zones carbonatées et évaporitiques karstifiables dans le monde (Goldscheider *et al.*, 2020 modifié d'après Chen *et al.*, 2017).

2. Les ressources, les enjeux et les risques liés au karst

Dans les régions karstiques, la connaissance et la caractérisation de ce type de structure sont importantes dans de nombreux domaines (Ek *et al.*, 2006). Par exemple, les grottes offrent un habitat souterrain unique et donnent des indices et des réponses sur les formes de vie passées : fossiles, cultures anciennes et paléoclimats. Les aquifères karstiques représentent des réserves d'eau stratégiques et constituent la principale source d'eau dans de nombreuses régions du monde. Dans ces formations, les eaux souterraines s'accumulent, circulent et émergent. Très abondant autour de la Méditerranée, le karst est souvent la seule formation aquifère utilisable. Le karst est par conséquent un enjeu crucial pour les populations et l'agriculture locale (Bakalowicz, 2018).

La présence humaine dans les zones karstiques les rend plus vulnérables aux impacts environnementaux (Tab. 1.1). Les réserves d'eau deviennent rapidement insuffisantes et facilement polluées (Veni *et al.*, 2001). Ce risque de pollution dépend de deux facteurs. Le premier résulte des vides connectés créés par la dissolution de la roche qui induisent une transmissivité plus importante en comparaison avec celles des roches poreuses (Ek *et al.*, 1999). Le potentiel économique de telles formations en est la seconde cause. En effet, de nombreuses carrières de calcaires, des minéraux, du pétrole et le gaz naturel y prolifèrent. De plus, d'autres risques pour les populations locales sont liés au karst tels que les inondations, les

effondrements, les affaissements. Ceux-ci peuvent provoquer de graves conséquences socio-économiques, notamment dans le tracé des routes et dans leurs projets d'infrastructures. Notons que réciproquement, l'homme provoque des changements hydrauliques ce qui peut induire des effondrements de terrains dans les zones karstiques.

Tableau 1.1. Principales causes de détérioration du milieu karstique et leurs effets (Duran, 2015 traduction de Gutierrez et al. 2014). 1 = dégradation de la qualité des eaux ; 2 = modification du paysage karstique ; 3 = contamination des écosystèmes ; 4 = extinction d'espèces rares ; 5 = dégradation importante des grottes ; 6 = destruction partielle des grottes ou du milieu karstique ; 7 = destruction totale des grottes ou du milieu karstique ; 8 = intrusion saline ; 9 = subsidence ; 10 = érosion accélérée.

Causes	Effets									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Usage de pesticides et produits chimiques agricoles	X		X	X		X				
Pollution zootechnique	X		X	X		X				
Pollution industrielle	X		X	X		X				
Epierrage		X								X
Pollution directe de l'aquifère	X		X							
Infiltration de déchets liquides de décharges	X	X	X	X						
Décharges sauvages	X	X	X	X						
Rejet de déchets liquides dans les grottes naturelles	X		X	X	X	X				
Dépôts de carcasses d'animaux dans les grottes	X		X	X	X	X				
Destruction de spéléothèmes					X					
Travaux d'ingénierie à proximité		X			X	X	X		X	
Explosion dans des carrières		X			X	X	X			
Explosion excessive des carrières		X			X	X	X			
Modification des infiltrations dans le sous-sol					X	X				X
Pompages excessifs d'eau souterraine	X							X	X	
Ouvrages modifiant les écoulements		X			X	X				X
Déforestation			X	X					X	X

Les effondrements se localisent principalement dans les zones de dolines. Les dolines sont des dépressions fermées avec un drainage interne (Ford et Williams, 2007). Elles peuvent se présenter sous différentes morphologies (cylindriques, coniques) et tailles (de quelques dizaines à des centaines de mètres de diamètre, et jusqu'à des dizaines de mètres de profondeur, Gutierrez *et al.*, 2014). Plusieurs classifications des dolines existent (Williams, 2004, Beck, 2005, Waltham *et al.*, 2005, Gutiérrez *et al.*, 2008). En outre, la présence ou l'absence d'une couverture sur le karst, détermine les différentes morphologies de surface et les mécanismes d'effondrement observés pour les dolines (Fig. 1.2).

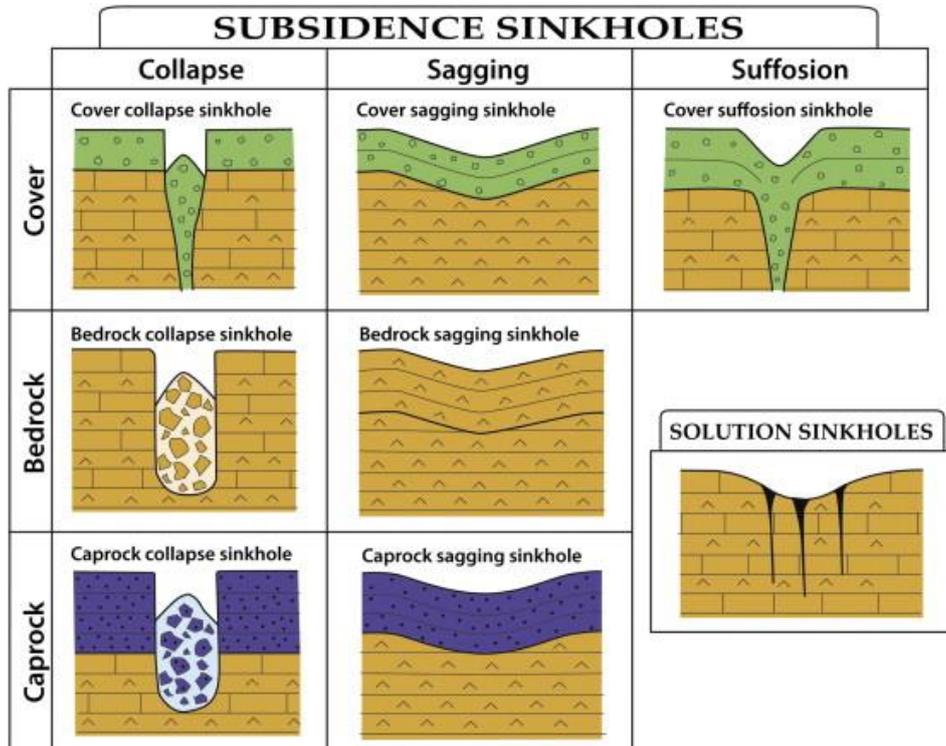


Figure 1.2. Classification des dolines (adapté de Gutiérrez *et al.*, 2008 et Gutiérrez et Cooper, 2013).

3. Le karst en Algérie

L'Algérie présente une grande diversité de paysages karstiques (Collignon, 1991, 2022) en raison de la diversité des âges des formations rocheuses (Fig. 1.3), ainsi que des variations du relief et du climat.

allons détailler par la suite. Ces paysages karstiques s'étendent jusqu'à de petits affleurements du désert du Sahara (Collignon, 1991, 2022).

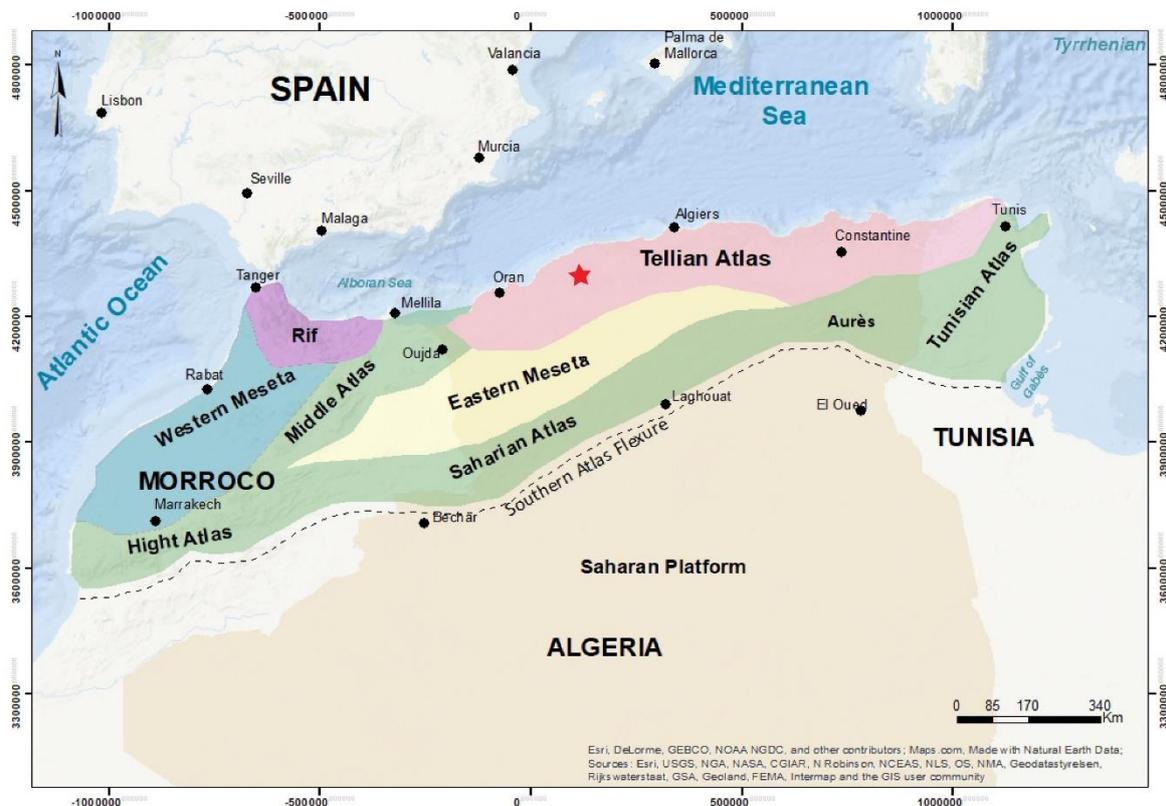


Figure 1.4. Principales unités géologiques de la chaîne des Maghrebides (modifié d'après Piqué *et al.*, 1998 ; Domzig, 2006). L'étoile rouge représente la zone d'étude.

La meseta d'Oran correspond à un vaste horst (calcaires et dolomies du Jurassique et du Crétacé). Il est caractérisé par quelques grandes rivières souterraines, des siphons ainsi que les principaux poljés algériens (Collignon, 1991, 2022). Dans les montagnes calcaires de Tlemcen et de Saïda, une dizaine de puits et de sources ont été explorés. La grotte de Ghar Boumaza, à 30 km au sud de la ville de Tlemcen, est ainsi un exemple de ces formes karstiques, et est caractérisée par la plus longue rivière souterraine en Algérie, appelée Tafna, et l'un des plus longs réseaux spéléologiques d'Afrique : 18,4 km et 50 m de dénivelé (Collignon, 1991, Bensaoula, 2008 ; Bensaoula et Collignon, 2022). L'activation de ce système karstique a probablement débuté dès le Pliocène inférieur (-5,3 à 3,4 Ma), sous un climat plus humide (Remaoun, 1996), avec un régime pluvial élevé.

L'Atlas tellien comporte de nombreuses petites zones karstiques dont les plus spectaculaires sont le Djurdjura et les Babors, composés de calcaires jurassiques et éocènes plissés. Les formes classiques du karst de haute montagne (karren, puits de neige, dolines et

glace souterraine pérenne) se sont développées dans ces zones réputées pour leurs précipitations abondantes (dans le Djurdjura : plus de 1000 mm/an). Par exemple, en 1950, Anou Boussouil, un grand puits dans le Djurdjura, a été exploré jusqu'à 505 m, profondeur qui, à cette époque, le propulsait à la deuxième place du palmarès des puits mondiaux les plus profonds. En 1980, de nouvelles explorations atteignent la profondeur de -805 m, et, en 1983, -1170 m avec la découverte de la grotte d'Anou Ifflis : la seule grotte africaine de plus de 1000 m de profondeur et d'une vingtaine de puits, dont trois de plus de 200 m de profondeur (Gunn, 2004). Certaines grottes du Tell sont associées à des sources thermales en lien avec la tectonique active caractérisant cette région. Ces flux hydrothermaux, lorsqu'ils traversent les massifs calcaires, forment des grottes avec des coupoles et des incrustations de calcite et de gypse comme les grottes de Ghar Es Skhoun, Ghar Amalou et Ghar Medjraba dans le petit massif des Biban dans l'Atlas Tellien, avec des spéléothèmes très rares (Gunn, 2004).

Dans la région de Constantine, les calcaires néritiques du Crétacé, avec de nombreuses dolines et puits ponors, forment de petits anticlinaux qui surplombent les plaines de l'Est algérien. Des formes karstiques superficielles y sont développées, mais les grottes sont rares (Gunn, 2004).

Le Djebel Nador, à l'Est du pays, possède l'une des plus grandes structures diapiriques d'Afrique. Dans ces zones, les dolines et les ponors abondent. La roche de type gypse est plus fragile, et les toits des vides de dissolution sont souvent effondrés en de nombreux endroits, divisant les longues galeries en de multiples petites grottes (Gunn, 2004). Quelques-unes des grottes de gypse et de sel les plus profondes du monde ont été découvertes dans cette région. En général, l'eau de pluie dissout rapidement les affleurements de sel, mais en Algérie, de nombreuses grottes de sel existent car le climat est localement très aride (Gunn, 2004).

Ces quatre grandes régions karstiques, et plus spécialement les grottes, ont depuis longtemps servi d'abris à la population, de sanctuaires, de bergeries, ou même durant la guerre d'indépendance (1954-1962), de refuges ou petits hôpitaux (Collignon, 1997 ; Gunn, 2004).

4. Exemples d'effondrement karstique en Algérie

Dans le karst algérien, de nombreuses dolines d'effondrement ont eu lieu. À Bejaia par exemple, en 2016, une doline d'effondrement de 15 m de diamètre et de 10 m de profondeur s'est produite dans la région de Boukhiana à Melbou (communication du journal télévisé du Chourouk du 28/11/2016).

Dans la région de Tebessa, au nord-est de l'Algérie, deux dolines d'effondrement majeures, en lien avec l'abaissement de l'aquifère par un pompage excessif, se sont produites ces 20 dernières années (Hadji *et al.*, 2013, 2016, 2017 ; Mouici *et al.*, 2017). La doline la plus spectaculaire, plus de 100 m de diamètre, s'est produite en février 2009 à l'intérieur de la ville de Cheria (Mouici *et al.*, 2017). Cet effondrement est survenu à la suite de la rupture soudaine du toit d'une grande cavité karstique souterraine dans les carbonates éocènes de 200 m d'épaisseur. Ces carbonates vont de 10 à 30 m de profondeur sous une couverture mio-plio-quaternaire. Le Miocène est composé de sable et de grès, et la couverture alluviale du Plio-Quaternaire d'environ 10 m d'épaisseur, est composée de terres arables et de croûte calcaire, suivie de limon, d'argiles, de sable, de gravier et de cailloux. Azizi (2014) a démontré que les effondrements dans cette région étaient causés par la combinaison de plusieurs facteurs. D'une part, la tectonique de la région, qui a conduit à la formation d'un important réseau de fracturation, permettant ainsi la circulation de l'eau et par conséquent une importante karstification profonde. D'autre part, la sécheresse (déficit pluviométrique) et la surexploitation de l'aquifère du Mio-Plio-Quaternaire, qui ont provoqué un fort rabattement de la formation éocène. Toujours au nord-est de l'Algérie, près de la ville d'El Ouldja à Sétif, en février 2015, après une violente tempête de neige, une doline d'effondrement de 16 m de diamètre et 16 m de profondeur, est apparue sur un champ agricole (Khaldaoui *et al.*, 2020). Elle résulte d'une cavité karstique dans les calcaires lacustres quaternaire, recouverts par un dépôt alluvial (Khaldaoui *et al.*, 2020).

Dans la région de M'rara, située dans la wilaya d'El M'Ghair, quatre grandes dolines d'effondrements et des affaissements ont été provoqués par la karstification des formations calcaires et gypseuses de l'Eocène, couverts par les formations continentales plio-quaternaires de lithologie variable entre sables, conglomérats et argiles. Ces effondrements ont provoqué la fissuration du château d'eau, l'inclinaison des poteaux électriques, les pertes des eaux d'irrigation et le risque d'effondrement des habitations (Aissani *et al.*, 2010). La karstification induisant la formation de ces vides dans cette zone aride est probablement liée aux périodes pluvieuses que le Sahara a connues avant le dépôt du Mio-Pliocène (Aissani *et al.*, 2010 ; Bouzegag *et al.*, 2015).

5. Zone d'étude

Le présent travail se concentre sur les roches carbonatées de la plateforme marginale du Messinien qui affleure dans la région de Boukadir (nord-ouest d'Alger), dans le piedmont nord des montagnes de l'Ouarsenis, à la limite sud de la plaine du bas Chélif. La zone d'étude est large de 20 km et est traversée par le fleuve Chélif. Boukadir est une riche plaine alluviale avec un périmètre d'irrigation important, et des ressources d'eau superficielles et souterraines disponibles. Elle est caractérisée par un climat continental semi-aride avec des étés brûlants et clairs, et des hivers frais et partiellement nuageux (Scet – Argi, 1985). Au cours de l'année, la température varie généralement de 6°C à 39°C, rarement inférieure à 3°C ou supérieure à 43°C. Les précipitations moyennes annuelles sont de 361,5 mm (Bettahar, 2012). Ces conditions climatiques favorables à l'agriculture, notamment l'arboriculture et les grandes cultures en sec, ont conduit à la domination de ces activités économiques dans la zone d'étude. En plus de l'activité économique dominante de l'agriculture, la région est également marquée par la présence de carrières d'exploitation de tuf et de cimenteries implantées sur le piedmont carbonaté.

Morphologiquement, la plateforme carbonatée est sillonnée par un réseau hydrographique de surface incisé et dendritique, très atypique des régions karstiques. On observe très peu de formes de dissolution karstique typiques. Dans le piedmont, il existe un large puits appelé puits du diable, « Bir Djeneb » (Fig. 1.5). Dans la plaine du Chélif, le 16 juin 1988, une grande doline d'effondrement s'est produite à environ 1400 m au nord de la plateforme, sur la route nationale RN4 qui relie Alger à la grande ville d'Oran à l'ouest (Ourabia et Bennallal, 1989). C'est l'unique doline identifiée dans le bassin du Chélif. Les faibles indications de l'existence d'un karst dans la région de Boukadir font que celle-ci n'a pas encore été classée parmi les zones karstiques d'Algérie. Cependant cette plateforme, comme toute autre roche carbonatée en Algérie, est susceptible depuis sa formation d'avoir été karstifiée. Nous proposons de réévaluer cette classification puisque d'autres zones carbonatées en Algérie ayant les mêmes caractéristiques climatiques ont été qualifiées de zones karstiques.

En ce qui concerne l'aspect tectonique de la région étudiée, il est caractérisé par une déformation importante. En effet, la plateforme carbonatée étudiée est limitée au nord par la faille décrochante senestre de Relizane d'âge pliocène, d'orientation N70°E, qui s'étend sur environ 150 km d'El Asnam à Relizane (Meghraoui et al., 1986), et dont l'activité est non contrainte. Plus au nord, dans le bassin sédimentaire du Chélif, au niveau de l'anticlinal d'El

Kherba, se trouve la faille inverse de Boukadir, qui témoigne de la tectonique compressive de cette région liée à la convergence oblique entre l'Afrique et l'Eurasie (Meghraoui *et al.*, 1988, Dewey *et al.*, 1989 ; Mazzoli et Helaman, 1994 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Yelles-Chaouche *et al.*, 2006). Le séisme de Mw 7.3 d'El Asnam en 1980 atteste qu'une partie de la déformation régionale est accomodée sur la bordure sud-est du bassin du Chélif (Karnik, 1969 ; Dewey, 1991, Philip et Meghraoui, 1983) et pose la question du potentiel sismogénique de la faille de Relizane. Les caractéristiques tectoniques de la région de l'étude jouent un rôle important dans l'évolution de la karstification de cette plateforme.

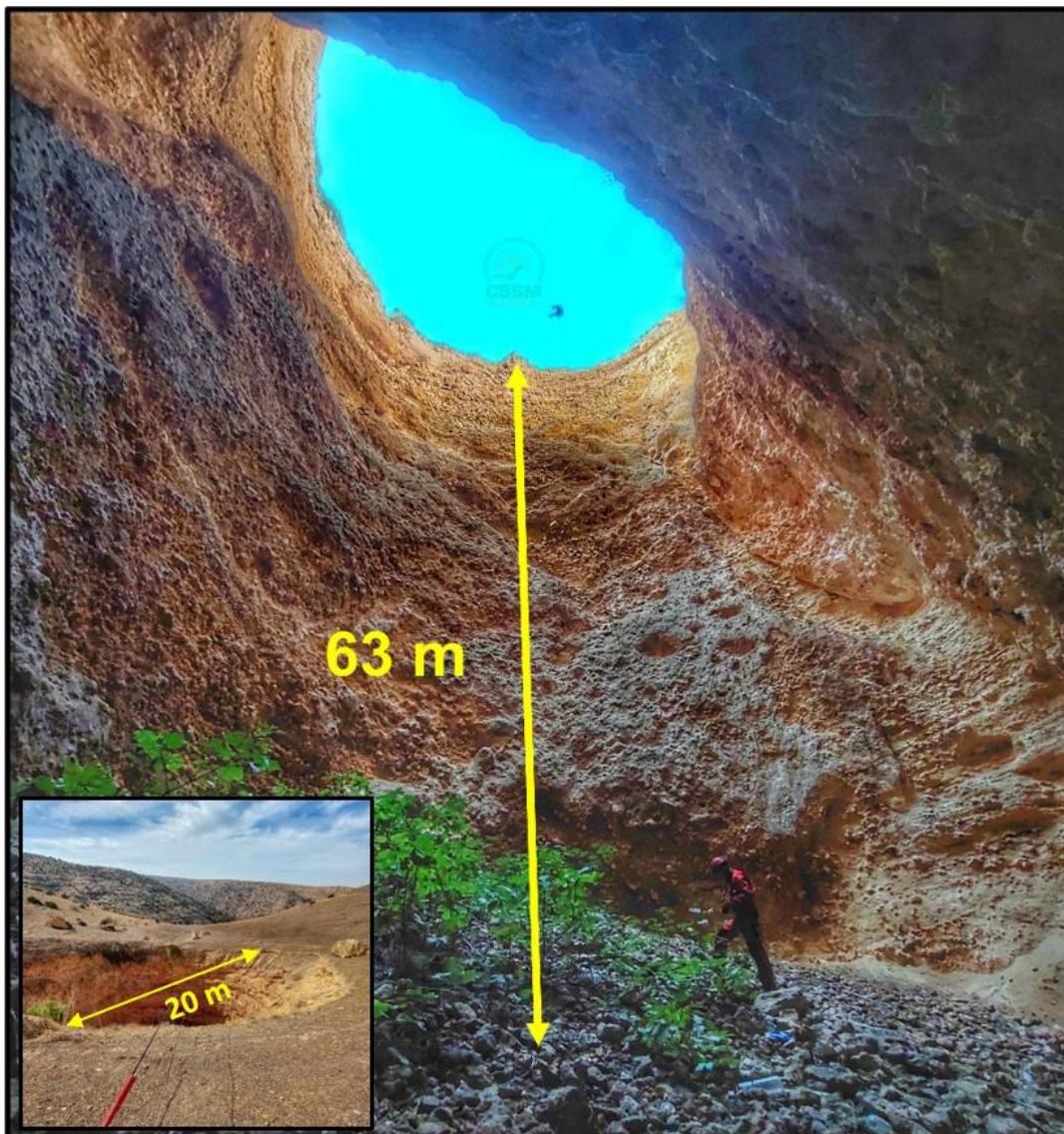


Figure 1.5. Bir Djeneb ou « Puits du Diable » (photos du Club de Spéléologie et Sports de Montagne Béjaia - CSSMB).

6. Objectifs

La plateforme carbonatée de Boukadir présente des caractéristiques non cohérentes avec d'une part, peu de formes caractéristiques du karst, et d'autre part, un réseau de drainage de surface important, normalement inexistant dans les zones karstiques. La présence de ces deux éléments suggère l'intervention de mécanismes originaux lors de la formation et de l'évolution de la plateforme et une histoire géologique complexe.

Le premier objectif de cette étude est de réévaluer les caractéristiques géologiques de la région, en se focalisant sur la formation de la plateforme. Cet objectif est traité dans le chapitre 1. Le deuxième objectif est d'identifier les différentes formes de karstification de la plateforme, les facteurs de sa genèse (liés à la lithologie et à la structure géologique), ainsi que les conditions qui ont conduit à la formation de la doline d'effondrement suite à l'effondrement de la RN4. Cet objectif est traité dans le chapitre 2. Le troisième objectif est de révéler la géométrie de la zone karstifiable sous couverture dans la plaine du Chélif afin d'évaluer l'aléa karstique associé. Je me suis focalisée ici particulièrement sur la délimitation de la zone dans laquelle une doline d'effondrement comme celle de la RN4 dans la plaine du Chélif pourrait se reproduire dans le futur. Cet objectif est traité dans le chapitre 3. Et enfin le dernier objectif qui fait l'objet du chapitre 4 de ce travail, vise à mieux caractériser le karst du piedmont carbonaté et l'importance des différents facteurs essentiels à la mise en place de l'endokarst de la région. J'évalue ici les facteurs prédominant dans le contrôle de la morphologie (changement du niveau de base en lien avec la tectonique et l'évolution du climat) qui conduisent à la formation de cavités karstiques telle que le gouffre plus au sud dans le piedmont : "Bir el Djeneb".

7. Organisation du manuscrit

Ce manuscrit est organisé en 4 chapitres au format de publication scientifique, abordant directement ces objectifs.

- Afin de pouvoir évaluer les processus qui ont affectés la plateforme, il a d'abord été nécessaire d'en rétablir l'âge et les caractéristiques sédimentologique. Ainsi dans le premier chapitre, j'ai réévalué le contexte géologique général de la zone. Pour cela, j'ai exploité les échantillons récoltés sur le terrain, et effectué différentes analyses (lames minces, XRF, XRD et cathodoluminescence). J'utilise également différents documents d'archives : rapports des carriers, les travaux antérieurs (coupe de Neurdin-Trescartes). Ce chapitre a abouti à l'établissement d'un modèle de dépôt des carbonates et une

corrélation des caractéristiques de notre marge carbonatée avec d'autres sections carbonatées du bassin méditerranéen (Alboran Sea). Ce chapitre a fait l'objet d'un article publié dans la revue *Geologica Belgica*.

- Dans le deuxième chapitre, je me concentre sur l'étude géomorphologique de la zone d'étude. Le but ici est de démêler les processus qui conduisent à la karstification et ses différentes formes dans la zone. Ce travail s'appuie sur un panel varié de données (climatiques, spéléologiques, géologiques et géomorphologiques). Je cherche à comprendre comment ont été générés les vides karstiques profonds dans la plaine du Chélif conduisant à la formation de la doline de la RN4. Les résultats de ce chapitre sont publiés dans la revue *Journal of African Earth Sciences*.
- Dans le troisième chapitre (rédigé dans un format de publication scientifique), je présente les risques spécifiques au milieu karstique dans la région de Boukadir en relation avec la géométrie de la plateforme carbonatée messinienne. Ici aussi, l'étude s'appuie sur plusieurs types de données différentes (sondages, forages, rapports non publiés, de coupes géologiques et géophysiques existants, ...) permettant de contraindre l'architecture stratigraphique du piedmont, c'est-à-dire la géométrie des dépôts carbonatés et de leurs couvertures. Ainsi j'ai pu réévaluer l'évolution paléogéographie du bassin du bas Chélif en complétant le travail de Perrodon (1957) et celui de Meghraoui et al. (1986). Ceci m'a permis de délimiter l'aléa d'effondrement dans la plaine, et de discuter le risque de pollution des nappes associé. Ce chapitre sera prochainement soumis à la revue *Journal of African Earth Sciences*.
- Dans le quatrième chapitre, aussi rédigé sous forme de publication scientifique, je présente les résultats d'une série d'analyses morphologiques et morphométriques menées sur la plateforme affleurante. J'exploite principalement le modèle numérique de terrain en haute résolution (TanDEM-X), mais j'inclus aussi une analyse des images haute-résolution Google Earth de la plateforme. Ces analyses visent à mieux contraindre l'évolution du réseau hydrographique dans le temps comme proxy de l'endokarst. Les résultats de ce chapitre seront très prochainement soumis à la revue *Geomorphology*.

Je clos mon propos par une conclusion synthétique sur les principaux résultats obtenus et j'y présente également les différentes perspectives qu'offre ce travail de thèse.

Contribution to the sedimentology of the Messinian carbonates of the Chéelif Basin (Boukadir, Algeria).

Dans ce chapitre, il est question de réévaluer le contexte géologique de Boukadir. Les résultats obtenus ont permis d'établir un modèle de dépôt des carbonates de la plateforme du piedmont nord de l'Ouarsenis et de corréler les caractéristiques de cette plateforme avec d'autres plateformes carbonatées de la mer d'Alboran. Les résultats sont présentés ici sous forme d'un article rédigé en anglais et publié par Moulana et al., 2021 dans la revue Geologica Belgica.

Résumé : Le Messinien (Miocène supérieur) est caractérisé au niveau de ses bassins marginaux par le développement de nombreuses plateformes carbonatées. Cette étude concerne la plateforme messinienne de la région de Boukadir au sud du bassin du Chélif en Algérie. Celle-ci est composée d'une plateforme progradante inférieure à rebord et d'une rampe aggradante homoclinale supérieure. Ces deux unités reposent sur la formation des marnes bleues du Tortono-Messinienne et leurs épaisseurs atteignent ~280 m dans le bassin du Chélif. L'unité supérieure à algues rouges est uniforme et subhorizontale avec une épaisseur minimale de 90 m. L'analyse pétrographique de la rampe supérieure révèle trois microfaciès différents, caractérisés par des lithothamnes, des foraminifères, une porosité élevée et une matrice microsparitique. MF1 est un packstone, MF2 un packstone/bindstone déposé au-dessus de la base de la vague de beau temps et MF3 est un wackestone à packstone déposé en dessous de ce niveau. L'unité supérieure est entièrement constituée d'éléments biogènes autochtones sans contribution fluviale externe significative. Elle s'est formée dans un environnement marin peu profond, avec une très forte productivité et une exportation importante des sédiments. Cette aggradation a été suivie d'une exhumation rapide (régression) transformant toute l'aragonite en calcite. Les plateformes correspondent à la formation récifale complexe T2 (6,7-5,95 Ma) documentée sur les autres plateformes carbonatées messiniennes du sud de la mer d'Alboran (Cornée *et al.*, 2004) qui se sont formées juste avant la crise de salinité messinienne.

1. Introduction

The Messinian is known above all for the Messinian Salinity Crisis (MSC), a key period in the evolution of the Mediterranean Sea where dramatic changes occurred between 5.94 and 5.33 million years ago. The MSC is characterized by the disconnection of the Mediterranean Sea from the Atlantic Ocean, which caused a large sea-level fall and a thick accumulation of evaporites within the basin center (Hsü *et al.*, 1973; Ryan *et al.*, 1973; CIESM, 2008; Mascle and Mascle, 2019). Whether the disconnection was continuous or discontinuous is still highly debated (Hsü *et al.*, 1977; Rouchy et Saint-Martin, 1992; Clauzon *et al.*, 1996; Krijgsman *et al.*, 1999; Riding *et al.*, 1999; Roveri *et al.*, 2014). Because of the high popularity of the controversy, emphasis has partly shifted away from other specificities of the Messinian, the enhancement of biogenic productivity, in relation to the progressive closure of the Betic and Rifian gateways between the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea (Krijgsman *et al.*, 2018). Large diatomite-rich deposits (Pellegrino *et al.*, 2018) and carbonate complexes (Esteban, 1979; Saint-Martin et Rouchy, 1990) were deposited before the MSC along the margins of the Mediterranean Sea. In addition, Terminal Carbonate Complexes (TCC) were

also deposited synchronously with the precipitation of Primary Lower Gypsum (PLG) in peripheral basins/margins around the Mediterranean during MSC Stage 1 (5.94–5.6 Ma; Roveri *et al.*, 2014). All these biogenic deposits are well recorded in the Neogene sediments within the marginal basins in SE Spain, NE Morocco, and NW Algeria (Roger *et al.*, 2000; Cornée *et al.*, 2004).

In marginal basins, the Messinian biogenic deposits show strong variations depending on the local morphology of the subbasins, terrestrial sediment supply, upwelling, and other environmental factors like sea temperature and salinity. Their correlation in a given basin or across the Mediterranean Sea as well as their attribution to a given stage can be difficult. In addition, several types of Messinian carbonate platforms exist even if prograding–aggrading ramp platforms are particularly well developed (Montenat and Ott D’Estevou, 1994; Cornée *et al.*, 1994). The first correlation of carbonate platforms across the Mediterranean has been proposed by Cornée *et al.* (2004). In the Chélif Basin in Algeria, the Messinian carbonate deposits are particularly large and well exposed (Perrodon, 1957) with a variable thickness from a few dozens of meters to about 130 meters (Saint-Martin and Rouchy, 1990). They have been well studied in the western part of the Chélif Basin near the city of Oran (Saint-Martin *et al.*, 1983, 1992, 1995; Saint-Martin, 1996, 2008; Cornée *et al.*, 1994; Babinot and Boukli-Hacene, 1998; Atif *et al.*, 2008; Naimi *et al.*, 2020).

In the present study, we focus on the thickest Messinian carbonate deposits of the Chélif Basin. They crop out on its southern margin in the Boukadir region, south of the Chélif River in the piedmont of the Ouarsenis Mountain. Two main interpretations were proposed. Neurdin-Trescartes (1992, 1995) considered that the upper carbonate formation is synchronous with the Primary Lower Gypsum deposited in the basin during stage 1 of the MSC and is thus a terminal carbonate complex (TCC). This interpretation is different from other studies on the Messinian Carbonates in the Chélif Basin that considered that most carbonate platforms and reefs occurred in open normal marine conditions and are synchronous with diatomite rich deposits (i.e Tripoli Formation) and anterior to gypsiferous deposits of the MSC (e.g. Cornée *et al.*, 2004; Arab *et al.*, 2015). TCC of the MSC were still documented on the margin of the Chélif Basin, for example on top of the Murdjadjo Platform (Cornée *et al.*, 2004), and in Djebel Diss (Mostaganem, NW Algeria; Belhadji *et al.*, 2008). The TCC characteristics are different from previously deposited open marine carbonate platforms. The TCC were deposited in a confined restricted infralittoral high salinity environment characterized by the occurrence of

stromatolites, oolitic deposits, and microbial limestones (Cornée *et al.*, 2004; Saint-Martin, 2008).

The aim of the study is to better characterize the carbonate deposits in the Boukadir area and to reconstitute their depositional environment using thin sections, field work, and satellite images. It would allow us (1) to compare it with other Messinian carbonates of the Chélif Basin, (2) to correlate this carbonate margin with other Messinian carbonate sections in the Mediterranean Basin, and (3) to re-evaluate its age.

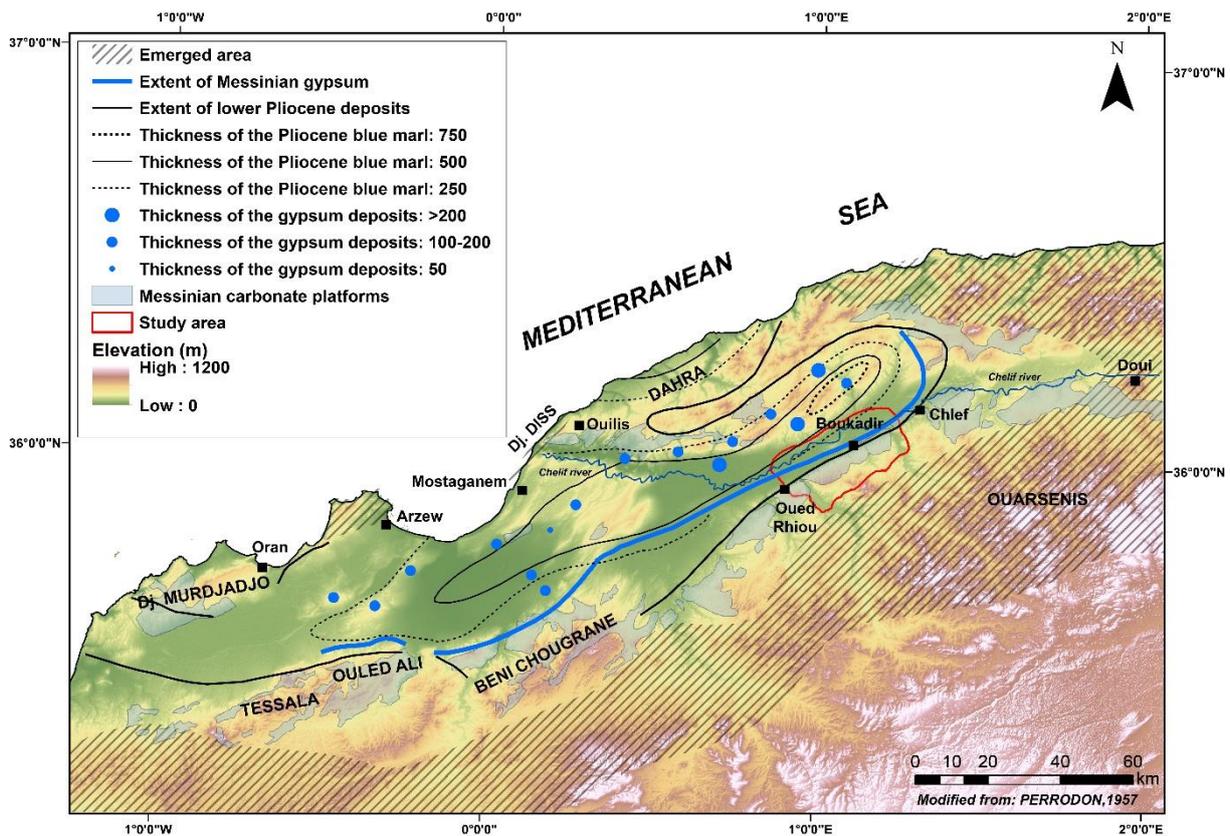


Figure 2.1. The Chélif Basin through the Late Miocene and Early Pliocene (modified from Perrodon, 1957; Rouchy *et al.*, 2007). Topography source: Jarvis *et al.* (2018).

2. Geological Setting

The Chélif Basin (56,000 km²) in northern Algeria is a gutter-shaped basin being elongated in an ENE-WSW direction. It extends over a length of 260 km and a width of 35 km between the Sebkhia of Oran to the west and Chlef city to the east (Fig. 2.1). The basin is bounded to the south by the Tellian Mountains, which include, from west to east, the mountains of Tessala-Ouled Ali, Beni Chougrane, and Ouarsenis. The northern margin of the basin is delimited by the mounts of Djebel Murdjadjo, Arzew, and Djebel Diss. On the northeastern edge of the basin,

the Dahra Massif presently forms a large anticlinal structure (Rouchy *et al.*, 2007). The epimetamorphic schists from the Massif of Doui limit the Chélif Basin to the east.

The Chélif Basin is an intracontinental basin on top of the nappes affected by stacks that sustained different phases of deformation (Leprêtre *et al.*, 2018). The basin is filled by more than 4 km of Miocene to Quaternary marine and continental sediments (Rouchy *et al.*, 2007). The first infill was attributed to Miocene sediments of Aquitanian–Burdigalian age (Neurdin-Trescartes, 1992) and later re-evaluated to be Langhian–Serravalian by Belkebir *et al.* (2008). It displays a complete sedimentary record of the MSC at the Miocene–Pliocene transition (Anderson, 1936; Perrodon, 1957; Rouchy, 1982). It was a marginal basin of the Mediterranean Sea during that period.

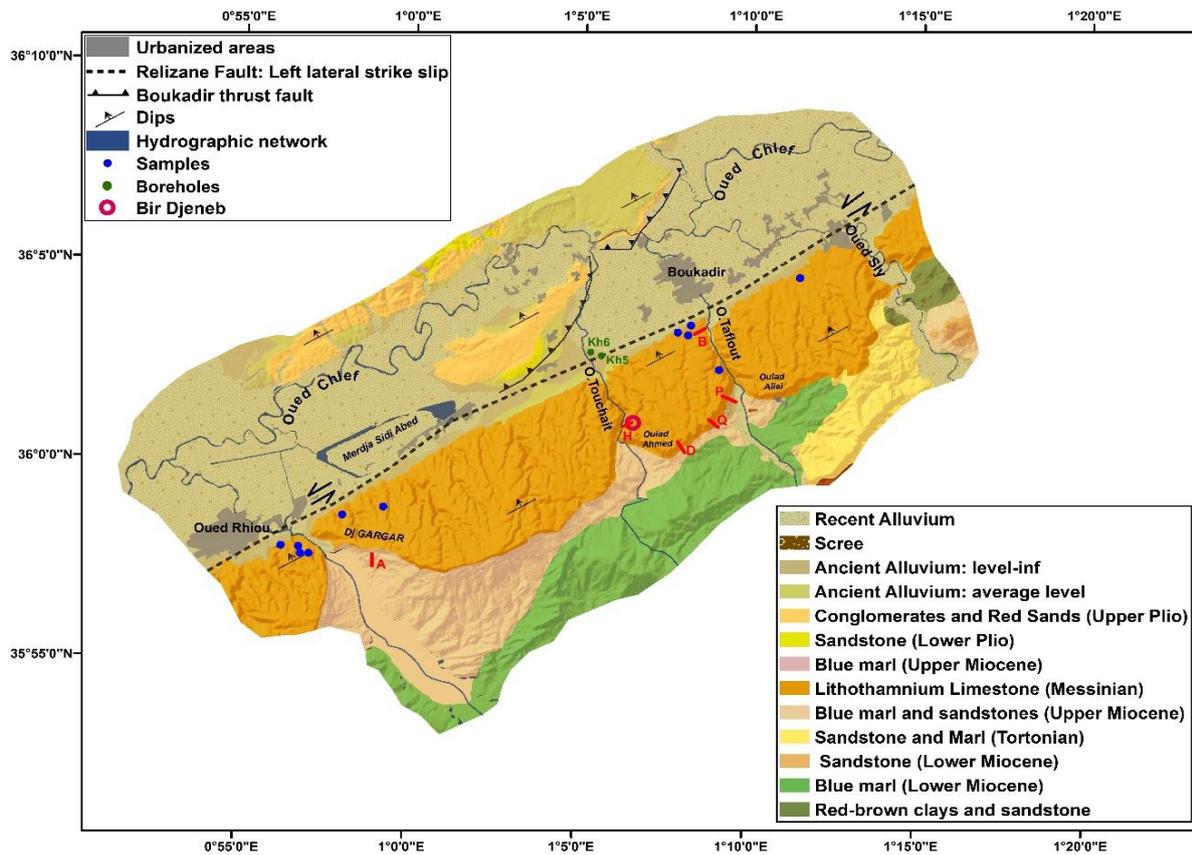


Figure 2.2. Geological map of the study area modified from the geological map 1:50 000 scale-map N°105 CHARON (Brives and Ferrand, 1912). This region refers to the "Study area" reported on Fig.2.1. Samples analysed in the present study are indicated in blue. Geological section A corresponds to one of Neurdin-Trescarte (1992), other geological sections were investigated by the authors.

The Upper Miocene occupies most of the Chélif Basin. During the Tortonian and the lower Messinian, the sedimentation is characterized by the deposition of mostly blue marls that can

reach a thickness of 500 m and that can locally be preceded by conglomerates (Anderson 1936; Perrodon, 1957; Rouchy, 1982; Moissette, 1988, 1993; Saint-Martin and Rouchy, 1990; Mansour et al., 1995; Neurdin-Trescartes, 1995). In the Blue Marl Formation, up to three levels of volcanic ash (cinerites) can be found and were dated between 8.6 and 9.4 Ma by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, confirming their deposition during the Tortonian (Mansour *et al.*, 2008).

During the Messinian, the blue marls were overlain by the transgressive, up to 200 m thick series of diatomite-rich deposits called the Tripoli unit, and then by up to a 400 m thick gypsum-rich formation (Perrodon, 1957; Belkebir *et al.*, 1996; Rouchy *et al.*, 2007) (Fig. 2.1). Towards the proximal margins, the diatomite formation is partially covered and laterally passes to algae and/or coral limestones and locally to sandstones (Anderson, 1936; Perrodon, 1957; Rouchy, 1982; Moissette, 1988, 1993; Saint-Martin and Rouchy, 1990; Mansour et al., 1995). Above the Messinian series, Pliocene marls are gradually passing into marine sandstone sediments attesting for the large Zanclean transgression due to the full reconnection of the Mediterranean Sea to the Atlantic Ocean (Rouchy *et al.*, 2007) (Fig. 2.1).

In this study, we focus on the carbonate formation standing above the Tortonian to lower Messinian Blue Marl Formation in the Boukadir region, first mapped by Perrodon (1957) and, more specifically, on its uppermost carbonate unit. These Messinian Carbonates are located on the southeastern margin of the Chélif Basin but were never extensively studied before (Fig. 2.1). Along the Ouarsenis piedmont, the carbonate formation is outcropping over 85 km, from the city of Oued Fodda (east of Doui) to the east to the city of Oued Djidouia to the west. The formation is covered to the north, in the Chélif Basin by Pliocene marine to continental sediments and by the Quaternary alluvial sediments of the Chélif River.

In our study area, the reference section of Neurdin-Trescartes (1992) (section A; Fig. 2.2) shows that the Upper Miocene Ouarsenis piedmont is composed of three different units (Fig. 2.3):

Tortonian-Messinian Blue Marls Formation (Unit 1)

This formation corresponds to grey-bluish marls up to 500 m thick. A few tens of meters below the top, Neurdin-Trescartes (1992) found a cinerite level (C3) of 4 m thick dated from 11.87 ± 0.76 Ma (Belkebir *et al.*, 2008). This level of cinerite shows an alternation of coarse volcanic ashes enriched in mica and fine, less micaceous cinerite associated with clay. The dip of this unit is about 5° to the north at the location of the log of Neurdin-Trescartes (1992) (section A; Fig. 2).

Messinian bioclastic carbonate unit (Unit 2)

It is ~70 m thick and is rich in fossils. From the bottom, there are:

- 6 m of bioclastic carbonates containing *Ostrea*, pectens and burrows;
- 1 m of bioclastic carbonates with a few *Lithothamnium*;
- 3 m of bioclastic carbonates with an increasing amount of *Lithothamnium*;
- 2.6 m of crumbly bioclastic carbonates with a large number of *Lithothamnium* and at the layer bottom, a 0.50 m thick bed of algal oncoids;
- 1.30 m of light grey, finer-grained calcareous bioclastic carbonates with fewer *Lithothamnium*;
- 19 m of bioclastic carbonates rich in macrofauna (pectens, gastropods, sea urchin), with the occurrence of few pebbles; the layer top displays a thinner grain size with numerous burrows;
- 4 m of pink bioclastic carbonates with imprints of small bivalves and the presence of micas;
- 4 m of bioclastic carbonate beds containing serpulae;
- 6 m of bioclastic carbonates with pectens and serpulae;
- 8 m of crumbly marly bioclastic carbonate flags;
- 20 m of bioclastic carbonate slabs;

At the level of the section A along Oued Rhiou, Neurdin-Trescartes (1992) measured a dip of 35° to the north (Fig. 2.2). Neurdin-Trescartes (1992, 1995) called the above unit, the “El-Bordj” Formation and considered that it changed laterally along the Chélif margin in the Tripoli Formation characterized by diatomite deposits.

Lithothamnium carbonate unit (Unit 3)

Unit 2 is covered by an upper carbonate unit, which comprises at least 80 m of *Lithothamnium* carbonates outcropping along the Ouarsenis piedmont. Unit 3 was called the “Oued Sig” Formation by Neurdin-Trescartes (1992, 1995), and shows a strong uniformity. This unit was deposited during a regression according to Neurdin-Trescartes (1979) and corresponds to the main part of the present work. At the level of section, A, Neurdin-Trescartes (1992) documented a subhorizontal dip. Over the whole Ouarsenis Piedmont, we also measured systematically a subhorizontal dip. Neurdin-Trescartes (1992, 1995) considered that the “Oued Sig” Formation graded into gypsum-bearing sediments deposited during the MSC in the deeper part of the Chélif Basin. We would re-evaluate this hypothesis.

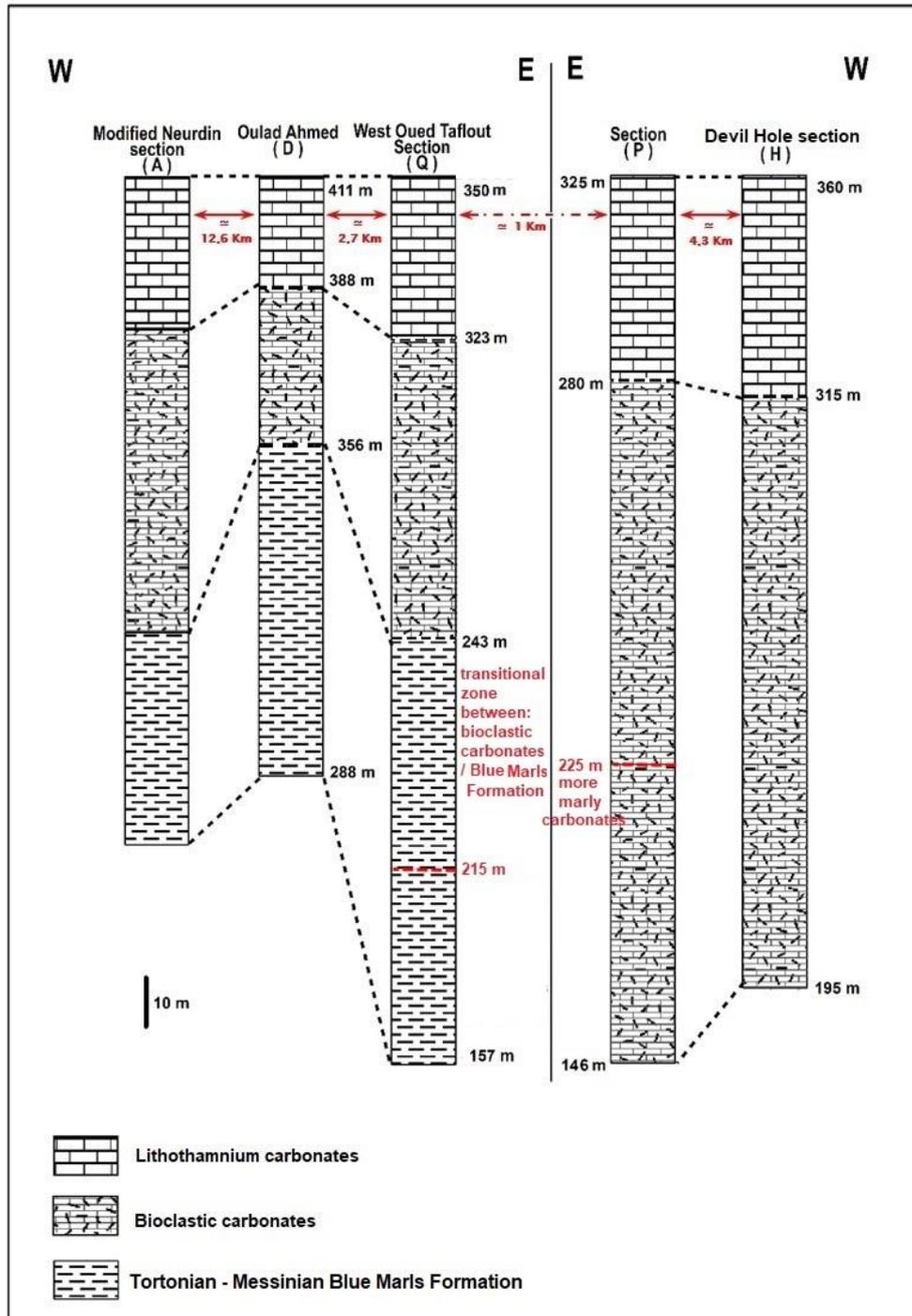


Figure 2.3. Geological cross-sections investigated in the field (sections D, Q, P, H see locations in Fig. 2.2) and by Neurdin-Trescartes (1992) along Oued Rhiou (reference section A). In section P at 225 m, the bottom of lower carbonate unit is composed of marly carbonates with few bioclastic layers. In sections D and Q, we also have a gradational transition at the bottom of the lower unit to the Blue Marls Formation.

Along the mountain front, the carbonate platform is cut by the left-lateral Relizane (sinistral) strike-slip fault that strikes N70°E, a direction identical to the strike of the Chélif Basin. The fault runs over 150 km from the city of Chlef to the city of Relizane (Fig. 2.1) (Meghraoui *et*

al., 1986). In the study area, the Boukadir thrust fault ends near the Relizane Fault. The thrust strikes N50°E and bounds the Boukadir anticlinal structure along which Pliocene sandstones and conglomerates crop out in the Chélif Basin (Fig. 2.2).

3. Materials and methods

The geological setting of Boukadir region is still poorly known, and more precisely the mode of deposition of the carbonates at the front of the Ouarsenis piedmont. The results presented in this work are based on the analysis of nineteen samples located in Figure 2.2 (blue dots), the evaluation of the platform geometry based on Google Earth (GE) images, and limited field work. We also used two deep drill holes Kh5, Kh6 that reach the depths of 376 m and \approx 1910 m respectively (BURGAP, 2004). Sample names and locations are displayed in appendix A.

We examined the lithology of the upper Lithothamnium carbonate unit in three quarries present along the Ouarsenis front. The unit is composed of homogeneous tuffaceous carbonates with no visible lithological change (color, grain size) (Fig. 2.4), and no change in macroscopic sedimentary features. All lithological sections investigated in the Lithothamnium unit at the front of the Ouarsenis Massif were similar and homogenous. We thus did not report any precise lithological column at the sampling locations.

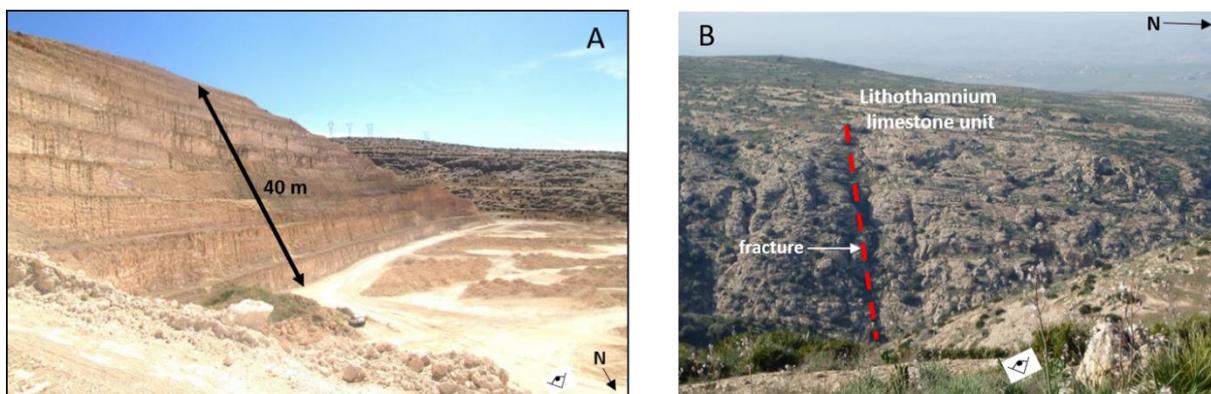


Figure 2.4. The upper Lithothamnium carbonate unit characterized by a lithological homogeneity. A. Lithothamnium unit 40 m thick in the Sidi Abed quarry (35°59'36.65"N / 1°0'11.34"E) in the western part of the study area. B. Subhorizontal bedding in the Lithothamnium unit, near Devil Hole near section H in Fig. 2.2.

We investigated the homogeneity of the Lithothamnium unit using thin sections and X-ray diffractometry (XRD) / X-ray fluorescence spectrometry (XRF) analyses, first in section and second laterally along the piedmont. We sampled a reference section near the Taflout River, south of Boukadir city along the piedmont front (Fig. 2.2). The Taflout section is 80 m high and composed of eight samples with 10 m intervals (PVR00 at the top to PVR07 at the bottom).

Petrographic analyses were done based on the samples and their thin sections. Facies nomenclature and description are based on Embry and Klovan (1971). Eleven other samples were taken along the piedmont from east to west also for petrographic analysis. Among them, four samples were taken just north of the Taflout section (ECH8) and come from the Boukadir tuff quarry (153, 154, and 156), located very close to the reference section (Fig. 2.2).

Eleven selected thin sections were analyzed by cathodoluminescence microscopy (CITL MK5). Eight samples come from the 80 m high Taflout section (PVR00, PVR01, PVR02, PVR03, PVR04, PVR05, PVR06 and PVR07) and three samples from Boukadir tuff quarry (153, 154 and 156).

Bulk mineralogical (XRD) analyses were performed on 17 samples (ECH1, ECH2, ECH3, ECH6, ECH7, ECH8, ECH9, 153, 154, 156, PVR00, PVR01, PVR02, PVR03, PVR04, PVR05, PVR06, and PVR07) according to the following experimental procedure. The bulk samples were dried at 40 °C for 48 hours, and then ground and sieved through a mesh of <250 µm size fraction (Moore and Reynolds, 1989). The mineralogical phases present in the powdered samples were identified by X-ray diffraction using a powder Brucker D8-Advance diffractometer, with Cu anticathode (University of Liège, Belgium). The angular range is between 2° and 60° 2Θ. The X-ray patterns were treated by the DIFFRAC plus EVA software. Mineral phases were determined semi-quantitatively (±5%).

Chemical characterization of major and minor elements of three samples (153, 154, and PVR01) was carried out, using a portable X-ray fluorescence spectrometer (p-XRF). Our purpose was to have a more quantitative assessment of the terrigenous material (Si, Al) present in the upper Lithothamnium unit with respect to the biogenic (Ca) material. Based on XRD results, we selected one sample PVR01 that was containing the highest percentage of terrigenous material (quartz, K-feldspar, plagioclase) and two homogeneous samples having no terrigenous material. Thermo Fischer Nitron XL3t with a 'GOLDD' detector (Mineralogy Laboratory, University of Liège) was used. The p-XRF was placed against the sample and X-rays were generated when the nose cone was in direct contact with the surface. The X-ray spot size was 3 mm in diameter. The X-ray tube has an Ag anode of 50 kV and 200 µA. The lightest detectable element is Mg. The standardization mode selected is the Cu/Zn Mining. This analysis mode uses four separate filters (high and low filters) having different counting times with a total measurement time of 75 s per analysis. The software utilizes a Fundamental Parameters algorithm to determine the concentrations of each element. The spectra and concentration

values obtained from the XLT3 were downloaded to a computer for analysis. Each sample was measured three times and the average values are given.

An analysis of the architecture of the carbonate platform was carried out along the Ouarsenis foothills from east to west using (1) a digital terrain model with a resolution of 12.4 m, as well as (2) GE imagery that allows to track individual beds across the landscape. The Digital Elevation Model used was the ALOS PALSAR Digital Elevation Model (DEM). A total of four swath topographic profiles were first drawn on the ArcGIS 10.5.1 software, then the extraction of the altitude points was performed in the GNU Octave, version 4.4.1 software with a program for this purpose. Topographic swath profiles are constructed by projecting equally spaced topographic profiles within a strip or swath of 200 m (Baulig, 1926; Tricart and Cailleux, 1958; D'Agostino *et al.*, 2001; Fielding *et al.*, 1994). These profiles provide a general view of the topographic pattern of the carbonates deposits and have been widely used to characterize regional-scale morphology (D'Agostino *et al.*, 2001; Riquelme *et al.*, 2003; Grohmann, 2005; Molin *et al.*, 2004, 2012; Scotti *et al.*, 2014; Azañón *et al.*, 2015). The GE imagery allows studying the architecture of the upper Lithothamnium unit and its relation with the lower bioclastic unit previously deposited.

4. Results

4.1. Petrographic analyses

The petrographic analyses done on the thin sections along the piedmont (19 samples) (Fig. 2.5) reveal three different microfacies. The first microfacies, MF1, is the most frequent (samples PVR00, PVR01, PVR02, PVR04, PVR05, PVR06, 154, 156, ECH01, ECH03, ECH04, ECH05, and ECH7), it is a bioclastic packstone to wackestone with mainly microsparitic matrix, and micritic matrix in samples PVR00 and PVR06. It is characterized by syntaxial cement and drusic cement in sample 154. MF1 is poorly sorted, its grain-size is $\geq 300 \mu\text{m}$. It contains numerous broken fossils and some intact: echinoderms, foraminifera, bryozoans, gastropods, Lithothamnium, arthropods, brachiopods, scaphods, pelecypods and pieces of phosphate (vertebrate) and also peloids, oncoliths, rhodoliths. The second microfacies MF2 (samples PVR03, 153, ECH06 and ECH08) is a bindstone to packstone to grainstone with microsparitic matrix and syntaxial cement and red algae pattern. MF2 is moderately sorted and its grain-size is $\leq 300 \mu\text{m}$. Its fossils assemblage includes: Lithothamnium, oncoliths, pelecypods, echinoderms, foraminifera and a debris of coral. The last microfacies, MF3 (PVR07 and

ECH02) is a bioclastic packstone to wackestone with fine grained elements and a microsparitic matrix. It is well sorted, and it includes pelecypods, Lithothamnium and foraminifera.

Tableau 2.1. synthesis of the main characteristics of the 3 microfacies.

N°	Texture	Fossils assemblage	Grain-size	Sorting	Cement and/or matrix	Samples
MF1	packstone to wackestone	echinoderms, foraminifera, bryozoans, gastropods, Lithothamnium, arthropods, oncoliths, rhodoliths, brachiopods, peloids, scaphods, pieces of phosphate (vertebrate), pelecypods	≥300 μm	poorly sorted	mainly microsparitic matrix and micritic matrix in PVR00 and PVR06, with a syntaxial and drusic cement,	PVR00, PVR01, PVR02, PVR04, PVR05, PVR06, 154, 156, ECH01, ECH03, ECH04, ECH05 and ECH07
MF2	bindstone to packstone locally grainstone	Lithothamnium, oncoliths, pelecypods, echinoderms, foraminifera, debris of coral	≤300 μm	moderately sorted	microsparitic matrix and syntaxial cement	PVR03, 153, ECH06 ECH05, and ECH8
MF3	packstone to wackestone	pelecypods, Lithothamnium, foraminifera	-	well sorted	microsparitic matrix	PVR07 and ECH02

4.2. Cathodoluminescence and cement analysis

The most common cement type is syntaxial overgrowth on echinoderm fragments. In cathodoluminescence, all cements of our samples are non-luminescent except the sample PVR07 (MF2) of the Taflout section taken at 106 m of altitude (Tab. 2.1). A bryozoan shows internal cementation in zoecia (carbonated wall of bryozoan), which starts with a dog-tooth non luminescent cement, followed by a zoned luminescent overgrowth. The non-luminescence of the calcitic cements together with multiple zonation (Amieux, 1982) point towards a phreatic meteoric origin of the cement, although non luminescence of calcitic cements may be also related to the relative abundance of Fe in the crystals (Hemming *et al.*, 1989; Swart, 2015). The XRF results of the samples indicate that there is not enough Fe available to suppress the luminescence, indeed iron contents of up to 1% (FeO) are not sufficient to suppress luminescence (Frank *et al.*, 1892; Hemming *et al.*, 1989).

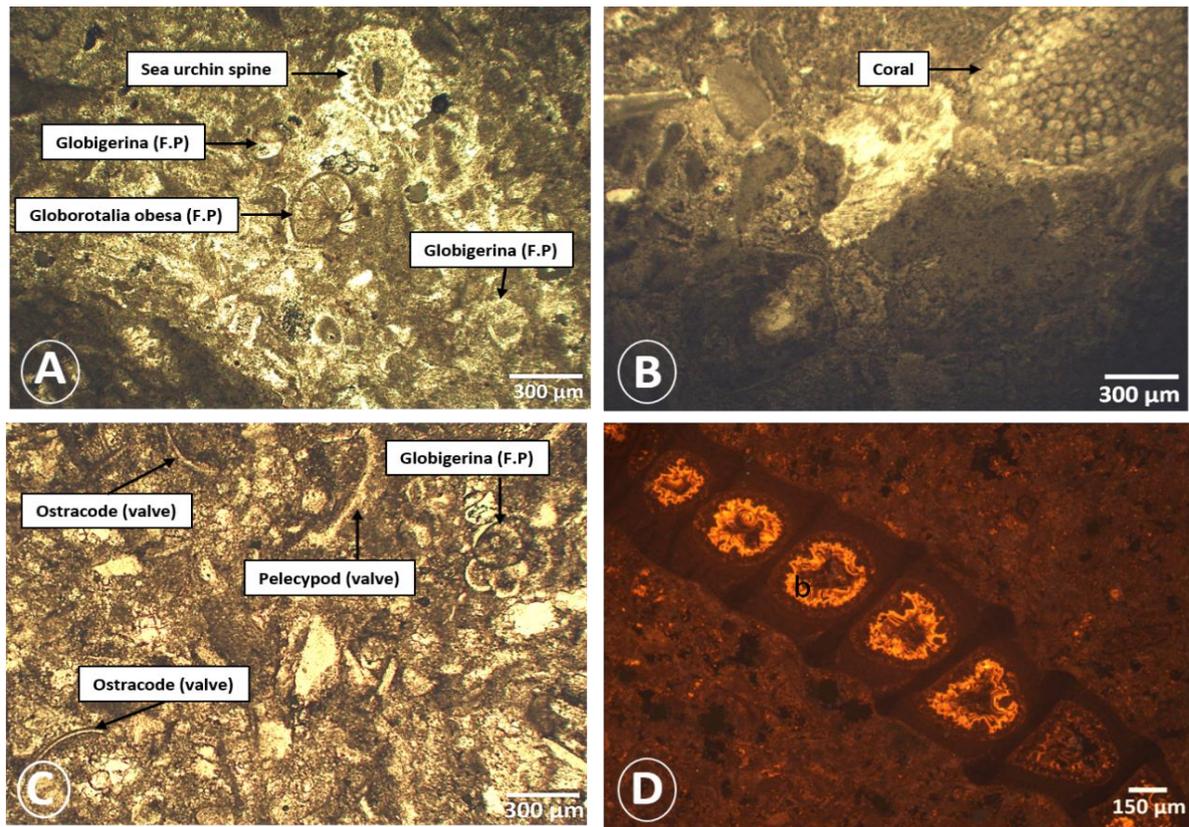


Figure 2.5. Photomicrograph showing: A- fossils from sample 156 (MF1); B- debris of coral from sample ECH08 (MF2); C- fossils from sample ECH02 (MF3); D- cathodoluminescence microscopy showing a bryozoan with internal luminescent cement (MF3).

4.3. Chemical and mineralogical compositions

Mineralogical analysis XRD (Tab. 2.2) revealed that the samples are mostly composed of calcite (~ 94 to 100%) with some trace of quartz (~1%).

Only the PVR01 sample of the Taflout section taken at 166 m of altitude (Appendix A) reveals a slightly higher amount of terrigenous material with 94% of calcite, 3% of quartz, 1% of plagioclase and 1% of K-feldspar.

Tableau 2.2. Results of the mineralogical composition of the 17 samples based on X-ray diffraction (XRD).

Samples	Quartz (%)	Calcite (%)	K-feldspar (%)	Plagioclase (%)
Ech 1	0.6	99.4	0.0	0.0
Ech 2	0.0	100.0	0.0	0.0
Ech 3	0.6	99.4	0.0	0.0
Ech 6	0.0	100.0	0.0	0.0
Ech 7	0.0	100.0	0.0	0.0
Ech 8	0.0	100.0	0.0	0.0
Ech 9	0.0	100.0	0.0	0.0
P 153	0.3	99.7	0.0	0.0
P 154	0.3	99.7	0.0	0.0
PV00	0.1	99.9	0.0	0.0
PV01	3.2	94.5	0.9	1.4
PV02	0.3	99.7	0.0	0.0
PV03	1.1	98.9	0.0	0.0
PV04	0.5	99.5	0.0	0.0
PV05	0.0	100.0	0.0	0.0
PV06	0.2	99.8	0.0	0.0
PV07	1.5	98.5	0.0	0.0
Average	0.5	99.4	0.1	0.1
Standard deviation	0.8	1.3	0.2	0.3

The XRF analyses of three samples (153, 154, and PVR01) indicate that the most abundant element is calcium with an average value of $96.04 \pm 2.91\%$. We also note the presence of 2.75% of silica in the sample PVR01 (Tab. 2.3), which is in agreement with the mineralogical results.

Tableau 2.3. Results of chemical composition (XRF) of the selected samples. LOD: Limit of detection.

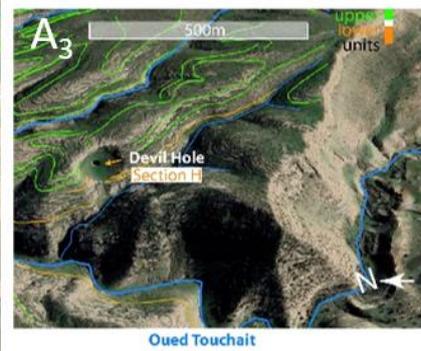
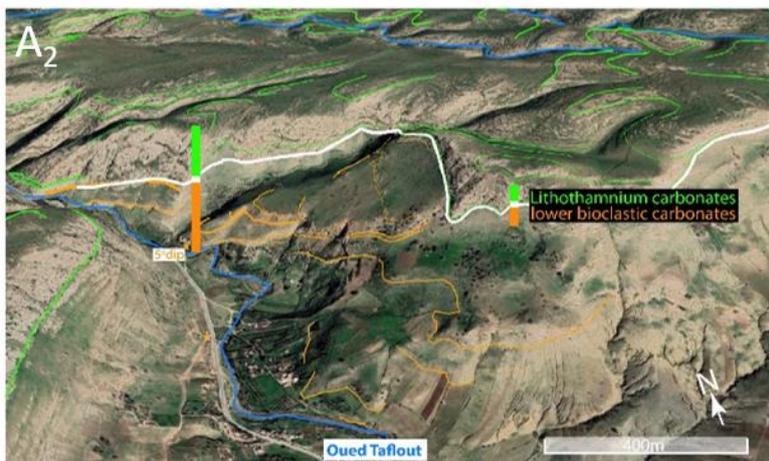
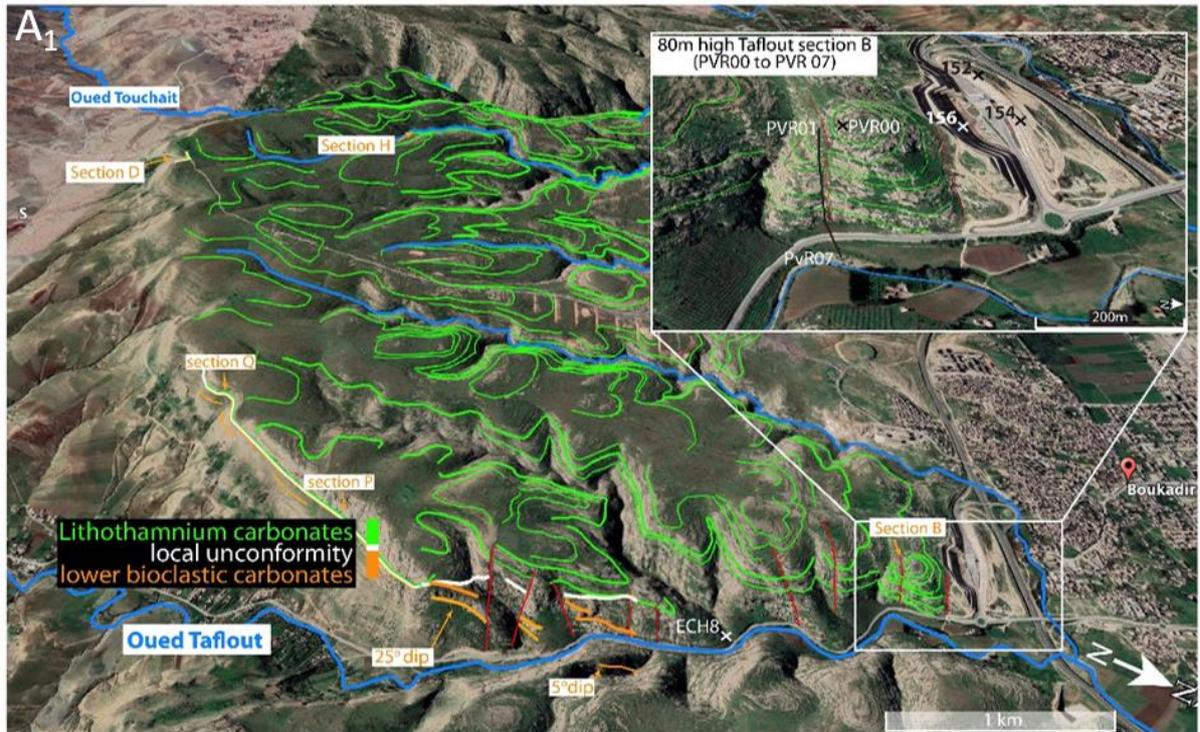
	153	154	PVR01	Average	Standard deviation
Ca (%)	95.45	99.20	93.48	96.04	2.91
Si (%)	1.63	0.52	2.75	1.63	1.12
P (%)	0.10	0.06	0.06	0.07	0.03
S (%)	0.04	0.05	0.30	0.13	0.15
V (%)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe (%)	0.23	0.13	0.42	0.26	0.15
Sr (%)	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01
K (%)	0.09	<LOD	0.24	0.16	0.12
Mg (%)	2.05	<LOD	1.99	2.02	1.17
Al (%)	0.36	<LOD	0.71	0.54	0.36

4.4. Architecture of the carbonate units based on topography, remote sensing and field data

We combined a topographic analysis with section measurements, bedding traced on Google Earth imagery, and drilling data to unravel the first-order geometry of the two carbonate units.

The upper carbonate unit dips toward the northeast with its lowest elevation at the contact with the alluvial sediment of the Chélif Basin around 79 m. At its highest elevation 5 to 6 km more to the south, it forms a scarp where the whole carbonate sequence resting upon the blue marl can be found. The top of the sequence at that location changes from 375 m in the east to 680 m in the west. The relief of the carbonate margin changes from 230 m in the east to 540 m in the west. The difference in relief along strike does not correspond to a variation in thickness of the carbonate formation (Fig. 2.3).

To the west, the down-cutting of Oued Rhiou provides a 525 m high section and the clearest view of the lower unit overlain by the upper Lithothamium unit. Bedding traced on Google Earth images and section A logged by Neurdin-Trescartes (1992) unravel a platform architecture with 35° bed of the lower complex at the level of the section A close to the reservoir waters and an unconformity with the 5° beds of the upper unit (Fig. 2.6 B1, B2).



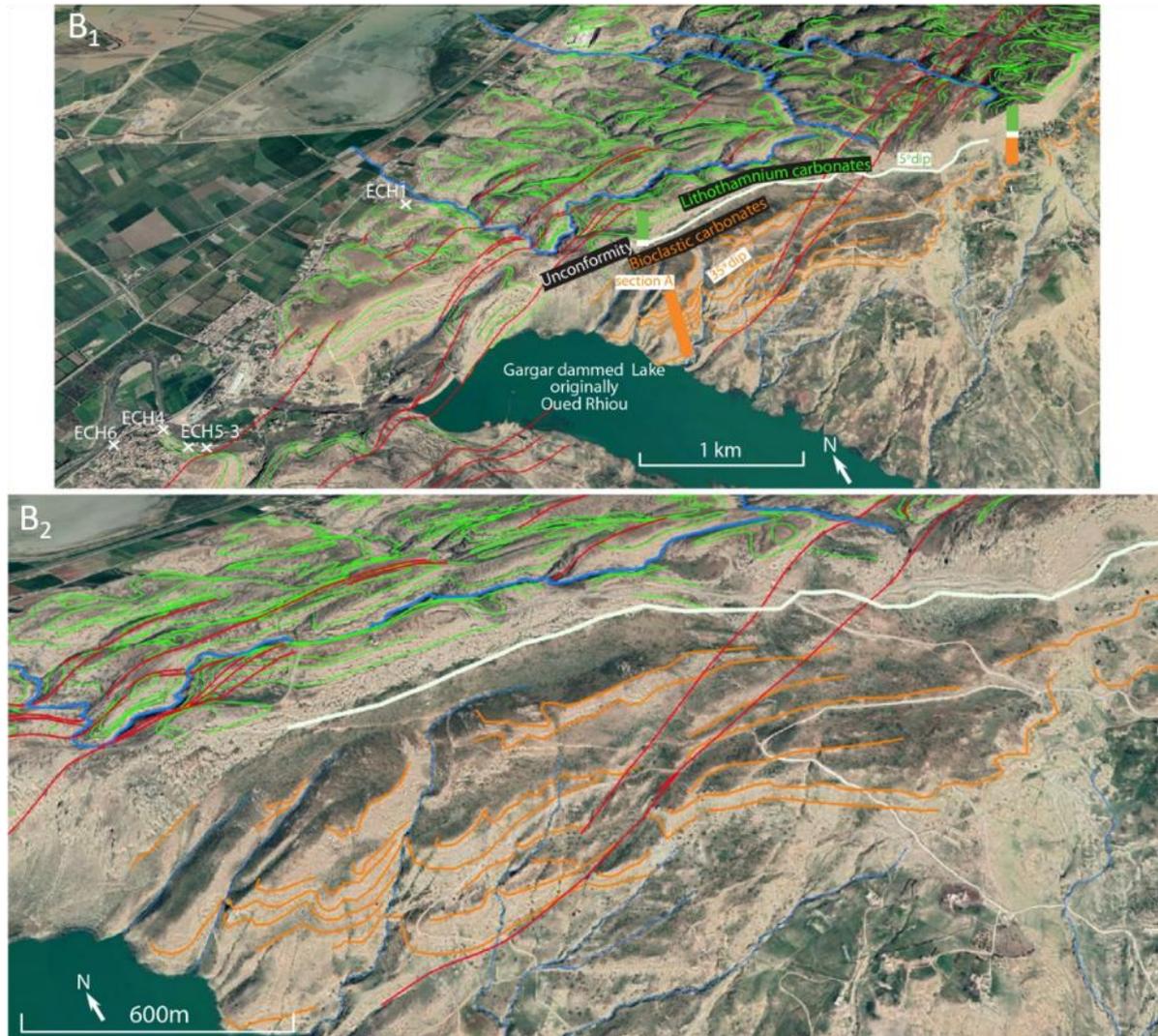


Figure 2.6. Google Earth image (GE) (3x vertical exaggeration) showing a disconformity between upper subhorizontal unit and the lower unit (5° in A2 to 35° in A1) in front of Oued Taflout (A1 + A2), and in front of Oued Rhiou (B1 + B2). Green lines: beds of the up upper unit drawn on Google Earth. Orange lines: beds of the lower unit drawn on Google Earth. Blue line: river network).

East of Oued Rhiou, at the level of the scarp, the beds of the lower carbonate unit are nearly flat and conformable with the upper unit (Fig. 2.6 A1, A2, A3). The remote sensing interpretation is confirmed by our field observation at the location of the Oulad Ahmed section (D) ($36^\circ 02' 05.56''$ N / $1^\circ 09' 43.35''$ E; Fig. 2.2), located 12 km more to the NE. Section D is still located along the scarp and shows a conformable contact between the upper Lithothamnium carbonate unit and the bioclastic carbonate unit (Fig. 2.3, Fig. 7-A). At that location, the lower unit is 35 m thick and has a low dip (5 to 10°) (Fig. 2.7 A). It shows rapid changes in facies (grain size, bioclastic content, terrigenous fraction): the upper half is characterized by large bioturbations (burrows) and the occurrence of 20–30 cm thick coarser-grained bioclastic layers with numerous bivalves interpreted as tempestites (Fig. 2.7 C-D); the lower part shows the increasing occurrence of marls. The transition to the underlying Blue marl Formation is gradational. The upper Lithothamnium unit is conformable and composed of ~23 m thick massive carbonate beds. About 2 km more to WNW of Section D, another section called H ($36^\circ 01.367'N$ / $1^\circ 09.096'E$) (Fig. 2.6 A1,

A3) can be drawn near the location of the Devil Hole, a 73 m deep karstic pit (Figs 2.2 and 2.3) (Birebent, 1947). Above the pit, the upper Lithothamnium unit is visible and 45 m thick. The 73 m deep pit is carved mostly into the lower bioclastic unit until 252 m a.s.l. and near its base, it has a low dip according to speleological observations (Birebent, 1947). The adjacent Oued Touchait river valley incising into the same unit reaches 195 m a.s.l., which implies that the lower unit is at least 120 m thick (Fig. 2.3). About 3.5 km more to the NE at the location of the 220 m deep downcutting of Oued Taflout, the lower and upper carbonate units are also visible on both sides of the river. The section Q ($36^{\circ}01.367'N / 1^{\circ}09.096'E$) (Fig. 2.6 A1) revealed that the upper unit is 35 m thick and the lower unit is 60 m thick (Fig. 3). Farther northeast, still along Oued Taflout, the lower unit has a 25° dip visible in the landscape (Fig. 2.7 B) and on the GE view (Fig. 2.6 A1) and is unconformably overlain by the low dipping upper Lithothamnium unit. At the location of section P ($36^{\circ}01.812'N / 1^{\circ}09.268'E$) (Fig. 3 and Fig. 2.6 A1), the upper unit is 42 m thick and the lower one has an apparent 138 m thickness. On the other side of the river, near the village of Oulad Allal ($36^{\circ}01'58.73''N / 1^{\circ}09'46.12''E$), the lower unit is locally composed of bioclastic layers part with serpulas and numerous shells (Fig.2.7 D); and shows a gradational transition to the Blue Marls Formation. Along the Ouarsenis front and at the location of section B, the only visible unit is the 80 m thick subhorizontal upper Lithothamnium unit (Fig. 2.6 A1). In the Chélif Basin, at the location of the ~1000 m boreholes Kh5 ($36^{\circ}04'39.6509''N / 1^{\circ}04'27.7095''E$) and Kh6 ($36^{\circ}02'48.0890''N / 1^{\circ}05'14.1997''E$), situated less than 1 km north of the surface contact between the carbonates and the alluvium, the carbonate formation is found at depths of 126 m and 147 m respectively and extends until the depth of 376 m and 429 m, which implies respective cumulated thickness of 250 m and 282 m. There is no other information regarding the carbonate formations in the boreholes. They rest upon the Blue Marls Formation. Kh5 and Kh6 are separated by only 19 m. The differences in depth of the carbonates would be related to post-depositional offsets in relation to the Relizane Fault Zone situated at the location.

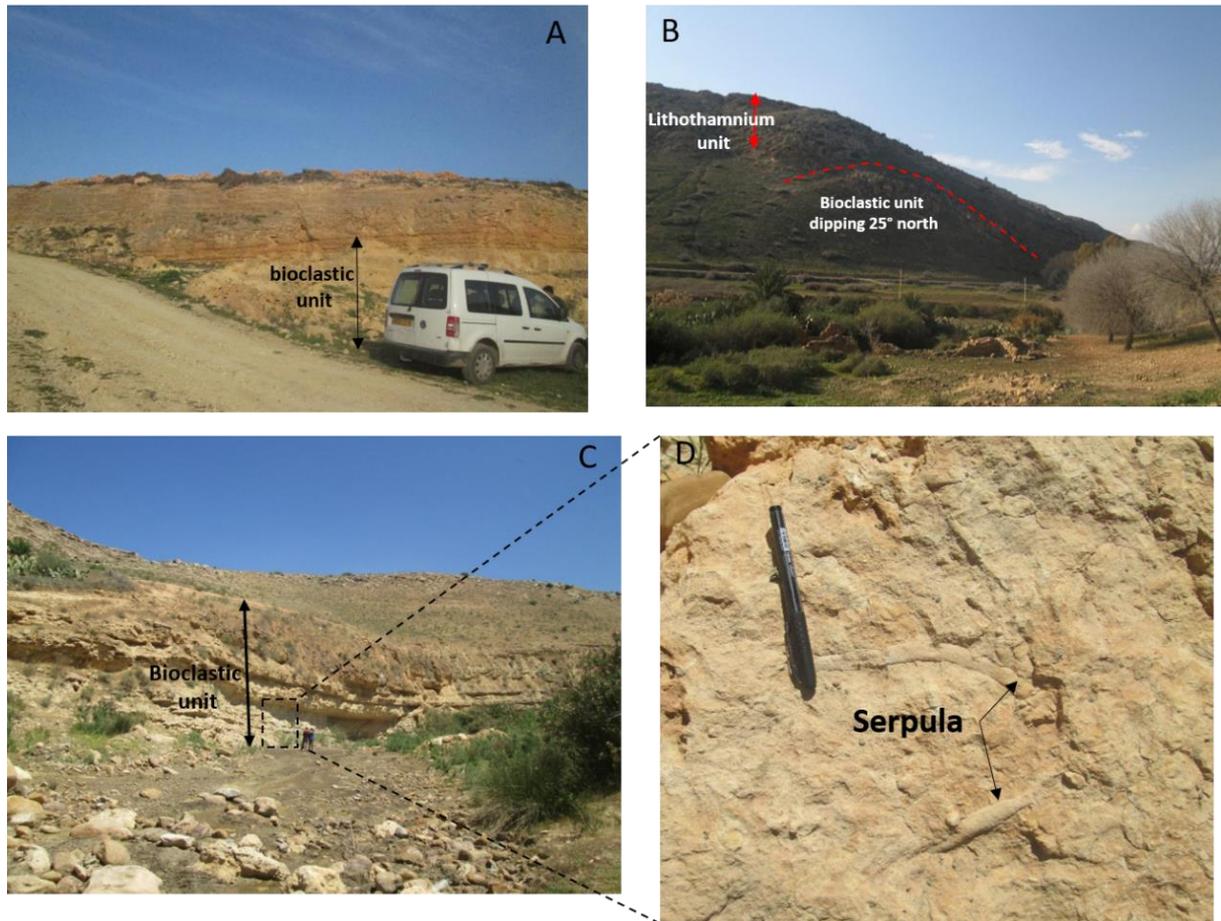
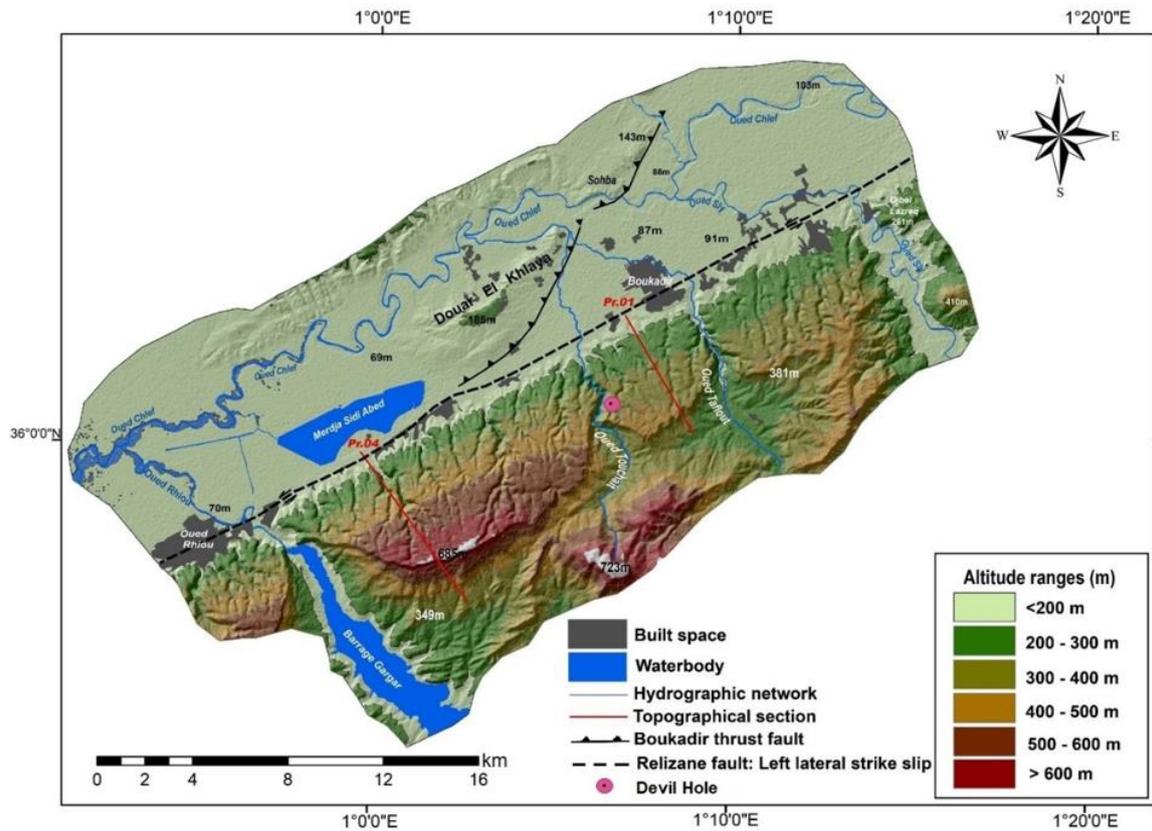


Figure 2.7. Structure and composition of the lower bioclastic unit. A. Horizontal bioclastic unit at the back of the platform (Section D; Figs. 2.2, 2.3 and 2.6-A1). B. Unconformity between sub horizontal Lithothamnium unit and the 25° dipping bioclastic unit in front of Oued Taflout (Fig. 2.6-A1). C and D. The bioclastic unit characterized by *Serpula* fossil in Oued Taflout, in the eastern part of the study area.

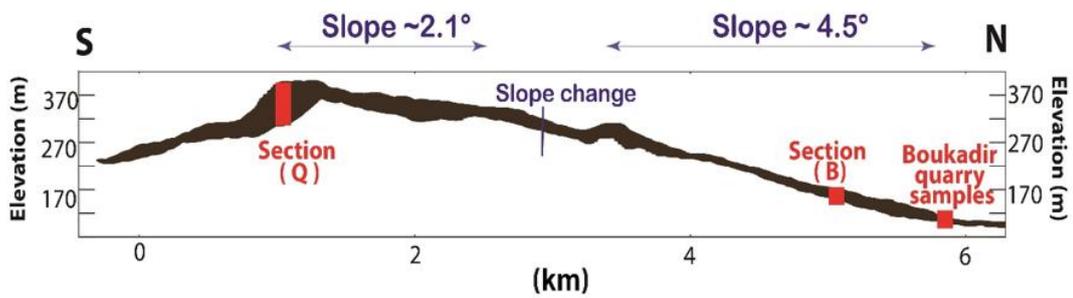
The morphology and geometry of the upper unit can be further constrained. The topographic sections made perpendicular to the Ouarsenis piedmont show that the top of the Lithothamnium unit has a very low dip and is composed of two parts marked by a very slight 2–3° increase in a surface dip about 3 km north of the basin (Fig. 2.8). The morphology of the upper unit changes slightly along the strike. Surface dip in the west is higher than in the east, which can be correlated to the difference in relief. The transition zone, which marks the change in elevation and dip, is located at the location of Oued Touchait (Fig. 2.8).

Using Google images, we could follow some upper beds nearly continuously from the back scarp of the carbonate formation in the south to the contact with the Quaternary alluvial sediments in the Chélif Basin to the north. We investigated the relationship between morphology and bedding. In the east, beds forming the southern part of the ramp are characterized by a very shallow dip (~2°) subparallel to the topography (Pr.01 in Fig. 2.8).

Further north, beds have a similar dip but intersect the topography forming a staircase (Fig. 2.6 A1-A2). The $\sim 4.5^\circ$ dip of the carbonate relief is just steeper in the south (see swath topographic profile Pr.01 in Fig. 2.8). The transition zone marked by a small change in dip indicates the change between a retrograding–aggrading system to a purely aggradational system. Just west of Oued Touchait (Fig. 2.8), the relief increases slightly and the staircase architecture is visible along the whole length of the Lithothamnium carbonate unit. Further west where the relief is the highest, the topographic profile Pr.04 (Fig. 2.8) shows a slightly steeper average surface dip with again an increase from $\sim 4.5^\circ$ to $\sim 7.5^\circ$ for the northern part. The staircase morphology is pronounced for the first ~ 2.5 km of the complex starting at the contact with the Chélif alluvial deposits; at the southern end of the platform, several faults strongly affect the carbonate bedding but not the overall morphology which remains very planar (see the southern part of swath topographic profile Pr.04 in Fig. 2.8).



Swath topographic section *Pr.01*



Swath topographic section *Pr.04*

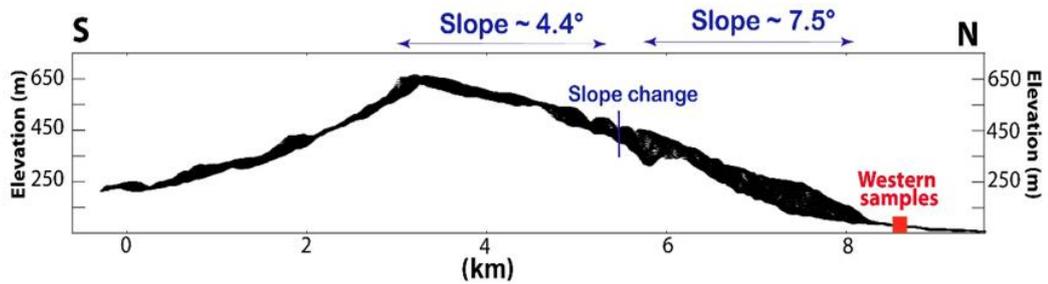


Figure 2.8. a- Topography of the study area and the location of the topographic sections along the piedmont. This region refers to the "Study area" in Fig. 1. b- Swath topographic profile PR.01 in the eastern part of the study area. c- Swath topographic profile PR.04 in the western part of the study area.

5. Interpretation and discussion

5.1. Petrographic analyses

According to the petrographic analyses and the identification of the three carbonate microfacies, characterized mainly by red algae (*Lithothamnium*), foraminifera, few quartz grains in some samples, and high moldic porosity, a paleoenvironmental model is proposed.

The microfacies MF1 and MF2 of this carbonate unit are typical of a carbonate ramp. MF1 is a bioclastic packstone to wackestone with microsparitic matrix and large fossils, and MF2 is a bindstone to packstone, rarely grainstone dominated by red algae. The carbonate facies and components of these two microfacies indicate a rather shallow high-energy environment above the fair-weather wave base and in an inner ramp setting (Laya and Tucker, 2012).

MF3 is a bioclastic packstone to wackestone with tiny elements and a microsparitic matrix. The characteristics of this microfacies are related to a slightly deeper environment in the middle ramp, in the storm wave zone (Fig. 2.9).

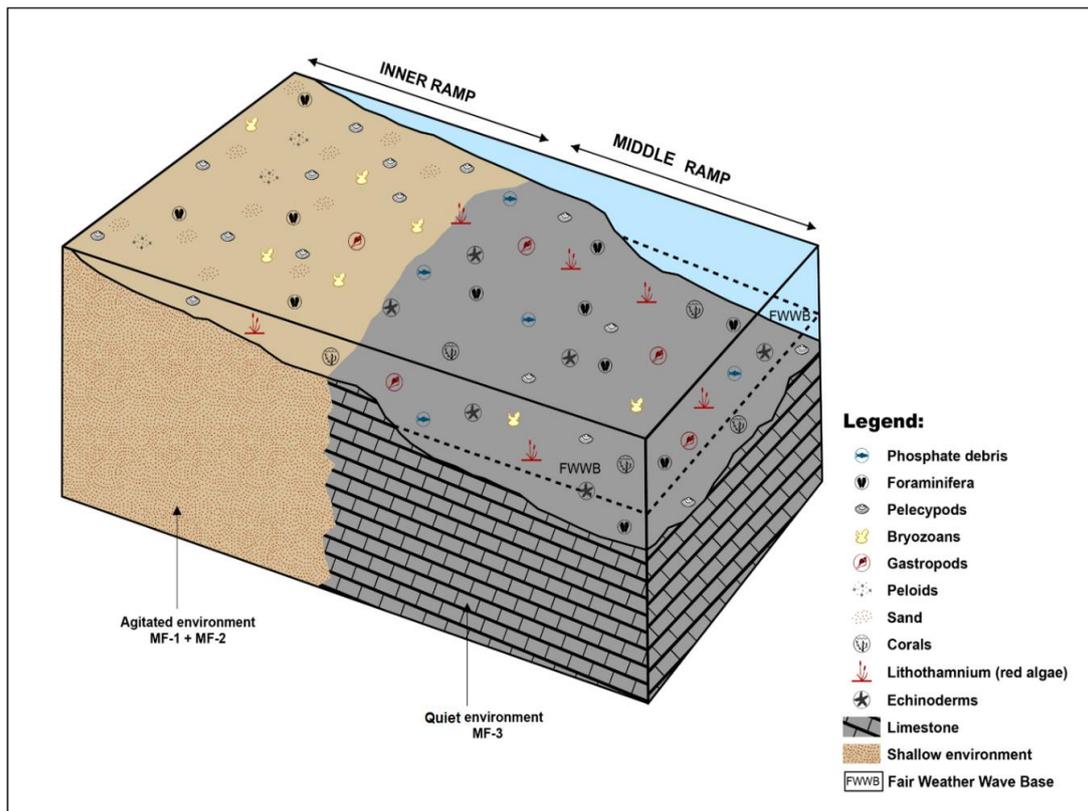


Figure 2.9. Depositional environment model of the terminal carbonate deposits outcropping in the Boukadir region based on the results of the petrographic analyses.

The depositional model in Figure 2.9 and the associated fauna are typical of open marine conditions and not of a restricted environment. The occurrence of normal marine conditions is also documented in other carbonate platforms of the Chélif Basin for the carbonate unit resting upon the lower prograding bioclastic unit (Cornée *et al.*, 1996, 2002, 2004; Saint-Martin *et al.*, 1992, 1995, 1997).

5.2. Cathodoluminescence and cement analysis

In our samples, any aragonite present would have been transformed into calcite. The absence of aragonite component can be related to falling sea level that subaerially exposed the upper part of the platform. Concerning the origin of the cements, which are largely non-luminescent, it is well known that the Fe/Mn ratio controls the maximum intensity of luminescence (Frank *et al.*, 1982). Mn^{2+} causes an orange-yellow luminescence of calcite (Meyers, 1978), while Fe^{2+} tends to inhibit this luminescence (Frank *et al.*, 1982; Grover and Read, 1983). The non-luminescence suggests widespread cementation in an oxidizing meteoric environment after a marine regression. The only example of cement zonation in the zoecia of a bryozoan may be due to a weak supply of meteoric water (the latter circulate slowly) and the onset of a very local reducing environment (Boulvain, 2001).

The platform was exposed to oxidizing meteoric water shortly after its deposition. Indeed, aerial exposure must have taken place during the Messinian Salinity Crisis (MSC). The MSC was associated with a large base-level drop in the whole Mediterranean area (Hsü *et al.*, 1973; Ryan *et al.*, 1973; CIESM, 2008; Mascle and Mascle, 2019), and there was a disconnection of the Chélif marginal Basin with the main Mediterranean Basin (Saint-Martin and Rouchy, 1990; Rouchy and Saint-Martin, 1992; Clauzon *et al.*, 1996; Franseen *et al.*, 1996; Krijgsman *et al.*, 1999; Cornée *et al.*, 2004). In the Chélif Basin, during the MSC, up to 400 m of gypsum-rich deposits (Rouchy *et al.*, 2003) were deposited in front of the studied Ouarsenis carbonate platform (Fig. 2.1). The gypsum resulted from a primary crystallization and was deposited in a hypersaline shallow environment (Arab *et al.*, 2015); at that time, the carbonate platform would have been subject to subaerial exposition.

5.3. Mineralogy and XRF analyses

The mineralogical composition of the samples collected on the field indicates ~94 to 100% of calcite and just a few traces of quartz (~1%). It is confirmed by chemical analysis. The analyses indicate a very weak detrital flux during the development of the upper carbonate platform in

the foothills of the Ouarsenis Massif. This purely carbonated ramp consisted only of biogenic autochthonous inputs.

This result is consistent with the paleogeography of the platform. The study area is located on the edge of the Ouarsenis Massif, a low emerged area at that time (Fig. 2.1). The carbonate formation rests entirely upon the Blue Marls Formation. The latter formation is present to the north in the Chélif Basin as indicated in Kh6 borehole (Fig. 2.2) and in the publication of Arab *et al.* (2015) based on drilling and geophysical data. It also outcrops to the south in the Ouarsenis Massif (Fig. 2.2). The platform near Boukadir does not seem to be anchored on a substratum high, which is probably why there was very low terrigenous input. The paleogeographic reconstruction based on Neurdin-Trescartes (1995) in Figure 2.10 provides a broader context. At the end of the Messinian, the uplift first occurred to the north, close to the present sea shore at the location of the Dahra Massif (Rouchy *et al.*, 2007). The Eastern Chélif Basin during the Pliocene was still a synclinorium limited to the south by the Boukadir Messinian carbonate platform and the Relizane Fault. More than 750 m of Pliocene marls were deposited in this synclinorium (Fig. 2.1) that was uplifted and folded (Arab *et al.*, 2015) in a later phase. This paleogeography leads to only distant terrigenous contributions. Quartz input may be linked to two different processes. First, Neurdin-Trescartes (1995) suggested the occurrence of "longshore" currents with an E–W direction, parallel to the coast, linked to the existence of high tides and the presence of swells arriving obliquely on the shore, mixing distant material (Neurdin-Trescartes, 1995). The paleogeographic map in Figure 2.10 indicates that distal input could be linked to the Medea Deltaic complex (Neurdin-Trescartes, 1995). Second, these quartz

grains could also be due to an aeolian input. Some SEM analyses would be necessary to decipher their origin.

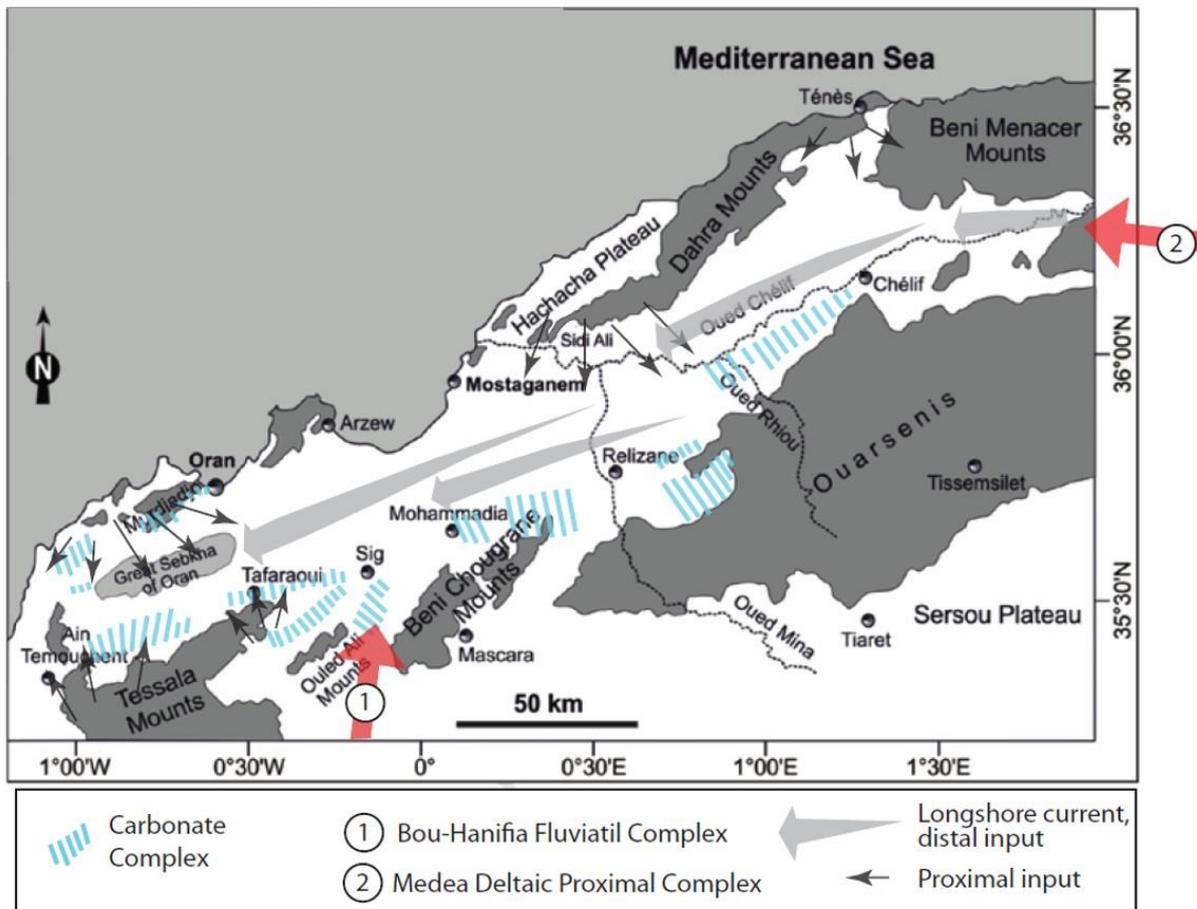


Figure 2.10. Paleogeographic map based on previously published map of Neurdin-Trescartes (1992, 1995), Mansour *et al.* (1995) and Vinn *et al.* (2020).

5.4. Geometry analyses

Our analysis allows distinguishing a lower carbonate platform and an upper carbonate ramp with different geometry. Carbonate-platform stratal geometries are the result of multiple interacting controls (Kenter, 1990; Adams *et al.*, 2002), including sediment transport, sediment production, differential subsidence, and relative sea-level oscillations balance (Williams *et al.*, 2011). The carbonate platform of the northern piedmont of Ouarsenis in the south of the Boukadir region, as well as the variations of slopes, show that the geometry of this platform is conditioned by several factors as studied in detail by Kenter (1990) and Adams *et al.* (2002). Given the limited field observations and sampling, we can only make a first order interpretation. In addition, the geometry of the lower platform is less constrained than the upper one and the lack of petrographic data prevents the assessment of its depositional environment.

The lower unit has a platform geometry characterized by a short steep front with 35 to 25° dipping beds forming clinoforms as evidenced along the two largest river valleys, Oued Rhiou and Oued Taflout. The clinoforms are clearest at Oued Rhiou location (Fig. 2.6 A1, A2), and the carbonate unit at that location is bioclastic (section A, log of Neurdin- Trescartes, 1992). The back of the platform (section D, Fig. 2.3) is characterized by a low dip with a downward gradational transition to the Blue Marls Formation (Fig. 2.7 A), and an upward gradational transition to facies with grain size suggesting a shallow and active depositional environment (Fig. 2.7 A-C). We interpret this architecture as a prograding rimmed platform (Pomar *et al.*, 1996; Adams and Schlager, 2000; Eberli *et al.*, 2004; Playton *et al.*, 2010; Gao and Fan, 2015) (Fig. 2.6 A1).

The upper unit has a different geometry characterized by a continuous low bedding angle over the 6 km outcropping at the surface and the nearly homogeneous carbonate deposition of over a thickness of least 80 m (Fig. 2.6 A1, section B). The bedding angle is subhorizontal (<5°) and the dip of the platform changes near the Boukadir Thrust (Fig. 2.8), which is interpreted to be due to later tectonic deformation. Factors controlling the slope geometry are the volume of sediment and platform height (Schlager, 1981), the erosion–deposition balance (Schlager and Camber, 1986), and the grain size (Kirkby, 1987). The morphology suggests a nearly homoclinal ramp geometry (Ahr, 1973; Read, 1985; Burchette and Wright, 1992). The facies and dip uniformity, and the large thickness of the upper carbonate unit suggest that it is an aggradation ramp with a production keeping up with a base level rise (Read, 1985). Strata are more aggradational at the back of the platform than at the front; the small change in dip downward marked a more pronounced retrogradational pattern, near the base of the upper carbonate unit (Fig. 2.8).

Homoclinal ramp geometry also suggests that the amount of sediment exported downslope is similar to the carbonate production rate. Williams *et al.* (2011) stressed that the rates of autochthonous production are a critical factor in maintaining a ramp profile. The large thickness of the carbonate ramp still suggests large productivity. The absence of gradient in productivity along the platform is in agreement with the fact that the ramp is formed only by red algae (Lithothamnium), which are poorly sensitive to changes in water depth along the ramp compared to green algae (Lüning, 1990; Lee, 1999). The difference in architecture between the lower platform and the upper homoclinal ramp suggests a strong environmental change. One key factor may be the increase in downslope transport between the two carbonate units. One hypothesis is stronger westward longshore currents (Neurdin-Trescartes, 1995) due to the water

body constriction induced by the progradation in the Chélif Basin (Fig. 2.10). The occurrence of these paleocurrents is confirmed by magnetic indicators in the Messinian Formation more to the SE along the same piedmont (Derder *et al.*, 2011).

Finally, given the comparable thickness of the carbonates and the similar depositional environment of the upper carbonate unit along the piedmont (Fig. 2.4 A and B) evidenced by the thin sections, the platform was deformed after its deposition. The deformation (uplift and tilt) of the platform would be related to the Relizane Fault running along the piedmont. Although this fault was mostly considered to be a left-lateral strike-slip fault by Meghraoui *et al.* (1986), Soumaya *et al.* (2018) inferred a significant reverse component and interpreted it as a typical conjugate fracture in a wide E-W crustal-scale Riedel shear fracture system. The increase in tilt and elevation of the platform to the west occurs near the termination of Boukadir Thrust close to the Relizane Fault (Fig. 2.2), which suggests a causal relation. We therefore believe that the present geometry of the ramp is partly related to uplift and tilt that change along the Relizane Fault. In addition, the depths of the Carbonates (Lithothamnium Limestone) at the location of Kh5 and Kh6 (Fig. 2.2) imply a significant vertical offset. The transpressive motion accommodated by the Relizane Fault is expected as it is part of the fault system that accommodates the oblique active convergence between Eurasia and Africa over at least the last 2.5 Ma (Meghraoui *et al.*, 1996). Before, during the Tortonian to Messinian periods, the Chélif Basin had undergone a different transtensive deformation phase that resulted in the creation of this “postthrust” basin (Perrodon, 1957; Meghraoui, 1982; Thomas, 1985; Meghraoui *et al.*, 1986; Domzig *et al.*, 2006; Derder *et al.*, 2011; Bachouche and Boutaleb, 2013; Arab *et al.*, 2015). Significant subsidence during the Messinian at the front of the Ouarsenis relief was indeed necessary to create the accommodation space for the deposition of the Blue Marls Formation and the two carbonate units.

6. Correlation of carbonate platforms from the Alboran Sea region

The Boukadir platform in the Chélif Basin is similar to other Messinian platforms in the same basin, i.e. the Traras margin reef, Sebaa Chioukh Hills (Saint-Martin, 1996), Murdjadjo (Saint-Martin, 2008), Tessala Beni Chougrane (Naimi *et al.*, 2020), and Douar Naïmia (northwestern Algeria, Dahra Mounts) (Vinn *et al.*, 2020). All platforms in the Chélif Basin developed on the edge of the Alboran Sea and have a large extension. They are aggrading platforms characterized by a rather flat relief. They contain small amounts of detrital sediments (Cornée *et al.*, 2004). They were all deposited above a thick layer of Tortonian–Messinian Blue Marls (Bessedik *et*

al., 2002), considered to be a Transgressive System Tract (TST). Above, the lower bioclastic carbonate unit is overlain by prograding coral reefs with porites and *Halimeda* (green algae) carbonates (Saint-Martin *et al.*, 1992; Cornée *et al.*, 2004; Saint-Martin, 2008; Naimi *et al.*, 2020). This succession ends with the deposit of gradational sediments constituting the “Terminal Carbonate Complex” defined by Esteban (1979) composed of coral constructions, white micritic limestones, oolite limestones, stromatolites, and sometimes gypsum lenses (Saint-Martin, 2008).

The Boukadir carbonate formation, that we studied, still presents some differences: (1) the absence of coral reef and *Halimeda* limestone and of the TCC, (2) the prevalence of red-algal carbonates over a large thickness. The absence of *Halimeda* in the Boukadir area can be linked to two factors. First, it can indicate a lesser salinity than in the western part of the Chélif Basin and in other regions. Indeed, *Halimeda* deposits in Messinian carbonate platforms in Italy, Crete, and Spain are interpreted to support a high rate of salinity, which varies between 48 and 58‰ (Brachert *et al.*, 2007; Bourillot *et al.*, 2009). Second, *Halimeda* is the most abundant component in the reef-slope facies (Mankiewicz, 1988; Martin *et al.*, 1989; Reolid *et al.*, 2014), but this environment is not visible in the investigated area.

The Boukadir platform is more than 165 m thick at section H where the two carbonate units have similar low dips and has an apparent thickness of up to 280 m (Kh6, Fig. 2.2) in the Chélif Basin. It is one of the thickest carbonate platforms around the Mediterranean Basin. It indicates steady-state subsidence, much larger than in other parts of the Chélif Basin and in the surrounding Mediterranean area. Part of the subsidence would be related to the transtensional deformation of Tortonian and Messinian periods that created the necessary accommodation space (Perrodon, 1957; Meghraoui, 1982; Thomas, 1985; Meghraoui *et al.*, 1986; Arab *et al.*, 2015). Another part of the subsidence may be related to the progressive compaction of the blue marls under the weight of the carbonate platform. This post-depositional process is related to the highly compactable nature of the blue marls (Wanless, 1979), and resulted from the progressive increase in the burial load due to the aggradation of the platform (Flügel, 2004). In front of the Boukadir area, the thickness of the buried blue marls reaches more than 1000 m (Arab *et al.*, 2015), and at the back of the platforms, more than 500 m (Neurdin-Trescartes, 1992).

The similarity in the development of carbonate platforms in the Alboran Sea allowed Cornée *et al.* (2004) to correlate the different existing sedimentary logs and sections. We set the Boukadir platform in that context, focusing on the Southern Alboran Sea (Algeria, Morocco) (Fig. 2.11).

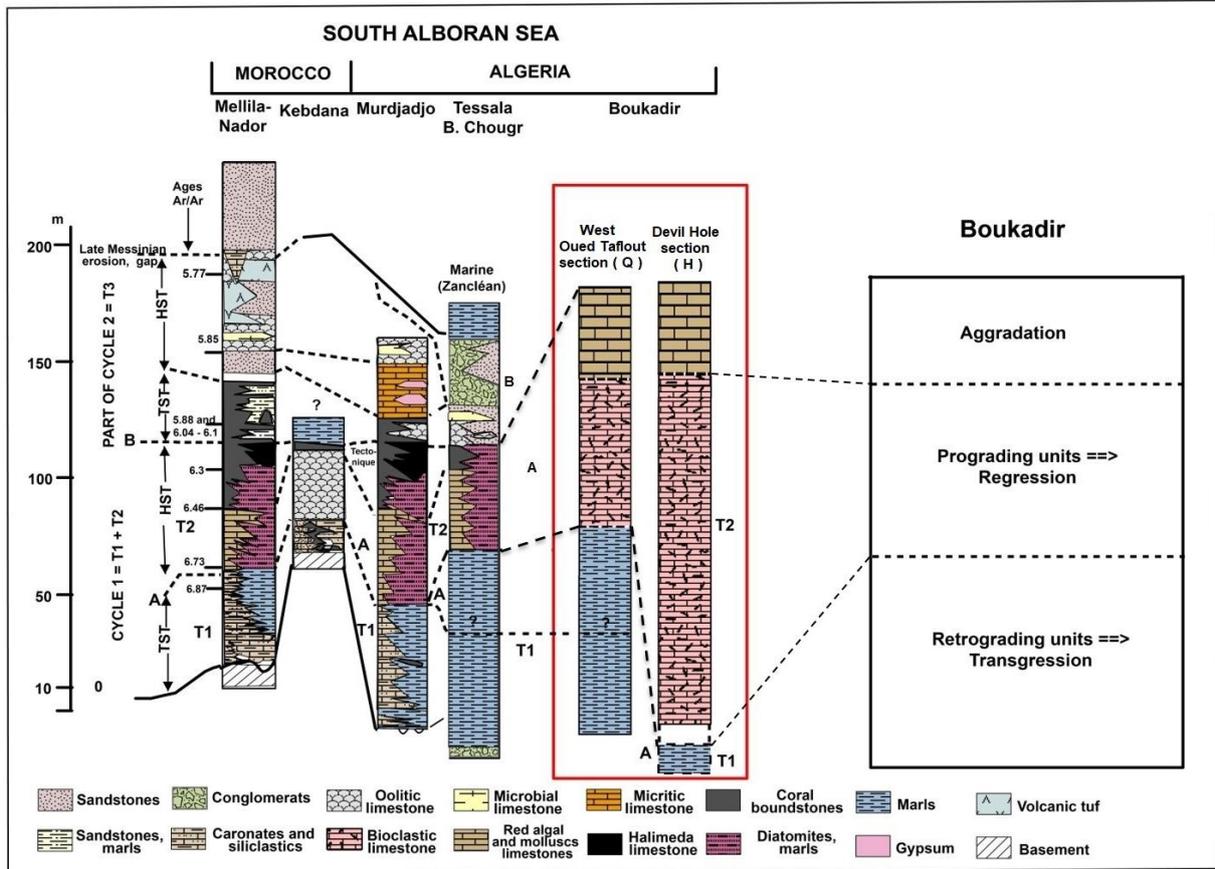


Figure 2.11. Proposed correlation between the South Alboran Sea Messinian carbonate platforms and the Boukadir platform; modified from Cornée *et al.*, (2004). Mellila-Nador ages from Roger *et al.*, (2000) and Cornée *et al.*, (2002), Sorbas ages from Krijgsman *et al.*, (2011).

Cornée *et al.* (2004) proposed the following depositional history during the Messinian. The first deposits are systematically retrograding characterized by blue marls with a variable thickness. They are part of the Transgressive System Tract, T1, of the first cycle of the Messinian (Fig. 2.11). The retrograding T1 unit is generally capped by a prograding carbonate unit (T2) (Cornée *et al.*, 1996, 2002). T1 and T2 are separated by a marine planation (erosion) surface A formed around 6.7 Ma ago (Cornée *et al.*, 2004). T2 are generally bioclastic units with red algae and bivalves dominated by corals deposited in an open marine environment (Cornée *et al.*, 2004). These units change into marls and diatomites basinward. T2 can be composed of different subunits, but the lower one is generally prograding and bioclastic. In northeast Morocco, in the Kebdana and Tessala-Beni Chougrane sites, T2 carbonate units revealed a general shallowing upward trend, which may reflect progradation (Cornée *et al.*, 2004). The top of the prograding reef complex T2 is a marine planation surface B that has been systematically identified in the southern Alboran Sea. It corresponds to the beginning of the MSC at 5.95 Ma and indicates a limited sea-level drop according to Cornée *et al.* (2004). Above B, the transgressive marine

shallow-water carbonate T3, known as the “Terminal Carbonate Complex” (TCC) deposits was deposited (Fig. 2.11). The platform geometry and its faunal content attest to a restricted very shallow water environment (Cornée *et al.*, 2004).

In Boukadir, the lower carbonate bioclastic unit corresponds to the basal subunit of T2. It is composed of bioclastic clinofolds to the north and of nearly flat calcareous marls to the south at its base. These bioclastic carbonates were deposited in a very shallow environment with tempestite layers at their top. At this study location, surface A is not easily identifiable, because we have a gradational contact with the Blue Marls Formation (unit T1 in Fig. 2.11).

Regarding the upper Boukadir homoclinal ramp, the contact is not marked by a radical change in the depositional environment associated with a sea-level drop (Riding *et al.*, 1999) nor the deposition of evaporites (Rouchy and Saint-Martin, 1992; Rouchy *et al.*, 2001). The thick upper Lithothamnium aggrading unit is characterized by the deposition of red algal carbonates with microsparitic matrix and a faunal content typical of an open marine environment. We therefore infer that it still corresponds to unit T2. After, our analyses suggest a rapid falling sea level that subaerially exposed the platform and trigger the transformation of all aragonite in calcite. This sea-level drop corresponds to the MSC.

7. Conclusion

The carbonate units that form the northern piedmont of Ouarsenis range of the Boukadir region on the southern edge of the eastern Chéelif Basin represent one of the thickest Messinian carbonate platforms in the whole Mediterranean realm. Two units are present: a lower bioclastic one and an upper Lithothamnium one. Petrographic analysis of the upper unit reveals three different microfacies, characterized by Lithothamniums, foraminifera, high porosity, and a microsparitic matrix. Our study demonstrated that the Lithothamnium carbonate platform of Boukadir (Chéelif Basin) developed in a high-energy environment, above the fair-weather wave base, in a shallow marine environment (inner ramp setting). Its productivity was very high, the mineralogical composition indicates a purely carbonated platform, that formed of autochthonous biogenic inputs (~94 to 100% of calcite), with very little allochthonous fluvial input.

The geometry of the two carbonate units is different. The lower unit forms a prograding rimmed platform with 35° clinofolds. Locally, it gradually evolves to the upper Lithothamnium unit that is an homoclinal ramp with a low angle and very small change in dip downwards over 6

km. To maintain a nearly homoclinal geometry despite the high autochthonous productivity of carbonate, the export and erosion rate must be similar to the production rate. The strong export is potentially related to long-shore currents already documented by Neurdin-Trescartes (1995) and Derder *et al.* (2011) that would have intensified with the narrowing of the eastern Chélif Basin induced by the progradation of the lower carbonate platform. Finally, the facies and dip uniformity, and the large thickness of the upper Lithothamnium unit indicate an aggradation ramp with a production keeping up with a relative sea-level (RSL) rise (Read, 1985). A large component of the RSL is due to the subsidence of the underlying blue marls and to the transtensional deformation characterizing the Tortonian and Messinian periods (Arab *et al.*, 2015). This large aggradation was followed by a rapid exhumation (regression) attested by the absence of aragonite.

The history of the platform is coherent with the others Messinian platforms of the Southern Alboran Sea, but it does not represent a complete sequence. In the classification of Cornée *et al.* (2004), the Boukadir platform is the T2 unit deposited between 6.7 and 5.95 Ma before the MSC. The top of the platform, which is the present-day front of the Ouarsenis Massif, marks the first sharp sea-level drop that occurred at the MSC.

*Karstic geomorphology of Carbonate
Ouarsenis Piedmont (Boukadir
Region, Chéelif) in Algeria: the role of
the Messinian Salinity Crisis.*

Ce chapitre concerne la géomorphologie karstique de la plateforme carbonatée de Boukadir. L'ensemble de l'étude et les résultats sont publiés dans la revue Journal of African Earth Sciences, et ils sont présentés dans ce manuscrit sous cette forme.

Résumé : L'Algérie présente des paysages karstiques variés en raison de sa diversité en termes de lithologie, de relief, d'âge et de climat. Le 16 juin 1988, dans le nord-ouest de l'Algérie, un effondrement de 60 m de diamètre s'est produit dans le bassin du Chéelif, à environ 1 km au nord d'une plateforme carbonatée marginale. Malgré cet événement majeur et les dissolutions karstiques visibles dans la plateforme, cette région n'est pas encore classée parmi les zones karstiques d'Algérie. Notre étude se concentre sur les carbonates messiniens qui forment le piedmont nord de l'Ouarsenis, recouverts au nord par des dépôts plio-quadernaires. Les données géologiques et géomorphologiques que nous avons recueillies révèlent une karstification actuelle limitée à la surface d'affleurement. La dissolution actuelle des carbonates est entravée par l'absence d'une couche supérieure fournissant du CO₂ et par la présence d'une calcrète qui favorise le drainage. Si la dissolution en profondeur est généralement diffuse en raison de la nature poreuse et friable des carbonates, deux facteurs peuvent, au contraire, concentrer l'infiltration de l'eau : la présence d'un réseau de fractures plus ou moins subverticales et, parfois, en surface, l'absence de la calcrète, indépendamment des nœuds de fracturation. Les ponors et les dolines sont peu présents. L'endokarst est encore présent comme en témoignent de rares grottes. Dans l'épikarst, les conduites de dissolution et les abris sous roches sont répandues. Ces dernières résultent d'une altération différentielle en relation avec le faciès carbonaté et la cimentation progressive de la calcrète dans les vallées et les pentes pendant l'incision de la rivière. Près du fond de la vallée, les abris sous roches sont disposés en gradins comme des terrasses. Cette morphologie est liée à l'abaissement du niveau de base en relation avec la déformation et le soulèvement du piedmont de l'Ouarsenis. Près de la bordure sud du bassin du Chéelif, on note la présence de profonds vides karstiques (> 55 m). Celles-ci sont interprétées comme associées à l'incision de paléovallées actuellement enfouies par des dépôts du Plio-Quaternaire. Nous avons interprété le grand effondrement de 1988 en relation avec ce paléokarst et proposons que son déclenchement a été partiellement induit par un abaissement des aquifères dû à un déficit de précipitations. La formation profonde du paléokarst et l'incision de la rivière enterrée sont attribuées au bas niveau de la base pendant la crise de salinité messinienne (5.97 -5.33 Ma). Nous avons mis en évidence un niveau supérieur de dissolution karstique rempli qui est attribué à une évolution per ascendum du réseau phréatique karstique en relation avec l'aggradation pliocène suivante.

1. Introduction

Karst development is strongly influenced by climate and relief (Woodward and Lewin, 2009). These natural parameters display large variations in Algeria (Collignon, 1991,2022). Another most important parameter is the lithology and the carbonate formations in Algeria cover a variety of geological times from the Carboniferous, Triassic, Jurassic, Cretaceous to the Miocene post-nappe (Collignon, 1991, Moulana, 2022) (Fig. 3.1).

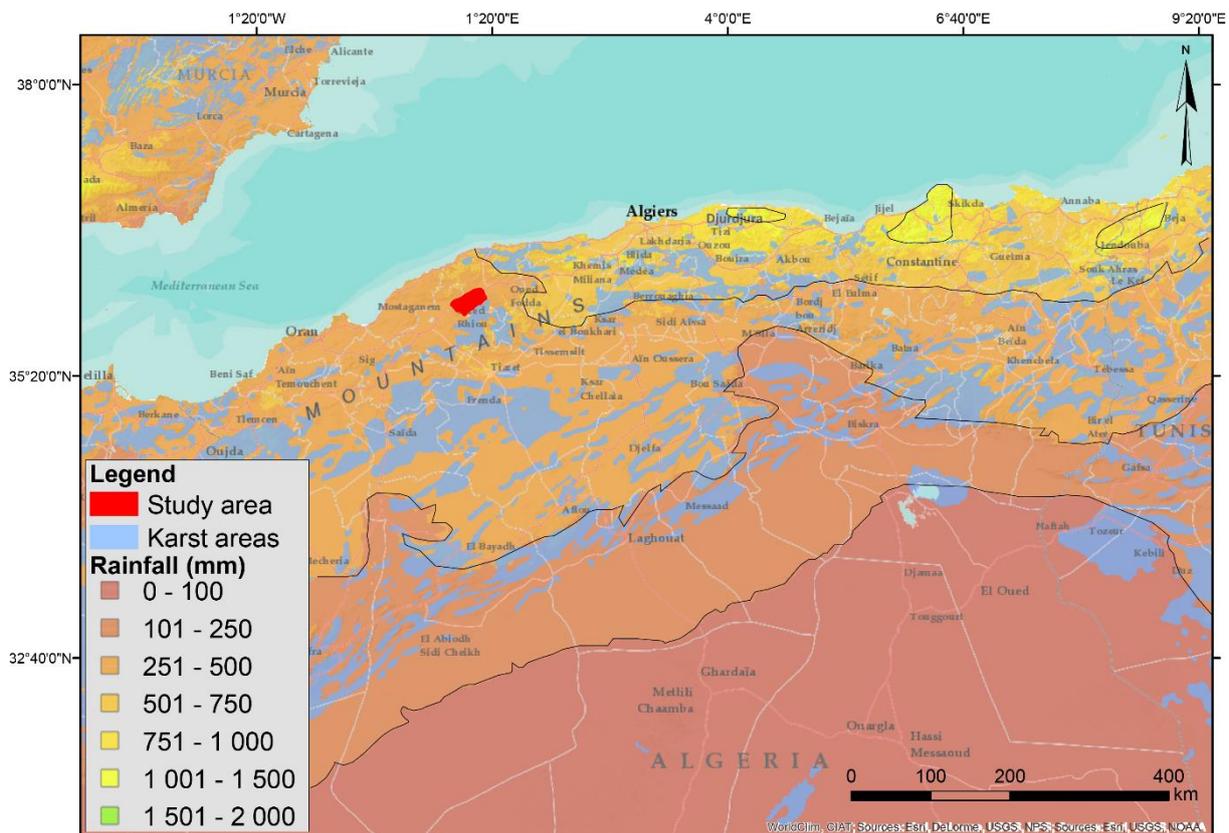


Figure 3.1. Location of the study area in the karstic regions of Algeria. Repartition of rainfall in color. The karst areas come from online arcgis data and the annual precipitation comes from WorldClim, CIAT.

The geoscientific literature about karst landscapes in Algeria is restricted, though their study is important for at least two main reasons. First, karstic terrains are often the main usable aquifer formation in Algeria like in other Mediterranean countries (Hamed *et al.*, 2018; Nekkoub *et al.*, 2020; Besser *et al.*, 2021). Indeed, these terrains represent strategic water reserves, which are a crucial issue for populations and farming, as in the study area (Bakalowicz, 2018; Brahmi *et al.*, 2021). Superficial and underground drainage networks are connected, and their study is important to prevent pollution (Hamad *et al.*, 2021; Ncibi *et al.*, 2021). Water is poorly filtered in karstic rocks due to their high fracture permeability. Thus, the risk of water contamination is important (Ek *et al.*, 1999). Second, karst areas represent a collapse risk, thus creating a serious

human and socio-economic damage (Mouici *et al.*, 2017). Karst can thus induce important constraints in land management (Ek *et al.*, 1997).

This study focuses on the marginal Messinian carbonate platform in the northern piedmont of the Ouarsenis mountains that has been only recently classified among the karstic areas of Algeria yet (Moulana *et al.*, 2021). It is located in the Boukadir region on the southern edge of the 20 km wide lower Chélif basin crossed by the Chélif River (Fig. 3.2). There is a lack of knowledge in karst geomorphology about this carbonate platform even if there is a large collapse sinkhole called Bir Djeneb or « le puits du Diable » (Birebent, 1947 a). In addition, on 16th June 1988, a huge collapse pit occurred about 1 km north of the platform, in the Chélif Basin (Ourabia and Bennallal, 1989). It broke the national road RN4 that connects the capital Algiers to the city of Oran in the west. Thus, the study aims to unravel processes that lead to the formation of deep shafts in the area, the climatic conditions in 1988, a potential trigger of the collapse pit, and more generally to provide new insight regarding the karstification of the area in relation with faulting and base-level changes.

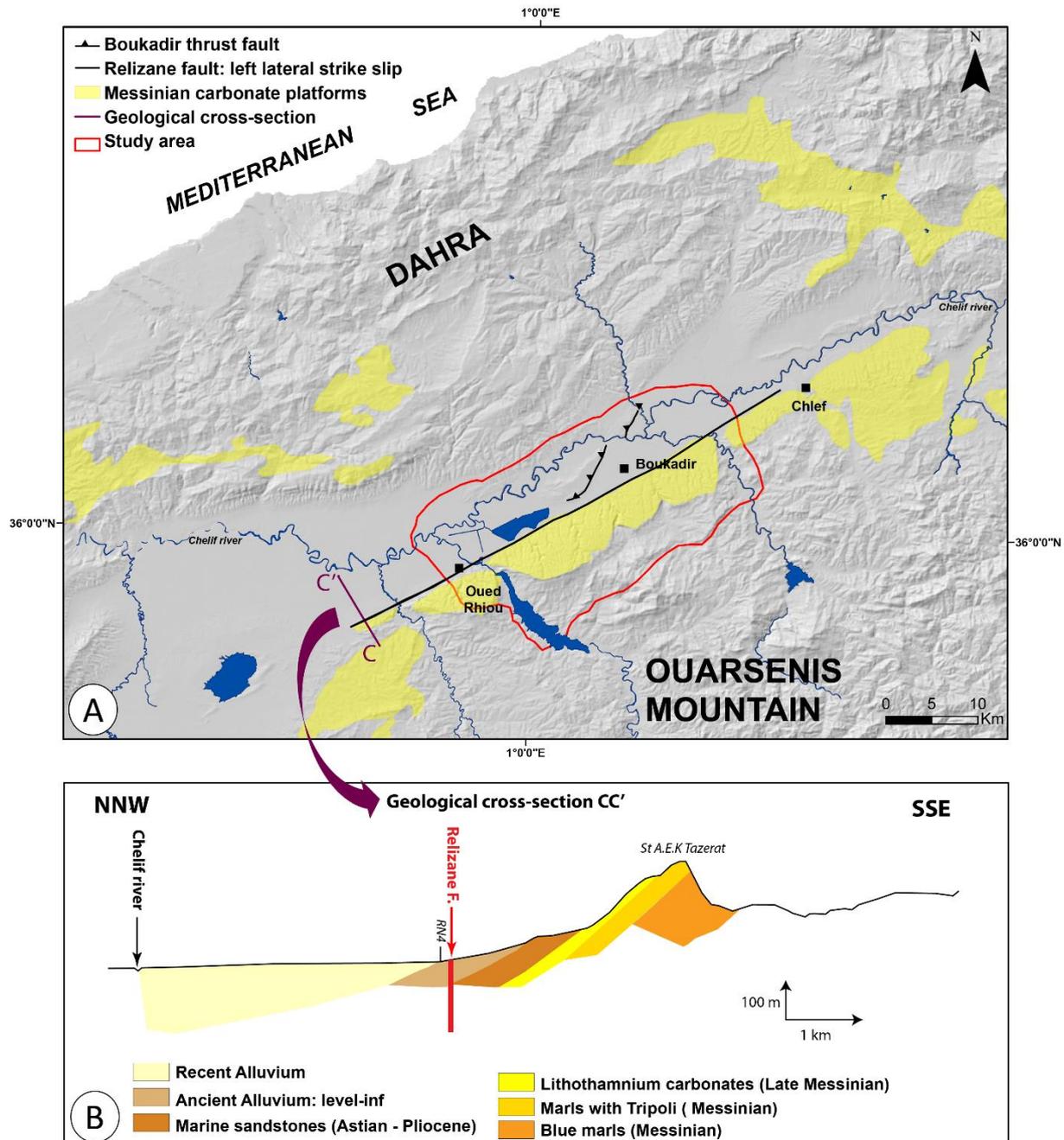


Figure 3.2. A: Hillshade topographic map with locations of Ouarsenis Mountain range, Messinian carbonate platforms (in pink), main rivers (in blue) and local faults (black line) affecting the study area delimited by a red line. B: Geological cross section showing

2. General setting

The study area comprises the Ouarsenis piedmont to the south and the Chélif Basin to the north. The Ouarsenis piedmont is composed of 3 main geological units. The basal up to 500 m thick Tortonian to Messinian blue marls (blue in Fig. 3.3 A) are overlain by two Messinian bioclastic carbonate units (grouped in orange in Fig. 3.3 A) with low dips (Neurdin- Trescartes, 1992;

Moulana *et al.*, 2021). The lower bioclastic carbonate unit is ~ 70 m thick and the upper lithothamnium carbonate unit is ~80 m thick. The top of the carbonate platform forms the piedmont of the Ouarsenis mountains. The 1988 large shaft that opened in the middle of National 4 highway between Oued Sly and Boukadir, is located 1.5 km north of the outcropping carbonate piedmont in the Chélif Basin. It is filled with Cenozoic marine and continental sediments that started to be deposited during the Langhian and Serravalian. The most recent sediments comprise thick Quaternary alluvium deposited by the Chélif River (Fig. 3.3 A) above continental Pliocene (Villafranchian) and marine Pliocene (Plaisancian-Astian) outcropping north and northeast of the Chélif Basin. This Basin is presently occupied by the Chélif River that runs from north-east to south-west. Its tributaries from the Ouarsenis Range runs from the south to the north, the main ones in the study area being from West to East, Oued Rhiou, Oued Touchait, Oued Taflout and Oued Sly (Fig. 3.3).

The Chélif Basin is also part of the Tellian atlas domain where compressional tectonic structures are predominant (Meghraoui, 1988; Meghraoui *et al.*, 1996; Yelles-Chaouche *et al.*, 2006, Aïfa and Zaagane, 2015). This region is characterized by shallow seismicity and active faulting (Beldjoudi *et al.*, 2012). In the study area, geological formations are cut by the Relizane left lateral strike slip fault and the Boukadir thrust fault (Fig. 3.3) (Meghraoui, 1988; Meghraoui *et al.*, 1996). The Boukadir thrust crosses the Chélif Basin and ends near the Relizane Fault at the base of the Ouarsenis Piedmont. It strikes N50°E and bounds the Boukadir anticlinal structure (Fig. 3.3). In the Chélif Basin, this structure forms at the surface the El Kherba hill along which continental Pliocene siltstones, sandstones and conglomerates crop out as well as older Marine Pliocene sandstone on its southern edge (Moulana *et al.*, 2021).

The study area is also characterized by a semi-arid continental type of climate famous for its harshness, despite the proximity of the sea, with very hot and clear summers and long, chilly and partly cloudy winters (Scet-Agri, 1985). The Chélif Basin in summer is called "tell furnace" or "portion of Sahara lost in the tell", because the heat is exceptional compared to neighboring regions (Yacono, 1955; Boulaine, 1957). The Chélif valley is located south of the Dahra Mountains that form a barrier isolating the basin from the regulatory influence of the Mediterranean Sea (Fig. 3.2). The average temperature in Boukadir is 19.8°C (Bettahar, 2012), during the year, the temperature generally varies from 6°C to 39°C and is rarely below 3°C or above 43°C. Rainfall averages 361.5 mm/yr (Bettahar, 2012).

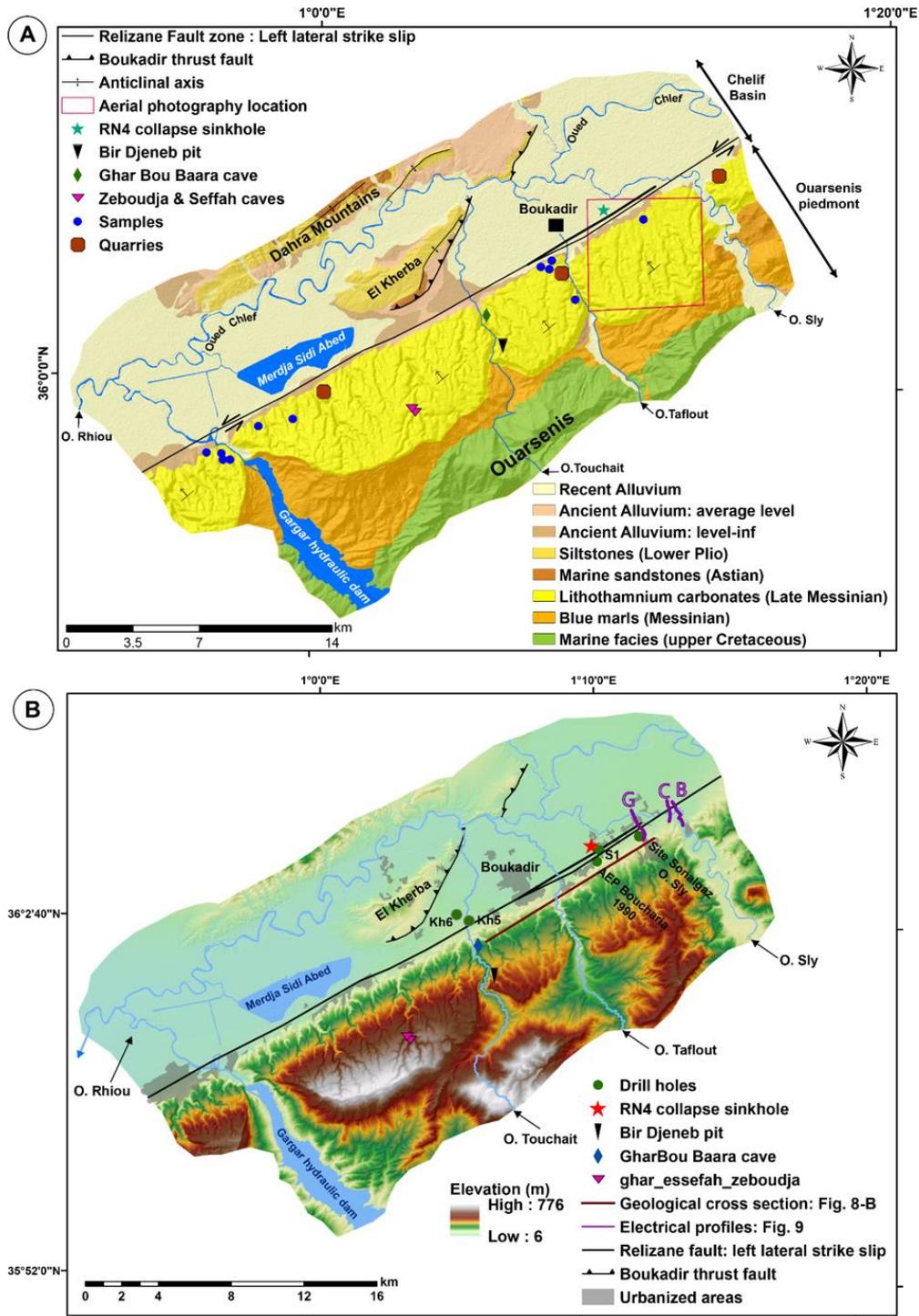


Figure 3.3. Geological and hypsometric maps of the study area with key data used. A: Geology modified from geological map N°105 CHARON at 1/50 000 (Brives and Ferrand, 1912), with the location of thin section samples (blue dots), quarries studied (brown polygons), caves and the location of the aerial photograph used. B: Hypsometric map with the location of two major sinkholes (1988 RN4 and Bir Djeneb), electrical profiles location (purple line), main rivers, main drillholes used in this research (green dots) and caves. Spatial reference: WGS_1984_UTM_Zone_31N.

3. Material and methods

We used different approaches and methods to understand and characterize karstic features in the Messinian Ouarsenis piedmont.

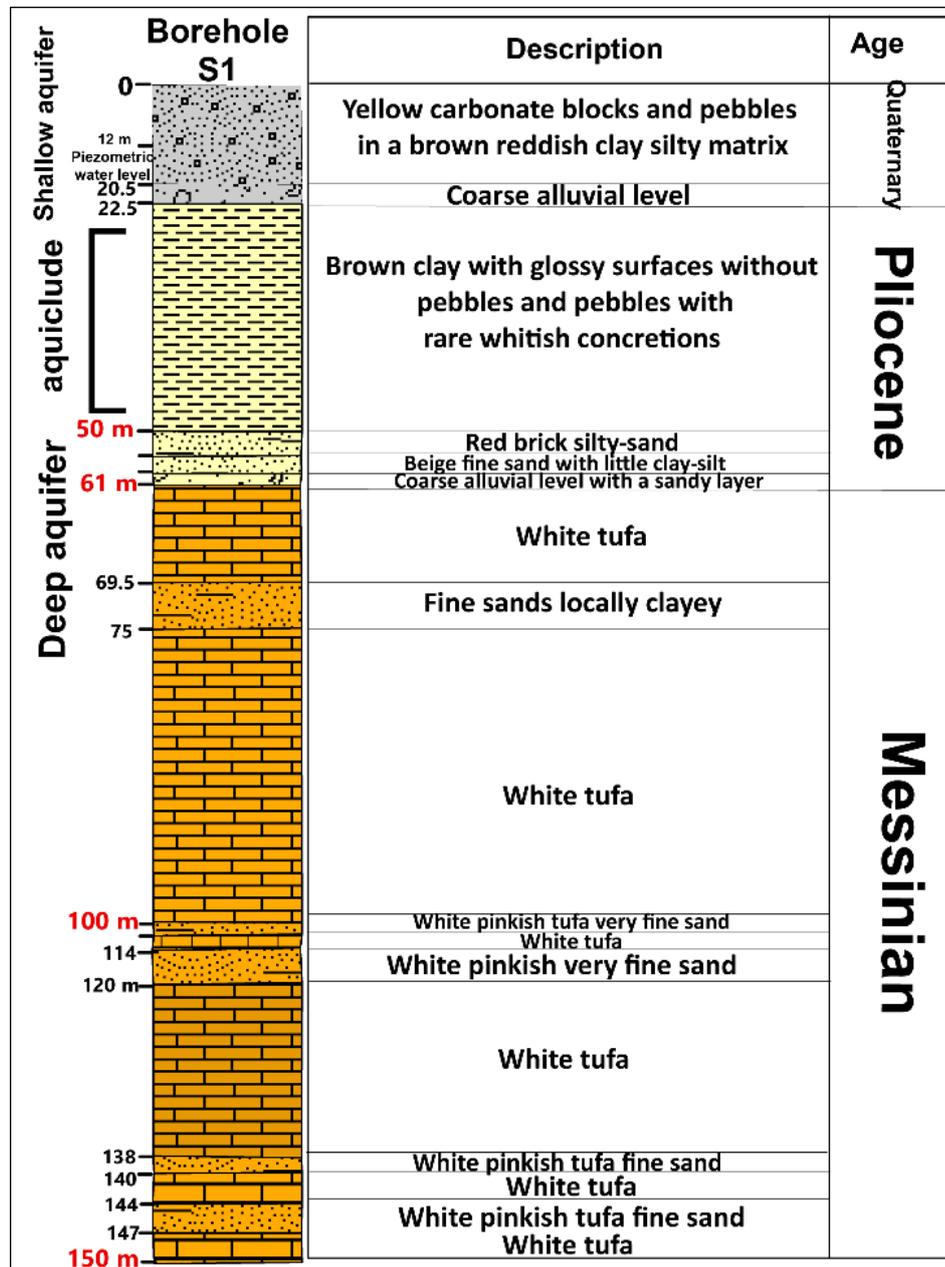


Figure 3.4. Stratigraphic log of drillhole S1 located approximately 500 m south of the RN 4 collapse hole of 1988 (Fig. 3 - B) and carried out by the Central Laboratory for Public Works (LCTP) on 20/05/1989. This log shows Messinian carbonates at the depth of ~60 m (deep aquifer) below 26.2 m thick Pliocene brown clay formation (aquiclude) and 22.5 m thick Quaternary clayey-silty-sandy-conglomerate formations (surface aquifer).

First, we used the geological analysis previously published in Moulana *et al.* (2021) to better understand the influence of lithological characteristics on the karst landforms and we present complementary data based on thin sections, geological field work and geological sections made at the level of the Boukadir quarry (Fig. 3.5). We analyzed 7 thin sections taken in the indurated surface carbonate at the top of the Boukadir Quarry compare them to 12 thin section sampling carbonate at depth inside quarries. Dissolution features were also investigated in three quarries exploiting the carbonates (Oued Sly quarry in the east, Boukadir quarry and Sidi Abed quarry in the west (see locations in Fig. 3.3 A, appendix B).

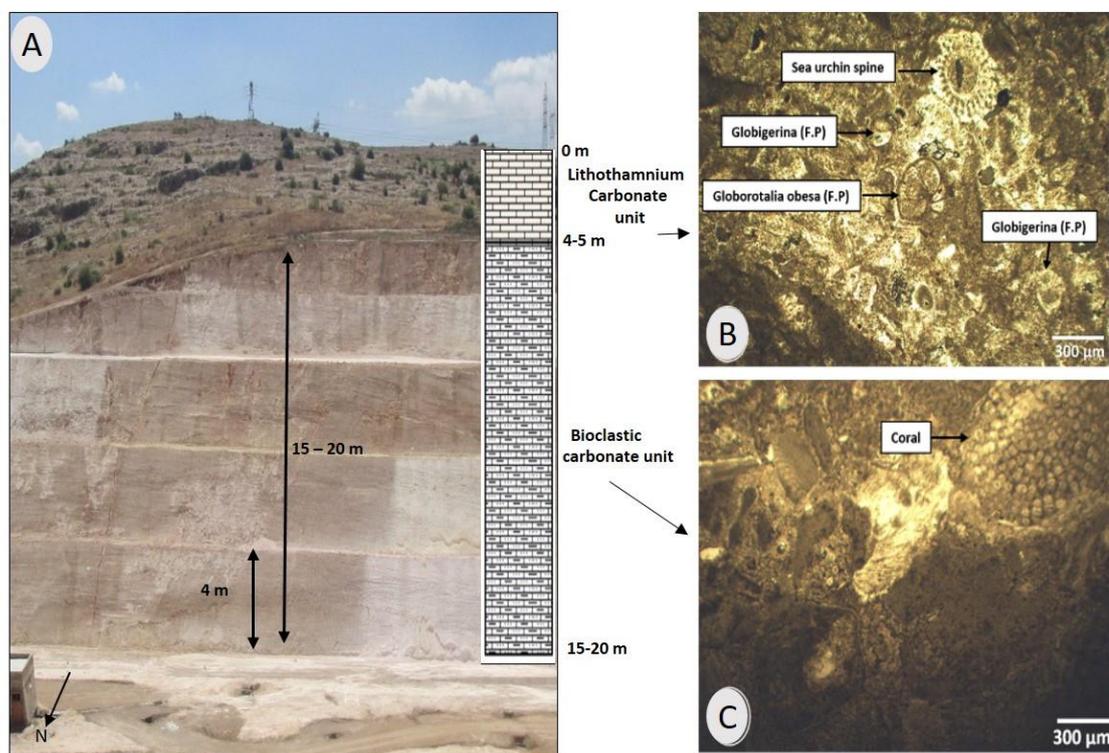


Figure 3.5. Two types of carbonates evidenced: indurated compact one at the top (calcrete) and porous one (tufa) visible in the south side of the Boukadir quarry (A) and in thin sections (B and C). B- thin section in the calcrete. C- thin section in friable carbonate (tufa).

Second, we exploited unpublished drill hole data, section and electric profiles carried out by the general company of Geophysics (C.G.G) in 1966 existing in unpublished reports of the Algerian Ministry of Public Works. All data coordinates can be found in the appendix (B) as well as the references to the reports. To investigate the site of the 1988 collapse sinkhole, we used the 150 m deep S1 drill core located 500 m to the south (Fig. 3.4). To document the carbonate platform geometry and the stratigraphy at depth below the Plio-Quaternary cover, we

used west of Boukadir, drill holes kh5 and kh6, and between Boukadir and Oued Sly, electric profiles (see location in Fig. 3.3 B). We displayed in Fig.3. 9 a representative electric profile, as all others show similar geometry except two electric profiles in Oued Sly River showing a different lithology. To provide information about the karstic dissolution of the Messinian carbonates at depth near the quarry locations, we revised a NW-SW section based on six ~100 m drill holes, used additional drill holes (AEP Bouachria, 111 m long, Site Sonalgaz O. Sly, 150 m long).

Third, to verify the influence of the fracture network in the genesis of karst landscapes in the field, we mapped the fracture network (Fig. 3.12 A, C, D and E) and completed it using the satellite imagery (Google Earth Images) (Fig. 3.10) and aerial photographs. Aerial photographs cover a restricted area located north of the piedmont between the cities of Boukadir and Oued Sly (Fig. 3.3 A and 3.15).

Fourth, our speleological analysis combined Birebent's work (1947 a and b; 1948) as well as additional field work.

Fifth, our geomorphological analysis was based on the observations of the different forms of dissolution on the ground, as well as on the cartography of the different karstic forms identified on satellite imagery (Google Earth images) and aerial photographs.

Finally, the climate analysis aimed to identify the triggering of the 1988 collapse and was based on two datasets. The first one is precipitation and evapotranspiration data from the "Climate Research Unit" (CRU; Harris *et al.*, 2020). The CRU dataset (version 4) provides gridded monthly precipitation and evapotranspiration from 1901 to present with a spatial resolution of 0.5°. The CRU collects and interpolates weather observations and aims to obtain continuous spatio-temporal weather variables. Its main disadvantage is its coarse spatial resolution. The second exploited data is precipitation observations from four weather stations of ANRH: Oued Sly, Merdja, Ouarizane and Sidi Lakhdar (Fig. 3.6). Firstly, we analysed the change in precipitation using the CRU data as they are continuous over the period 1901-2019 and provide an overview of the rainfall conditions in this region. We also computed the aridity index as defined by Salem (FAO, 1989). This index is defined as PPP / ETP where PPP is the precipitation and ETP the potential evapotranspiration, calculated based on the method of Penman (Penman, 1948) which takes into account atmospheric humidity, solar radiation, and wind. Secondly, we analysed the meteorological data coming from the weather stations to determine if they are consistent with the CRU data. Data are available on the period 1966-2005

for Oued Sly, Sidi Lakhdar et Merdja and 1971-2005 for Ouarizane. In addition, data include errors or lack of recording: 6% for Oued Sly, 9.6% for Sidi Lakhdar, 22.3% for Merdja, and 4.8% for Ouarizane. For these two different datasets, we analysed the annual precipitation amounts and their evolution focusing on the year 1988. We tried to answer the question: What was the rainfall pattern years prior to 1988?

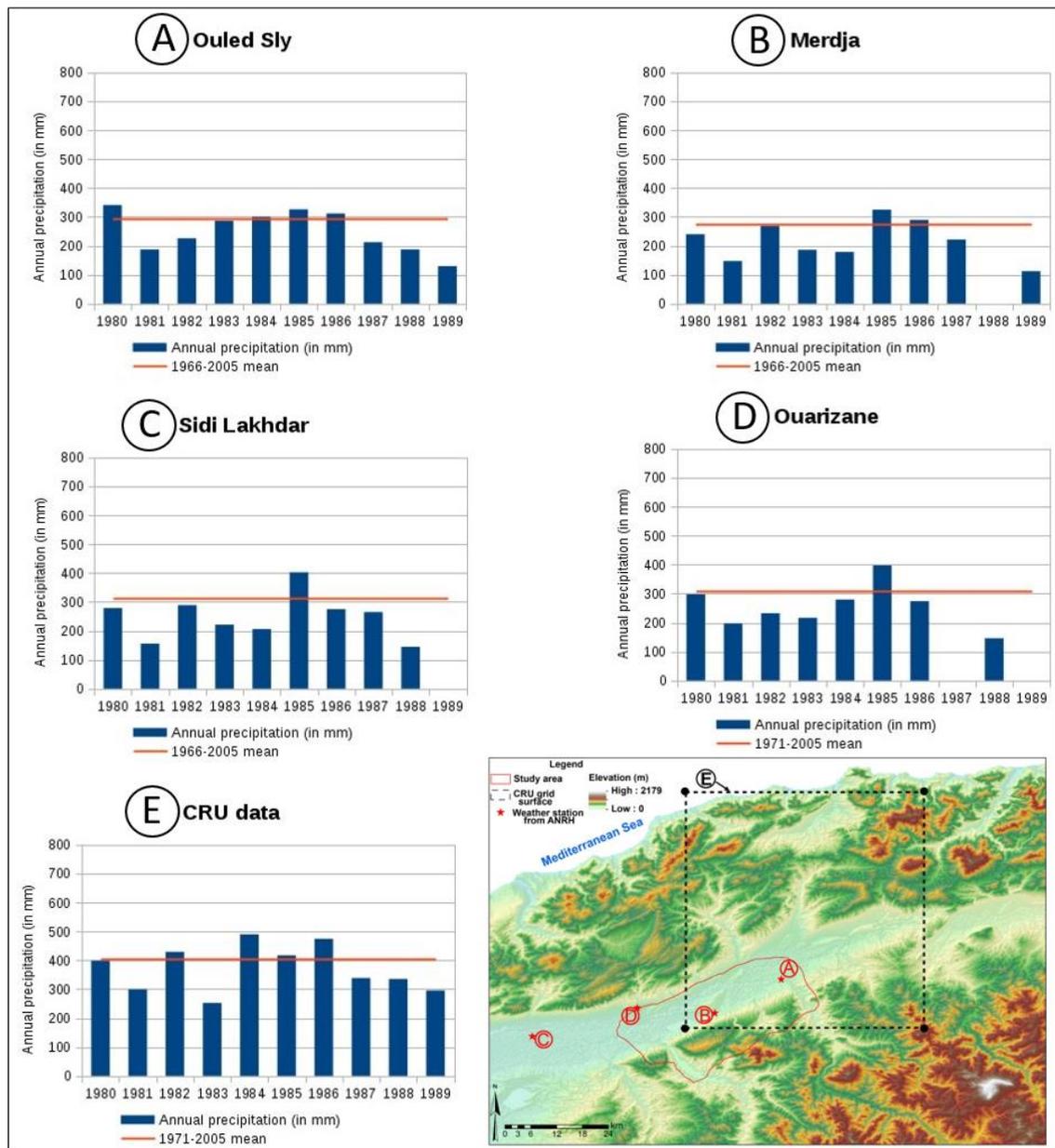


Figure 3.6. Annual precipitation (in mm/ year) observed (in blue) and the precipitation mean of the considered period (in red) in four weather stations (A to D) of the ANRH and provided by CRU (E). Bottom right inset: station locations and the selected CRU grid domain.

4. Results

4.1. Geological characteristics of the carbonate platform and its deformation

In the study area, the Messinian carbonates were deposited before the Messinian Salinity Crisis (Moulana *et al.*, 2021). They consist in bedded bioclastic carbonates, with a sharp contrast between the two units. The upper Lithothamnium unit outcrops at the top of the platform and is composed of very homogeneous red algae carbonate beds with a variable thickness. Along the piedmont, this formation shows a thickness of at least 80 m (Moulana *et al.*, 2021) and a consistent nearly homoclinal $\sim 5^\circ$ dip. The lower bioclastic carbonate unit below is heterogeneous: bed thickness and facies display frequent lateral and vertical changes. This unit is also sometimes marly, with variable levels of cementation and characterized by burrows and serpulas of centimetric size. In the landscape, these two carbonate formations form staircases with marked discontinuities at bedding surfaces (Neuridin-Trescartes, 1992; Moulana *et al.*, 2021). Electrical profiles and boreholes show that the platform extends north under the Plio-Quaternary cover over ~ 5 km (Fig. 3.12).

Fieldwork in quarries along the Boukadir piedmont showed that the carbonates are friable in the mass (tufa) and covered by a layer of indurated carbonates (Fig. 3.4 A). Microscopic thin sections analysis revealed that the tufa is a packstone unit deposited in a high energy environment, composed of more than 95% of calcite with few traces of quartz (Moulana *et al.*, 2021). These carbonates are characterized by a microsparitic matrix, a very well preserved primary sedimentation, and a large primary porosity. In the top indurated carbonates, thin sections show a well-developed cement, sometimes recrystallized, that is absent in the friable carbonates at depth (Moulana *et al.*, 2021) (Fig. 3.5 B). At the quarry top, the indurated carbonates are ~ 4 m thick (Figs. 3.5 A and B). These indurated carbonates are systematically present at the surface of the carbonate range, but this layer is much thinner (decimetric) along the valley walls.

The carbonate platform was uplifted and deformed by the left-lateral Relizane strike-slip Fault that follows the southern edge of the Chélif Basin. This transpressive fault strikes N70°E, a direction identical to the strike of the Chélif Basin. It runs over 150 km from the city of Chélif to the city of Relizane (Meghraoui *et al.*, 1986; Derder *et al.*, 2011). However, its small-scale morphological expression in the Chélif Basin was not evidenced in remote-sensing data or in the field, suggesting very low present-day activity. The carbonate platform deformation still shows the following characteristics. First, deformation is changing along the fault strike.

Borehole data show that the depth of the carbonate platform below the Chélif Basin is changing at the location of the kh5 and kh6 boreholes the top of the carbonate platform lies at the depth of 126 m for kh5 and 175 m for kh6, which is different from what happens at S1 location (61 m). Second, the carbonate platform shows a changing tilt along the fault strike. The platform reaches the maximum elevation of 675 m to the west and 395 m to the east (Fig. 3.3 B) whereas the carbonate deposits show little change in thickness and facies. The platform was originally deposited at similar water depth (Moulana *et al.*, 2021). The change in relief is thus interpreted as a post-Messinian tilt and uplift of the platform in relation with the Relizane Fault activity. The main increase in relief occurs just after the intersection between the Relizane Fault and the Boukadir thrust fault and is interpreted as differential uplift at the fault junction. In addition, the outcropping carbonate platform is highly fractured (Fig. 3.7). Our satellite mapping evidences that the main fracture network has a NE-SW strike, subparallel to the orientation of the Chélif Basin. Fractures affecting the platform at the location of its highest elevation show significant vertical offsets (Fig. 3.7 B2). Few fractures have a south-north strike. Field work revealed a larger diversity of fault strike and dip than that evidenced by satellite imagery. The highlighting of these fractures in remote sensing data is linked to the fact that these subverticales fractures have an increased dissolution.

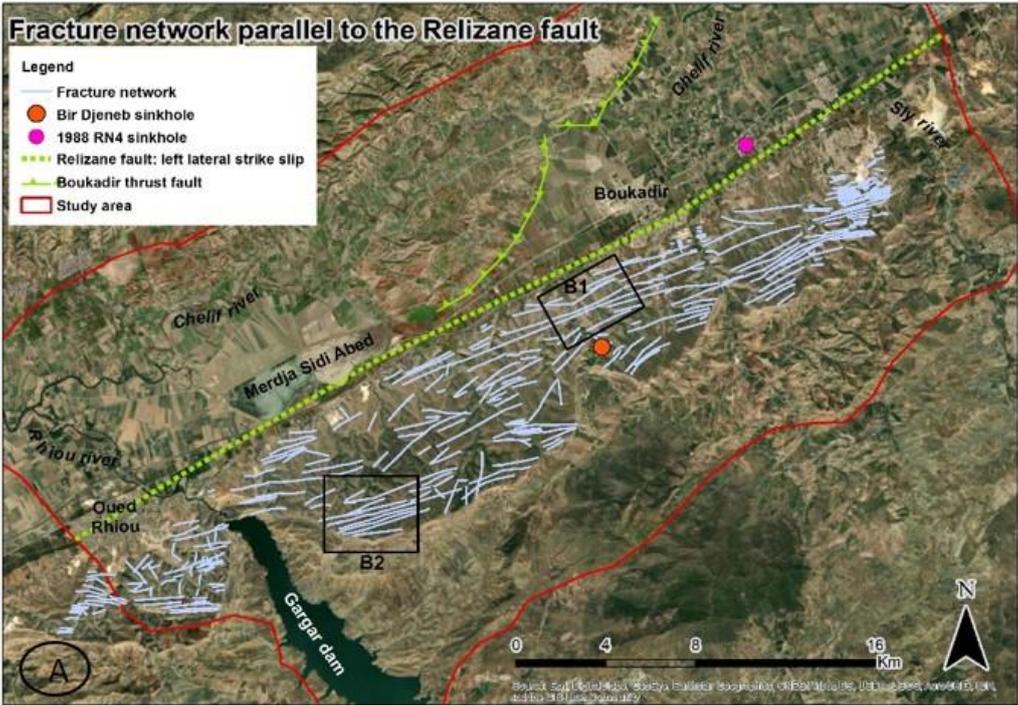


Figure 3.7. A. Google Earth Image showing the fracture network parallel to the Relizane Fault. B. Details of the fracture network mapped using very high-resolution satellite images from Google Earth.

4.2.Characteristics of the karstic dissolution: the prevalence of solution pipes and deep karstification

Quarries were investigated to characterize macroscopic karstic dissolution. The following observations were made along quarry walls extending over more than 100 m. At the centric scale, the weathering is widespread, and there are frequent centimetric concretions of calcite resulting from its dissolution and recrystallization (Fig. 3.8 A) as well as centimetric pockets of dissolution (Fig. 3.8 B). In Oued Sly and Boukadir quarries, pluricentimetric horizontal cavities were quite frequently observed in tufa (Fig. 3.ç C). They are mostly independent of faulting. Finally, a single trace of a plurimetric cave, with stalagmites, stalactites and columns was observed in Oued Sly quarry (Fig. 3.8 C).

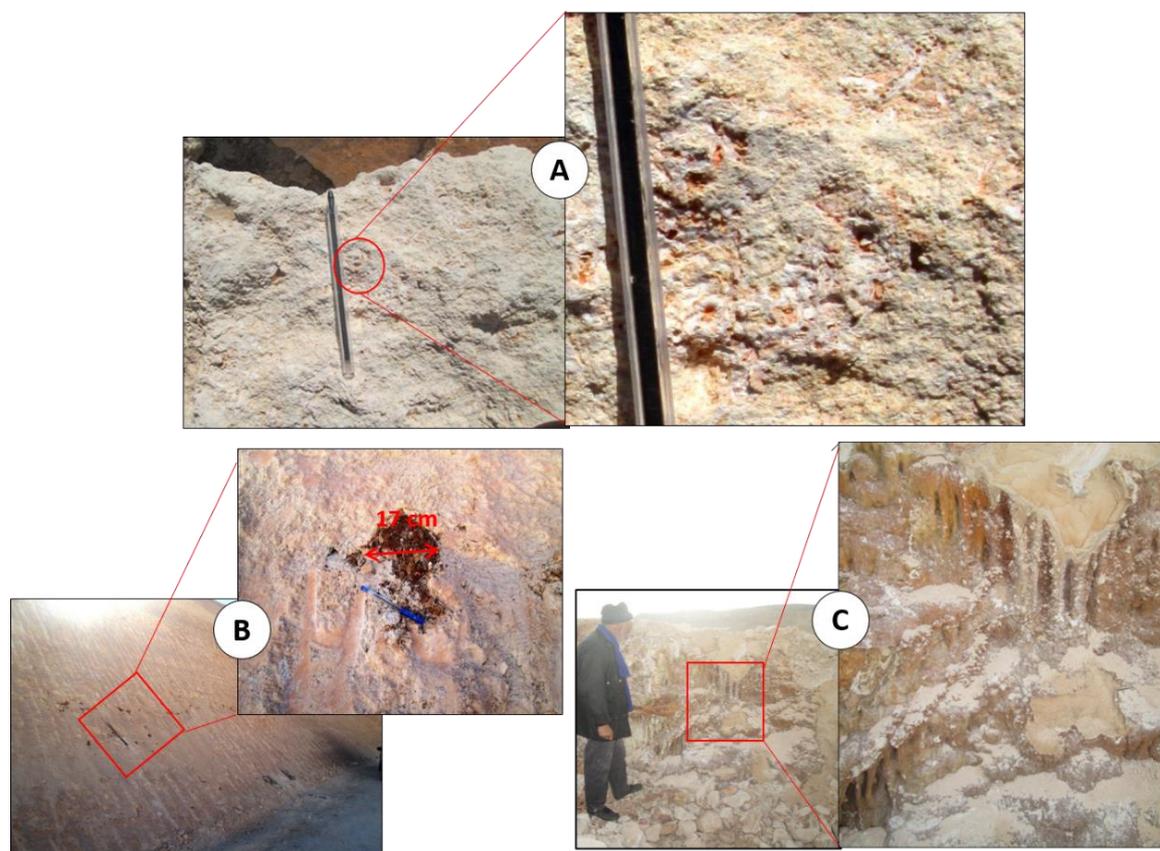


Figure 3.8. Dissolution features within the carbonate massif at different scales visible in quarries. A. Typical centimetric scale dissolution and recrystallization in the tufas showing that the carbonate is deeply weathered (sampled from the base of Boukadir quarry). B. Layer with centimetric horizontal pipes filled by red clays (up to 17 cm in diameter) probably indicating a former phreatic level at the foot of the southern slope of the Boukadir quarry. C. Remains of a meter-scale cavity showing stalagmites in Oued Sly quarry. Quarries are located in Fig. 3.3-A.

At the top quarries, there are vertical swallow holes (Fig. 3.9 A) dug in hard and compact carbonate. They are centimetric in size, with an elliptic to round shape and were found every

30 to 40 m. We thus infer that such small swallow holes must be frequent on the relief top. We interpret them as solution pipes. We evidenced one of these pipes in cross-section in the Sidi Abed quarry. It was located above a sinkhole, about 10 m in diameter and about 7 m deep (Fig. 3.9 B). Its top was in indurated carbonates, and below in the porous carbonate, the dissolved underlying conduit was filled with clay.

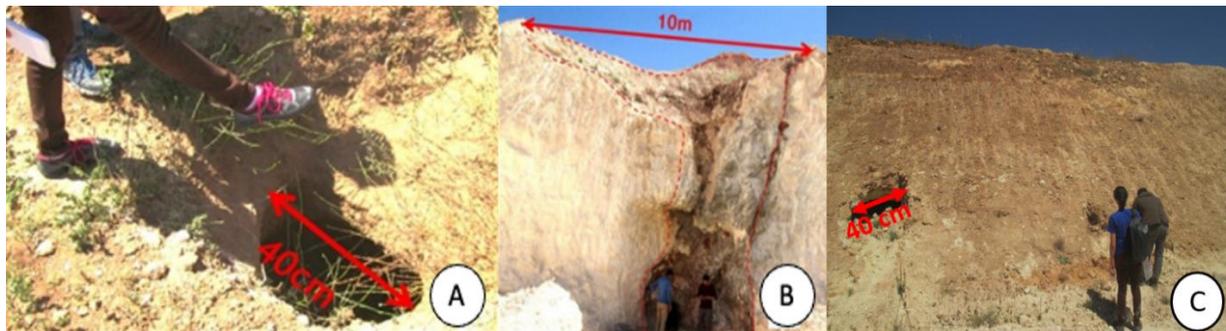


Figure 3.9. Exokarst on the top of the carbonate massif at different scale. A. decimetric solution pipe (top of Boukadir quarry) quite frequent in the area. B. Remains of a solution pipe that became a sinkhole (Sidi Abed quarry). C. Decimetric horizontal solution pipes observed on the top of the Boukadir quarry.

In the valley walls of Oued Taflout, solution pipes filled with clays were also present (Fig. 3.10 B). No clear relation with faulting was evidenced. Small solution pipes related to faulting were evidenced only in relation with subvertical faults. These faults correspond to the ones mapped with the satellite imagery (Fig. 3.7). Inclined fractures were usually closed without macroscopic dissolution (Fig. 3.10 A, D and E). The origin of clay infilling solution pipes needs to be addressed. The Lithothamium carbonates are made of 95 to 98% of calcite (Moulana *et al.*, 2021), so the clay is infilling the pipes does not result from carbonate dissolution. The top of the quarries and most of carbonate platform are covered by a bare calcrete without any significant present-day soil. We thus inferred that the clay comes from a former, presently eroded, soil. Such a soil still exists and is visible on GE satellite images at the southern end of the carbonate platform, but it was not easily accessible and could not be investigated in the field.

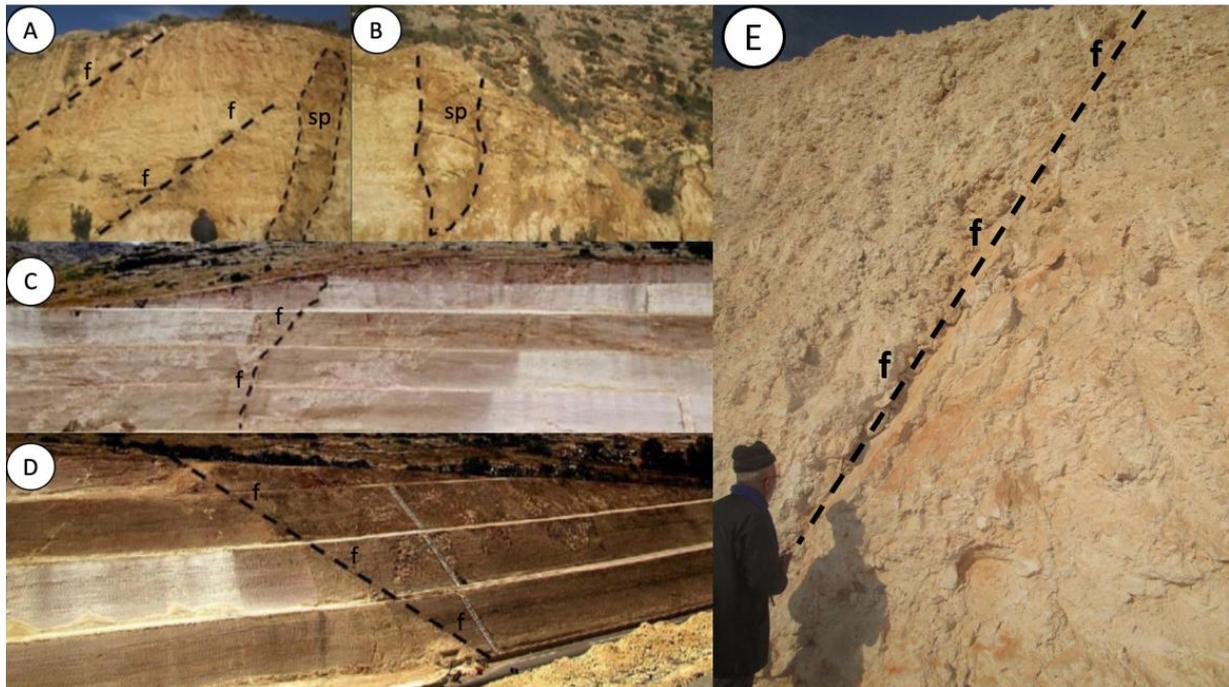


Figure 3.10. Fractures (f) and solution pipes (sp) some independent of fractures. A and B. Solution pipes mainly filled with clay and oblique fractures without filling (Oued Taflout). C. Subvertical fault underlined by red clays (SE slope of the Boukadir quarry). D. SE-NW inclined fault without filling (SW slope of the Boukadir quarry). E. Inclined SW-NE fault without filling (SW side of the Oued Sly quarry).

In contrast to the low karstification inside quarries in the top 10 m, two boreholes near the piedmont close to the quarries evidenced that the ~150m thick carbonates are more strongly weathered at depth (Fig. 3.11 A). At the depths of 24 and 19m below a top carbonate tufa layer, a first karstic dissolution level is evidenced by a 15 to 30 m thick brown to red clay layer with calcareous gravels. At the depths of 54 and 59 m, a second karstic dissolution level is revealed by the absence of recovery in the drill holes. Similarly, in the cross-section based on 6 mechanical drill cores (Fig. 11 B), two wells between Oued Taflout and Oued Sly encounter the same first layer of karstic dissolution filled by 23 to 25 m thick red clay with carbonate gravels (reinterpreted from Scet-Argi, 1985).

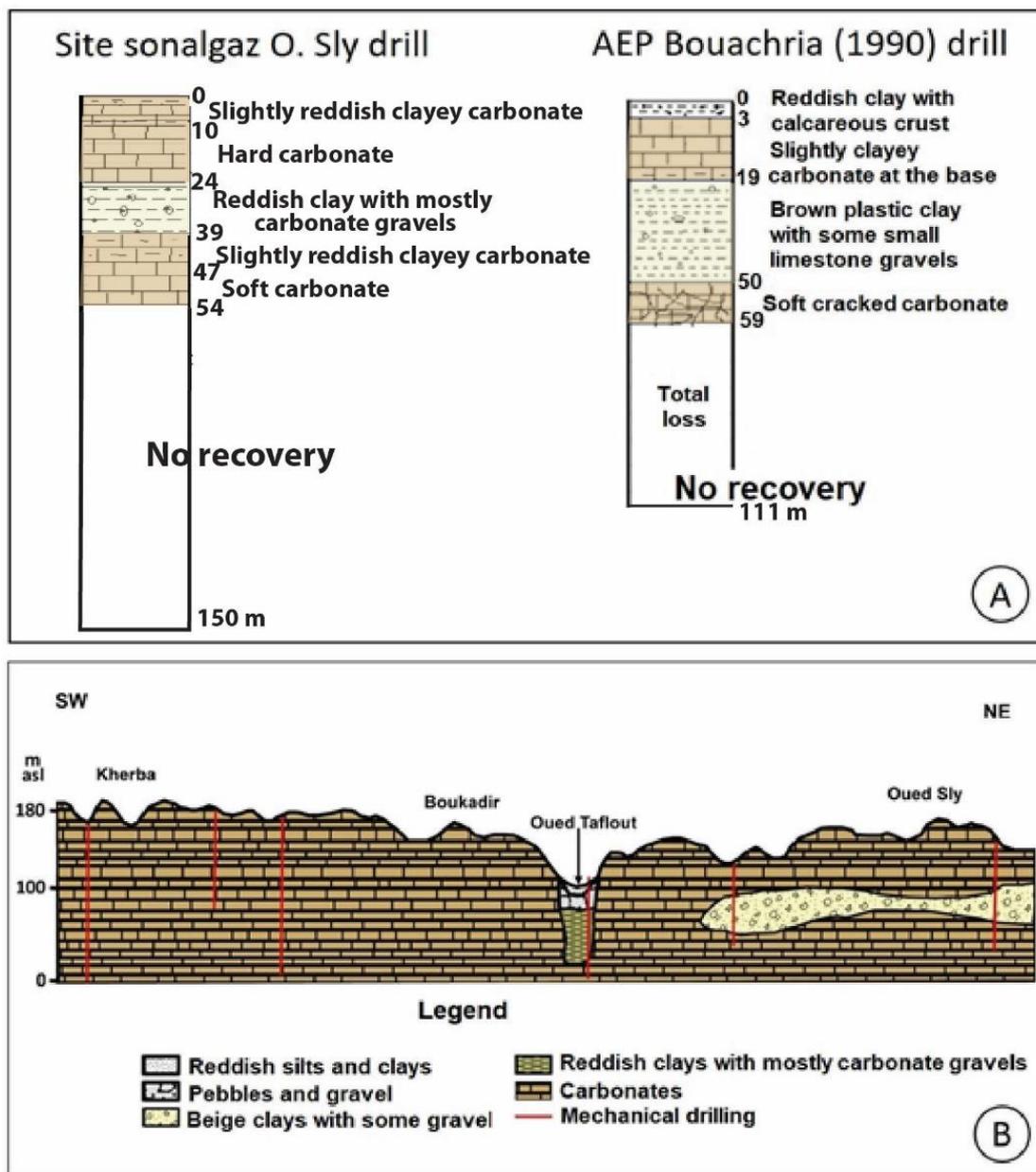


Figure 3.11. A- Boreholes indicating the occurrence of a cavity filled by clay and carbonate pebbles (15 m high in the Site sonalgaz drill and 21 m high in AEP Bouachria drill). At greater depth, the fully weathered carbonates did not allow any recovery. B- Reinterpreted geological cross-section based on 6 mechanical drill cores parallel to the piedmont and across Oued Taflout (modified from Scet-Argi, 1985). Drilled holes also evidenced the occurrence of large cavities filled with clays and pebbles. Cross section location is indicated Fig. 3.3-B. The section shows a ~ 70 m deep Messinian incision at the location of Oued Taflout filled first by ~ 40 m of clay and then by coarser alluvial deposits.

An additional characteristic of the carbonates in the piedmont is their deep incision along the Taflout and Oued Sly rivers. The incision was plugged by later Plio-Quaternary deposits concealing it. It is evidenced in boreholes and electric profiles. The cross section based on drill holes in figure. 3.11 B shows a 70 m deep incision in the carbonate at the location of the present

Oued Taflout. The incision is filled with a basal 35 m thick light brown clay unit with some gravels, then by a 30 m thick alluvium composed of pebbles and clayed gravels. The electric profiles at the location of the Oued Sly evidence the local absence at depth of the carbonates that are systematically present in other electric profiles to the west along the piedmont (Fig. 3.12).

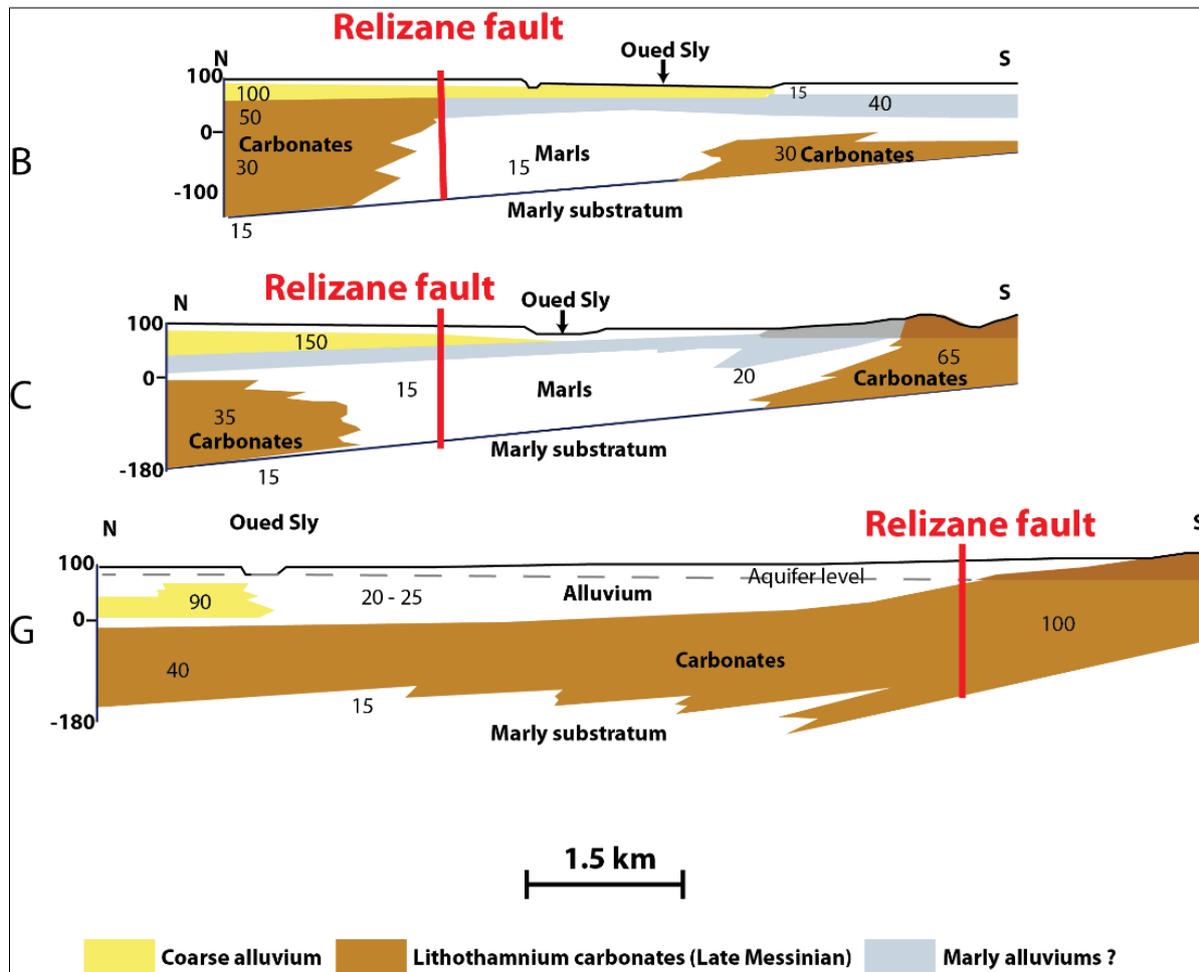


Figure 3.12. Electrical profiles extending northward from the piedmont where carbonates outcrop (modified from C.G.C., 1966). Profile G is a typical profile, identical to others between Oued Sly and Oued Taflout. Profiles B and C show a deep erosion of the carbonates at the location of the Sly Valley filled by marly sediments. This incision is interpreted to be related to the Messinian salinity crisis. Value number indicate resistivity. Electrical profiles location is indicated Fig. 3.2-B. (modified from C.G.G, 1966).

Large karstic dissolution features farther north inside the carbonate Ouarsenis are rare, but five sets of caves were described by Birebent (1947a) (see coordinates in appendix B). The two large ones called Bir Djeneb and Ghar Bou Baara are located in the lower bioclastic unit. The others are located in the upper Lithothamnium carbonate unit. We describe their characteristics in the following.

The most considerable karstic feature, the Bir Djeneb or « le puit du Diable », is located 5.5 km SW of Boukadir (Fig. 3.3). The opening is a wide circular depression in the eastern flank of Oued Touchaït forming a cylindrical pit with vertical walls about 20 m in diameter and 63 m deep (Fig. 13 right). The morphology of the Bir Djeneb is thus similar to the RN4 pit. The former is dug mostly in unconsolidated sediments. At the top, the pit walls are colluvium deposits made of pebbles with little or no matrix. Below, they are more clay-rich sediments. In the bottom, a narrow conduit about 3 m in diameter goes down in the carbonate with a low slope to reach 73 m deep. This narrow conduit is inclined by 45°. The bottom of the main shaft is made of scree, as well as the floor of the small conduit. The latter ends in a second cave, smaller than the main pit, 5 m deep and 3 m in diameter (Birebent, 1947a) (Fig. 3.13 C). The second large cave, Ghar Bou Baara, is located on the western side of the valley of Oued Touchaït (Fig. 3.3). It is ~ 2 m high and 76 m long subhorizontal cave (Fig. 3.13 A, A' and C). The main passage displays a rather constant width and a meandering course oriented N-NE. The slope is gentle, parallel to the dip of the carbonate formation. At the upper end, the passage is partly filled with sediments. The meandering morphology of this cave suggests an ancient underground river. The entrance of the cave is probably an ancient resurgence (Birebent, 1947a). Other caves are smaller, horizontal and narrow. Figure 3.13-C' displays the cave morphology of Ghar Seffah and Ghar Zeboudja caves closely located (Birebent, 1947a). The Ghar Seffah cave is a subhorizontal cave about 15 m long. The low slope of the gallery indicates that this conduit was formed by water seepage from the ceiling. The Ghar Zeboudja cave is about 13 m long and results from carbonate dissolution along a large joint separating strata. Both conduits drain the Boukadir Massif.

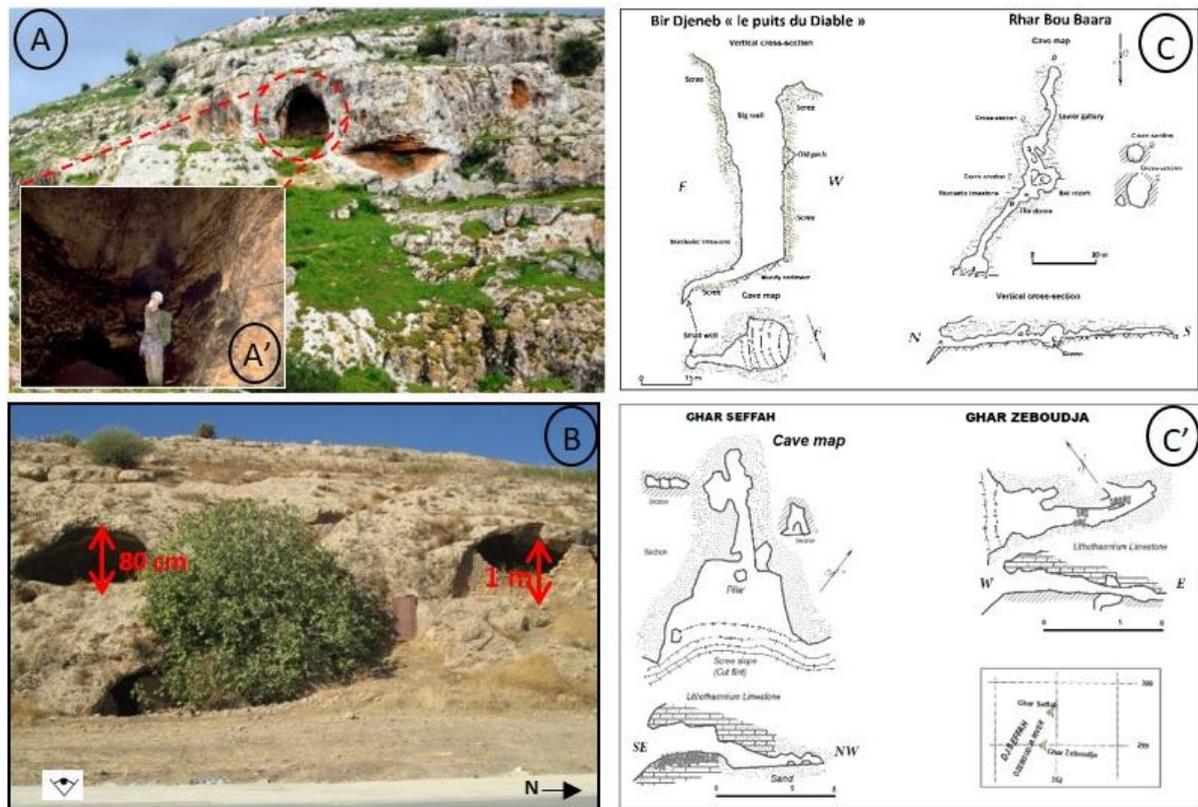


Figure 3.13. A and A'. Ghar Bou Baara in the carbonate Ouarsenis Mts (photo taken by a caver Abdelaziz SABER). B. Shelter caves (epikarstic semi-horizontal dissolution forms) between carbonate beds near the Taflout River, eastern part of the study area. C and C'. Maps and cross-sections of four caves (Bir Djeneb, Ghar Bou Baara, Ghar Seffah and Ghar Zeboudja) of the northern Ouarsenis piedmont modified from Birebent (1947a).

4.3. The 1988 collapse pit

The 1988 collapse opened in the middle of National 4 highway between Oued Sly and Boukadir, 1.5 km north of the outcropping carbonate piedmont. It is 60 m in diameter and 35 m deep with vertical walls (Fig. 3.14 left). The corresponding volume is about 95 000 cubic meters. This volume implies the presence of a huge underground void before the collapse. Concentric cracks appeared all around the sinkhole over a radius of about 250 m, affecting the surrounding dwellings. The hole was rapidly filled with water (up to 12 m below the ground level). Measurements by the civil protection service and the scuba diving team show that the average water depth was 23 m. As the hole opens at an altitude of about 90 m asl and is 35 m deep, the floor of the void must be much lower than 55 m above sea level (asl).

The stratigraphy at the location of the collapse was investigated thanks to the nearby borehole S1 (Fig. 3.4) to identify the location of the initial void. The top unit is a 22.5 m thick alluvial formation. It is composed of clayey, silty and sandy conglomerates, and corresponds to the Plio-Quaternary surface aquifer systematically present in the western Middle Chélif Basin

(Perrodon, 1957; Mattauer, 1958; Bettahar *et al.*, 2008). The underlying 26.2 m thick unit 2 composed of brown clay is interpreted to be a lacustrine deposit and an aquiclude. Below this layer, the 11 m thick continental unit 3 is composed of a basal coarse alluvial level overlain by a sandy layer. Then from the depth of 61 m to at least 150 m, unit 4 shows chalky white tufas. It corresponds to the carbonate platform outcropping to the south, and forms an aquifer that have a different hydrogeological potential compared to the upper one (Bettahar *et al.*, 2008). The carbonates are friable and contain ~ 90 % or more of CaCO₃. They are thus similar to the Messinian carbonate packstones we sampled in the quarries. Given the observed stratigraphy, we infer that the initial void responsible for the collapse was located in the carbonates.



Figure 3.14. The 2 major sinkholes in the study area. Left. The 1988 RN4 sinkhole in the Chélif Basin, 500 m from the carbonate piedmont (Photo taken by Pr. Mostefa GUENDOZ on 16/06/1988). Water table is 12 m below the level of the road. Right. The Bir Djeneb in the carbonate Ouarsenis Mts.

4.4. Geomorphology

The Messinian carbonate platform looks like a slow dipping slab ending abruptly to the southeast with a nearly vertical scarp at the contact with the more erodible Blue Marl Formation forming a cuesta (Fig.3.15). It is incised by a very well developed dendritic hydrographic network. It is thus similar to a dissected pediment.

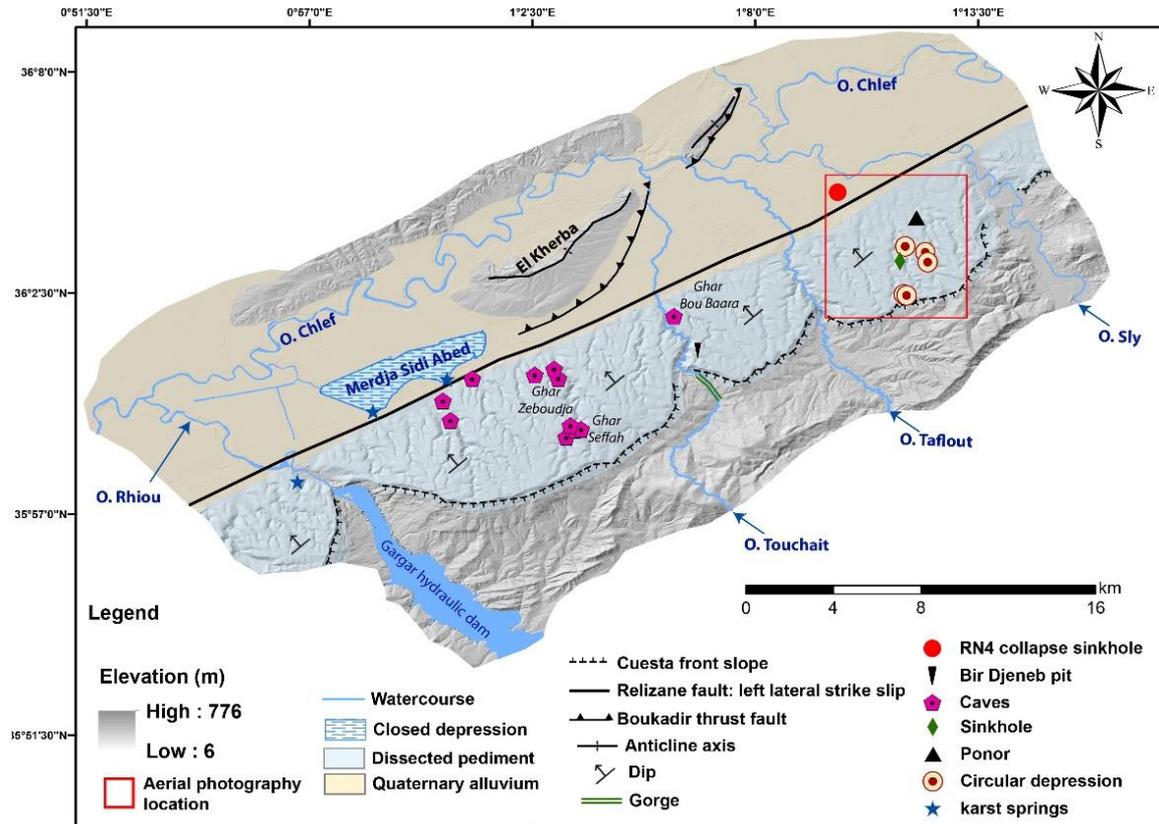


Figure 3.8. Geomorphological sketch of the study area. Inside the red rectangle, a ponor, circular depressions and a sinkhole were mapped based on an aerial photography. Caves location come from Birebent (1947a).

The geomorphological analysis based on field work, aerial photography and imagery allows identifying different karstic phenomena: shelter caves, small sinkholes, swallow holes (ponors), and resurgences.

The most frequent surface karstic dissolution features are shelter caves (Fig. 3.13 B). Field work shows that they are mostly metric in size and can be found on every valley wall. Their interior is composed of pinkish white tufas, and their external roof consists in a thin layer of hard and indurated carbonates similar to the one at the quarry tops (Fig. 3.5 A). The floors and tops of most shelter caves are mainly located along bedding joints, which are preferential paths for the underground water flow because of their high permeability. Some of these are associated with a phreatic network as assumed in the Bou Baara cave (Fig. 3.13 A and A'). Satellite images shows that close to fractures, the shelter cave morphology turns into a ruiniform landscape due to enhanced dissolution. Their frequency seems to be independent of the relief, the valley size and the upstream drainage, but a function of lithology. In the lower bioclastic carbonate unit that has more permeable beds favouring dissolution, they are more frequent. Independently of lithology, satellite images show an additional specificity regarding their spatial distributions

(Fig. 3.18). They are nearly systematically present close to present-day carbonate river beds not covered by sediments. Above river beds, some are aligned at similar elevation, and forms successive steps, a characteristic reminiscent of bedrock terraces.

On the aerial photography, we identify one ponor, distinguished when the secondary stream suddenly ends. We also mapped four circular depressions on the bare carbonates.

On the field, we observed very few large resurgences. According to Birebent (1947b), the main ones feed the Merdja (Fig. 3.15), which is a marshland 6 km long and up to 2 km wide in front of the carbonate piedmont, south of the Chélif river. Farther west, there is another much smaller resurgence, located in the weathered carbonate of the lower carbonate unit, near the road leading to Gargar hydraulic dam (Fig. 3.15).

4.5. Climatological analysis

The long-term precipitation evolution was analysed. Figure 3.16 A shows the fluctuations in CRU precipitation around the 1960-1989 mean (435 mm), from 1901 to the end of the 1970s. From 1977 to the early 2000s, the 10-year running mean was below the 1960-1989 average indicating a period with a precipitation deficit. During this period, some years present precipitation values below the 1960-1989 mean minus one standard deviation ($435 - 93 = 342$ mm). These years indicate a significant precipitation deficit: 1977, 1981, 1983, 1987 and 1988 with respectively 327 mm, 299 mm, 252 mm, 338 mm, and 335 mm. After the early 2000s, precipitation appears to increase again, ending this precipitation deficit period.

Figure 3.16 B shows the FAO aridity index calculated on CRU data (see Materials and Methods; Salem (1989)). The aridity index supports the results obtained with the precipitation only (Fig. 3.16 A). Indeed, this index oscillates around the 1960-1989 mean before the 1970s, then it decreases during the 1970s and remains below the 1960-1989 mean until the early 2000s when it increases again. During the whole period (1901-2019), the aridity index remains constantly within the semi-arid range (Salem, 1989). However, this aridity index approaches the arid zone threshold of 0.2 during certain years including 1987 and 1988 with an index of 0.27, and more strongly in 1981 and 1983 which have an index of 0.24 and 0.20 respectively.

Finally, the year 1988 occurred at the beginning of the deficit precipitation period but 1988 was not the first driest year. During previous years, 1977, 1981, 1983 and 1987, there was also a high precipitation deficit according to the CRU precipitation data.

Using the weather station, precipitation evolution in the study area was confirmed. As mentioned in the Material and Method section, weather station observations are recorded over different time periods and contain missing data (Fig. 3.6 A to D). Therefore, the analysis cannot be complete and must be carried out with the usual precautions. As shown by Figure 6, although the four weather stations did not record the same amount of precipitation every year, they show some similarities. First, the year 1988 corresponds to a low amount of precipitation over the considered period. Second, the year 1985 (and/or 1986) corresponds to a maximum of precipitation over the considered period. Third, between 1985 and 1988, precipitation decreased. Finally, the years 1987 and 1988 are below the mean precipitation over the considered periods. Figure 3.6 E, which represents precipitation data from the CRU over the same period, corroborates the results.

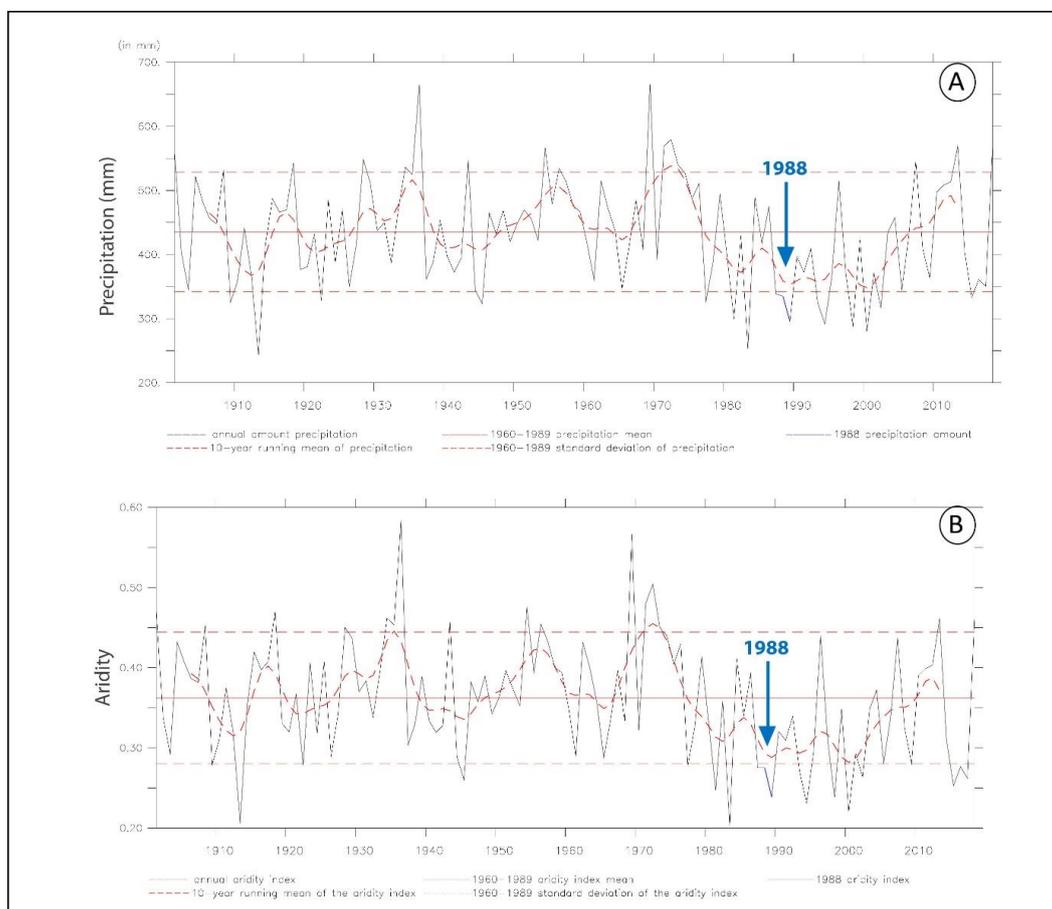


Figure 3.9. Annual CRU amount of precipitation (top) and aridity index (bottom) from 1900 to 2019 extract from the nearest grid point of Boukadir (see extent on Fig. 3.6-E). A/B: amount of precipitation (in mm/year)/aridity index in solid black line, 10-year running mean of precipitation/aridity index in bold dashed red line, 1960-1989 mean precipitation/aridity index in solid straight red line, +/- 1 standard deviation in dashed straight red lines and the 1988 precipitation amount/aridity index in solid blue line.

5. Interpretation and discussion

5.1. Present-day karst

The geological and the geomorphological results show that the current surface weathering is weak (rare sinkholes and ponors) and the extent of the currently active karstification is limited, in accordance with the studies of Birebent (1947a, b; 1948). Inside the massif, the dissolution is mainly active in the multiple sub-vertical fractures mapped (Fig.3.10) and in the frequent small shallow solution pipes evidenced (Fig. 3.9 and 3.10 A) allowing rainwater to infiltrate. Solution pipes independent of the fracturing are one of the main component of the exokarst. For Lipar *et al.* (2015), solution pipes are vertical tubular karst voids formed in carbonate rocks with matrix porosity, reported and described worldwide. Willems *et al.* (2007; 2018) show that vertical solution pipes can indeed be related to punctual infiltration of water in terrains overlying hardened carbonates (calcarenites), without any subvertical fracturations. We found a similar situation in the karst of Boukadir.

This atypical karst area is also characterized by a well-developed surface hydrographic network (Fig. 3.15). It is an uncommon feature, because the carving of the dendritic stream network implies the occurrence of significant recurrent surface runoffs and concentrated flows. The high drainage density observed may be related to the 4 to 5 m thick layer of indurated carbonates with a low porosity covering the top of the Ouarsenis carbonate massif (Fig. 3.5 A). The thick induration is interpreted to be similar to a calcrete. It would have progressively decreased the infiltration and would have led to a reduction in dissolution in the massif. Calcretes are the product of weathering predominantly in arid and semi-arid regions (Goudie, 1983; Esteban and Klappa, 1983. Wright and Tucker, 1991). In the thin sections sampling the indurated carbonates, we observed a widespread micritic calcite matrix which is precipitated within the intergranular pores of the Lithothamnium carbonate packstones, and a mosaic of calcite crystals of different sizes (Fig. 3.5 B and C). These characteristics are typical of calcretes (Esteban and Klappa, 1983; Wright and Tucker, 1991). Their origin is related to the dissolution of CaCO_3 during rainfall and its later precipitation during intense evaporation in the dry season (Gocke *et al.*, 2012). In addition, the Boukadir area is highly favourable to calcrete formation. Indeed, it is a semi-arid region with a strong seasonality: the dry season lasts from May to August, and a more humid period from September to April (≈ 53 mm). The calcrete thickness is greatest at the top of the carbonate outcrop, but calcrete is widely present on all carbonate surfaces and particularly at valley bottom not covered by sediments.

In addition to the calcrete that reduced dissolution in the massif, several other factors explain the current low degree of karstification. First, the present semi-arid conditions in the study area do not favour an intensive dissolution. This semi-arid climate has frequently been predominant since the Pliocene (Ballais and Cohen, 1981), but glacial periods were more humid. Second, the lack of a humic-rich soil and of an abundant vegetation implies a low biogenic $p\text{CO}_2$ that is necessary for an efficient dissolution of calcium carbonate bedrock. Third, the high porosity of the carbonate platform in the form of packstones (Moulana *et al.*, 2021) visible in the quarries allows a high diffuse infiltration. Karst is generally less developed in poorly consolidated rocks where infiltration is diffuse than in compact limestones where infiltrated water is concentrated along fissures (Ek, 1976).

Another specificity of the studied karst is its shelter caves. They have a complex development. As their interior is easily hollowed out, human dug these sites to enlarge them to house sheeps, and, in some places, to extract phosphorite to improve the arable soil (Birebent, 1947a). Regarding their natural development, shelter caves in karst terrains are generally remnants of old caves reworked by surface processes or cave springs that were left high and dry by the downcutting of river valleys and the lowering of the water table (Shelter type 1 or 2 in Fig. 18). This is the case of the shelter caves associated with the Bou Baara, Ghar Seffah and Ghar Zeboudja caves (Fig. 3.13 A, C and C'). However, shelter genesis in Boukadir is not generally interpreted as resulting from the erosion of phreatic caves, because shelter frequency is much larger than the documented caves. We infer that most shelter caves are epikarstic, through some may be related to former phreatic levels. We interpret them as a product of differential weathering in relation with calcrete cementation or with change in carbonate lithology, because they develop in crumbly weathered carbonates with a roof in more cemented and cohesive carbonates (Shelter type 3 in Fig. 3.18). Regarding the later case, fracturing and initial difference in carbonate facies lead to the occurrence of more porous and soft carbonates and of more consolidated ones. For example, the upper carbonates at the top of the Ouarsenis Massif are, in general, more resistant and homogeneous than the lower bioclastic carbonates. The upper carbonates are dominantly composed of Lithothamnium, an encrusting red-algae with numerous thin films that play an important role in the early internal cementation of reefs and algal crusts in the marine environment (Alexandersson, 1974). We infer that the difference in carbonate facies influence the geometry, occurrence and morphology of the shelter caves, because they are more frequent and have different sizes according to carbonate lithology. However, independently of the initial erodibility of the carbonate facies, we consider that the

most important factor regarding the origin of shelter caves is calcrete outcropping on all carbonate surfaces in the Ouarsenis Piedmont. Indeed, rooftops at the shelter entrance are made systematically of more indurated carbonates, i.e. calcrete, than inside made of porous carbonates, i.e. tufa (Fig. 3.18). As a consequence, the shelter size depends on the thickness of the calcrete and the strength of the carbonate tufa. Calcrete cementation is a current process in its river valleys because calcium carbonate is preferentially dissolved at the mountain top and is then precipitated in the bedrock river below given the current climate (Ek *et al.*, 1981; Mathieu *et al.*, 1983). The present-day bedrock riverbanks in the southern part of the carbonate piedmont are the place where the relationship between shelter caves and calcrete is best evidenced. There, shelters are often located along riverbanks and as well as above the river beds at different elevation in valley flanks (Fig. 3.18). This stepped shelters landscape is interpreted to result of the incision and the lateral erosion of rivers. To summarize the different possible origins of shelter caves, a schematic representation of their different type are presented in Fig. 3.18 (top).

In Boukadir, the Quaternary karstification is thus mostly characterized by the precipitation of carbonates, isovolumetric weathering and solution piping independent or along fractures. Active dissolution features forming large phreatic caves are not predominant during this period.

5.2.Origin of the deep karstification in the uplifted Ouarsenis carbonates

In the carbonate piedmont, we documented the occurrence of rare caves. The first one, Bir Djeneb (Birebent, 1947a, b ;1948). We questioned the following assumption: the hole is far from the talweg of the Oued Touchaït and considering how similar this shaft is to the 1988 pit of the RN4, we inferred that Bir Djeneb is a collapse pit open by the breakdown of the roof of a deep cave in the bioclastic carbonates. This deep cave as well as the other phreatic caves in the Ouarsenis carbonate piedmont like the Bou Baara cave (Fig. 3.13 A and A') are interpreted in relation with the progressive uplift of the platform during the Plio-Quaternary induced by the transpressive motion (Meghraoui, 1988). The uplift triggered a progressive drop in the local river base level, and successive abandonment of former phreatic levels in the massif, a mechanism that also explain the occurrence of shelter caves at different levels along river valleys (Fig.3.18 top). This is a classical example in karstology.

5.3. Origin of the 1988 collapse shaft and adjacent deep karstic dissolutions: the base level drop during the Messinian Salinity Crisis

As shown on Figure 3.14 A, the 35 m deep 1988 collapse occurred through a thick pile of sediments that comprise 22.50 m thick Quaternary alluvium and 27 m thick Pliocene clay deposits. The collapse was associated with circular fissures up to 250 m from the center of the shaft. Even if the upper terrain is composed of unconsolidated and relatively insoluble material, we infer that the collapse is due to breaking down of an underlying cave roof. This process is thus karstic. Messinian carbonates, that outcrop 1.5 km to the south, lie at 61 m depth and a huge void should have existed in this formation to let the place for a collapse volume of at least 95 000 cubic meters. Such a phenomenon is similar to features observed for example in Belgium. In this country, collapses have occurred since 1910 in the Scheldt valley which is filled by 50 m of sedimentary cover (Derijcke, 1979; Delattre;1985), and some show circular fissures extending to about 250 m of the collapse center like in our case study. These collapses were related to heavy industrial pumping which lowered the aquifer level in caves formed in Carboniferous limestone 50 m below the surface. The lowering of the carbonate aquifer caused the replacement of water by air whose lower density did not support the weight of the cave roofs, causing their collapse. The falling of the cave ceiling spread to the upper formations. Like in Belgium, a lowering of the acquifers in the Boukadir region may be one factor of the 1988 collapse. Our climatic analysis showed that very dry years occurred in 1977, 1981, 1983 and 1987 leading to a high precipitation deficit before 1988 (Fig. 3.6 and 3.16). In addition, this period of precipitation deficit extended over the whole Maghreb (Sebbar *et al.* (2011) in Morocco, Kingumbi *et al.* (2009) in Central Tunisia, and Meddi *et al.* (2014) in northern Algeria). The Chélif plain recorded the highest precipitation deficit, i.e., 56% (Meddi *et al.*, 2014). As mentioned by Kingumbi *et al.* (2009), this deficit was probably influenced by the ENSO oscillation. The collapse sinkhole in 1988 was thus probably associated with a progressive drop in the upper alluvial and deeper karstic aquifers. Tighilt (1990) measured a drop in the alluvial aquifer from 8 m in October 1983 to 12 m in March 1989 near the collapse. However, the connectivity between the aquifers is uncertain. The case is not classical because of the unclear role of the Relizane fault and associated deformation. So, an in-depth understanding of the 1988 collapse requires a modelling of the functioning of the upper and deep aquifers and of the Relizane Fault.

Imprints of two deep karstification levels in the Boukadir piedmont 1.5 km south of the 1988 collapse were also evidenced (Fig. 3.11 and 3.12), the upper level is filled by red clays with few carbonate pebbles, the lower one is at least 55 m below the surface and open. The deepest voids

are at an elevation similar to the deep incision in the carbonates at the level of the Taflout and Oued Sly Rivers (Fig. 3.11 and 3.12). They are at higher elevation than the deep cavity related to the 1988 collapse, but it could be related to fault motion. The 1988 collapse is located north of the transpressive Relizane fault, which have slightly uplifted the southern side of the Ouarsenis Mountains with respect to the Chélif Basin. The deep voids near Boukadir town below 55 m south of the fault documented in boreholes (Fig. 11.8 A) and below 62 m north of the fault evidenced in the collapsed sinkhole could have been originally at the same level, and later vertically offset by fault motion. Their origin can be similar.

These deep cavities as well as the 1988 deep void are not inferred to have an hypogene origin. Indeed, the morphology of hypogenous caves is characterized by an absence of configuration with the topography (Mylroie *et al.*, 2017), and do not present either ponors or connections to the surface (Osborne, 2017). On the contrary, in Boukadir, the deep aquifer is directly connected to the outcropping carbonate platform (Blanc, 1984). Moreover, the presence of pollutant (e.g., nitrates) in the deep aquifer coming from agriculture is also a proof of this connection (Bouchenouk, 2013). Finally, the thick layer of Tortonian blue marls below the carbonates forms a thick impermeable barrier to deep hydrothermal waters preventing hypogenous processes.

Deep open cavities in Boukadir piedmont and the 1988 one must have developed in the vadose zone at the top of the aquifer where running water presents a velocity high enough to drain the insoluble minerals. These deep karstic levels took place when the water table was much lower than today, probably simultaneously with the deep cutting of the Taflout and Oued Sly Rivers (Fig. 3.11 A and 3.12). We infer that this lowstand is related to Messinian drop affecting the Mediterranean Sea level. The 1988 cavity is located north of the Relizane Fault Zone; the other close deep voids and the buried carbonate incision along rivers are located south of the Relizane Fault, and the low base level responsible for their common formation cannot be attributed to tectonics.

5.4. Synthesis model for the different karstification levels in the Ouarsenis

We propose here a model to explain the different karstification levels in the Ouarsenis in relation with base-level changes affecting the Mediterranean area since the Messinian. This schematic evolution of the karst is summarized in Figure 3.17. We use the sea level reconstruction of Mocochain *et al.* (2006 a, b, 2009) affecting the Ardèche platform in Southern France. They highlight that since the Messinian, the most significant base-level drop was

induced by the Messinian Salinity Crisis (MSC) from ~ 5.97 to 5.32 Ma (Krijgsman *et al.*, 1999; Lozar *et al.*, 2018; Hoffmann *et al.*, 2020; Costa *et al.*, 2021). During the MSC, the gateway between the Atlantic Ocean and the Mediterranean suddenly closed (Hsü *et al.*, 1972; Audra *et al.*, 2004). This triggered the most dramatic crisis the Mediterranean Sea has ever known: a sea level drop of about -1500 m (Ryan, 1976). Around the Mediterranean Sea, rivers strongly incised forming deep canyons to adapt to the base level fall (Clauzon, 1982; Julian and Nicod, 1984; Bini, 1994; Bourillot *et al.*, 2010; Krijgsman *et al.*, 2018). During MSC, Algerian rivers must have been strongly impacted by the sea level drop because the Algerian coastline is located near the steepest slopes of the Alboran Sea. According to Rubino *et al.* (2010), two river canyons formed, one related to Chélif River and the other one to the Algiers system. During the MSC, the Chélif Basin which was previously occupied by a marginal sea was disconnected from the Mediterranean Sea, and filled with gypsum rich sediments (Roveri *et al.*, 2014, Naimi *et al.*, 2020; Moulana *et al.*, 2021). The large deep underground voids along the southern margin of the Chélif Basin and the deep down cutting of the Messinian platform by the Taflout and Oued Sly Rivers are considered here to form during this low base level, like in other areas around the Mediterranean Sea (Bini, 1994; Audra *et al.*, 2004; Mocochain *et al.*, 2006 a, b; 2009). In association with the low river base-level, a low karstic phreatic level developed during that time at similar elevation. We see this imprint in the Boukadir piedmont.

After the MSC, a transgression characterizing the beginning of Pliocene occurred (Mocochain *et al.*, 2006 a, b, 2009). The Chélif Basin was reconnected to the Mediterranean Sea allowing the deposition of more than 1000 m of Zanclean marls with Mediterranean fauna (Belhadji *et al.*, 2008; Atif *et al.*, 2008; Arab *et al.*, 2015). These transgressive marine clays are paired with thick deposits of Pliocene sandstones and conglomerates (gilbert delta) around the basin margins, and thus must have been associated with large river aggradation on the basin margins (Rouchy *et al.*, 2007; Belhadji *et al.*, 2008; Atif *et al.*, 2008; Zhang and Jiang, 2011; Arab *et al.*, 2015) (Fig. 3.17). This Pliocene river infilling is evidenced in the Taflout River whose valley was first filled by 35 m of clayey sediments, then by 30 m of Plio-Quaternary alluvium (Fig. 3.8-B). This base level rise would also have triggered a per ascensum adaptation of the Messinian karst drainages and the formation of a higher upper karstic phreatic level (Mocochain *et al.*, 2006 a, b; 2009). Indeed, the lower part of the karstic network was completely drowned. Thus, water looking for an outlet is forced to flow up in chimney-shafts before creating a resurgence in the valley (Mocochain *et al.*, 2006). We observed such resurgence near Oued Rhiou and the Merdja (Fig. 3.15). In addition, the karstic network was partly infilled with fluvial

processes. This mechanism would explain the infilling of red clay with carbonate gravels for the shallower karstic level evidenced in drillholes (Fig. 3.11 B). At that time, a paleosol developed on the carbonate platform, which remains are visible at the southern extremity of the carbonate platform and in pipes in its central and northern parts. This paleosol favored the development of solution pipes.

Then, during the Quaternary, large variations in base level with a downward trend occurred linked to tectonic motion and to glacial-interglacial cycles (Mocochain *et al.*, 2006 a, b, 2009). So, the aggradation should have mostly stopped except in tectonically subsiding basins. The tectonic uplift of the Carbonate Ouarsenis piedmont north of the Relizane Fault would have generated new downcutting of the rivers in several steps (Mocochain *et al.*, 2006 a, b). This mechanism would have stripped the sediments previously deposited in the valleys and at the top of the platform, allowing the widespread outcropping of carbonates. The top soil remained only at the southern end of the platform. Calcrete development took place at its top as well as in the incising valleys. The progressive uplift would also have generated a deepening of the river base level and triggered the lowering of phreatic levels evidenced by the caves. This classical process can explain the occurrence of the Ghar Seffah and Ghar Zeboudja caves both located along the same river valley, the later on 450 m above the riverbed and the former one 530 m, as well as the Ghar Bou Baara located 173 m higher than the adjacent Oued Touchaït (Fig. 3.3, 3.13 A and C). The stepped shelter cave morphology would also be related to river incision. However, the low phreatic level responsible for the deep void in relation with the Bir Djeneb is still debatable, and requires further investigation.

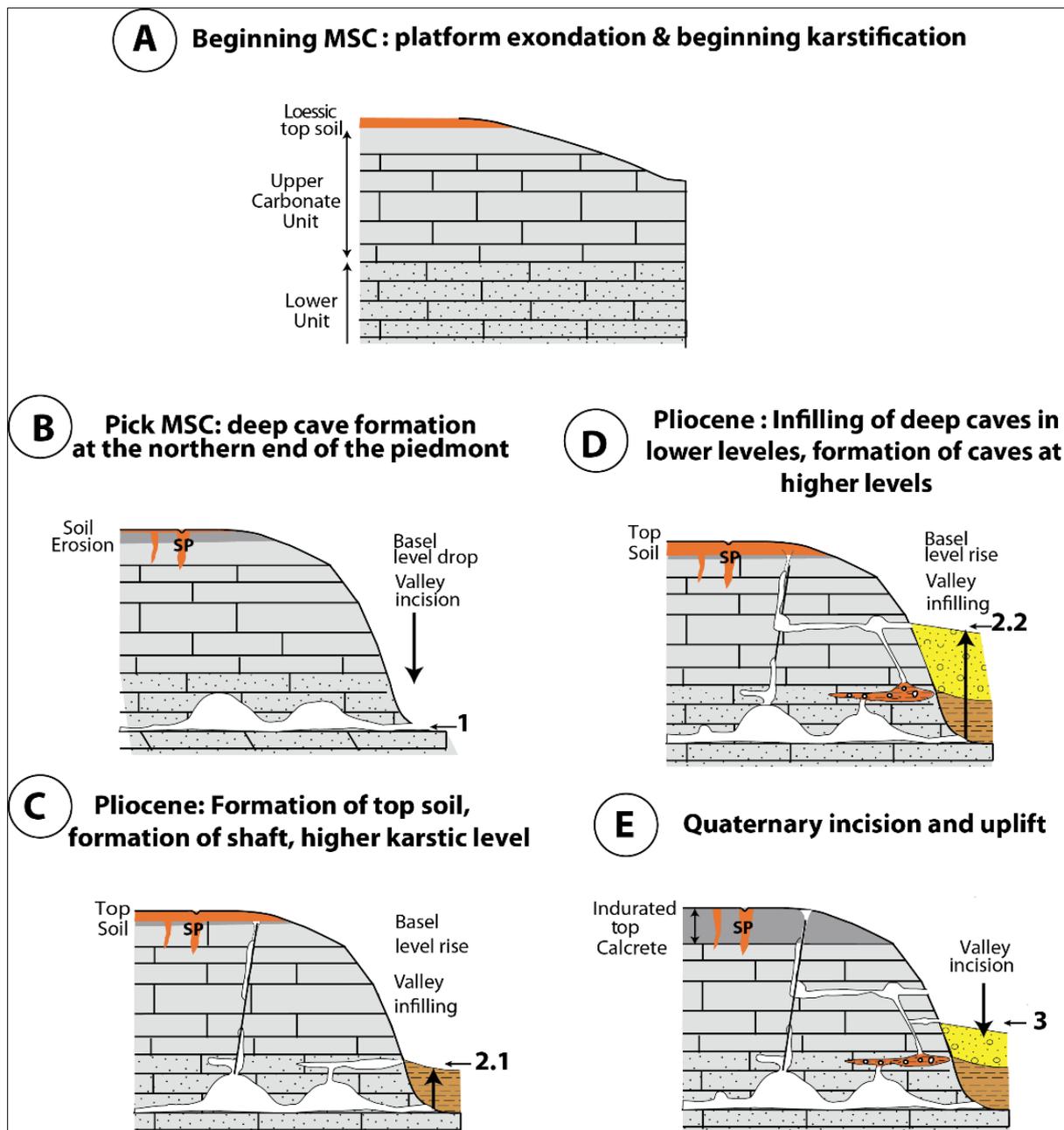


Figure 3.10. Drawing of the northern piedmont of the Ouarsenis. 1. Valley incision during the Messinian Salinity Crisis (MSC) and development of deep cavities. 2. Valley aggradation, upper karstic network formation (e.g., chimney-shaft), soil development with solution piping and cavity partial cavity infill during the Pliocene transgression. 3. Quaternary incision due to a drop in the base level and uplift linked to the Relizane Fault. New karstic resurgence near the present base level is possible. SP: solution pipes

6. Models for the two sinkholes associated with the Boukadir Carbonates

There are two possible models for the formation of 1988 and Bir Djeneb sinkholes taking into account the characteristics of the karst presented. The first model is the case of a sinkhole formed in interaction with faults or fractures and its interaction with a deep cave, also cut by this

fault (SK1 model in Fig. 3.18 top). This is the classical formation of cavities in karstology. We infer that it is the case of the 1988 collapse sinkhole, located close to Relizane zone fault. The second model is the case of a collapse due to the emptying of a solution pipe crossing a deeper cave (SK2 model in Fig. 3.18 top). It may be the case of Bir Djeneb (Fig. 3.14 right). In that case, the pit attests to the development of an exokarst that intersects an older and deeper endokarst which could also have taken place during the Messinian Salinity Crisis.

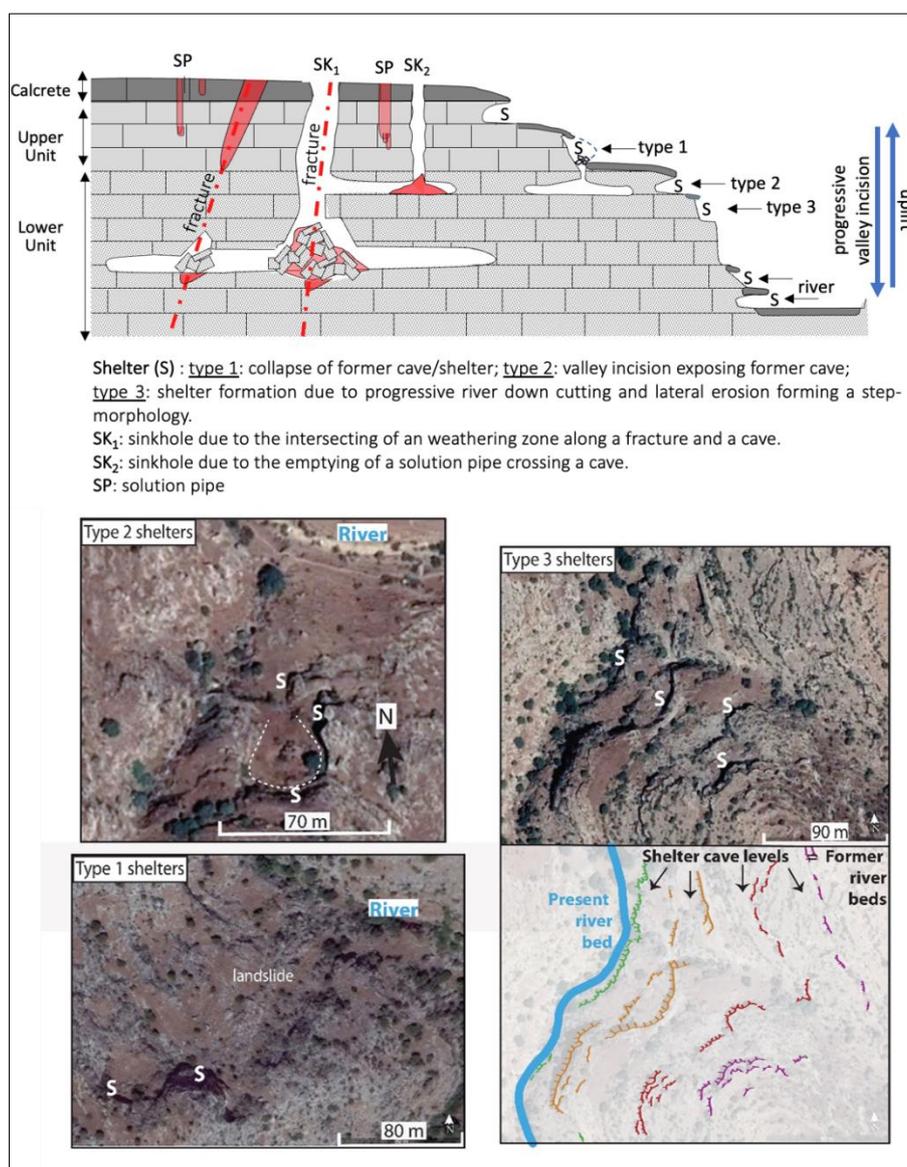


Figure 3.11. Top: Drawing showing development processes of shelter caves in the carbonate Ouarsenis covered by a layer of calcrete. 1. Collapse of old caves. 2. Valley incision exposing former caves. 3. Formation of shelters due to the river incision by lateral erosion and slope retreat forming a stepped morphology. Differential weathering between different carbonate facies must also play a role. Bottom: Satellite images showing these processes in the field. The mapping of the different shelter caves illustrates the former riverbed position.

7. Conclusion

Karst features in the Boukadir area are characterized by a low present-day activity related to low regional rainfall and the occurrence of a calcrete covering the carbonate range, which decreases the infiltration and increases surface runoff leading to a well-developed surface drainage. Frequent solution pipes and very well-developed fracturing network, parallel to the major Relizane Fault, are the main paths for infiltration. The solution pipe network was probably partly inherited from a period during which a top soil was covering the platform. In addition, the carbonate facies (tufas) favour a diffuse infiltration, which reduced localized dissolution and flow at depth, and prevented the development of large caves. The endokarst is thus poorly developed and is represented by a few rare collapse sinkholes and a few caves, whereas the epikarst is prevalent and characterized by shelter caves with a complex origin, mainly related to the calcrete covering the carbonate platform at the surface. The regional uplift is a major control for the development of the shelter caves in association with progressive river incision. Finally, major deep paleokarst features were documented in the Boukadir piedmont close to the Relizane fault. The deepest karstic dissolution level is associated with paleo-river incisions, and thus attributed to the low base level during the Messinian Salinity Crisis (MSC). The MSC would thus be responsible for the large deep voids underlying the 1988 RN4 collapse as well as potentially the Bir Djeneb one. The following Pliocene aggradation buried all the MSC imprints filling the previous river incisions and flooding the MSC paleokarst. Beside this study that evidenced for the first time the imprint of the MSC low base level in Algeria, further researches are necessary to document and understand its extent and importance.

Les aléas et risques spécifiques au milieu karstique dans la région de Boukadir en relation avec la géométrie de la plateforme carbonatée messinienne.

Ce troisième chapitre a pour objectif de délimiter la zone d'aléa d'effondrement et le risque karstique dans la plaine de Boukadir. L'évaluation de l'aléa d'effondrement et le risque karstique (pollution de la nappe superficielle) sont basés sur l'étude de la géométrie de la plateforme carbonatée messinienne sous couverture et des caractéristiques de cette couverture plio-quadernaire. Les résultats obtenus seront prochainement soumis à la revue Journal of African Earth Sciences.

Résumé : Le karst de la plateforme carbonatée messinienne de Boukadir est très particulier. En surface, il est marqué par un important réseau hydrographique dendritique et des formes de dissolutions visibles (Moulana *et al.*, 2022). Un paléokarst profond formé lors de la crise de salinité messinienne postérieur au dépôt de la plateforme a été mis en évidence par Moulana *et al.* (2021). En ce qui concerne le karst couvert par une épaisse (~ 60 m) couverture sédimentaire marine et continentale (Perrodon, 1957), il a été le siège d'un grand effondrement en 1988 (Ourabia et Bennallal, 1989). Les résultats de ce travail révèlent, d'une part, une géométrie variable des carbonates sous couverture due à une variation d'épaisseur des marnes bleues tortono-messinienne sous-jacentes et donc à une compaction différentielle. D'autre part l'extension de la plateforme sous la couverture au sud-est de l'anticlinal d'El Kherba est limitée à une bande de ~3 km de large depuis le piedmont, avant de devenir plus marneuse vers le nord. La plateforme disparaît au sud-ouest d'El Kherba, jusqu'à la limite ouest de la zone étudiée. Cette disparition est interprétée par la présence d'une faille normale active durant le dépôt des marnes bleues tortono-messinienne, cette faille existe une forte discontinuité dans les vitesses de subsidence liée à leur compaction. L'aléa d'effondrement karstique est limité à une zone de ~1.5 km de large et ~9 km de long entre Oued Sly et Boukadir. Le risque de pollution des nappes est principalement dû à (1) l'activité agricole (2) la présence d'une décharge sauvage d'ordure sur la plateforme carbonatée et (3) l'ablation de la calcrète par les travaux et les carrières qui occupent cette plateforme.

1. Introduction

Le karst est un système complexe. Son hétérogénéité rend difficile l'évaluation des aléas et risques associés. L'étude géologique et géomorphologique des zones karstiques permet de déterminer le degré de karstification. Cependant, la caractérisation de la géométrie et de la structure des différentes parties d'un système karstique (épikarst, zones d'infiltration, conduits karstiques, cavités, etc.) comporte de nombreuses incertitudes en raison de la nature complexe et souterraine des systèmes karstiques (Meghraoui *et al.*, 1986 ; Chalikakis *et al.*, 2011). Ceci est particulièrement le cas concernant le karst sous couverture de Boukadir en Algérie.

En surface, le karst affleurant du piedmont nord de l'Ouarsenis, étudié par Moulana *et al.* (2021) se développe sur la plateforme carbonatée fortement incisée par un réseau hydrographique dendritique très développé, hiérarchisé et intégré. Ce karst est caractérisé par deux principales formes de dissolution : des abris sous roche (shelter caves) et des conduits verticaux de dissolution (solution pipes).

La plateforme carbonatée se prolonge dans la plaine du Chéelif sous une épaisse (~ 6000 m ; Perrodon, 1957) couverture sédimentaire marine et continentale, et elle a été affectée par la crise de salinité messinienne (5.97–5.33 Ma), qui a généré une baisse du niveau de base, entraînant une dissolution karstique profonde (Moulana *et al.*, 2021). Ce karst sous couverture est caractérisé par un effondrement majeur ayant eu lieu le 16 juin 1988, sur la RN4 entre Oued Sly et Boukadir (Ourabia et Bennallal, 1989) lié à un paléokarst profond formé lors de cette crise messinienne (Moulana *et al.*, 2021). L'aléa d'effondrement associé à ce karst reste à définir. Ainsi l'extension, la géométrie et la lithologie des terrains souterrains karstiques ne sont pas bien connus. De plus, ce karst est un réservoir aquifère majeur (Blanc, 1984) sujet à une pollution anthropique importante, particulièrement en nitrates (Bouchenouk, 2013). Son fonctionnement hydrogéologique et les sources de contamination possible dépendent des caractéristiques de sa couverture.

Ce travail, après avoir replacé la zone d'étude dans son contexte géologique et paléogéographique, exploite des données des travaux publics algériens (forages hydrauliques et pétroliers ainsi que les coupes géoélectriques) pour caractériser l'architecture sédimentaire des carbonates karstifiés du Messinien et de leur couverture. Ceci permet de reconstruire l'évolution des dépôts sédimentaires depuis le Messinien. La réévaluation de la nature et de la géométrie des dépôts permet : (1) de mieux circonscrire l'aléa d'effondrement ; (2) d'interpréter de manière plus adéquate les cartes piézométriques et enfin (3) d'analyser et de discuter plus concrètement des risques de pollution des nappes.

2. Cadre géologique

2.1. Le bassin du Chéelif

Le bassin du Chéelif était un très large bassin marginal du sud de la Méditerranée pendant le Tortono-Messinien. Avant la crise de salinité messinienne (CSM), ce paléobassin profond est caractérisé par l'accumulation de plus de 4000 m de marnes bleues à faune pélagique (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957, Meghraoui *et al.*, 1986 ; Arab *et al.*, 2015) avec des apports plus grossiers et terrigènes à ses extrémités est et sud-ouest (Neurdin-Trescartes, 1995 ; Arab *et al.*, 2015 ; Moulana *et al.*, 2021). Ayant subi les mouvements compressifs Plio-Quaternaire, le bassin avait une extension plus importante que le bassin du Chéelif actuel ; les épaisseurs des dépôts miocènes montre que son déposément était localisé à plus de 20 km plus au nord (Fig. 4.1). Juste avant la crise de salinité messinienne, le paléobassin devient plus restreint et est caractérisé par le développement de plateformes carbonatées sur ses marges représentées sur la

Fig. 4.1. Durant la crise de salinité messinienne, caractérisée par une baisse drastique du niveau de base (-1500 m en Méditerranée), le paléobassin du Chélif est déconnecté de la mer Méditerranée et se dépose en son centre, sur les marnes bleues, une épaisse couche de gypse atteignant 400 m d'épaisseur (Fig. 4.1). Les marges carbonatées antérieures sont alors découvertes et incisées (Moulana *et al.*, 2022). Après le Messinien, lors de la transgression zancléenne, essentiellement due à l'ouverture du détroit de Gibraltar et l'apport de l'Océan Atlantique, le paléobassin du Chélif est reconnecté à la mer Méditerranée. Des marnes bleues pliocènes (faciès du Plaisancien) se déposent sur une épaisseur supérieure à 1000 m ((Perrodon 1957 ; Rouchy *et al.*, 1982 ; Rouchy *et al.*, 2007 ; Abbouda *et al.*, 2019). La Figure 3.1 montre que les dépocentres des marnes du Zancléen (5.33 - 3.6 Ma) et Piacenzian (3.6-2.58 Ma) et du gypse du Messinien (5.97–5.33 Ma) sont similaires, ce qui atteste que l'influence de la tectonique compressive entre ces deux époques est relativement faible. En effet, la tectonique compressive dans cette région n'est effective qu'à partir du Pliocène supérieur.

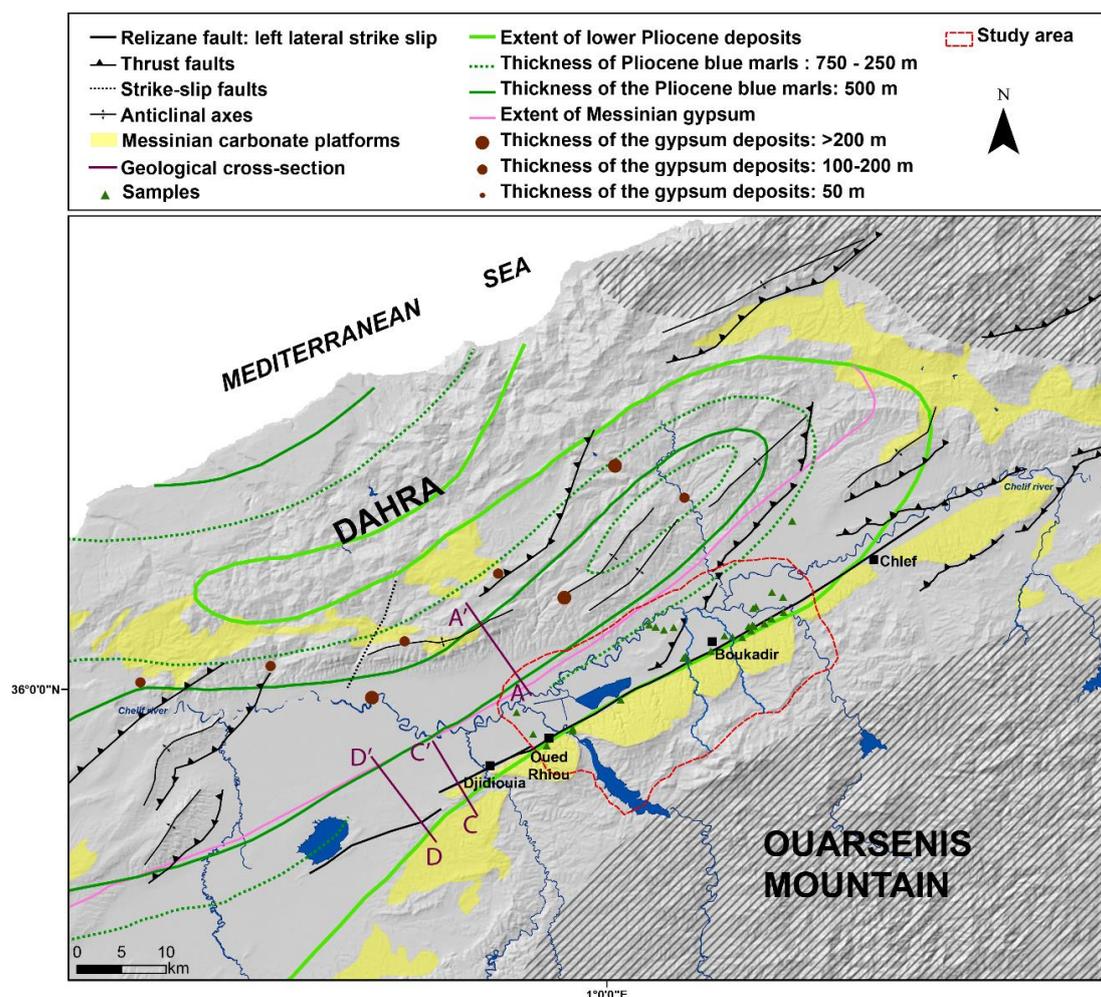


Figure 4.1. Le bassin du Chélif Basin durant le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur modifiée depuis (Perrodon, 1957 ; Rouchy *et al.*, 2007 ; Moulana *et al.*, 2022). Les hachures représentent les zones émergées.

Faibles cartographiées depuis Meghraoui *et al.* (1986). Fond topographique : modèle numérique de terrain « TanDEM-X » (Wessel, 2018).

La tectonique compressive dans cette région est liée à la convergence oblique entre l'Afrique et l'Eurasie (Meghraoui *et al.*, 1988, Dewey *et al.*, 1989 ; Mazzoli et Helaman, 1994 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Yelles-Chaouche *et al.*, 2006). Elle affecte cette région depuis le Messinien (e.g. Perrodon, 1957 ; Thomas, 1985 ; Meghraoui 1982 ; Meghraoui *et al.*, 1988 ; Derder *et al.*, 2011, 2013 ; Arab *et al.*, 2015 ; Maouche *et al.*, 2019 ; Abbouda *et al.*, 2018, 2019 ; Osman *et al.*, 2021) ou le Pliocène supérieur (Plaisancien) (e.g. Meghraoui *et al.*, 1986 ; Boukerbout *et al.*, 2018) suivant les auteurs. Ainsi, le contact entre le Messinien et le Zancéen est généralement marqué par une discordance (e.g. Perrodon, 1957 ; Belkebir *et al.*, 2008). Après le Zancéen, la déformation compressive NNE-SSO s'intensifie (Meghraoui *et al.*, 1986, 1996 ; Derder *et al.*, 2011), et de larges dépôts marins de grès (faciès terrigène de l'Astien) résultant de l'érosion des reliefs générés par la compression, se déposent dans les parties nord, est, puis centrale du paléobassin. Cette compression se poursuit au Quaternaire avec une direction NNO-SSE à NO-SE (Meghraoui *et al.*, 1996) et est responsable du soulèvement et de la déformation de l'ensemble de ces dépôts du Mio-Plio-Quaternaire (Meghraoui, 1988). La propagation de la déformation compressive vers le sud a progressivement élargi la chaîne de la Dahra, aux dépens du paléobassin du Chéelif (Yelles-Chaouche *et al.*, 2006 ; Abbouda *et al.*, 2019). La partie étendue de la déformation est concentrée sur la bordure nord du bassin, mais la déformation est aussi présente sur sa bordure sud-est comme l'atteste, entre autres, le séisme Mw 7.3 d'El Asnam en 1980 (Karnik, 1969 ; Dewey, 1991, Philip et Meghraoui, 1983). La bordure sud a, quant à elle, subi moins de déformation, elle est restée marquée par une plateforme carbonatée du Messinien au piedmont de l'Ouarsenis, affleurant et peu déformée. Cette bordure sud est limitée par la faille décrochante senestre de Relizane, d'âge pliocène (Meghraoui *et al.*, 1986), avec une orientation identique à celle du bassin du Chéelif (N70°E) (Fig. 4.1). Elle atteste d'une déformation transpressive régionale liée à l'obliquité de la convergence (e.g. Meghraoui et Pondrelli, 2012).

La structure actuelle de la partie est du bassin du Chéelif et son remplissage sont illustrés par 3 coupes géologiques schématisées : AA' pour la marge nord (Fig. 4.2) et CC' et DD' pour la marge sud (Fig. 4.3), mettant en évidence sa large forme synclinale.

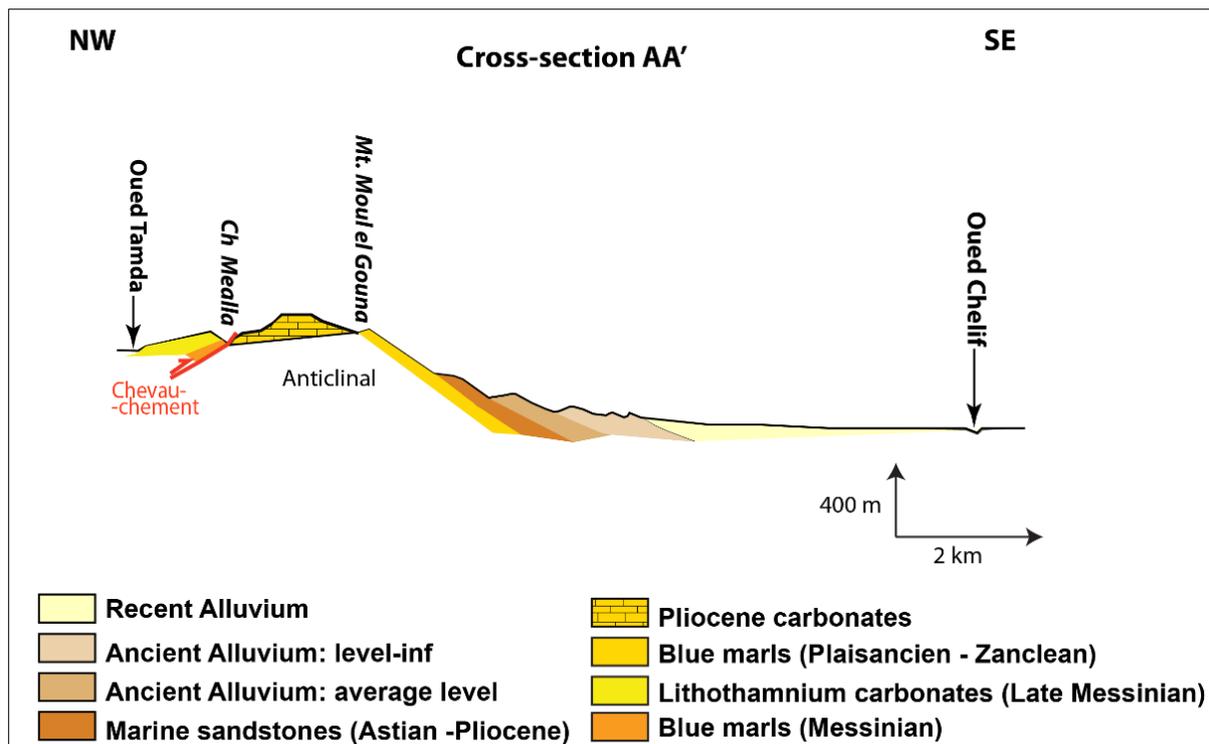


Figure 4.2. Coupe géologique AA' modifiée depuis (BURGEAP, 2004) et localisée dans la Fig. 4.1.

La coupe AA' montre une succession de couches géologiques avec un pendage de NNW vers le sud (Fig. 4.2).

Depuis le sommet du relief du Mt Moul el Gouna, on a successivement les marnes bleues pliocènes du Zancéen (faciès Plaisancien), les grès marins pliocènes (faciès Astien), puis le Plio-Quaternaire continental composé principalement d'alluvions formant le flanc sud d'un anticlinal. Le Mt Moul el Gouna correspond à une crête anticlinale composée de carbonates et de marnes du Zancéen. Plus au nord, les couches sont plus anciennes, datant du Tortono-Messinien : les marnes bleues et les calcaires montrent un pendage très faible vers le nord. Le contact anormal entre le Messinien et le Pliocène marin inférieur correspond parfois à un chevauchement visible sur les bords du bassin (notamment NE). La bordure nord forme donc une large structure anticlinale faillée (Fig. 4.1). On note dans la stratigraphie la présence restreinte de carbonates à Lithothamnium du Pliocène inférieur. Ce faciès, non présent sur les autres marges du paléobassin au Pliocène, atteste d'une diminution de la profondeur d'eau (~100 m maximum) lors d'une régression et de l'absence de forts apports terrigènes. Le faciès subséquent de l'Astien montre un apport terrigène significatif lié à un relief proximal et donc un changement paléogéographique induit par la propagation de la déformation compressive vers le sud.

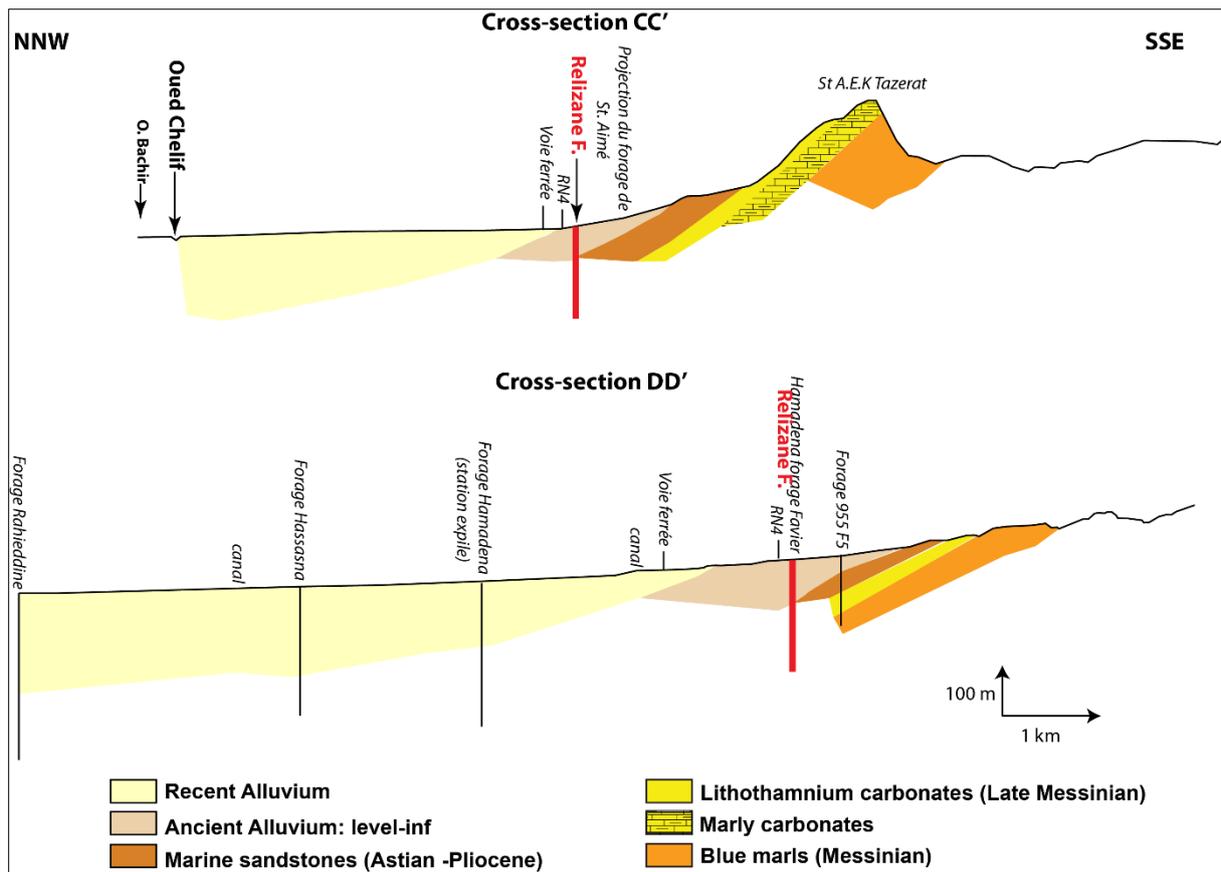


Figure 4.3. Coupes géologiques BB' et CC' modifiées depuis BURGEAP (2004) et localisées dans la Fig. 4.1.

Les coupes CC' et DD' de la Figure 4.3 sur la marge sud montrent un empilement de couches avec un pendage vers le nord, comprenant la succession suivante : les marnes bleues, localement les marnes à tripoli messiniennes (coupe CC'), les carbonates du Messinien, les grès marins pliocènes et les alluvions plio-quadernaires. Certains faciès rencontrés dans ces deux coupes sont différents des faciès de la coupe AA'. On note une absence de marnes bleues (faciès plaisancien) et la présence du faciès plus détritique de l'Astien, ce qui indique une source détritique proximale potentiellement liée à des reliefs générés lors du début de la compression.

2.2. Zone d'étude

La zone d'étude se localise au NE des coupes DD' et CC' précédentes. Elle est caractérisée par une plateforme carbonatée d'une épaisseur plus importante (+ 80 m) reposant sur un épais dépôt de ~ 500m de marnes bleues du Tortono-Messinien (Neurdin-Trescarstes, 1992) (Fig. 4.4). Aujourd'hui, cette plateforme monoclinale à l'affleurement a la morphologie d'une grande dalle inclinée (5 à 7°) vers le NNO et vers le bassin du Chélif (Moulana *et al.*, 2021), et se termine abruptement au sud par un escarpement (falaise) de plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Elle est composée de deux unités carbonatées. L'unité basale correspond à des carbonates bioclastiques d'environ 70 m d'épaisseur, qui forment localement des cliniformes identifiés au

niveau de la vallée de l'Oued Rhiou et de l'Oued Taflout, avec un pendage de 25° à 35°. Cette unité est plus marneuse à sa base. L'unité supérieure, monoclinale, correspond à des carbonates à Lithothamnium, avec un pendage de 2 à 4.5°, et une épaisseur moyenne d'environ 80 m (Moulana *et al.*, 2021).

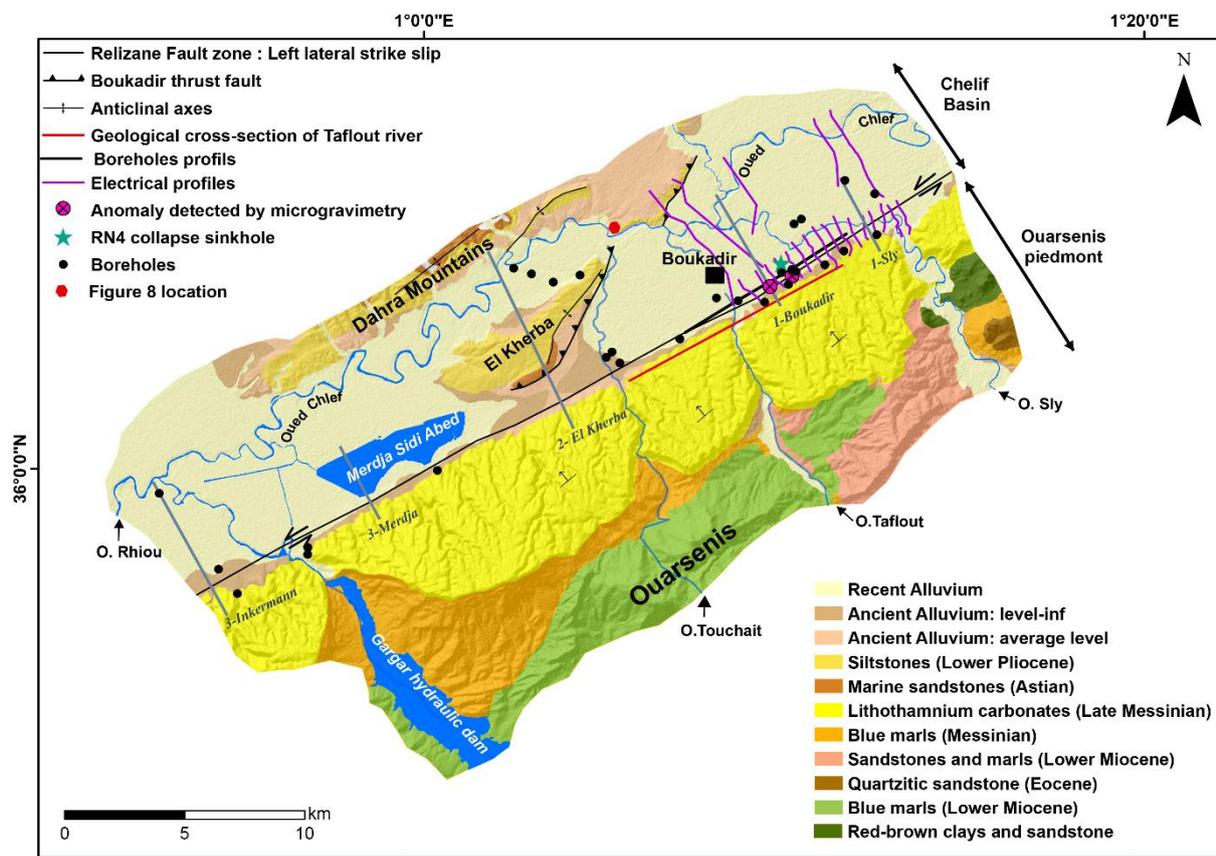


Figure 4.4. Carte géologique de la zone d'étude modifiée depuis Brives and Ferrand (1912). Les failles indiquées de Relizane et El Kherba-Bou Kadir sont de Meghraoui *et al.* (1986). Cette région fait référence à la "zone d'étude" indiquée dans la Fig. 4.1. La description des forages se trouve dans l'annexe E. Les profils électriques (traits violets) sont extraits du rapport du BURGEAP (2004). Les anomalies microgravimétriques (points roses) sont extraites du rapport du LTCP (1989). La coupe géologique de l'Oued Taflout (trait rouge) est extraite de Scet-Agri (1985) et Moulana *et al.* (2022). Les quatre traits gris représentent les profils des figures 4.5, 4.6 et 4.7. Référence spatiale : WGS_1984_UTM_Zone_31N.

Au niveau du bassin actuel du Chélif, les carbonates sont recouverts d'un épais dépôt sédimentaire qui commence par des grès marins présents surtout au nord (faciès astien). Ces grès sont surmontés par des dépôts continentaux attribués au Plio-Quaternaire (Villafranchien supérieur ; Perrodon, 1957). Ces formations détritiques plongent sous les alluvions de la plaine du Chélif au nord d'El Kherba. Localement, ces faciès d'environ 200 m d'épaisseur comprennent des limons et des sables argileux avec quelques passées de conglomérats et de microconglomérats dans la partie supérieure. Les limons montrent des foraminifères roulés et

remaniés du Crétacé, du Miocène et du Pliocène, ainsi que quelques mollusques d'eau douce (Perrodon, 1957). A proximité d'El Kherba, ces limons sont surmontés par un ensemble de grès et de poudingues à galets bien arrondis de 3 à 10 cm de diamètre, cimentés par un grès calcaire (calcarénites), grossier, brun-rougeâtre. Nous interprétons ce faciès comme des alluvions du Quaternaire supérieur soulevées par le pli-faille de Boukadir. Ces alluvions en lien avec la rivière du Chéelif, qui s'écoule du nord-est vers le sud-ouest, recouvrent l'ensemble du bassin actuel du Chéelif à l'exception de la zone soulevée liée au chevauchement de Boukadir (Fig. 4). La présence du faciès limoneux du Plio-Quaternaire et l'absence des marnes bleues sont les deux principales différences par rapport aux stratigraphies documentées plus au nord-ouest et sud-ouest (Figs. 4.2 et 4.3).

Dans la zone d'étude, la tectonique compressive envahissant progressivement le bassin du Chéelif s'exprime aussi par des plis qui bordent le sud du massif du Dahra (Figs. 4.1 et 4.2). Dans le bassin, la faille inverse de Boukadir traversant le bassin du Chéelif est recoupé par la rivière (Meghraoui *et al.*, 1986 ; Aoudia *et al.*, 2000). Ce chevauchement orienté N50°E borde au sud-est l'anticlinal d'El Kherba (Fig. 4.1). Cette faille inverse est sismiquement active comme l'illustre le séisme de Mw 5.0 de Tadjena du 16 décembre 2006 ainsi que le séisme de Chlef (Mw 4.5) du 18 juin 2008 (Beldjoudi *et al.*, 2012). La faille de Boukadir a une orientation similaire au chevauchement d'El Asnam localisé à ~20 km plus à l'est, qui a engendré le plus grand séisme de l'ouest de la Méditerranée au 20^{ème} siècle : Mw 7.3 (Philip et Meghraoui, 1983). L'anticlinal d'El Kherba montre au SE une déformation significative en surface avec des conglomérats, grès et limons du Plio-Quaternaire flexurés et marquée par un affleurement de grès marins pliocènes (faciès astien) juste en amont du chevauchement.

3. Matériels et méthodes

Les données géologiques, en particulier les données de forages, fournissent des informations essentielles sur les terrains en sub-surface (Chang et Park, 2004). Les forages sont ainsi utilisés dans différents domaines tels que la construction civile, l'exploration des ressources naturelles, les problèmes environnementaux, la gestion des risques naturels.

Notre étude des formations géologiques sur la marge sud du bassin du Chéelif se fonde sur l'établissement d'une base de données non encore publiée de forages. Cette base de données a été obtenue grâce à des rapports des travaux publics algériens communiqués à titre personnel et à un travail de master qui a eu accès à d'autres rapports de travaux publics qui ne nous ont pas été communiqués. Voici les titres des rapports utilisés :

- rapport n°21-88-0114 du 29/08/1989 de l'effondrement de la RN4. Oued Sly (Boukadir) Chlef réalisé par les deux géologues ingénieurs : Ourabia et Benallal pour le laboratoire central des travaux publics d'Alger (LTCP) ;
- rapport définitif de février 2004 réalisé par le bureau d'étude BURGEAP, intitulé : « Prospection géophysique à travers la région : Hamadna - Boukadir. Wilaya de Relizane » et consulté à l'agence national ressources hydrauliques (ANRH) ;
- rapport du 28/12/1947, réalisé par Birbent, intitulé : « Spéléologie et étude des puits de la région avoisinent le Merdja entre Inkermann (Oued Rhiau) et Charon (Département d'Oran et d'Alger) ». Consulté à l'agence nationale des ressources hydraulique (ANRH) ;
- rapport du 05 octobre 1949, réalisé par Cheylan, intitulé : « Sondage du Merdja Sidi Abed (Département d'Oran) ». Consulté à l'agence nationale des ressources hydraulique (ANRH) ;
- rapport du 19 octobre 1950, réalisé par Gevin, intitulé : « Forage du Merdja (Département d'Oran) ». Consulté à l'agence nationale des ressources hydraulique (ANRH) ;
- rapport de novembre 1950, réalisé par Cheylan, intitulé : « Forage de reconnaissance géologique à grande profondeur (sondage du Merdja) ». Consulté à l'agence nationale des ressources hydraulique (ANRH) ;
- rapport du 10 mars novembre 1952, réalisé par Cheylan, intitulé : « Etude hydrologique des calcaires à Lithothamnium de la vallée du Chélif . Merdja Sidi Abed. Implantation des piézomètres et des forages de reconnaissances (Département d'Oran) ». Consulté à l'agence nationale des ressources hydraulique (ANRH).

La majorité des forages sont relativement profonds : 61,3 % des forages ont une profondeur supérieure à 100 m (jusqu'à 4000 m), et 38,7 % des forages n'ont pas plus de 95 m de profondeur (Annexe. E). Ils ont été réalisés pour le captage d'eau ou pour l'exploration pétrolière.

En complément des forages, des sondages géoélectriques, des coupes géophysiques, des données micro-gravimétriques et un rapport de Birebent (1947) sont utilisés pour expliciter la géométrie 3D des formations carbonatées et celles sous-jacentes. Voici les sources utilisées.

- les sondages électriques et les coupes géophysiques ont été obtenues dans le rapport de BURGEAP en 2004, consulté à l'ANRH ;

- le rapport de l'étude microgravimétrique réalisé par Bounama pour le laboratoire central des travaux publics d'Alger (LTCP).

De manière complémentaires, des données d'occupation du sol et des cartes piézométriques récoltées ont également été exploitées :

- les données d'occupation du sol de 2011 de la wilaya de Chlef et la wilaya de Relizane réalisé par l'institut national des sols de l'irrigation et du drainage (INSID) et reçu par le bureau d'étude BNDR ;
- la carte piézométrique de Boukadir – Oued Sly établie par Achour et Habib (1990) ;
- la carte piézométrique de Bettahar *et al.* (2009) établie au mois d'avril 2004 ;
- la carte piézométrique de Madene *et al.* (2022) établie sur la base des mesures piézométriques de juin 2022 (basses eaux) ;
- la carte piézométrique de Hannia *et al.* (2022) établie en période de basses eaux en 2019.

4. Résultats

Nous avons divisé la zone en 3 secteurs. Pour chaque secteur, une coupe de direction NNO – SSE est réalisée sur la base des logs stratigraphiques reprenant les faciès recoupés dans les forages et les données géoélectriques.

Le secteur 1 est divisé en deux zones, la zone 1-Sly et la zone 1-Boukadir. Ce secteur couvre au nord-est de l'anticlinal d'El Kherba, la ville d'Oued Sly à l'est et la ville de Boukadir à l'ouest (Fig. 4.5). Ce secteur englobe 16 forages au total, le plus profond atteignant 215 m.

Le secteur 2 se situe au niveau de l'anticlinal d'El Kherba (Fig. 4.6). Ce secteur englobe 7 forages au total, le plus profond atteignant 1910 m. Les forages « kh » s'étendent depuis le flanc sud des carbonates à Lithothamnium, jusqu'à la bordure de la rive gauche de l'Oued Chéelif.

Le secteur 3 est également divisé en deux zones, la zone 3-Merdja et la zone 3-Inkermann (Oued Rhiou) se situent à l'ouest de l'anticlinal d'El Kherba (Fig. 4.7). Il correspond à la fin de la terminaison du chevauchement de Boukadir, au niveau de la Merdja de Sidi Abed, jusqu'au niveau de la ville de Djidiouia (Fig. 4.1). Ce secteur englobe 6 forages au total, le plus profond atteignant 151 m.

4.1. Secteur 1: Sly et Boukadir

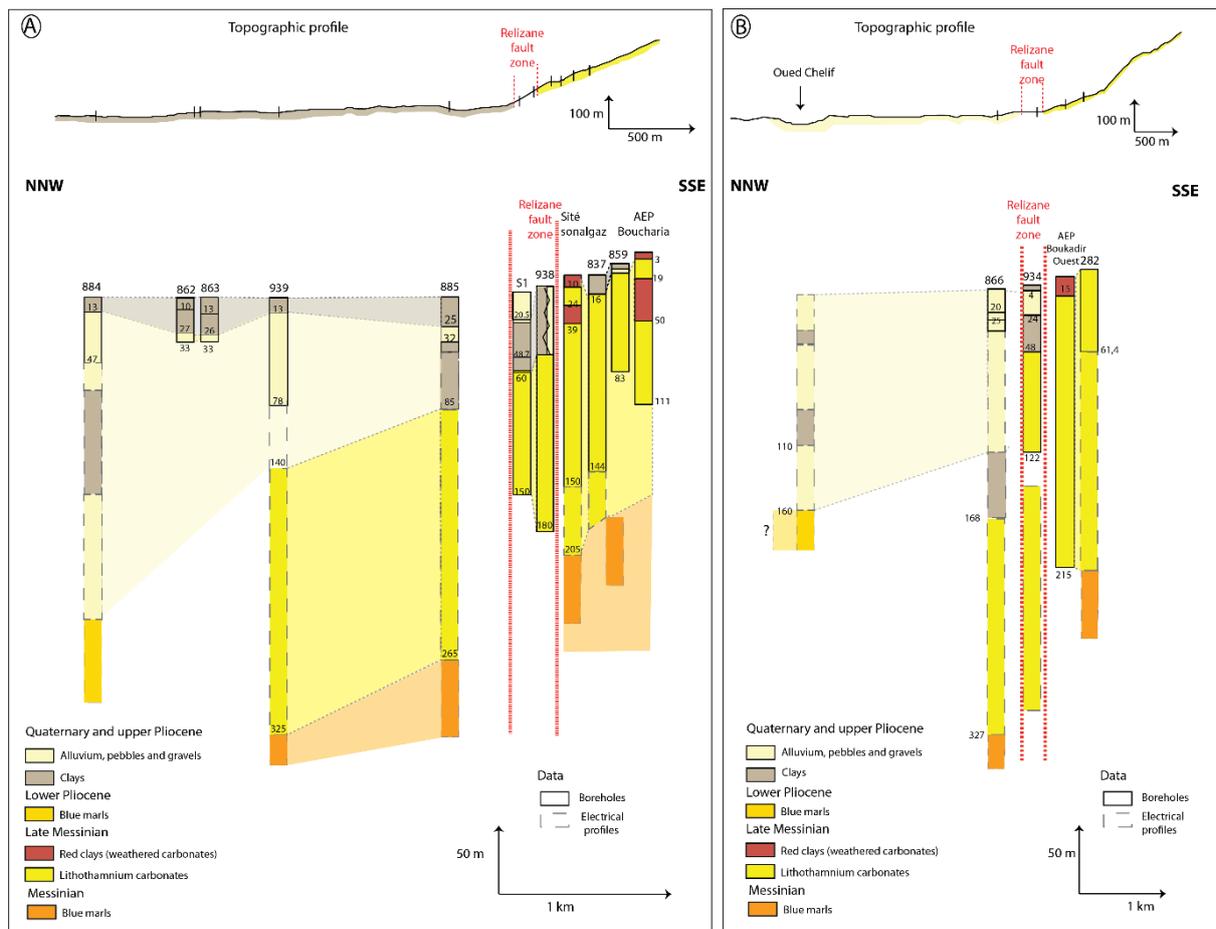


Figure 4.5. Coupe NNO – SSE sur base des forages et des données géoélectriques du secteur 1-Sly (A) et du secteur 1-Boukadir (B). Coupe et forages localisée sur la Fig. 4.4 ; les données et coordonnées des forages en annexe E.

Au sud de la faille de Relizane, les carbonates à Lithothamnium du Messinien sont systématiquement à l’affleurement et ont une forte épaisseur atteignant 215 m. Ces carbonates comprennent de larges poches d’altération (argiles rouges) dans les 50 premiers m et des cavités attestées par des pertes totales lors des forages. C’est le cas des forages 837 et 859 du secteur 1-Sly avec une perte totale commençant à 44 m et 54 m, respectivement, de profondeur. Dans cette zone, les calcaires sont caractérisés par une résistivité de ~ 500 Ohm.m au-dessus de la nappe et de 100 à 60 Ohm.m en dessous de la nappe. Au niveau du forage 859, dans la zone de perte totale, la résistivité décroît à 40 Ohm.m attestant à nouveau de la présence de vides karstiques. L’épaisseur des carbonates est relativement bien confirmée par les données géoélectriques, car les marnes bleues sous-jacentes ont une très faible résistivité de 15 à 5 Ohm.m.

Au niveau de la zone de la faille de Relizane, le toit des carbonates est à une profondeur comprise 50 et 60 m, leur épaisseur étant potentiellement de 250 m. Les calcaires sont caractérisés par une résistivité de 60 à 50 Ohm.m. Les mesures microgravimétriques (LTCP, 1990) réalisées dans la zone de la faille sur une superficie de 2,5 km² à proximité de l'effondrement de 1988 révèlent deux anomalies sphériques localisées sur la Fig. 4.4. L'anomalie sud-ouest a un rayon de 30 m et une profondeur de 55 m, alors que l'anomalie nord-est, plus importante a un rayon de 37 m et une profondeur de 85 m (Tighilt, 1990). En avril 1990, un forage hydraulique réalisé par la DHW (Direction Hydraulique de Wilaya) de Chlef a confirmé que l'anomalie sud-ouest correspondait à un vide karstique. L'effondrement de 1988 serait localisé juste au niveau de la zone de la faille principale (Fig. 4), mais l'étude géophysique réalisée par les travaux publics indique une relation directe avec une zone de faille préexistante (C.G.G, 1966). Les mesures microgravimétriques effectuées juste après l'effondrement indiquent un vide résiduel atteignant la surface de 22 m de rayon et 37 m de profondeur sus-jacent à une cavité karstique résiduelle de 30 m de rayon et de 100 m de profondeur (Benmoumene et Zennini, 1989).

Au nord de cette faille, d'après les profils géoélectriques, les carbonates continuent sur ~ 3 km vers le nord, avec une épaisseur décroissante. Ils deviennent aussi plus marneux, leur conductivité décroissant progressivement de 40 à 30 Ohm.m (C.G.G, 1966, 1972). À environ 3-4 km du front où affleurent les carbonates, un niveau marneux basal d'extension régionale apparaît dans les profils géoélectriques régionaux N-S traversant le bassin. Il est interprété comme correspondant aux marnes du Zancéen apparaissant en surface uniquement sur la bordure nord du bassin du Chélif et plongeant sous le Plio-Quaternaire (coupe A-A' de la Figure 4.2).

Dans le bassin, il y a la présence d'une couverture d'alluvions grossières caractérisées par une résistivité de 100 à 30 Ohm.m avec des niveaux plus argileux de résistivité de 20 à 10 Ohm.m et d'une épaisseur atteignant plus de 30 m, comme au niveau du forage S1 (Fig. 4.5 ; secteur 1-Sly). Ces niveaux argileux continentaux ont une extension régionale : d'après les profils géoélectriques N-S effectués au travers du bassin, il y aurait deux larges niveaux argileux intercalés dans des alluvions plus grossières et conductrices (Fig. 4.5). Bettahar *et al.* (2009) sur la base de forages auxquels nous n'avons pas eu accès confirme la présence dans la région de Chélif de niveau argileux de 23 à 50 m d'épaisseur. L'épaisseur totale de cette couverture atteint ~230 m d'après les profils géoélectriques au niveau du forage 884 (secteur 1- Sly ; Fig. 4.5).

Les spécificités des deux secteurs sont reprises ci-dessous.

Au nord de la faille de Relizane, dans le **secteur 1-Boukadir**, le toit des carbonates est à une plus grande profondeur, 170 m, que plus à l'est dans le **secteur 1-Sly** où la profondeur est d'environ 140 m (forage 939). Au niveau du **secteur 1-Boukadir**, l'origine de la couche argileuse au-dessus des carbonates juste au nord de la faille (forage 866) pose un problème (Fig. 4.5). Elle pourrait être attribuée au faciès marin zancléen que l'on retrouve plus au nord dans les profils géoélectrique (Fig. 4.5), ou bien elle pourrait correspondre à un des niveaux argileux continentaux régionaux.

4.2.Secteur 2 : Anticlinal d'El Kherba

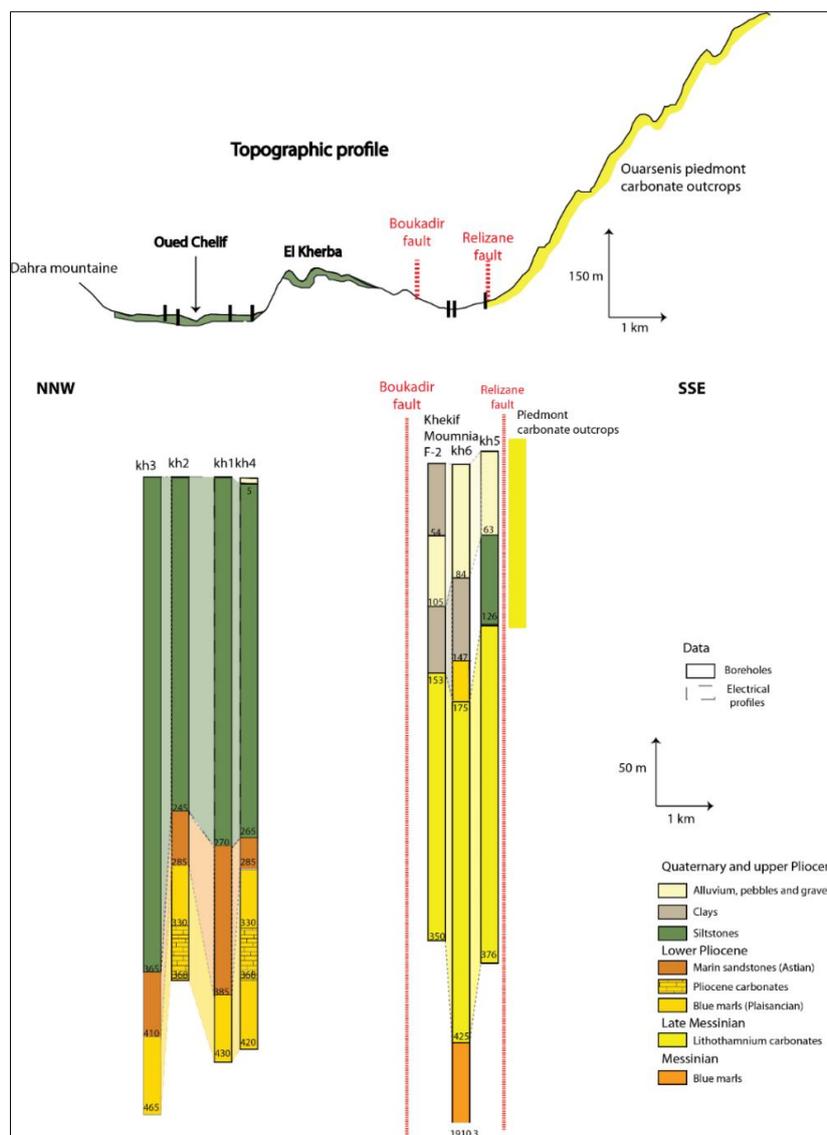


Figure 4.6. Coupe NNW – SSE sur base des forages et des données géo-électriques du secteur 2. Coupe et forages localisée sur la Fig. 4.4 ; les données et les coordonnées des forages en annexe E.

Au nord de la faille de Relizane, les carbonates à Lithothamnium du Messinien affleurent. Au nord de la faille de Relizane, le toit de ces carbonates se situe entre 125 et 175 m de profondeur. On retrouve localement au niveau de kh6 des marnes bleues attribuées au Zancéen. Au-dessus, ce secteur montre un changement de faciès continental rapide avec des faciès argileux avec des passées de graviers, limoneux et alluviaux. Le faciès limoneux n'est présent qu'au niveau du forage kh5 juste au niveau de la zone de faille de Relizane et il est surmonté de 65 m d'alluvions. Plus au nord, le faciès argileux continental basal est présent au niveau des forages kh6 et F-2 Khekif Moumnia. Un niveau plus argileux avec des passages graveleux de 54 m à la surface n'est identifié qu'au niveau de F-2 Khekif Moumnia, la description du forage kh6 n'indiquant que la présence d'alluvions sans autre détails. Le manque de descriptions plus précises et d'homogénéités des descriptions des données de forages ne permet pas de confirmer une potentielle corrélation ou non des dépôts.

Au nord de l'anticlinal d'El Kherba la stratigraphie est complètement différente. A la base des forages entre 465 et 185 m, on retrouve du Pliocène marin, caractérisé par des faciès carbonatés et marneux. Ces faciès sont systématiquement surmontés par des grès marins, ensuite, entre 265 et 365 m, on retrouve une forte épaisseur de limons continentaux et on note une absence d'alluvions, ce qui indique un changement paléogéographique avec des apports terrigènes à cet endroit.

4.3.Secteur 3 : Merdja et Inkermann (Oued Rhiou)

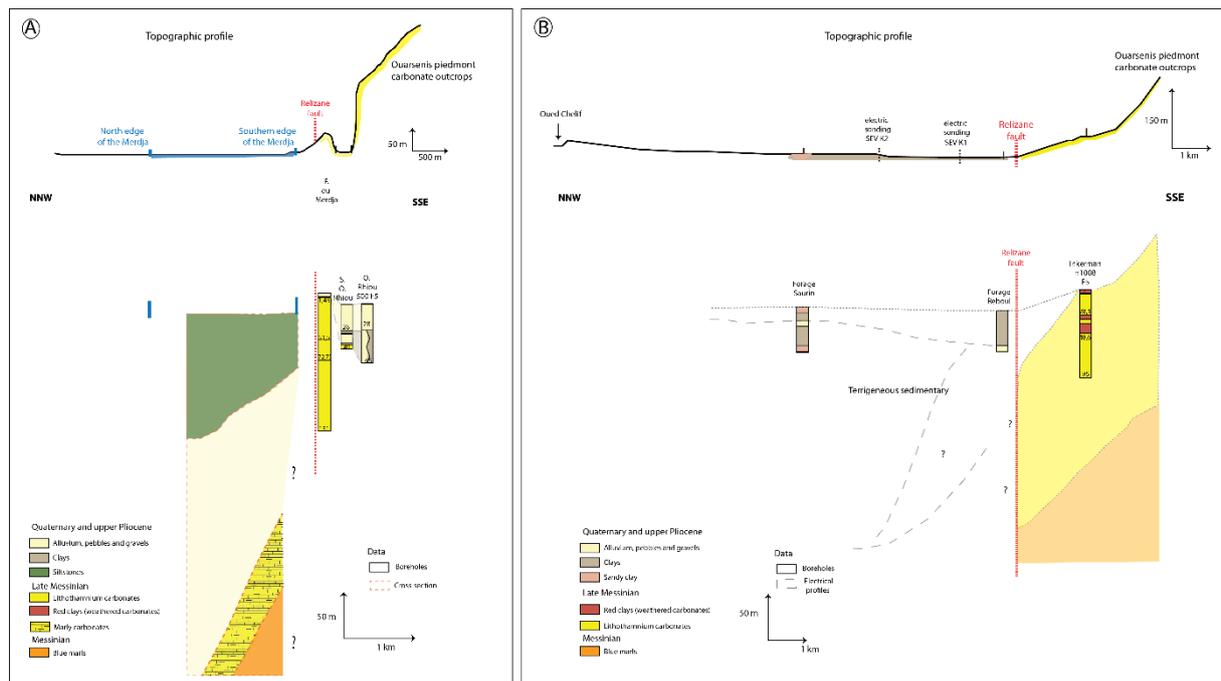


Figure 4.7. Coupe NNO – SSE sur base des forages et des données géo-électriques du secteur 3-Merdja (A) et 3-Inkermann (Oued Rhiou) (B). Coupe et forages localisée sur la Fig. 4.4 ; données et coordonnées des forages en annexe E, excepté les forages Saurin et Reboul en raison des incertitudes de la profondeur. Coupe et données électriques extraite depuis BURGEAP (2004).

Au sud de la faille de Relizane, les carbonates à Lithothamnium affleurent également en surfaces sont fortement karstifiés avec des vides remplis par de l'argile rouge (forage d'Inkermann (Oued Rhiou) 1008 F5 ; fig. 4.7-secteur Inkermann (Oued Rhiou)). Cette situation est similaire à ce qui est observé dans le piedmont carbonaté juste au sud de Boukadir (coupe géologique de l'Oued Taflout dans la Figure 4.4 ; Moulana *et al.*, 2022). Au niveau de la vallée d'Oued Rhiou, les forages O. Rhiou 500F5 et S.O. Rhiou montrent une profonde incision des carbonates d'au moins 65 m de profondeur avec un remplissage alluvial postérieur (Fig. 4.7 ; Secteur 3-Merdja).

Au nord de la faille de Relizane, au niveau du **Secteur 3-Merdja**, les carbonates à Lithothamnium disparaissent. Au-dessus des marnes tortono-messinienne à une profondeur de plus de 150 m, se trouve un faciès carbonaté marneux correspondant à la base de l'unité carbonatée biodétritique sous-jacente aux calcaires à Lithothamnium. Ce faciès est visible à l'affleurement au sud de l'escarpement formé par la dalle carbonatée (Fig. 4.4). De plus, ces carbonates marneux ont une faible épaisseur (30 à 40 m d'épaisseur). Ils sont surmontés par un premier dépôt de plus de 100 m comprenant des alluvions intercalées avec d'épaisses couches

argileuses. Au-dessus, on trouve une couche d'environ 135 m d'épaisseur de limons avec des galets. En surface, on trouve la Merdja (marécage) de Sidi Abed, une dépression de forme étirée d'ouest en est, occupant une superficie supérieure à 2 km². Plus au sud-ouest, dans le **Secteur 3-Inkermann** (Oued Rhiau), les profils géo-électriques montrent également une disparition rapide et complète de la plateforme carbonatée à proximité de la faille de Relizane. On a un contact anormal entre les carbonates au sud et le remplissage terrigène alluvionnaire de plus de 300 m au nord.

5. Interprétation

5.1. Géométrie de la plateforme

L'analyse des forages et des données géo-électriques permettent de définir l'extension de la plateforme carbonatée sous la couverture Plio-Quaternaire.

Dans le secteur 1 et 2, la plateforme se prolonge vers le nord sous une couverture continentale sur environ 3 km, les profils géo-électriques montrent une transition des carbonates vers des carbonates marneux (du sud vers le nord). Cette géométrie de la plateforme est constante latéralement jusqu'à l'anticlinal d'El Kherba, on observe cependant un fort approfondissement du toit des carbonates dans les secteurs 2 et 1-Boukadir par rapport au secteur 1-Sly (Figs. 4.5 et 4.6). Ceci peut être interprété comme une augmentation du jeu vertical vers le SO dans la zone de faille de Relizane à l'approche du chevauchement de Boukadir.

À l'ouest d'El Kherba, au niveau secteur 3-Merdja et Inkermann (Oued Rhiau), la plateforme carbonatée ne se prolonge pas au nord de la faille de Relizane et se termine de manière abrupte. Nous formulons l'hypothèse suivante pour expliquer cette disparition. Il y aurait une faille synsédimentaire avec un jeu normal et une transition de faciès abrupt entre, au sud, un dépôt carbonaté et au nord, des marnes ou des carbonates marneux comme au niveau de secteur 3-Merdja (Fig. 4.7 ; secteur 3-Merdja).

Localement, la plateforme est marquée par des incisions significatives au niveau des rivières principales qui la traversent. Moulana *et al.* (2022) ont en effet documenté une incision fluviale des carbonates de 70 m au niveau du paléo-chenal de l'Oued Taflout (Fig. 4.4 ; coupe de l'Oued Taflout) et de 100 m au niveau du paléo-chenal de l'oued Sly. Notre base de données de forages montre aussi une incision des carbonates dans le bassin au niveau de l'oued Rhiau, comblée avec un remplissage de plus de 65 m d'alluvions et d'argiles. Cette incision a été reliée à la crise de salinité du Messinien qui a généré une baisse du niveau de base et une incision

fluviale généralisée dans tout le pourtour méditerranéen (Clauzon, 1982 ; Chase, 1992 ; Loget *et al.*, 2006 ; Leila *et al.*, 2022). La structure monoclinale de la plateforme liée à la déformation compressive Plio-Quaternaire, qui accentue également les incisions observées.

5.2. Épaisseur de la plateforme carbonatée

La plateforme de Boukadir est l'une des plateformes carbonatées les plus épaisses du bassin méditerranéen (Corné *et al.*, 2004 ; Moulana *et al.*, 2021) avec une épaisseur de plus de 250 m localement au niveau d'El Kherba (kh6, Fig. 4.6). Ceci indique une subsidence continue au cours du dépôt des carbonates suivie d'une accumulation sédimentaire Plio-Quaternaire importante.

La plateforme montre aussi de fortes variations d'épaisseur latérales et nord - sud. Elle passe de 250 m d'épaisseur au niveau d'El Kherba (kh6), vers ~100 m à son extrémité sud, au niveau de l'Oued Rhiau (Moulana *et al.*, 2021). Ces variations d'épaisseur sont interprétées en lien avec une subsidence variable de la plateforme lors de sa mise en place. En effet, le gradient de subsidence en relation avec la compaction différentielle est liée à l'épaisseur des marnes (Couëffé *et al.*, 2000 ; Lefranc *et al.*, 2008). La carte géologique et les forages montrent une épaisseur variable des marnes (Figs. 4.4 et 4.6). Au sud de la plateforme au niveau de l'Oued Rhiau, l'épaisseur des marnes bleues tortono-messiniennes est de 500 m (Neurdin-Trescartes, 1992), alors que plus au nord dans le bassin, au niveau de kh6, leur épaisseur est de 1340 m. Ce changement abrupt d'épaisseur des marnes implique l'existence d'une faille synsédimentaire au niveau de la faille de Relizane. La variation d'épaisseur de marnes bleues est aussi latérale, elle est décroissante depuis le Sud-Ouest vers le Nord-Est. Ceci est mis en évidence au sud de l'escarpement formé par la dalle carbonatée. Au niveau de l'oued Sly, les marnes bleues du tortono-messinien disparaissent complètement (Fig. 4.4), au niveau de l'Oued Rhiau, l'épaisseur est de 500 m et au niveau des coupes CC' et DD' les marnes bleues ont une épaisseur de 160 m et de moins de 100 m respectivement (Fig. 4.3). Les différentes épaisseurs de marnes bleues sous-jacentes induisent une subsidence variable et par conséquent, des épaisseurs variables de la plateforme.

Notre hypothèse d'une faille synsédimentaire normale lors du dépôt des marnes bleues tortono-messiniennes, localisée approximativement au niveau de la faille de Relizane est cohérente avec un champ de contrainte extensif ou transtensif durant cette époque (Perrodon, 1957 ; Thomas, 1985 ; Meghraoui, 1988 ; Leprêtre *et al.*, 2018 ; Abbouda *et al.*, 2019 ;). Cette hypothèse permet aussi d'expliquer la disparition abrupte de la plateforme carbonatée dans le secteur 3-

Merdja et Inkermann (Oued Rhiou). Même si cette faille n'est plus active au Messinien au moment de la formation de la plateforme, elle reste une faille de compaction due à la subsidence différentielle de part et d'autre. Ainsi, elle entraîne une modification de la nature des dépôts messiniens sus-jacent comme cela s'observe dans d'autres contextes (Maillart et Beaudoin, 1989 ; Hunt et Fitchent, 1999). La subsidence plus importante au nord de la faille durant le Messinien explique l'absence de la série carbonatée au nord de la faille de Relizane remplacée probablement par un faciès marneux.

5.3. Caractéristiques de la couverture

La couverture comprend les marnes bleues marines, les grès marins (faciès de l'Astien) du Zancéen (5.33 - 3.6 Ma) et (3.6 - 2.58 Ma) puis viennent les dépôts continentaux du Plio-Quaternaire. Les travaux d'Osman *et al.* (2021) entre autres dans le bassin du Chélif, montrent des dépôts marins s'étendant du Zancéen au Piacenzian.

Au niveau de la plaine, sous la couverture alluvionnaire, les marnes bleues du Pliocène inférieur sont présentes au niveau du bassin actuel du Chélif comme illustré dans la coupe AA' de la Figure 4.2. Sur la bordure sud-est du bassin, elles sont présentes jusqu'à 1 à 2 km de (forages 884, 866, kh6) et sont absentes plus au sud de la zone d'étude. Cependant, elles sont également présentes sur la bordure sud du bassin au sud-ouest de la zone d'étude (Fig. 4.3 ; coupes BB' et CC').

Dans la zone d'étude, les grès marins présents sur la bordure nord (Fig. 4.2 ; coupe AA') se retrouvent uniquement au nord de l'anticlinal d'El Kherba (Fig. 4.6). Au sud-ouest de la zone d'étude, on retrouve ces grès marins, sur la bordure sud du bassin (Fig. 4.3 ; coupe BB' et CC'). Ceci suggère un apport terrigène très faible des Oueds Sly, Taflout, Rhiou traversant l'Ouarsenis durant cette époque. Concernant les niveaux sus-jacents attribués au Plio-Quaternaire, on retrouve les trois dépôts continentaux régionaux caractéristiques reflétant différents milieux de dépôt (Fig. 4.4) : les alluvions, les niveaux argileux et les limons. Dans la partie est de la zone d'étude (secteur 1), les épais niveaux d'argiles intercalées dans les dépôts d'alluvions ont une extension régionale (Perrodon, 1957). Ils correspondent à un milieu de dépôt lacustre. Ces lacs peuvent être interprétés comme liés à la croissance de l'anticlinal d'El Kherba, fermant partiellement l'extrémité est du bassin de Boukadir, au nord de la ville de Chlef, et séparant la région étudiée en deux. Cette fermeture pourrait avoir engendré la formation temporaire d'un lac à l'est, lorsque les conditions paléoclimatiques étaient favorables.

Dans la partie centrale de la zone d'étude (secteur 2), un autre faciès est dominant : des limons au niveau d'El Kherba et plus au nord avec une grande épaisseur (Fig. 4.6). Il y a deux origines possibles pour ces limons. Ils pourraient être lacustres : les mollusques d'eau douce qu'ils contiennent témoignent de la présence d'un lac peu profond à cet endroit pendant le Pliocène (Perrodon, 1957). Ils pourraient également être d'origine éolienne. Dans ce cas, ils proviendraient des particules fines charriées par le fleuve du Chélif et initialement déposés dans la plaine alluviale du Chélif, puis remobilisées par le vent dans des conditions paléoclimatiques arides ou semi-arides avec une couverture végétale réduite. Le faciès dominant est généralement constitué d'alluvions grossières déposées par le Chélif sur plus de 100 m plus à l'est et à l'ouest d'El Kherba. Dans ce secteur 2, ces alluvions ne sont quasiment pas présentes au niveau de la plaine alluviale actuelle où l'on retrouve le faciès limoneux. Ceci atteste que le Chélif ne passe dans cette zone que récemment. Le plissement associé au chevauchement de Boukadir a donc été une barrière active pour le Chélif ; et les limons observés sont probablement des dépôts syntectoniques. Le faciès alluvial grossier liée au Chélif est localisé principalement au sud du chevauchement (Fig. 4.6) sur plus de 80 m. Ceci indique que le Chélif y passait durant une partie du Plio-Quaternaire. Ceci est confirmé par la présence d'une forte épaisseur d'alluvions grossières, au niveau du secteur 3-Merdja, en lien avec une localisation du paléo-Chélif à cette localité, puis le faciès limoneux lorsque le cours du Chélif a transité plus au nord au travers de l'anticlinal d'El Kherba. Les dépôts grossiers alluviaux se trouvent ici (au sud d'El Kherba) au-dessus des limons formant des conglomérats perchés de part et autre du Chélif actuel (Fig. 4.8 au niveau du mur du chevauchement de Boukadir). Ces conglomérats sont interprétés comme des niveaux de terrasses récents du Quaternaire supérieur.

Cette variété de faciès et de milieux de dépôt répartie différemment dans la zone d'étude confère à cette dernière des caractéristiques hydrogéologiques différentes. À l'ouest de l'anticlinal (secteur 1 et plus à l'est), la présence d'argile est favorable à la formation d'aquiclude, et à l'est (secteur 3 et plus à l'ouest), les alluvions sont favorables à la formation d'un aquifère alluvionnaire. Le secteur 2 caractérisé par un dépôt épais de limons, doit forcément former une discontinuité régionale au niveau des aquifères.

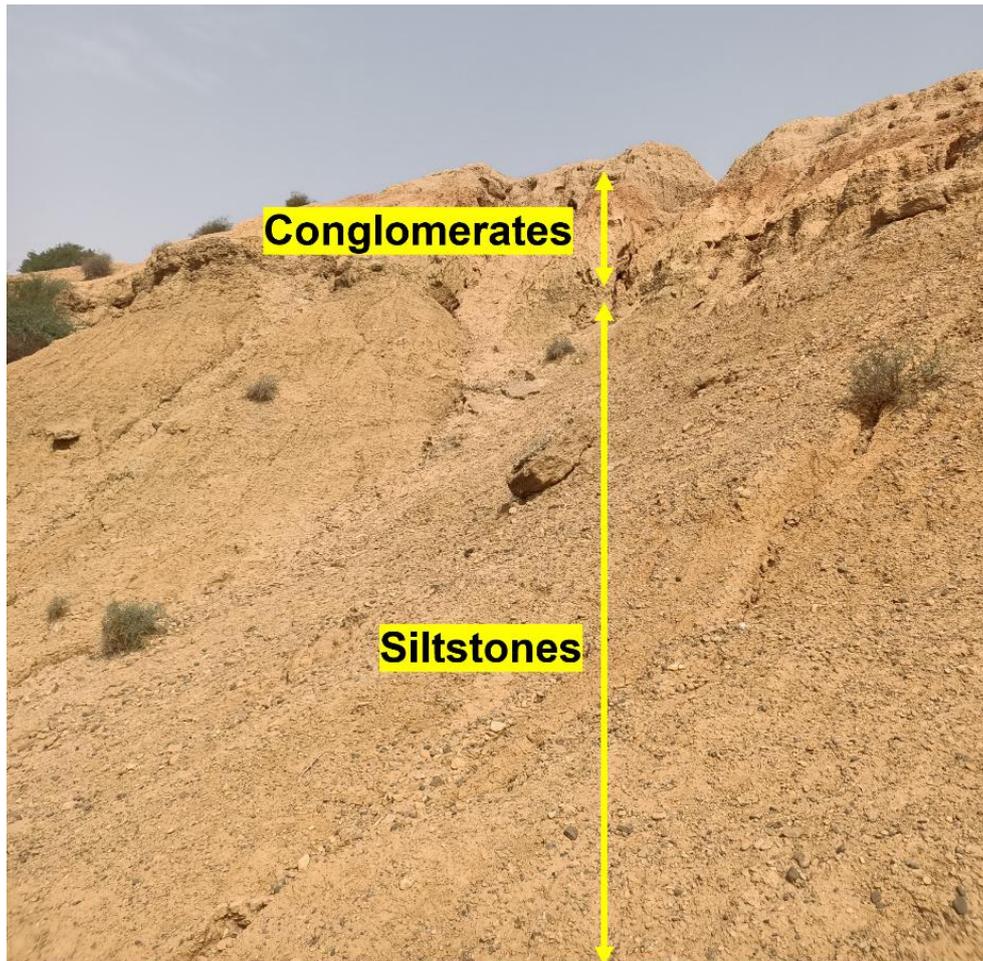


Figure 4.8. Limons de la rive sud du Chéelif au nord de Kherba, surmontés par des conglomérats. Photo localisée dans la fig. 4.4.

6. Discussion

6.1. Evolution paléogéographique du bassin du bas Chéelif

L'ensemble des données de forages et des profils électriques permettent une reconstitution paléogéographique du bassin sédimentaire du bas Chéelif, limité au sud par la faille de Relizane, depuis le Pliocène inférieur jusqu'au Quaternaire (Fig. 4.9).

La paléogéographie du Pliocène fait suite à la crise de salinité du Messinien (CSM) associée à une forte chute du niveau de base ; elle est responsable d'une incision fluviale localement marquée dans la plateforme carbonatée. Le Pliocène dans le bassin du Chéelif s'initie tout d'abord par la transgression subséquente à la CSM et un dépôt de marnes bleues du Pliocène inférieur couvrant pratiquement l'ensemble du bassin du Chéelif (plus de 1000 m d'épaisseur ; Fig. 4.1).

Le Pliocène ensuite est marqué par la transition d'un milieu marin vers un milieu continental, avec la présence de lacs peu profonds (Perrodon, 1956 ; Osman *et al.*, 2021). Concernant le milieu continental, il existe peu de datation absolue hormis les datations isotopiques (C14) dans la plaine d'Oued Fodda (Meghraoui *et al.*, 1988 ; 2021). Pour les dépôts marins, les assemblages fossilifères permettent, cependant, une évaluation locale des dépôts marins. Ainsi, Osman *et al.* (2021) entre autres, montrent une sédimentation marine jusqu'au Piacenzian (Plaisancien) (3.6-2.58 Ma) au sud du Dahra. Le centre des dépôts sédimentaire se situe alors à 20 km plus au nord que l'actuel. La période est également marquée par le début de la tectonique compressive (Meghraoui, 1982). La surrection a engendré des dépôts deltaïques, formant des grès marins (faciès astien) localisés en bordure des reliefs tectoniques exondés (en orange dans la fig. 4.9-A). La faille de Relizane aurait un important mouvement latéral sénestre compatible avec une direction de raccourcissement NNE-SSO (Perrodon 1957 ; Thomas, 1985 ; Meghraoui, 1982 ; Meghraoui *et al.*, 1988 ; Derder *et al.*, 2011, 2013 ; Arab *et al.*, 2015 ; Maouche *et al.*, 2019 ; Abbouda *et al.*, 2018, 2019 ; Osman *et al.*, 2021).

Durant le Pliocène supérieur, les dépôts de grès détritiques terrigènes et marins progradant vers le sud deviennent dominants. Cette dominance est liée aux mouvements compressifs qui s'intensifient et qui génèrent des failles inverses et des mouvements verticaux (une surrection) (Fig. 4.9 B). La direction de compression a changé de NNE-SSO à NNO-SSE. D'après Meghraoui *et al.* (1986), le mouvement latéral de la faille de Relizane a diminué, ce qui a entraîné la formation de 3 importantes nouvelles failles actives, dont la faille E1 d'Asam responsable du séisme de 1980 (Mw 7.1). Ces mouvements compressifs ont entraîné la fermeture du bassin du Chéelif et des dépôts uniquement continentaux pendant le Pliocène supérieur et le Quaternaire (Fig. 4.9 C). Cette zone de compression entraîne dans la zone d'étude, la croissance de l'anticlinal d'El Kherba et de la faille inverse de Boukadir de direction NE-SO, qui séparent le bassin en deux sous-bassins avec deux dépo-centres. On note la présence de deux milieux de dépôt de part et d'autre de l'anticlinal. Celui du nord-ouest de l'anticlinal est caractérisé par des limons lacustres ou éoliens, et celui au sud-est par des dépôts argileux lacustres alternant avec des alluvions. Ce dernier point indique la présence de lacs intermittents suivant l'activité tectonique et les conditions paléoclimatiques. Durant cette période, la rivière du Chéelif a dû être barré au passage de la faille lors (d'une période d'activité sismique intense) événements sismiques significatifs (situation comparable à la situation du pli de Sara El Maarouf et de la faille d'El Asnam) et passait au sud de l'anticlinal.

Le schéma D de la carte paléogéographique (Fig. 4.9) représente l'actuel bassin du Chélif avec son dépocentre actuel et des sous-bassins versant séparés par des plis (Chélif, Boukadir, et Dahra) (Abouda *et al.*, 2019).

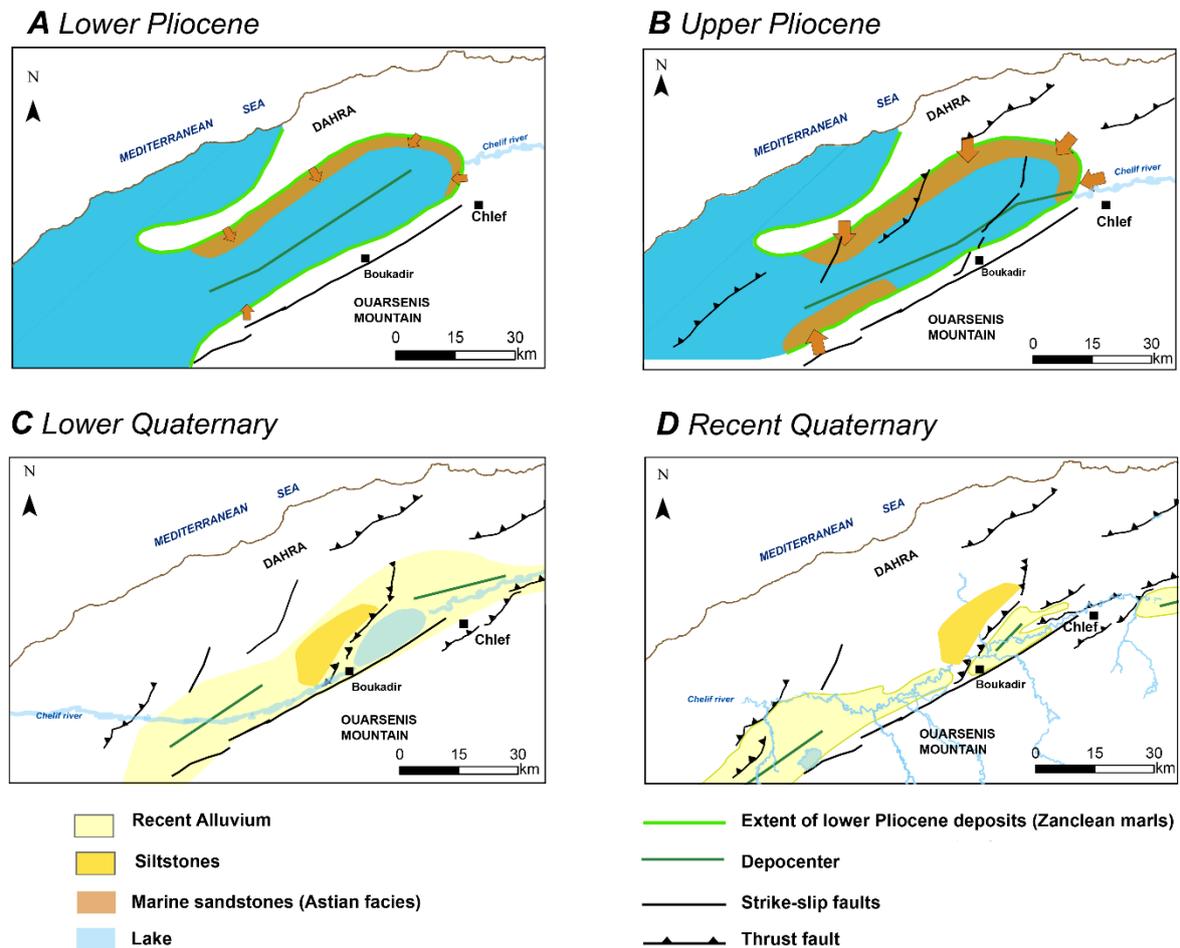


Figure 4.9. Evolution paléogéographique du bassin du Chélif occidental, modifiée depuis Perrodon, (1957) et Meghraoui *et al.* (1986).

6.2. Hydrologie locale

Notre étude permet une interprétation logique des cartes piézométriques dans le secteur où la plateforme carbonatée sous couverture est présente. La carte piézométrique d'Achour et Habibi réalisée en mars 1989, montre que la circulation d'eau est fortement influencée par une karstification profonde (Fig. 4.10).

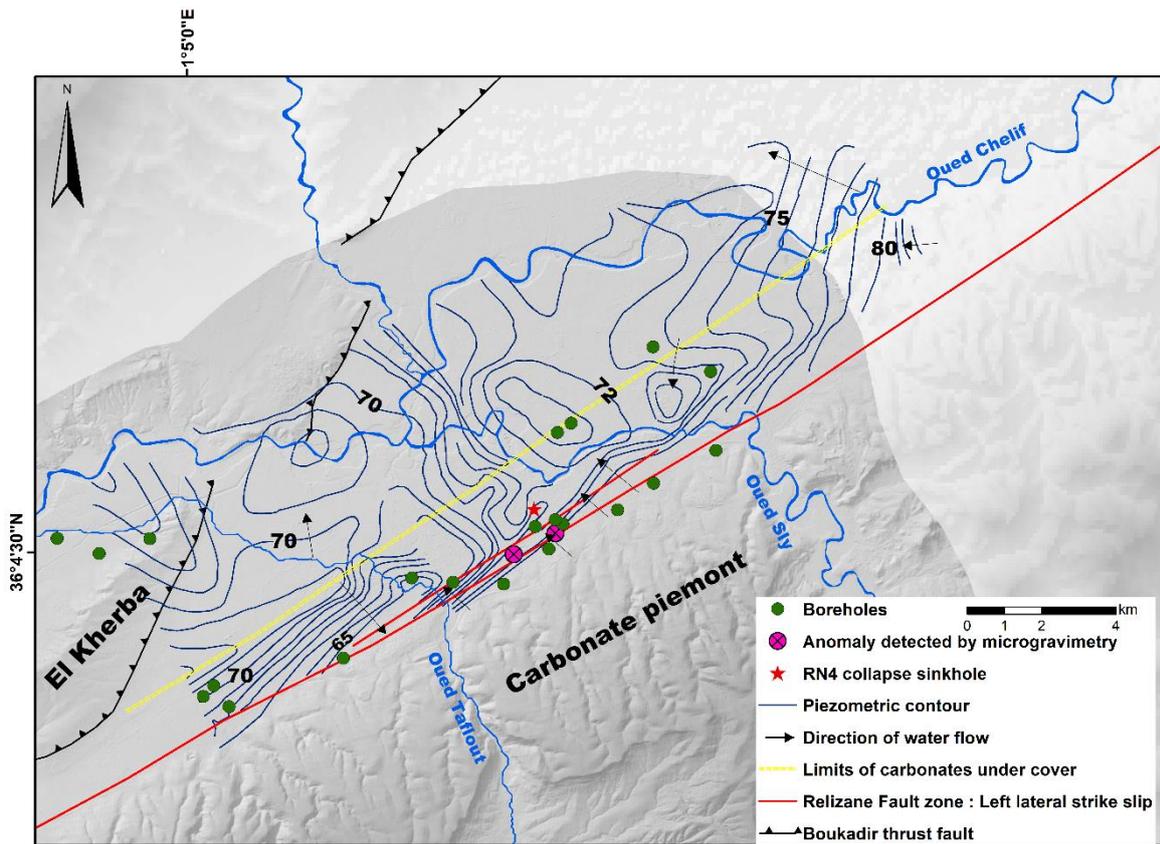


Figure 4.10. Carte piézométrique en mars 1989, modifiée d'après Achour et Habibi (1989).

L'allure des courbes isopièzes montre un sens d'écoulement des eaux sud-est vers le nord-ouest depuis les carbonates vers la plaine. C'est ainsi que s'effectue la recharge de l'aquifère alluvial quaternaire.

Sur la carte piézométrique locale (Fig. 4.10), cet écoulement se manifeste par des pentes piézométriques plus fortes au pied du relief, avec des courbes isopièzes serrées, ce qui indique un fort gradient hydraulique. En effet, entre les oueds Sly et Tafout, soit une distance de 80 m, il y a 5 m de dénivellation, donc une pente d'environ 6 %. Généralement, le gradient hydraulique est inférieur à 1 %. Cet accroissement du gradient local indique un écoulement important dans la masse des calcaires (dans les pores et les fissures). La forte pente est un indicateur de faible karstification (Moulana *et al.*, 2022) et d'une connexion hydraulique médiocre due soit à : (a) un colmatage du karst superficiel par des sédiments fins lors de la transgression post messinienne, ou (b) à un remplissage détritique du karst superficiel par les résidus de l'érosion fluviale sur la calcrète. Les isopièzes donnent également une information sur la continuité et la limite des carbonates fortement karstifiés sous la plaine, jusqu'à 1.5 km de la limite des carbonates affleurant.

Au nord-ouest de l'Oued Taflout, on constate une inversion du sens d'écoulement général. L'écoulement à cet endroit devient nord-sud avec une zone émissive à 2 km au nord des carbonates affleurant. Ici, la recharge se fait depuis l'aquifère quaternaire alluvionnaire. En effet, le forage 866 du secteur 1-Boukadir de la figure 4.5, indique ~120 m d'alluvions. Nous interprétons cette zone émissive comme une zone plus perméable correspondant à un épais dépôt alluvial grossier. Ce dépôt a une orientation similaire au Chélif et pourrait donc correspondre à un ancien paléo-chenal du Chélif qui passait au sud de l'anticlinal d'El Kherba durant le Quaternaire inférieur (Fig. 4.9 C). On constate également une différence du gradient hydraulique à cet endroit. Au niveau du piedmont, le gradient est plus fort qu'au niveau de la plaine, au-delà de la limite des carbonates sous couverture. Cette variation du gradient hydraulique pourrait résulter de fracturations liées à la faille de Relizane.

Au nord de l'Oued Sly, apparaissent deux creux piézométriques à la cote 71. La zone absorbante la plus importante, entre Oued Sly et Oued Taflout, reçoit les écoulements en provenance du sud, c'est-à-dire du piedmont carbonaté. La seconde zone, plus petite, absorbe les eaux venant du nord-est, donc en provenance de l'aquifère superficiel puisque les carbonates sont à une profondeur ~85 m sous les dépôts quaternaires (Fig. 4.5 ; Secteur 1-Sly ; forages 884 et 939). La carte d'occupation du sol de la figure 4.12 montre que ces creux piézométriques se localisent au niveau des cultures arboricoles, principalement des agrumes. Les vergers d'agrumes cultivés à Boukadir sont des cultures nécessitant beaucoup d'eau particulièrement dans cette zone semi-aride (~ 350 mm/an de précipitations), avec un été particulièrement chaud et particulièrement sec qu'on qualifie de "four du Tell" ou "portion du Sahara perdue dans le Tell" (Yacono, 1955 ; Boulaine, 1957 ; Moulana *et al.*, 2022). Ces creux piézométriques sont dus à un pompage intensif pour les besoins de cette arboriculture. Les arbres d'agrumes irrigués nécessitent en effet, environ 1 000 à 1 200 mm (10 à 12 ML / ha) d'eau par an et ils demandent un apport en eau particulièrement important durant les mois chauds (Falivene *et al.*, 2018).

Plus au sud-est, au niveau de la Merdja, un marécage avec une superficie supérieure à 2 km² (secteur 3, Fig. 4.7), Birebent (1947) montre aussi une recharge rapide du piedmont carbonaté vers la plaine, sur la base de 20 puits de forages localisés au sud de la faille de Relizane. Les résultats de cette recherche montrent de très fortes variations des niveaux d'eau entre les puits, qu'il interprète comme des écoulements localisés non connectés de type cours d'eau souterrain. En plus de cette étude, le rapport de BURGEAP (2004) montre que ce sont parfois les eaux de la Merdja qui alimentent l'aquifère carbonaté. Ce phénomène est typique d'un système karstique, il est appelé inversion du sens de l'écoulement (Corbel, 1952, 1954 ; Akdim *et al.*,

2012 ; Joigneaux, 2011). Les caractéristiques hydrologiques mises en évidence dans ces études, se retrouvent donc plus au nord-est au niveau de Boukadir. La différence entre ces deux zones est l'absence d'un aquifère carbonaté sous-jacent à la Merdja et la présence de limons avec une très faible perméabilité des limons (Fig. 4.7, secteur3-Merdja). Le contact de l'aquifère carbonaté avec cet aquiclude est donc responsable de l'existence même de la Merdja.

6.3. Risques spécifiques d'une zone karstique

Les nouvelles informations apportées par notre base de données de forages permettent de discuter de manière pertinente des aléas et risques liés à la nature karstique du sous-sol de la région étudiée.

Le premier est l'aléa d'effondrement. En effet, en juin 1988, la région de Boukadir a été témoin d'une large doline d'effondrement le long de la faille de Relizane (Moulana *et al.*, 2022). Nos résultats montrent clairement un aléa d'effondrement très limité spatialement. Premièrement, la cartographie de l'extension de la plateforme de ~3 km depuis le contact piedmont-plaine limite l'aléa d'effondrement karstique aux secteurs 1 et 2 à l'est de l'anticlinal d'El Kherba. Deuxièmement, le risque décroît vers le nord, lorsque les carbonates deviennent progressivement plus marneux et que les vides karstiques y sont forcément très limités. Et enfin, la carte piézométrique locale de la figure 4.10, révèle une circulation d'eau souterraine, par conséquent, des carbonates karstifiés uniquement ~1.5 km (zone plus limitée que l'extension de la plateforme carbonatée). La zone d'aléa est donc centrée sur une bande très étroite entre la ville de Boukadir et l'Oued Sly sur un maximum de 2 km de large, avec un point faible et un aléa plus élevé dans la zone de la faille de Relizane (Fig. 4.11). En effet, les zones de failles sont des discontinuités contrôlant les conduits de dissolution (Monbaron, 1975). Ce sont donc dans les zones plus karstifiables que l'aléa d'effondrement est plus important (Harrison *et al.*, 2002). Ceci se vérifie dans la zone d'étude, puisque l'effondrement de 1988 et les deux anomalies microgravimétriques (Fig. 4.11), témoins de vides karstiques profonds, sont localisés au niveau de la zone de faille. Cette karstification profonde a été interprétée par Moulana *et al.*, (2022) comme étant liée à la crise de salinité messinienne. L'aléa d'effondrement est aussi accentué par le pompage excessif de la nappe prévalent en période de sécheresse dans cette zone agricole mise en évidence dans les données piézométriques. Ce facteur explicatif a aussi été mis en avant dans le cas de la doline d'effondrement de la RN4 de juin 1988 (Moulana *et al.*, 2022).

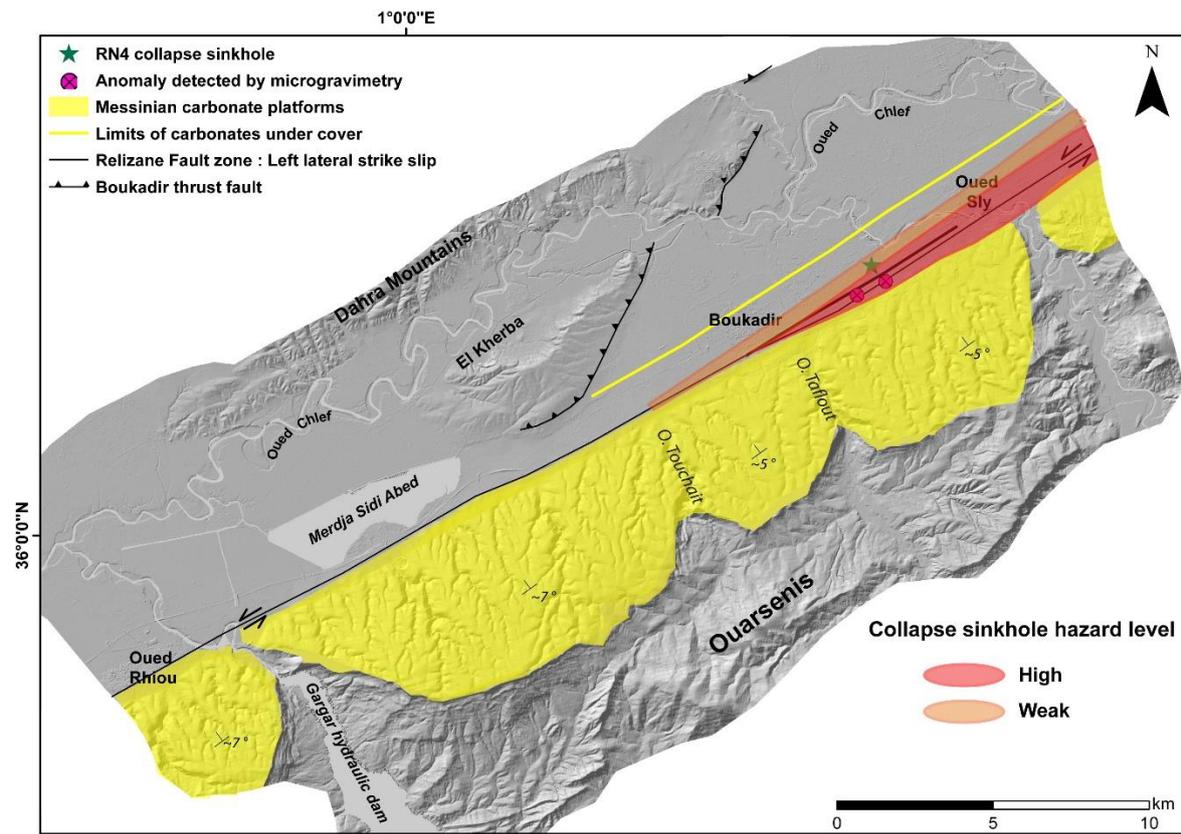


Figure 4.11. Carte de l'aléa d'effondrement karstique de la zone d'étude. Le polygone rouge correspond à un fort aléa karstique (plateforme moins profonde + zone de faille). Le polygone orange correspond à un moyen aléa karstique (plateforme profonde et plus marneuse).

Le second risque important dans la zone concerne la pollution de l'aquifère superficiel et de l'aquifère carbonaté. La source de pollution principale est liée à l'agriculture qui est l'activité dominante (~ 35000 ha de superficie dans la zone d'étude) (Fig. 4.12). La zone d'étude est une riche plaine alluviale avec un périmètre d'irrigation important, et des ressources d'eau superficielles et souterraines disponibles. Ces cultures sont de grands consommateurs de fertilisants minéraux de type azoté (Bettahar *et al.*, 2008). L'utilisation excessive de ces engrais génère une pollution par les nitrates (Diamond et Hodge, 2007 ; Lee *et al.*, 2003 ; McDonald et al., 2011). Il en résulte que la qualité chimique de l'eau de la nappe alluviale de Boukadir est médiocre, elle présente des teneurs en nitrates très élevées, dépassant ainsi les normes de potabilité (50 mg/l) (Bouchenouk, 2013). Le problème est qu'une connectivité existe entre les nappes alluviales et l'aquifère profond carbonaté. Elle est assurée, d'une part, par le contact direct entre les deux aquifères dans la zone de piedmont en l'absence d'aquiclude et d'autre part, par la zone de faille de Relizane fortement karstifiée. Ainsi plus au sud-ouest, au niveau de la Merdja, l'étude de la retenue d'eau a montré une recharge mutuelle entre les aquifères carbonatés et alluviaux (BURGEAP, 2004).

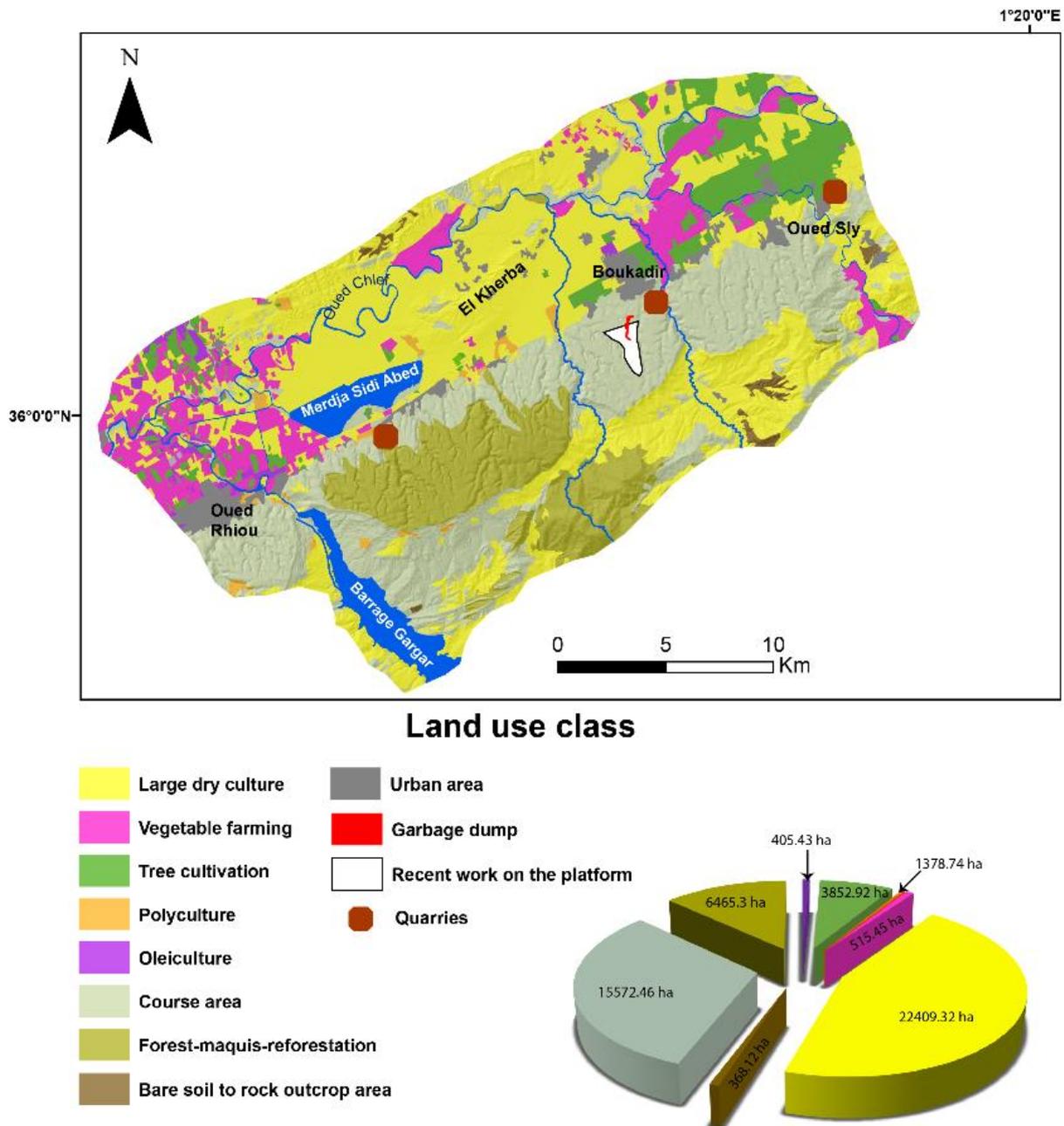


Figure 4.12. Carte d'occupation du sol de la zone d'étude. Données du INSID (2011).

Une autre source de pollution est liée aux énormes carrières implantées sur le piedmont carbonaté. Elles défigurent le paysage karstique, comme dans beaucoup d'autres régions karstiques en Algérie (Collignon, 2022). On note également la présence d'une décharge clandestine à grande échelle : ~12 ha (Fig. 4.12) et plus récemment dans cette zone polluée un immense chantier a partiellement décapé la partie superficielle de la carapace calcaire (Fig. 4.13), ce qui favorise l'infiltration dans cette zone particulièrement vulnérable à la pollution.

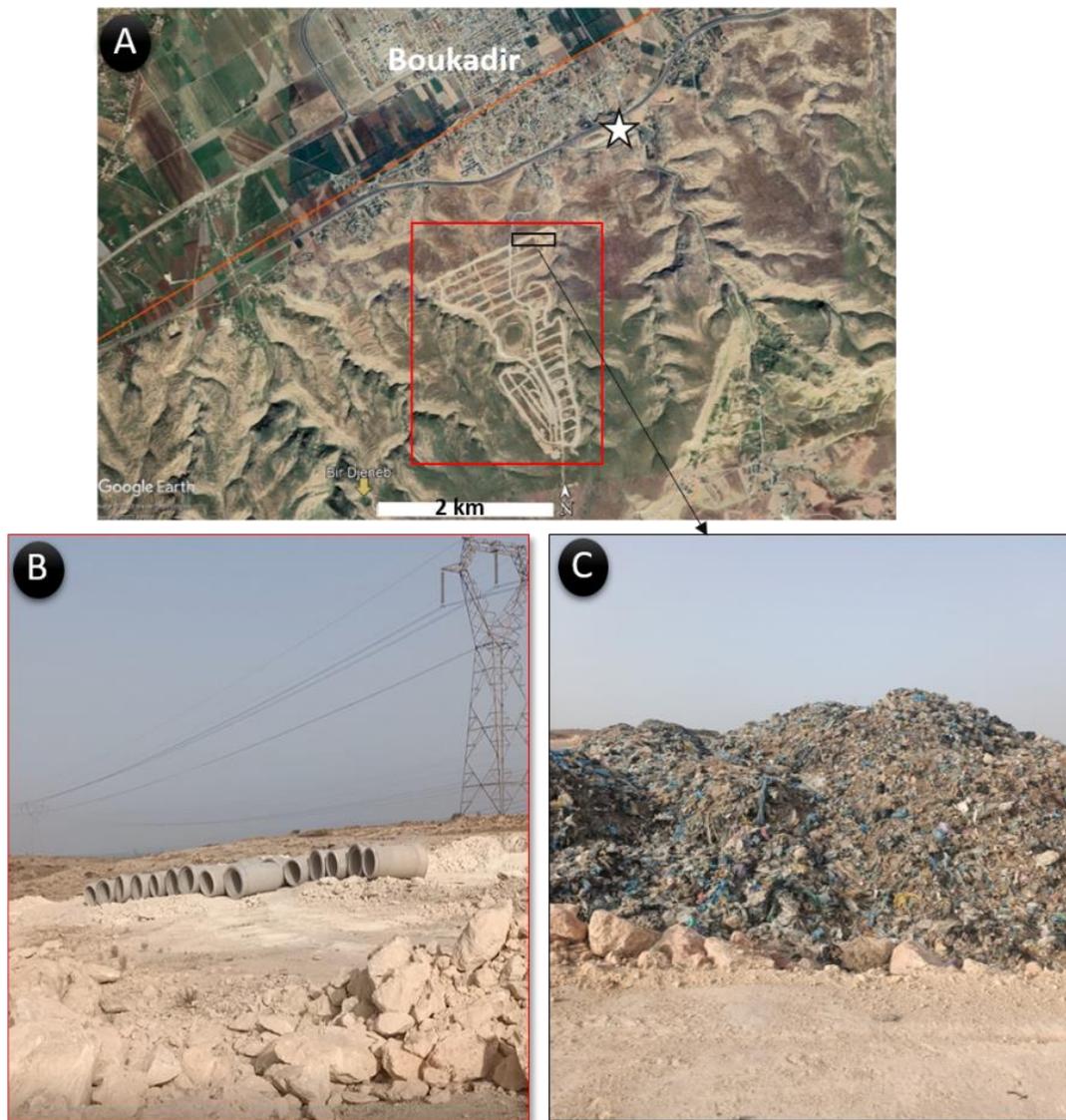


Figure 4.13. A- Image Google Earth de la décharge clandestine et des travaux sur la plateforme carbonatée au sud de la ville de Boukadir. B- Photo de la décharge clandestine. C- Photo des travaux sur la plateforme carbonatée. L'étoile blanche représente la carrière de Boukadir (fig. 4.12).

6.4. Influence de l'hydrogéologie régionale

La vallée du Chélif est caractérisée par la présence d'un aquifère généralisé dans les terrains quaternaires, coincé entre le relief formé par les calcaires (au sud-est) et l'anticlinal d'El Kherba, situé au nord de la faille de Relizane.

Les cartes piézométriques à l'échelle régionales à différentes échelles analysées sont celles de Bettahar *et al.* (2009), Madene *et al.* (2022) et de Hannia *et al.* (2022). Elles montrent deux mécanismes hydrogéologiques distincts de cet aquifère : (1) un écoulement généralisé dans le remplissage quaternaire, de direction nord-est vers le sud-ouest, avec une pente moyenne de l'ordre de 1 % proche de la pente topographique et (2) une alimentation latérale de cet aquifère

par les calcaires du Miocène, du sud-est vers le nord-ouest, qui se manifeste par des pentes piézométriques plus fortes au pied du relief (situation similaire dans la zone d'étude). Ces écoulements sont systématiquement interrompus au niveau de l'anticlinal d'El Kherba et le chevauchement de Boukadir marquant une discontinuité hydrogéologique majeure. Cette discontinuité est liée à la présence de l'épaisse couche de limons imperméables au-dessus des marnes zancléennes, qui s'étendent depuis la surface jusqu'à 365 m de profondeur (Fig. 4.6 ; forage kh3) et bloquent ainsi tous les écoulements souterrains vers le nord.

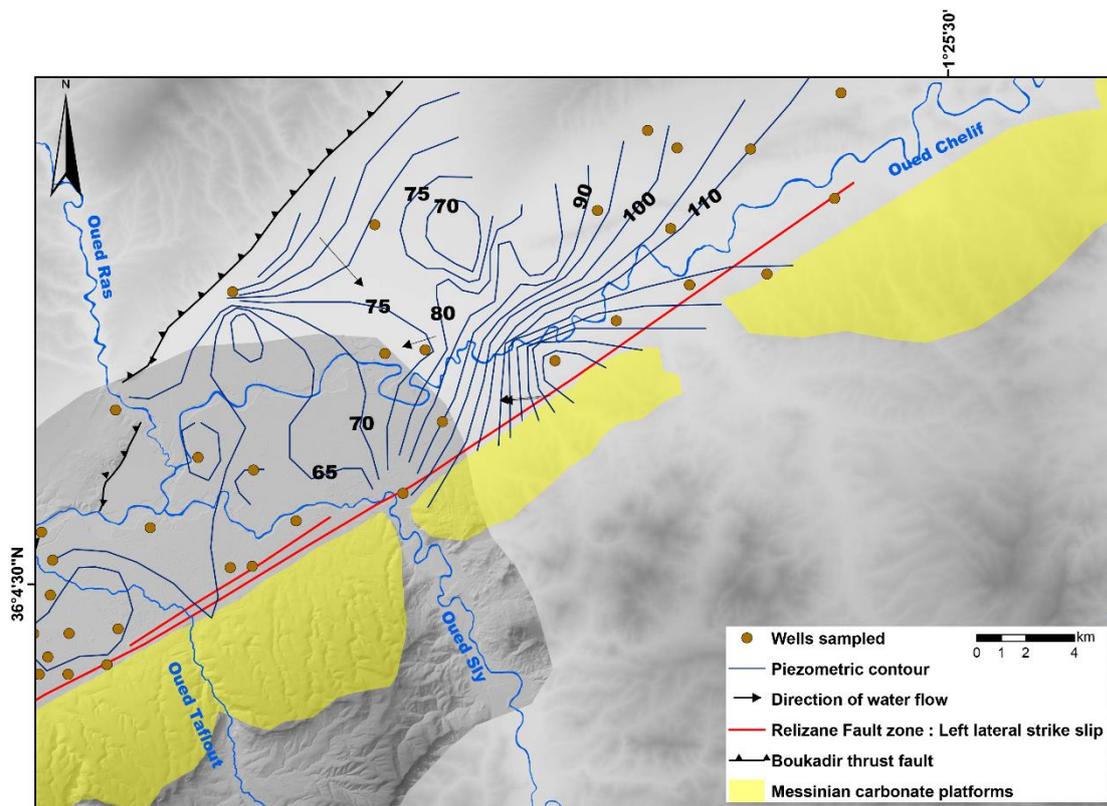


Figure 4.14. Carte piézométrique régionale, avril 2004, modifiée depuis Bettahar *et al.* (2009).

La carte piézométrique de Bettahar *et al.* (2009) établie pour le mois d'avril 2004 (Fig. 4.14) montre un fort gradient hydraulique (1.7 %) et des courbes isopièzes resserrées au nord de la faille de Relizane, indiquant des zones à forte conductivité hydraulique à l'ouest de l'Oued Sly, tout comme on l'a observé sur la carte d'Achou et Habibi (1989) de la figure 4.10 analysée précédemment. On constate également des courbes fermées au centre de la plaine, au nord des villes de Chlef et d'Oued Sly ainsi qu'au sud de la faille inverse de Boukadir. Ces dépressions piézométriques peuvent correspondre soit à des zones de prélèvement intenses (forages) ou à un soutirage par un karst profond. On note aussi une alimentation à partir des bordures nord vers la plaine probablement en lien avec les grès astiens, un autre aquifère majeur, affleurant

sur cette zone (Achour *et al.*, 1998). Ceci est aussi visible sur les cartes piézométriques de Madene *et al.* (2022) (annexe. C) établie sur les mesures piézométriques en juin 2022, c'est-à-dire en période de basses eaux, et de Hannia *et al.*, (2022) (annexe. D) aussi établie en période de basses eaux, en 2019. D'après les auteurs de ces cartes piézométriques, les zones absorbantes observées au nord de l'Oued Sly, à l'est de l'oued Ras sont dues à l'effet de pompages intensifs à des fins agricoles.

7. Conclusion

L'ensemble des données des forages et des profils géoélectriques analysés nous a permis de révéler la géométrie de la plateforme carbonatée sous couverture de Boukadir. La plateforme carbonatée est d'épaisseur variable. Cette variation est liée à des épaisseurs différentes des marnes bleues tortono-messiniennes sous-jacentes. Ces variations d'épaisseur sont liées à la compaction différentielle des marnes bleues, entraînant une modification de la géométrie des dépôts carbonatés, et en particulier un approfondissement du toit des carbonates au sud de l'anticlinal d'El Kherba. Une autre caractéristique est l'extension très limitée de la plateforme sous la couverture du Plio-Quaternaire. En effet, au sud-est de l'anticlinal d'El Kherba, elle se poursuit sur plus de ~3 km depuis le piedmont, et devient plus marneuse vers le nord. Au sud-ouest de l'anticlinal, depuis la Merdja jusqu'à la limite ouest de la zone d'étude, la plateforme est absente.

Nous interprétons cette disparition comme liée à la présence d'une faille normale active durant le dépôt des marnes bleues tortono-messiniennes, et au niveau de laquelle il y a une forte discontinuité dans les vitesses de subsidence. Nous avons aussi (1) reconstitué les caractéristiques de la couverture sus-jacente plio-quaternaire, (2) proposé une évolution paléogéographique cohérente mettant en évidence l'importance de la faille inverse de Boukadir qui partitionne la partie orientale du bassin du Chéelif en deux et qui est associé à une sédimentation continentale limoneuse, et (3) montré comment la couverture influence aussi l'hydrogéologie locale et régionale.

Finalement, ce travail nous permet de délimiter les aléas et risques karstiques dans la région. L'aléa d'effondrement karstique est ainsi limité à la zone restreinte de ~1.5 km de large et ~9 km de long entre Oued Sly et Boukadir, où sont localisées deux anomalies détectées par microgravimétrie. Un autre risque karstique affectant la plateforme est le risque de pollution depuis la nappe alluviale ayant de forte teneur en nitrates due à l'activité agricole intensive de la partie orientale de la zone d'étude et depuis la décharge illégale d'ordures sur la plateforme

carbonatée. L'infiltration des eaux polluées est favorisée par l'ablation de la calcrète indurée par les travaux et les carrières localisée sur la plateforme, et par les échanges d'eau souterraine entre la nappe alluvionnaire et l'aquifère carbonaté. L'aléa d'effondrement karstique et le risque de pollution de la nappe associés sont accentués localement par la zone de la faille de Relizane, qui favorise la karstification et se comporte comme des conduits pour le transfert des eaux souterraines.

Afin d'aller plus loin dans la compréhension de la sédimentation récente du bassin du Chéelif, il serait tout d'abord intéressant de mieux définir chronologiquement le Plio-Quaternaire continental du bassin du Chéelif. A l'heure actuelle, peu de datations existes, à savoir les datations macro et micro fossiles de Meghraoui (1982) et isotopiques (Meghraoui *et al.*, 1988 ; 2022) dans la plaine de l'Oued el Fodda et enfin celle de la séquence datée est celle du bassin de Beni Fouda en Algérie (Duval *et al.*, 2021) en lien avec le site archéologique de l'Oued Boucherit (prés de Sétif), localisé à ~375 km à l'est du bassin du Chéelif. Il conviendrait également de collecter des descriptions lithologiques beaucoup plus détaillées des forages utilisés. Actuellement, la description des coupes est extrêmement sommaire et d'une qualité variable suivant le professionnel effectuant la description. Un meilleur protocole permettrait d'exploiter de manière plus adéquate ces données, et donc de mieux expliquer les différents milieux de dépôts du Plio-Quaternaire, la reconstitution paléogéographique mais aussi le risque karstique et l'hydrogéologie de la région.

Le karst du piedmont : importance des changements du niveau de base en lien avec la tectonique au cours du temps concernant la localisation des conduits karstiques dans le massif.

L'objectif de ce chapitre est de caractériser la géomorphologie de la plateforme carbonatée et son réseau de drainage pour mieux comprendre sa karstification (localisation des abris sous roche). En particulier, nous évaluons les facteurs prédominants dans le contrôle de la morphologie tels que les changements du niveau de base d'origine climatique et la tectonique. Tous les résultats obtenus feront l'objet d'une publication dans Geomorphology.

Résumé : L'analyse morphométrique du réseau de drainage révèle des anomalies et des morphologies résultant de l'instabilité des systèmes de drainage et des processus de déformation résultant et s'exprimant à travers (1) une inclinaison variable de la plateforme et (2) la présence de « knickpoints » et de convexités dans les profils de rivières. Ces anomalies sont particulièrement prononcées à l'ouest où les « knickpoints » sont plus nombreux et les incisions plus profondes. La partie supérieure de la plateforme est caractérisée par des vallées dépourvues de têtes de bassin et couvertes d'un sol rouge-brun témoignant du développement antérieur d'un sol aujourd'hui érodé en aval, montrant une évolution géomorphologique complexe de la plateforme. Deux causes possibles sont attribuées à la genèse des « knickpoints » : la tectonique compressive caractérisant le nord de l'Afrique, et l'eustatisme avec en particulier la crise de salinité messinienne. L'origine du tilt peut aussi être liée à la compaction différentielle des marnes et leur fluage ou à une propagation récente du chevauchement de Boukadir dans la plateforme.

1. Introduction

L'évolution des reliefs au cours du temps est directement liée à l'évolution des réseaux de drainage et leur incision (Burbank et Anderson, 2001 ; Moussirou, 2017). L'incision d'une rivière est un processus résultant de différents facteurs : des facteurs externes comme le climat, la lithologie, la tectonique ou encore l'isostasie, et des facteurs internes liés à la dynamique intrinsèque de la rivière (e. g. Attal *et al.*, 2008 ; Daniels, 2008 ; Vandenberghe, 2003). Le réseau de drainage, au cours du temps, évolue en fonctions de ces facteurs pour atteindre un état d'équilibre (Howard, 1965). Ainsi, le fait de trouver ou non des marqueurs de l'évolution des reliefs dépend du temps et de la vitesse de réponse du système. Les rivières, qui sont des systèmes très dynamiques, sont aussi des acteurs particulièrement importants de l'enregistrement de la déformation (Kirby et Whipple, 2012). Notre étude va porter, en premier lieu, sur le réseau de drainage et en particulier sur les profils longitudinaux des rivières pour reconstituer l'évolution du réseau en lien avec les changements du niveau de base induits potentiellement par la tectonique. Au sein de ces profils, des indices de perturbations externes et les situations de déséquilibre sont facilement détectées via la présence de ruptures de pente (Knickpoint) et ils peuvent être interprétés comme un signal tectonique, lithologique ou climatique (e. g. Whipple et Tucker, 1999 ; Montgomery et Brandon, 2002 ; Crosby et Whipple, 2006 ; Wobus *et al.*, 2006 ; Kirby et Whipple, 2012). En second lieu, nous utiliserons cette reconstitution pour mieux comprendre la géomorphologie du massif carbonaté et sa karstification. L'évolution de l'endokarst dépend souvent de changements dans le niveau de

base, donc est en lien direct avec le réseau de drainage (Ford et Williams, 2007 ; Fleury *et al.*, 2007, Pavano *et al.*, 2022). Comprendre donc l'évolution de ce réseau permet de mettre en lumière la genèse des épisodes de karstification. L'étude des processus karstiques est généralement basée sur la datation des sédiments de remplissage et des spéléothèmes dans les grottes et les conduits karstiques (White, 1988 ; Ford et Williams, 1989 ; Geyh et Schleicher, 1990 ; Colman et Pierce, 2000 ; Dumitru, 2000 ; Forman *et al.*, 2000 ; Noller *et al.*, 2000 ; Bosak, 2002 ; Meyer *et al.*, 2011 ; Szanyi *et al.*, 2012 ; Audra et Palmer, 2013 ; Hauselmann *et al.*, 2015 ; Columbu *et al.*, 2017 ; Engel *et al.*, 2020 ; Dumitru *et al.*, 2021). En ce qui concerne les systèmes karstiques dépourvus de contraintes géochronologiques directes, une étude basée sur le système de drainage fluvial, via les profils longitudinaux, peut être réalisée (Hromas, 1968 ; Harmand *et al.*, 2017 ; Pavano *et al.*, 2022). Cependant, l'interprétation de ces profils peut souvent être influencée par d'autres facteurs régissant l'évolution des réseaux de chenaux (Dunne, 1980 ; Dunne, 1990 ; Schorghofer *et al.*, 2004 ; Anthony et Granger, 2007 ; Woodside *et al.*, 2015 ; Francis *et al.*, 2018).

Le réseau de drainage étudié incise la plateforme carbonatée messinienne de Boukadir, dans le piedmont nord de l'Ouarsenis. Elle se situe en bordure du bassin du Chéelif où la tectonique compressive est prédominante (Meghraoui, 1988 ; Meghraoui *et al.*, 1996 ; Yelles-Chaouche *et al.*, 2006 ; Aïfa et Zaagane, 2015). Les formations géologiques de la région sont recoupées par la faille décrochante de Relizane et la faille inverse de Boukadir (Meghraoui, 1988 ; Meghraoui *et al.*, 1996). Cette plateforme a une forme de dalle faiblement inclinée vers le nord, d'épaisseur variable avec un faible pendage. Elle se termine brusquement vers le sud-est par un escarpement quasi vertical formant le front d'une cuesta. Elle est composée de deux unités carbonatées bioclastiques du Messinien à faible pendage (Neurdin- Trescartes, 1992 ; Moulana *et al.*, 2021). Ces unités reposent sur une épaisseur variable de marnes bleues du Tortono-Messinien induisant une déformation variable par compaction de la plateforme (chapitre 3). On note la présence d'un niveau de calcrète couvrant les unités carbonatées (Moulana *et al.*, 2022).

L'étude de Moulana *et al.* (2022) a permis une première évaluation de la karstification de cette plateforme. Un premier point est que la crise de salinité messinienne (5.97–5.33 Ma) a conduit à la formation d'un paléokarst profond au niveau des principales rivières (Oueds Sly, Taflout, Touchait et Rhiou) qui traversent la plateforme, où des incisions de plus de 100 m de profondeur ont été mises en évidence. Cependant très peu de grottes dans le piedmont sont documentées. Un second point est que le karst de surface (exokarst) se caractérise par un nombre important de conduits de dissolution « solution pipes » et surtout d'abris sous roche « shelter caves » de

taille métrique disposés en gradins comme des terrasses. Notre compréhension sur l'origine et la genèse de ces abris sous roche est partielle.

Les « shelter caves » de taille métrique, sont présents dans pratiquement tous les flancs des vallées et sont disposés en gradin (marche d'escalier). Nous avons attribué dans le chapitre 2, leur morphologie liée à l'incision de la rivière, certains marquant des paléo-niveaux de rivières et d'autres des paléo-niveaux de base d'écoulement dans l'endokarst. Dans ce dernier cas, elles correspondraient soit à des vestiges d'anciennes grottes mis à l'affleurement par des processus de surface, soit des résurgences perchées (Fig. 5.1) et asséchées suite à l'incision des vallées fluviales, l'abaissement de la nappe phréatique et le soulèvement de la plateforme au cours du Plio-Quaternaire induit par le mouvement transpressif (Meghraoui, 1988).



Figure 5.1. Image « Google Earth » montrant un « shelter cave » correspondant à une paléo-résurgence (marque rose) et un « knickpoint » de catégorie 1 séparant un affluent perché en hauteur pour se connecter à la rivière Touchait (flèche rouge).

Finalement, cette zone karstique est atypique en raison de la présence d'un réseau hydrographique de surface bien développé impliquant l'existence d'importants écoulements de surface récurrents et de flux concentrés. La forte densité de drainage observée est liée à la couche de calcrète de 4 - 5 m d'épaisseur qui diminue l'infiltration et conduit à une réduction de la dissolution dans le massif.

La présence de cette calcrète associée à la faible pluviométrie fait que le karst actuel de Boukadir est peu actif avec une faible infiltration limitée aux fractures existantes, même s'il a pu y avoir une activité karstique plus importante dans le passé comme en témoignent les grottes de la région étudiées par Birebent, 1947.

Dans cette étude, on cherche à approfondir notre compréhension de la karstification dans le piedmont afin d'expliquer la localisation des abris sous roche « shelter caves » et des grottes de la région en fonction de l'évolution du niveau de base et de l'incision au cours du temps, en caractérisant la morphologie de la plateforme et son incision par le réseau hydrographique.

2. Méthodologie

Pour répondre à cette problématique, plusieurs données sont exploitées. Nous effectuons deux types d'analyses, à savoir, (1) l'analyse morphologique, basée essentiellement sur les images satellitaires (Google Earth) et sur les données du modèle numérique de terrain et (2) l'analyse morphométrique basée sur un modèle numérique de terrain.

Les images satellitaires (Google Earth) sont utilisées pour extraire les informations sur deux principales morphologies de surface observées, les « wind gaps » (vallées asséchées) à l'arrière de la plateforme et les nombreux shelter caves et grottes présents dans les vallées de la plateforme.

L'ensemble des analyses morphologiques et morphométriques sont réalisées à partir de modèles numériques de terrain (TanDEM-X) du service de DLR – DFD avec une résolution de 12.5 m. Tout au long de ce travail, nous nous focalisons uniquement sur la partie sud de la zone d'étude, c'est-à-dire sur la plateforme carbonatée.

Le modèle numérique de terrain nous a permis d'extraire diverses caractéristiques de la topographie, telles les pentes ou des « swath profiles », ainsi que les caractéristiques du réseau de drainage, comme les bassins versants, les knickpoints, l'indice de sinuosité des chenaux. Pour l'ensemble des paramètres décrivant la dynamique d'un cours d'eau, l'existence du chenal est considérée pour une aire drainée supérieure à 1000 m², cette valeur bien qu'étant faible, semble appropriée à notre terrain car on discerne bien un chenal marqué très haut dans les bassins versants.

Les « swath profiles », réalisés le long de la plateforme, depuis l'est jusqu'à l'ouest, font partie intégrante de toute analyse du terrain et du paysage (Fielding et al., 1994 ; Lave et Avouac, 2000 ; D'Agostino *et al.*, 2001 ; Riquelme *et al.*, 2003 ; Molin *et al.*, 2004, 2012 ; Grohmann,

2005 ; Bookhagen et Burbank, 2006 ; Azañón *et al.*, 2015 ; Pérez-Peña *et al.*, 2017). Ils sont construits en projetant des profils topographiques équidistants à l'intérieur d'une bande de largeur variable (Baulig, 1926 ; Tricart & Cailleux, 1958 ; D'Agostino *et al.*, 2001 ; Fielding *et al.*, 1994). Ils fournissent une vue générale de la topographie des dépôts carbonatés, avec les potentiels changements de pente, et ont été largement utilisés pour caractériser les morphologies à l'échelle régionale (D'Agostino *et al.*, 2001 ; Riquelme *et al.*, 2003 ; Grohmann, 2005 ; Molin *et al.*, 2004, 2012 ; Scotti *et al.*, 2014 ; Azañón *et al.*, 2015). Un total de onze profils topographiques ont été dessinés sur le logiciel QGIS (Fig. 5. 2) et extraits à l'aide d'un code Python (Coudurier Curveur, 2012 ; Armijo *et al.*, 2015). Des « swath profiles » orientés est-ouest sont également réalisés afin de donner un aperçu sur la variation topographique latérale (Fig. 5.6)

Les bassins versants ainsi que le réseau de drainage de la plateforme sont extraits via QGIS.

L'indice de sinuosité des rivières est calculé pour l'ensemble du réseau de drainage sur des segments de 2 km (ceci étant une valeur maximale puisque chaque confluence définit également une limite de segment), en suivant l'équation :

$$S = L_{ch}/L_v$$

où L_{ch} est la longueur du chenal et L_v la longueur de la vallée associée.

L'analyse morphométrique est un ensemble de mesures qui permet une caractérisation quantitative de la morphologie du bassin en identifiant les stades d'évolution du bassin et les zones d'érosion localisée en fonction du gradient des cours d'eau le long des profils (Jaiswara *et al.*, 2020) et d'évolution d'une rivière (Keller et Pinter, 2002 ; Burbank et Anderson, 2011). Il s'agit ici d'effectuer des mesures pour extraire des données relatives à l'élévation, à la pente de la rivière, à l'indice de pente normalisé du canal (k_{sn}) (Flint, 1974, Wobus *et al.*, 2006), et à la zone de drainage d'élévation afin d'identifier les points d'inflexion ou concavités à l'aide de l'approche intégrale ou « chi plot » en mesurant le gradient Chi (χ) et en analysant les profils longitudinaux (χ / elevation).

L'analyse morphométrique des profils de rivières se base sur la loi de puissance entre la pente locale de la rivière S et l'aire drainée en amont A , mis en évidence par Hack (1957) :

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (1)$$

avec θ (nombre sans unité), l'indice de concavité « concavity index », fonction des processus d'érosion et de transport défini par Flint en 1974 ; et k_s ($L^{2\theta}$) l'indice de pente « steepness index

» qui est fonction de la tectonique et de la résistance du substratum à l'érosion (Snyder *et al.*, 2000). Cet indice permet d'évaluer la sensibilité des pentes aux variations des taux de surrection tectonique (Moussirou, 2017).

La valeur de k est fortement dépendante de l'indice de concavité qui peut être impacté par de faibles variations internes au bassin versant, c'est pourquoi afin de comparer différents bassins versant d'une même région on va utiliser le k_{sn} ou indice de pente de normalisé (Kirby et Whipple, 2001, 2003, 2012 ; Snyder *et al.*, 2003 ; Wobus *et al.*, 2006, Dibiase *et al.*, 2010). Mesurer le k_{sn} , revient à normaliser l'équation (1) via l'utilisation d'une concavité de référence (θ_{ref}) afin de corréliser les bassins versants de formes et de tailles variées (Wobus *et al.*, 2006). θ_{ref} correspond à la concavité régionale observée dans les chenaux non perturbés par les signaux tectoniques (Wobus *et al.*, 2006). Le k_{sn} est mesuré selon l'équation suivante :

$$S = k_{sn}A^{-\theta_{ref}} \quad (2)$$

L'indice de concavité de référence (θ_{ref}) se situe généralement entre 0,3 et 0,6 (Whipple, 2004 ; Wobus *et al.*, 2006 ; Harkins *et al.*, 2007 ; Kirby et Whipple, 2012 ; Lague, 2014), des valeurs de θ_{ref} pouvant aller jusqu'à 1,1 ont déjà été mesurées (Sklar et Dietrich, 1998, Tucker et Whipple 2002). Il dépend de la lithologie, climat (érosion) et de l'uplift régionaux. La valeur du θ_{ref} utilisé ici est : 0.6511, elle a été déterminée grâce aux bassins à l'équilibre, c'est à dire dont la pente obéit à l'équation (1). La concavité de référence (θ_{ref}) du chenal à plusieurs localités peut être calculée en faisant la moyenne des concavités observées (Ahmed *et al.*, 2019). La valeur de θ retenue est celle dont l'évolution est la plus proche d'une droite. Un autre critère de sélection pour la valeur de θ est qu'au sein d'un même bassin versant pour la meilleure valeur de θ , les différents affluents doivent avoir des courbes de χ colinéaires (Mudd *et al.*, 2014 ; Royden et Perron, 2013). L'ensemble des calculs sont réalisés sur Matlab. L'homogénéité dans les valeurs de k_{sn} des bassins versants d'une zone d'étude traduit un équilibre de la zone (Ouimet *et al.*, 2009, Whittaker, 2012). Cet indice révèle également le degré d'uplift (DiBiase *et al.*, 2010, Kirby et Whipple, 2012).

Le Chi (χ) est un paramètre géomorphologique défini par Perron et Royden (2013) , Mudd *et al.* (2014) et Willett *et al.* (2014). Ce paramètre est utilisé dans l'analyse des profils longitudinaux de rivière pour éviter les erreurs de calculs du paramètre (θ), induites par l'utilisation des courbes pente/aire-drainée. En effet, ces courbes sont issues des données de pentes extraites de MNT pas toujours de bonne précision (Lague *et al.*, 2003 ; Perron et Royden, 2013 ; Wobus *et al.*, 2006). L'utilisation de ce paramètre permet une extraction des données de

la rivière principale et de ses affluents, et par conséquent d'en déduire son évolution en suivant la migration des lignes de partage des eaux (e.g Willett *et al.*, 2014).

La formule du χ (Chi) est la suivante :

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^{\frac{m}{n}} dx$$

avec A_0 , la zone de drainage de référence et $m/n = \theta$, la concavité (Willett *et al.*, 2014). Lors du calcul de χ , nous avons utilisé la valeur de θ_{ref} calculé pour la région.

Le Chi (χ) et l'indice de pente (k_{sn}) font partie des mesures préliminaires utilisées pour toute analyse morphométrique (Strahler, 1952 ; Schumm, 1956 ; Hack, 1973).

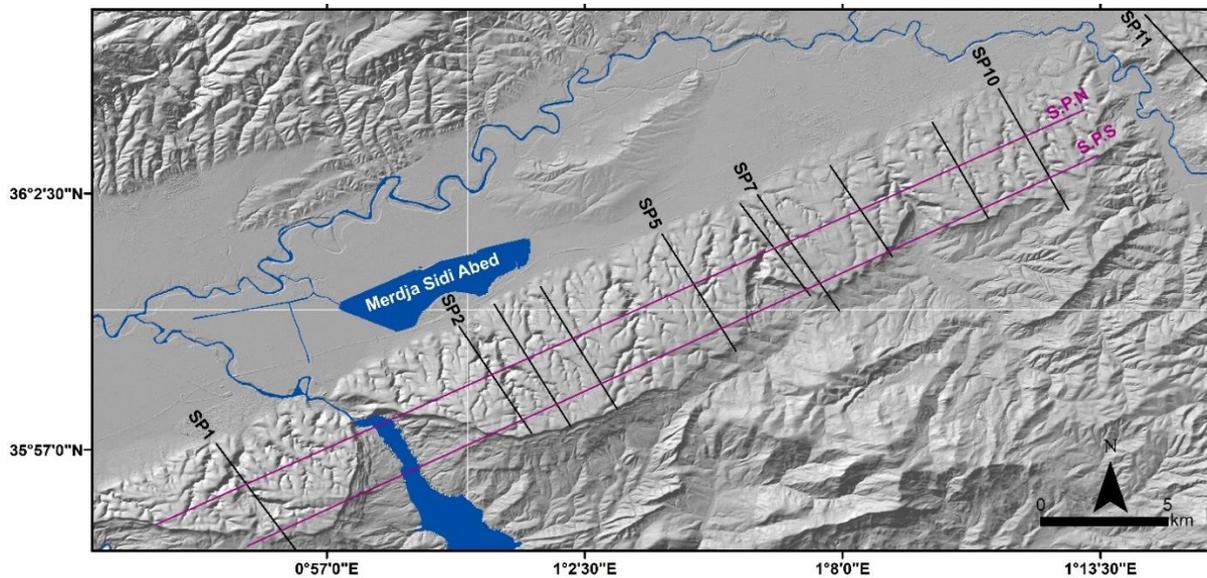


Figure 5.2. Localisation des « Swath profiles » réalisés et exploités dans cette étude, avec en fond la topographie ombrée utilisée.

Nous traitons ensuite les données à l'aide du logiciel MATLAB avec Topo Toolbox, qui offre la possibilité de calculer les k_{sn} , d'identifier les knickpoints et la dynamique des bassins versants grâce à l'analyse Chi (χ) (Schwanghart et Scherler *et al.*, 2017). Il est important de signaler qu'initialement, les scripts utilisés pour effectuer ces analyses dans Topo Toolbox, ont été établis pour des rivières à substrat rocheux donc peu perméable. Les relations établies dans la littérature pour les calculs du k_{sn} et du χ ne sont pas a priori valables dans le cas d'une roche karstifiée très perméable, caractérisée par une forte infiltration et un ruissellement réduit. Cependant, dans notre cas d'étude, la présence de la calcrète couvrant toute la plateforme réduit

la perméabilité en surface et favorise le ruissellement. Nous considérons qu'elle permet l'utilisation de ces formules (1) et (2), car elle correspond à un substrat rocheux faiblement perméable.

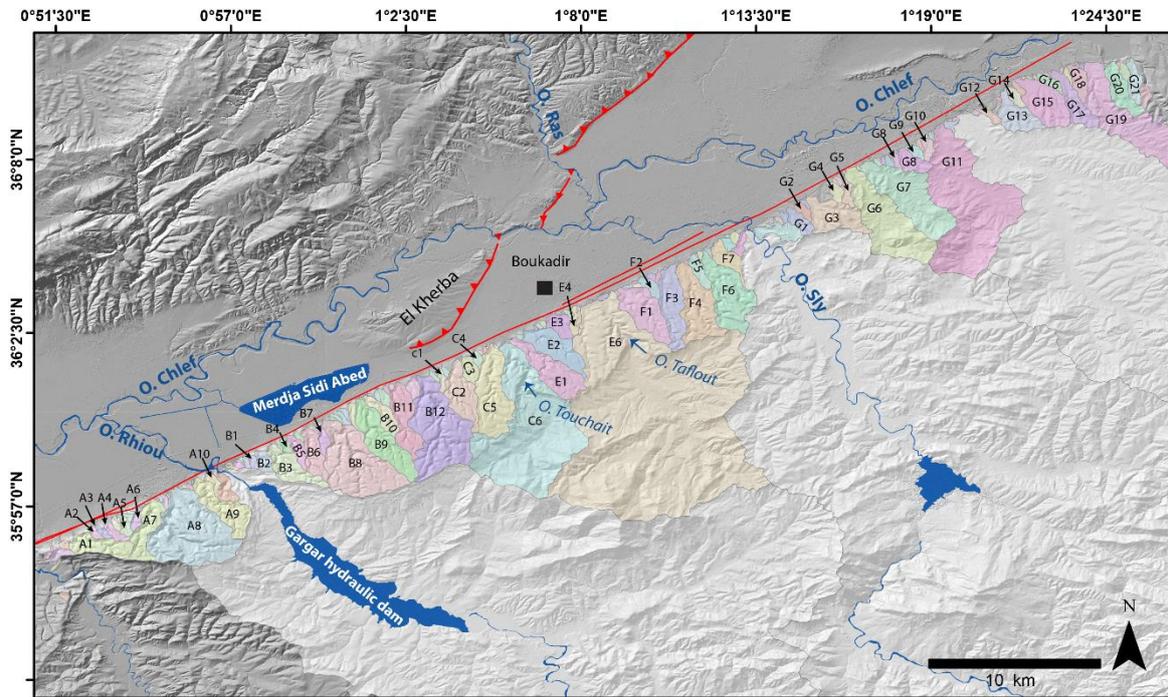


Figure 5.3. Carte des bassins versants étudiés sur la topographie ombrée du TanDEM-X.. Les failles de Relizane et de Boukadir ainsi que les rivières du Chéelif, de l'Oued Rhiou et de l'Oued Sly sont représentées.

3. Résultats et interprétation

3.1. Morphologie générale de la plateforme

L'étude morphologique de la plateforme carbonatée de Boukadir nous permet d'examiner en détail l'état actuel de la déformation et l'évolution du relief qu'elle forme. Nos analyses montrent une morphologie de surface changeante d'est en ouest et du nord au sud.

A. Pente

Quatre classes de pentes ont été retenues dans la carte des pentes extraite du modèle numérique de terrain « TanDEM-X » (Fig. 5.4) : 0 à 3% ; 3 à 12% ; 12 à 21% et >21%. Les pentes les plus faibles couvrent la plaine, au centre du bassin. Tandis que les pentes les plus fortes (>12%) couvrent les reliefs avoisinants.

La carte des pentes montre bien la morphologie du bassin sédimentaire plat (0-3%) peu déformé au sein duquel s'impriment bien la faille chevauchante de Boukadir au nord et la faille de Relizane qui délimite le piedmont formé par la plateforme étudiée, au sud.

En ce qui concerne la plateforme carbonatée, elle forme une dalle d'une extension vers le sud variable allant d'un maximum de presque 5 km de long à l'est de l'Oued Rhiou, à un minimum de 2 km à l'est de l'Oued Sly. Cette dalle a une orientation NE-SO subparallèle à la faille de Relizane et un pendage NNW compris entre 3 et 12%. Elle est caractérisée par des pentes plus importantes au niveau des vallées (> 21%) montrant une forte incision et un réseau hydrographique très découpé. Les pentes correspondant à l'incision du réseau hydrographique sont plus marquées dans la partie ouest de la plateforme, où les vallées peuvent atteindre plus de 100 m de profondeur, tandis que dans la partie est de la plateforme, l'incision ne dépasse pas 50 m. Cette variation d'incision concorde avec la variation d'altitudes maximale de la dalle calcaire, qui sont plus élevées dans la partie ouest de la plateforme. En effet, à l'est du barrage Gargar le long de l'Oued Rhiou, l'altitude maximale de la plateforme est d'environ ~ 686 m et à l'est de l'Oued Tafout elle est d'environ ~ 381 m (Moulana *et al.*, 2021). La dalle calcaire se termine abruptement au sud, par une rupture de pente marquée formant une cuesta.

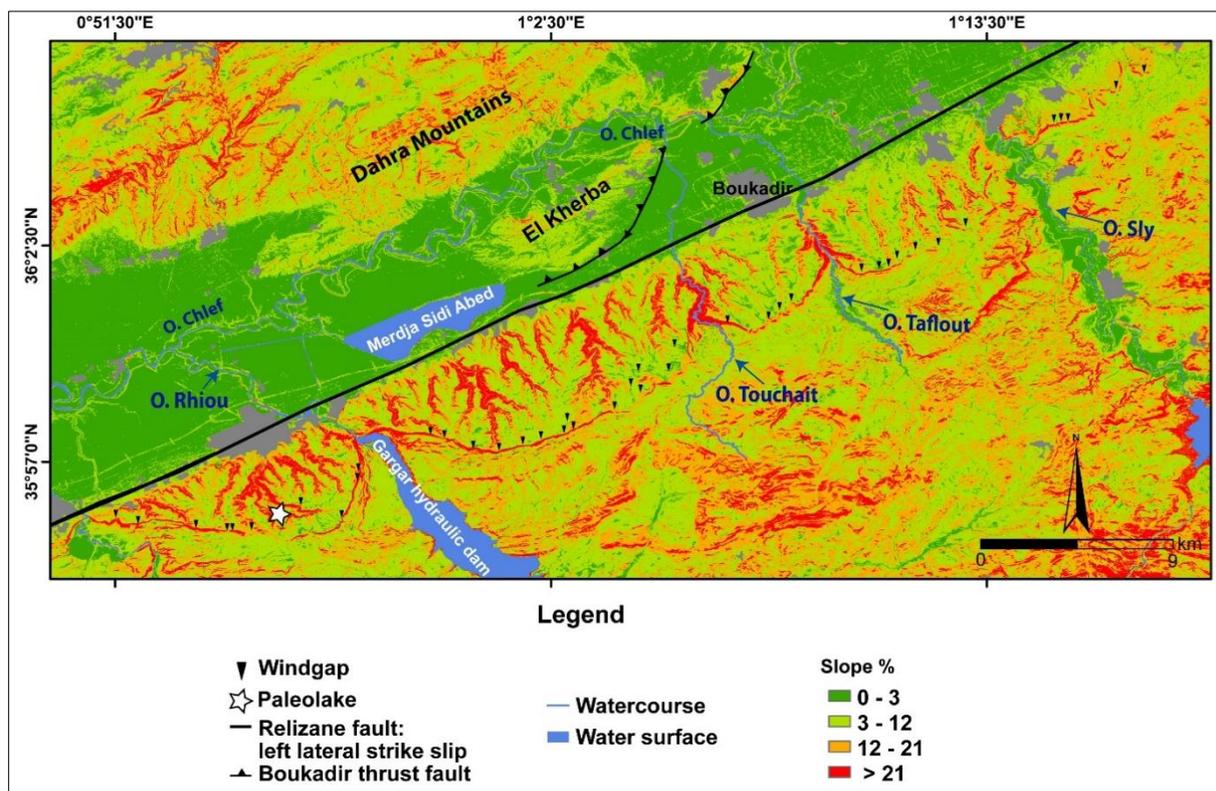


Figure 5.4. Classification des pentes effectuées avec localisation des principaux Oueds, des failles majeures de Boukadir et de Relizane, et des vallées sèches.

Les "swath profiles" réalisés perpendiculairement à la plateforme donnent des informations complémentaires sur la pente moyenne et la morphologie de la plateforme. L'ensemble de ces "swath profiles" montre une rupture de pente dans la partie supérieure. Cette rupture de pente,

marquée en rouge dans la figure. 5.5, est plus marquée dans la partie ouest. Elle divise la plateforme en deux parties, avec au sud, une pente d'environ 2 à 4°, plus faible que le pendage des couches et au nord, vers la plaine, une pente de 4 à 9° plus forte que le pendage des carbonates avec une incision plus importante comme mis en évidence le long des profils SP2. La partie supérieure de la plateforme peut être si faible qu'un paléo-lac perché s'est ainsi formé au SW du barrage de Gargar (Fig. 5.5). Elle est aussi fortement faillée (voir chapitres 1 et 2). Cette rupture de pente est moins marquée à l'est de la zone, à partir de l'Oued Taflout (SP 10 et 11 de la figure 5.5) et est sub-parallèle à la faille de Relizane et localisée 2 à 2,5 km plus au SSE. On suppose que le changement de pente est un paramètre présent depuis la formation de la plateforme, en lien avec les variations eustatiques au cours de son dépôt pendant le Messinien. Dans certains "swath profiles" comme le SP 2 et le SP 10 de la figure 5.5, des "knickpoints" sont également mis en évidence. La localisation de ces "knickpoints" est confirmée dans l'analyse morphométrique dans les paragraphes suivants qui discutent ce point. Les résultats obtenus confirment une morphologie 3D de la dalle carbonatée divisée en deux parties caractérisées par une augmentation de la pente vers la faille de Relizane et un plongement vers l'est-nord-est.

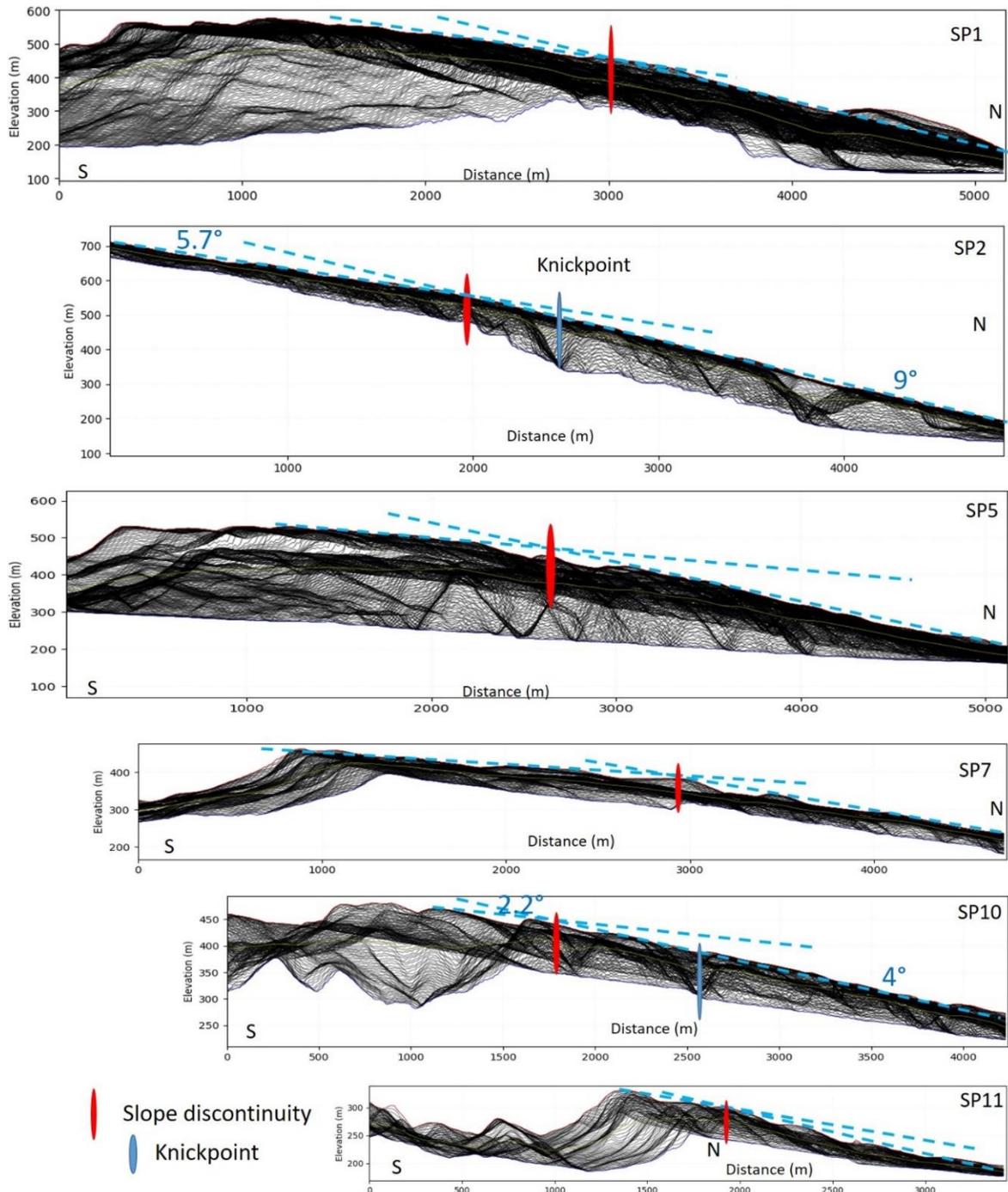


Figure 5.5. « Swath profiles » localisés dans la figure 5.2, obtenus à partir du MNT Tandem X d'après un échantillonnage effectué tous les 14 m dans un cadre limité à l'ouest par le trait de coupe marqué sur le MNT ayant une largeur variant entre 1500 m à l'ouest et 3000 m vers l'est de manière à couvrir la plus large zone possible dans cette partie plus faiblement incisée.

Des « swath profiles » orientés est-ouest ont également été réalisés afin de mieux contraindre la variation latérale de morphologie de la plateforme (Fig. 5.6). On remarque des changements graduels de la pente et de l'altitude de la plateforme sauf au niveau de l'oued Rhiou où l'on observe une discontinuité topographique suggérant l'occurrence d'une faille. L'existence de

cette faille d'orientation NNO-SSE a déjà été proposée par Meghraoui (1982) et dans les profils géoélectriques et de la carte magnétique dans la région de BURGEAP (2004).

Ces profils permettent de distinguer trois zones de plateforme, qui ont des caractéristiques homogènes : une zone à l'Est de l'Oued Touchait avec des altitudes plus faibles et assez homogène (autour de 400 m au niveau de la crête). Une zone centrale entre les Oueds Touchait et Rhiou où l'on observe les altitudes maximales de la plateforme, qui est la zone où l'on observe le plus de variations de pente et d'altitude. Enfin, une zone à l'ouest de l'Oued Rhiou, séparée du reste de la plateforme par une faille, mise en avant par le saut topographique de part et d'autre de l'Oued Rhiou.

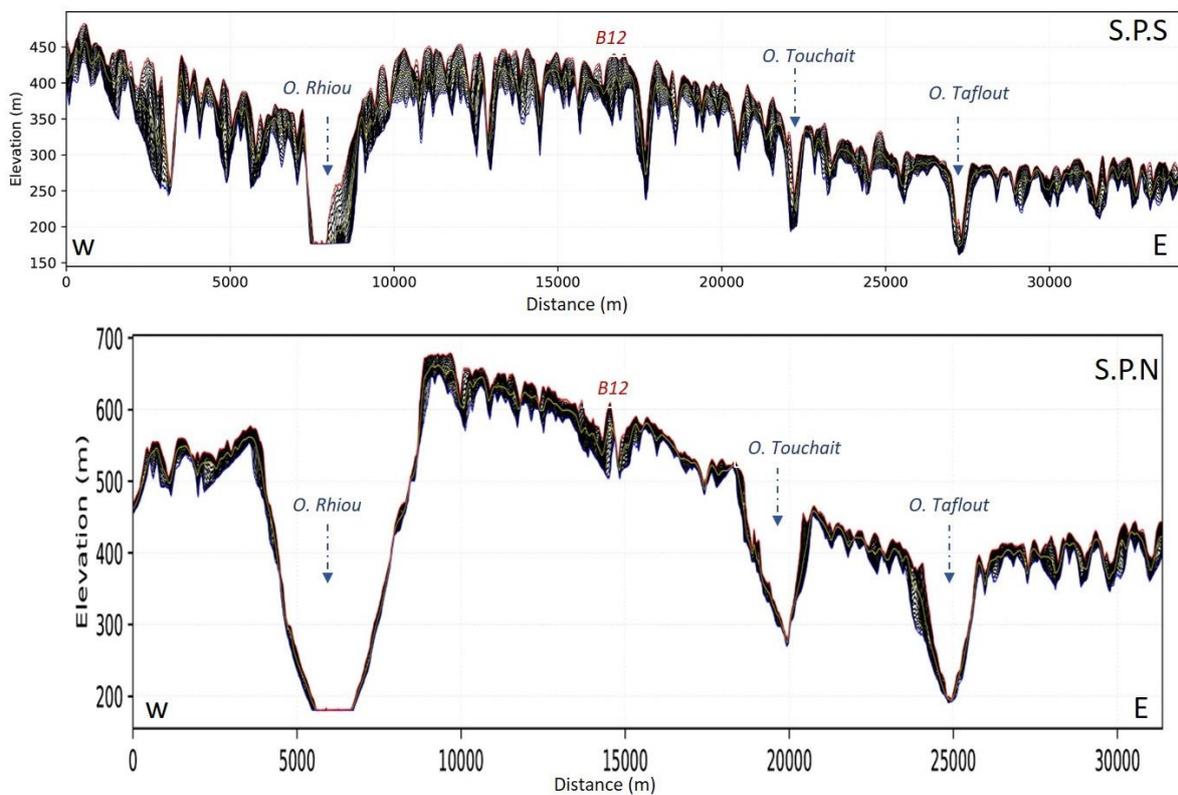


Figure 5.6. « Swath profiles » est-ouest localisés dans la figure 5.2, réalisés dans la partie sud de la plateforme (S.P.S) et à l'arrière de la plateforme au niveau de la crête (S.P.N) obtenus à partir du MNT Tandem X dans un cadre limité à l'ouest par le trait de coupe marqué sur le MNT ayant une largeur de 450 m vers le nord par rapport au trait de coupe, de manière à couvrir la plus large zone possible.

B. Morphologie de la crête

Une attention particulière est portée à la morphologie de l'arrière de la plate-forme carbonatée (au sud). La succession des formations géologiques montre des marnes grises-brunes du Langhien-Serravalien, suivies de barres gréseuses serravaliennes et ensuite des marnes bleues du Tortono-Messinien (Fig. 5.7). Ces unités géologiques sont surmontées par les deux unités

carbonatées messiniennes, d'épaisseur latérale et sud-nord variable, qui forment un escarpement ayant la morphologie d'une cuesta qui délimite la plateforme au sud. Vers l'est, l'altitude et l'amplitude de cet escarpement décroît fortement ainsi que l'épaisseur des marnes bleues tortono-messiniennes. Puis les carbonates reposent sur un substrat non marneux plus ancien.



Figure 5.7. Google Earth Image montrant la succession des formations géologiques à l'arrière de la plateforme, et la cartographie avec un trait blanc des sols rouges-bruns.

La cuesta de Boukadir est drainée par des rivières cataclinales (conséquentes) de direction NNO, conformes au pendage de la dalle carbonatée (Fig 5.8). Un autre écoulement se fait à contre-pendage, du nord vers le sud, ce sont des rivières anaclinales (obséquentes), qui ne drainent pas la plateforme.

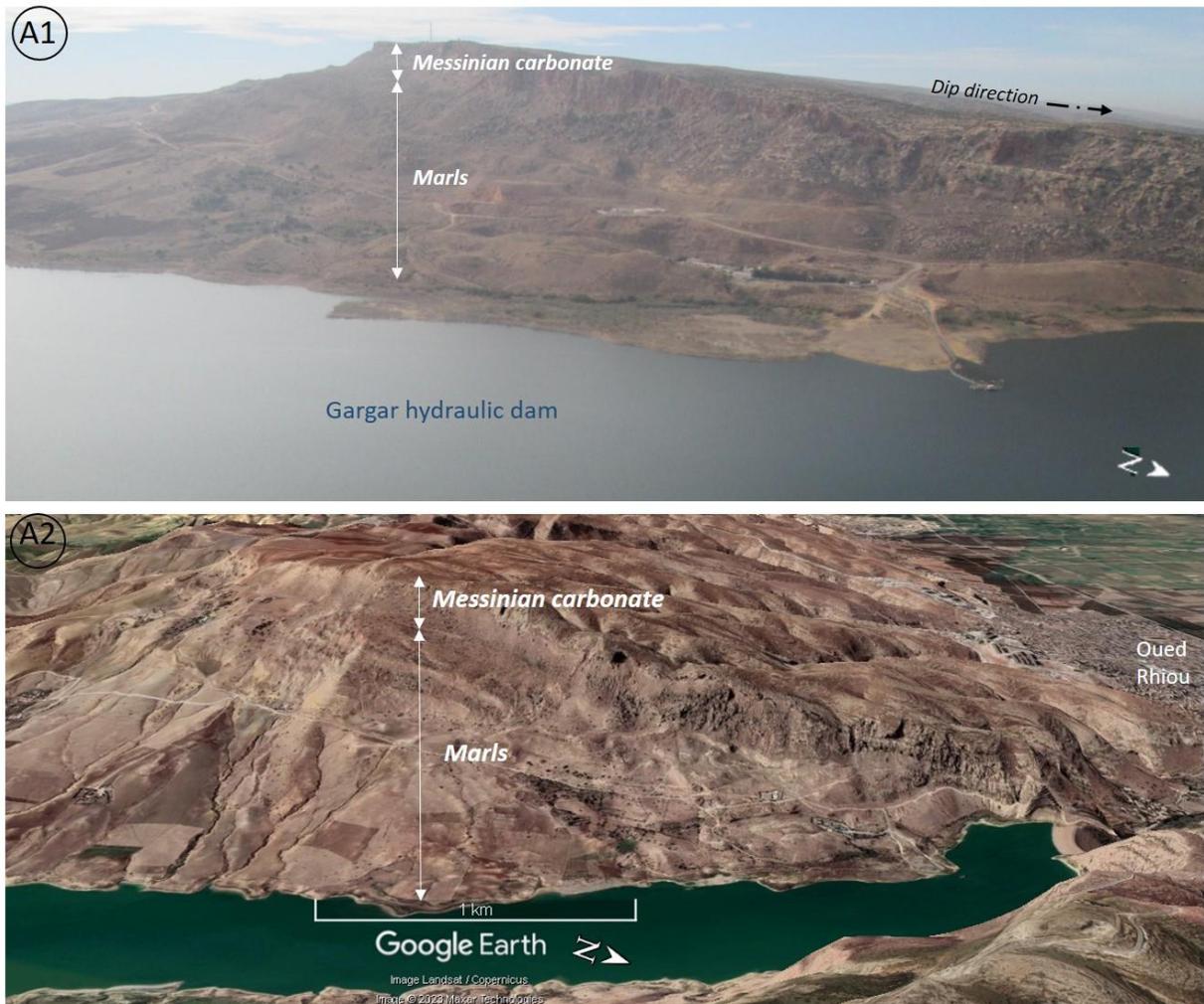


Figure 5.8. (A1) Photographie de terrain et (A2). image « Google Earth » montrant la morphologie de cuesta et de la plateforme carbonatée à l'ouest de l'Oued Rhiou.

Sur le haut de la plateforme, au niveau de la ligne de partage des eaux, les vallées observées par images satellitaires sont étonnamment larges. Au niveau de ces larges vallées, la calcrète à l'affleurement est couverte par un sol rouge-brun (Fig. 5.9 ; B1). Il est localement incisé ce qui nous permet d'évaluer son épaisseur supérieure à 3 m (longueur des escarpements des ravines dans le sol > 5 m localement dans l'imagerie GE ; Fig. 5.9). Ces incisions ont une orientation similaire au réseau de fracture (SO-NE) cartographié dans le chapitre 2, sont interrompues soudainement, et nous les interprétons comme des pertes (Fig. 5.9 ; A1). Au nord de la crête, l'épaisseur du sol rouge-brun décroît, est discontinue et ce sol devient absent dans les fonds de vallée à quelques centaines de mètres de la cuesta. Plus au sud, on retrouve ces sols rouge-brun seulement dans les « solution pipes » très fréquents. Ces conduits de dissolution sont de taille centimétrique à métrique, homogènes et verticaux (Fig. 3.10 ; Chapitre 2). Nous interprétons

ces sols rouges-bruns comme étant les témoins d'un paléosol érodé qui devait couvrir l'ensemble de la plateforme.



Figure 5.9. (A) Sol rouge-brun préservé à l'arrière de la plateforme avec localement des incisions. (A1) Zoom sur ces incisions, montrant l'importante épaisseur du sol rouge-brun localement et l'arrêt brutal des incisions impliquant l'occurrence de pertes. (B) Occurrence de larges vallées sèches systématiquement au nord de la cuesta avec remplissage de sol rouge-brun ; elles sont indiquées avec des marqueurs jaunes. (B1) Zoom sur les larges vallées mortes avec remplissage de sol rouge-brun.

Des vallées sèches ou « wind gaps » sont systématiquement cartographiées à l'arrière de la plateforme (Figs. 5.4 et 5.10). Ici, nous utilisons le terme « wind gap » pour désigner les vallées creusées par des rivières, puis abandonnées par capture et perte de la tête de leur bassin versant. La formation d'une vallée résulte d'un écoulement d'eau concentré suffisant, ce qui nécessite une aire drainée significative en amont de la vallée et un gradient de pente suffisant (Talling et Sowter, 1999). Ces vallées sont dépourvues de tête de bassin versant et sont donc des vallées mortes. La perte des têtes des bassins versants de ces rivières et la formation de ces « wind gaps » pourraient résulter de la mise en relief de la dalle carbonatée par rapport au terrain plus marneux au sud. Nous identifions deux causes possibles.

Notre première hypothèse est que cette morphologie pourrait résulter d'une érosion différentielle avec une inversion du relief. Si les terrains plus au sud ont une érodabilité supérieure à celle de la dalle carbonatée protégée par une calcrète, cela peut conduire à une inversion progressive du relief, avec formation d'une cuesta et de « wind gaps ». La hauteur du relief formée par la cuesta dépend donc de l'érodabilité de ce substrat. Entre l'Oued Rhiou et l'Oued Touchait, il y a une épaisseur de marnes très importantes avec une première couche de marnes bleues du Tortono-Messinien, suivi d'une seconde couche de marnes du Langien-Serravalien. A cette localisation, on a un relief maximal. Plus au sud, comme l'épaisseur des couches marneuses diminuent et même disparaît (au niveau de l'Oued Sly, les carbonates reposent sur des grès et marnes carteniennes), le relief au sud de la cuesta diminue. On trouve ce genre d'inversion du relief dans les bassins sédimentaires du Maroc, où les terrasses du Pleistocène ancien recouvertes d'une calcrète épaisse et reposant sur des marnes, se retrouvent hauts perchés dans le paysage (Kaemmerer et Revel, 1991).

Notre seconde hypothèse est que la plateforme a été déformée après son dépôt, de façon différente entre l'est et l'ouest avec plus de déformation dans la zone entre l'Oued Rhiou et l'Oued Touchait. Cette hypothèse est la seule qui permet d'expliquer la différence d'altitude de la cuesta alors que ces carbonates se sont déposés à des profondeurs d'eau similaires. Elle permet de rendre compte aussi du réseau de failles avec des décalages métriques et un remplissage sédimentaire dans la partie sud de faible pente de la plateforme entre l'Oued Rhiou et l'Oued Touchait (Chapitres 1 et 2). Ce soulèvement de la plateforme aurait donc modifié le schéma de drainage des rivières préexistantes (Lock *et al.*, 2006 ; Burberry *et al.*, 2007).



Figure 5.10. « Wind gaps » cartographiés par imagerie satellitaire GE au niveau des larges vallées à l’arrière de la plateforme.

C. Localisation des formes karstiques

La cartographie de ces « shelter caves » dans le cadre de ce travail le long d’un transect parallèle à la faille de Relizane, réalisé en contrebas de la rupture de pente, montre l’occurrence de ces formes tout le long de la plateforme avec cependant une forte différence de répartition verticale entre les bassins versants à l’est et à l’ouest (Fig. 5.11). À l’ouest de l’Oued Touchait, à l’endroit du relief maximal, les « shelter caves » sont plus espacé en altitude (Fig. 5.11 ; A1), ceci suggère un développement plus important de l’endokarst dans cette région et souligne une différence d’incision entre les deux zones. La figure 5.11 ; A1, montre que cette variation est brutale à partir de l’Oued Touchait ce qui suggère un processus de déformation assez localisé. On peut également noter que la variation d’incision semble décroître plus progressivement à proximité de l’Oued Rhiou.

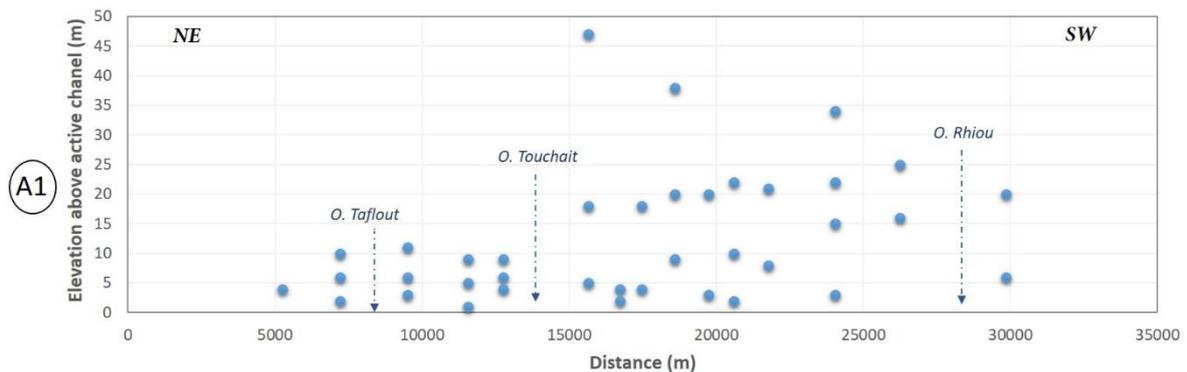
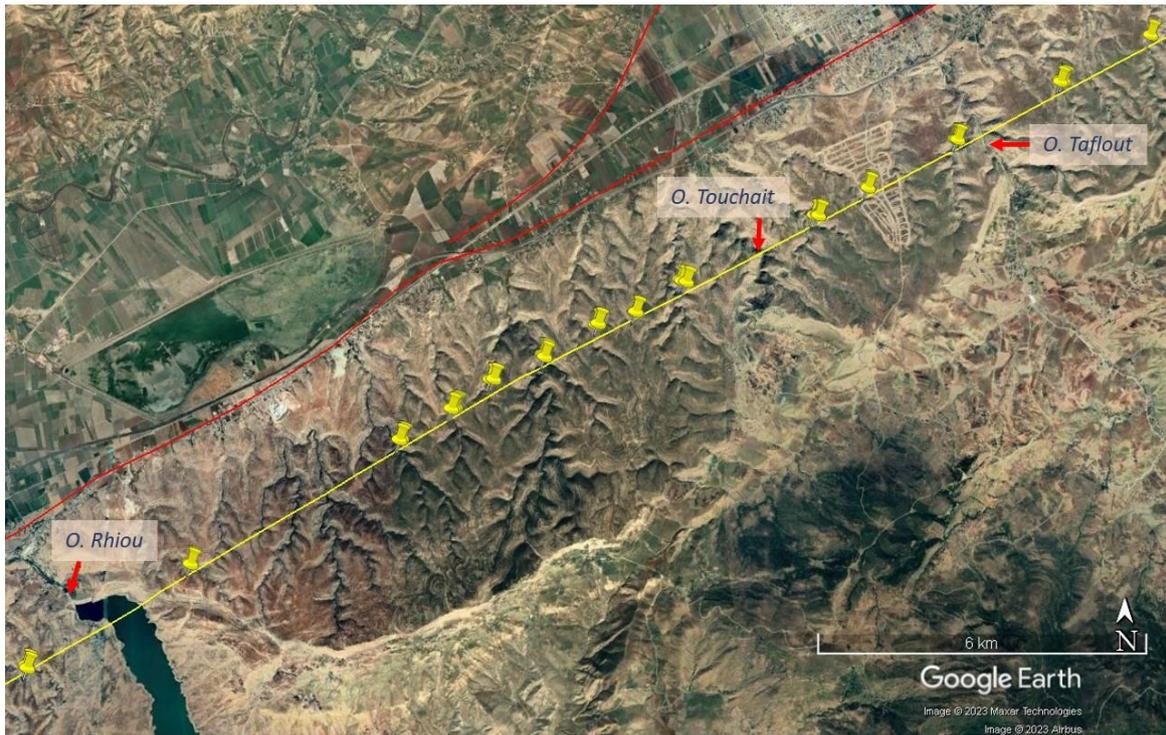


Figure 5.11. Image « Google Earth » montrant la localisation des « shelter caves » observées le long d'un trait de coupe. (A1) Différence d'altitude entre les « shelter caves » et le chenal immédiatement en contrebas en fonction de leur localisation E-O.

En considérant que les « shelter caves » représentent d'anciens niveaux d'écoulements comme des terrasses alluviales, ils fournissent des indices sur l'évolution de l'incision et les changements du le niveau de base. On observe sur la figure 5.12 la présence de « shelter caves » tout le long de la rivière, cependant elles sont beaucoup plus espacées entre elles en altitude dans la partie aval de la rivière. La transition de répartition des « shelter caves » coïncide avec une rupture de pente dans le profil de rivière, ce qui est en accord avec un modèle d'érosion régressive suite à un changement du niveau de base.

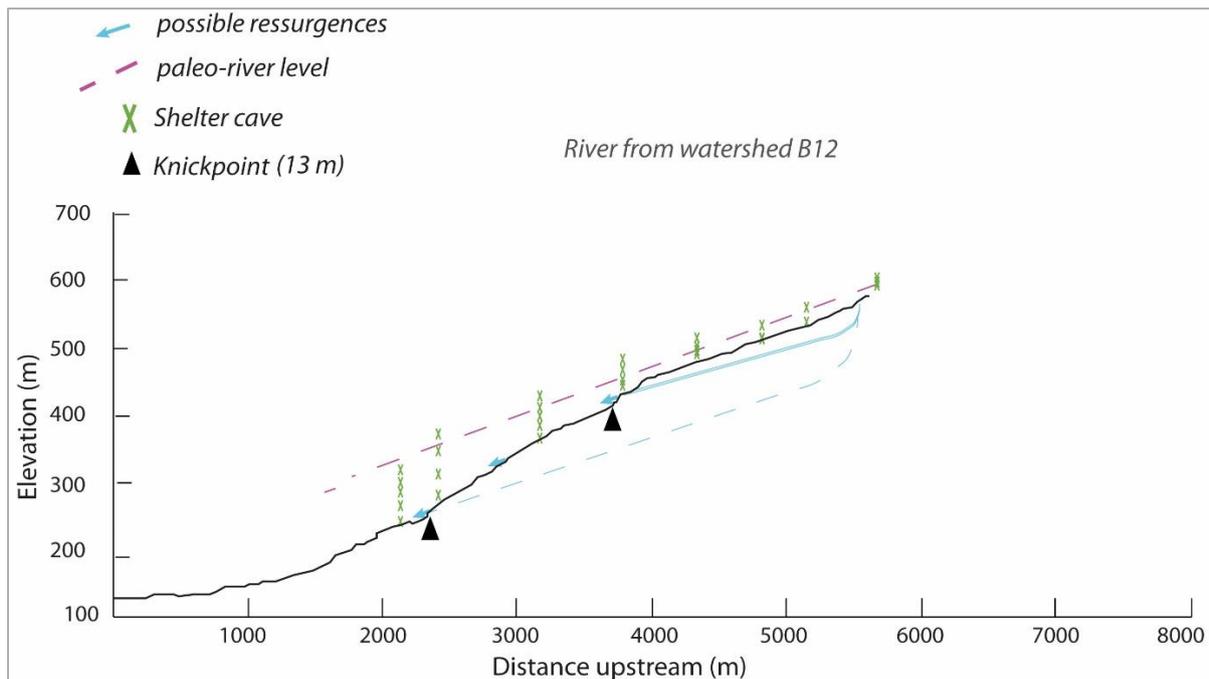


Figure 5.12. Profil « distance en fonction de l'élévation d'un affluent de la rivière principale du bassin versant B12, montrant la localisation des « shelter caves » en croix verte, les « knickpoints » en point noir, les paléo-niveaux de la rivière en trait discontinu rose. Les flèches bleues représentent les possibles résurgences.

D. Réseau de drainage

Plus d'une cinquantaine de rivières drainent la plateforme formant un réseau dendritique, relativement rectiligne et homogène, à l'exception du cours d'eau du bassin versant B12, d'orientation SE-NO. Le réseau de drainage ne présente pas une variété latérale, à une exception près ; la taille, l'espacement et la forme des bassins versants sont similaires de même que leur aire drainée (entre 0.6 km² et 4.4 km² avec une valeur médiane de 1.4 km²), et cela, en raison de la taille limitée de la plateforme au sud par la cuesta et au nord par la faille de Relizane. Cette absence de changement de géométrie est surprenant étant donné que la plateforme est déformée avec un gradient maximal à l'ouest et minimal à l'est, mis en avant entre autre par les variations de relief. Or la densité de drainage reflète normalement la compétition relative entre les processus fluviaux (advectifs) et les processus de versant (diffusifs) (Perron *et al.*, 2008) et elle est en généralement fonction du relief, des précipitations et des taux d'érosion (Tucker et Bras, 1998). Normalement, la densité de drainage change fortement avec le basculement ou « tilt » des surfaces déformées. C'est ce que l'on observe systématiquement dans le cas d'anticlinaux en croissance déformant la surface quaternaire : la densité de drainage augmente progressivement sur les surfaces déformées avec différents pendages (Talling et Sowter, 1999). Ceci n'est pas observé ici suggérant un asynchronisme des deux processus à l'œuvre, à savoir l'incision du réseau de drainage et la déformation de la plateforme. Dans notre cas, on n'observe

pas de changements à l'échelle du bassin versant mais des changements internes à l'échelle des rivières. C'est un indicateur d'une déformation faible, puisque si la déformation était plus forte, même si les bassins versants étaient déjà bien définis ils devraient changer.

À plus petite échelle spatiale, la carte de sinuosité montre que le réseau de drainage présente à certains endroits des valeurs de sinuosités (méandres) plus importantes (Fig. 5.13). Ces anomalies de la sinuosité se localisent principalement à l'ouest de l'Oued Touchait, et sont alignées latéralement, au niveau de la rupture de pente (Fig. 5.17). Cette augmentation de la sinuosité résulte de l'augmentation de la pente de la vallée. En effet, lorsque le profil de la vallée a une pente plus grande, le chenal compense en augmentant sa sinuosité (Schuum, 1956 ; Dente *et al.*, 2021).

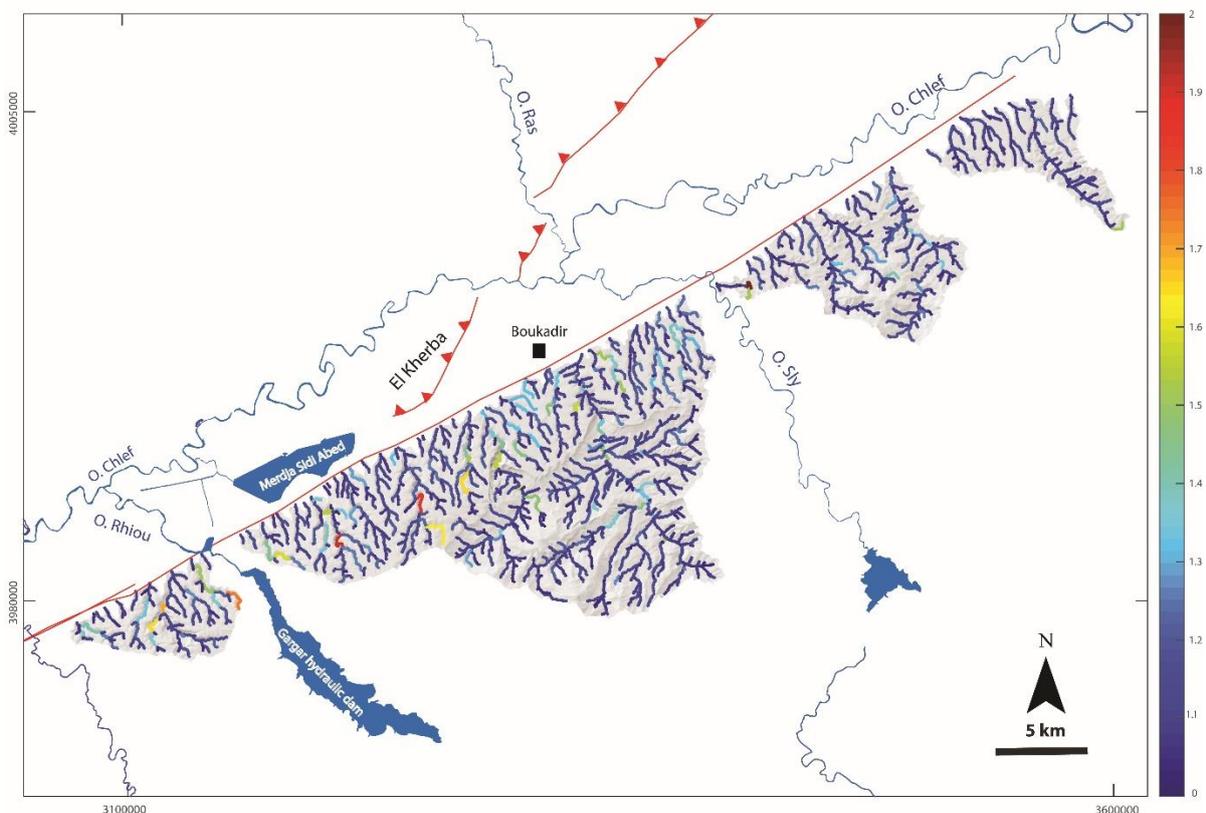


Figure 5.13. Carte de sinuosité du réseau de drainage de la plateforme carbonatée du Chélif.

Les quatre principales rivières de la région (Sly, Taflout, Touchait et Rhiou) ont une géométrie différente car elles traversent la plateforme et ne sont pas confinées à celle-ci. L'incision de la plateforme le long de leur cours est importante atteignant 150 m. L'Oued Touchait montre aussi un changement de la largeur de sa vallée à proximité de la rupture de pente documentée (Fig. 5.17). Ces rivières découpent la plateforme en dalles ayant chacune une pente et un relief différent comme explicité précédemment grâce aux « swath profiles ».

3.2.Morphométrie

Dans cette partie, nous regardons d'une manière plus quantitative les bassins versants et leur réseau de drainage. On extrait, pour toutes les rivières qui coulent sur la plateforme, les différents paramètres qui décrivent l'équilibre de leurs bassins de drainage tels que la présence de knickpoint, les indices de concavité (θ) et de pente (k_{sn}) depuis les profils de la rivière, et les valeurs de (χ). Bien que ces analyses morphométriques aient été réalisés sur l'ensemble des bassins versants, pour éviter trop de redondance nous présenterons ici que les résultats de bassins versants les plus représentatifs.

A. Profils en long et knickpoint

Les profils de rivière de tous les bassins versants de la zone d'étude ont été extraits (Fig. 5.14). On distingue trois principales tendances caractéristiques. En premier, les plus petits bassins versants, localisés au pied de la plateforme, présentent un profil distance/élévation de forme concave, ce qui indique que les cours d'eau de ces bassins versants sont à l'équilibre (profils des bassins versants A10 et C1, Fig. 5.14). En second, les profils des rivières de l'ouest présentent des caractéristiques qui suggèrent qu'elles ne sont pas à l'équilibre. En effet, on distingue de multiples « knickpoints » et par endroits, des profils partiellement convexes. Enfin, les profils des rivières de l'est sont les plus difficiles à interpréter. On n'identifie pas de « knickpoint », mais on distingue des convexités vers l'amont dans certains profils. Ces convexités sont moins marquées qu'à l'ouest, mais elles suggèrent tout de même que les rivières ne sont pas vraiment à l'équilibre ici aussi.

Le karst du piedmont : importance des changements du niveau de base en lien avec la tectonique au cours de temps concernant la localisation des conduits karstiques dans le massif

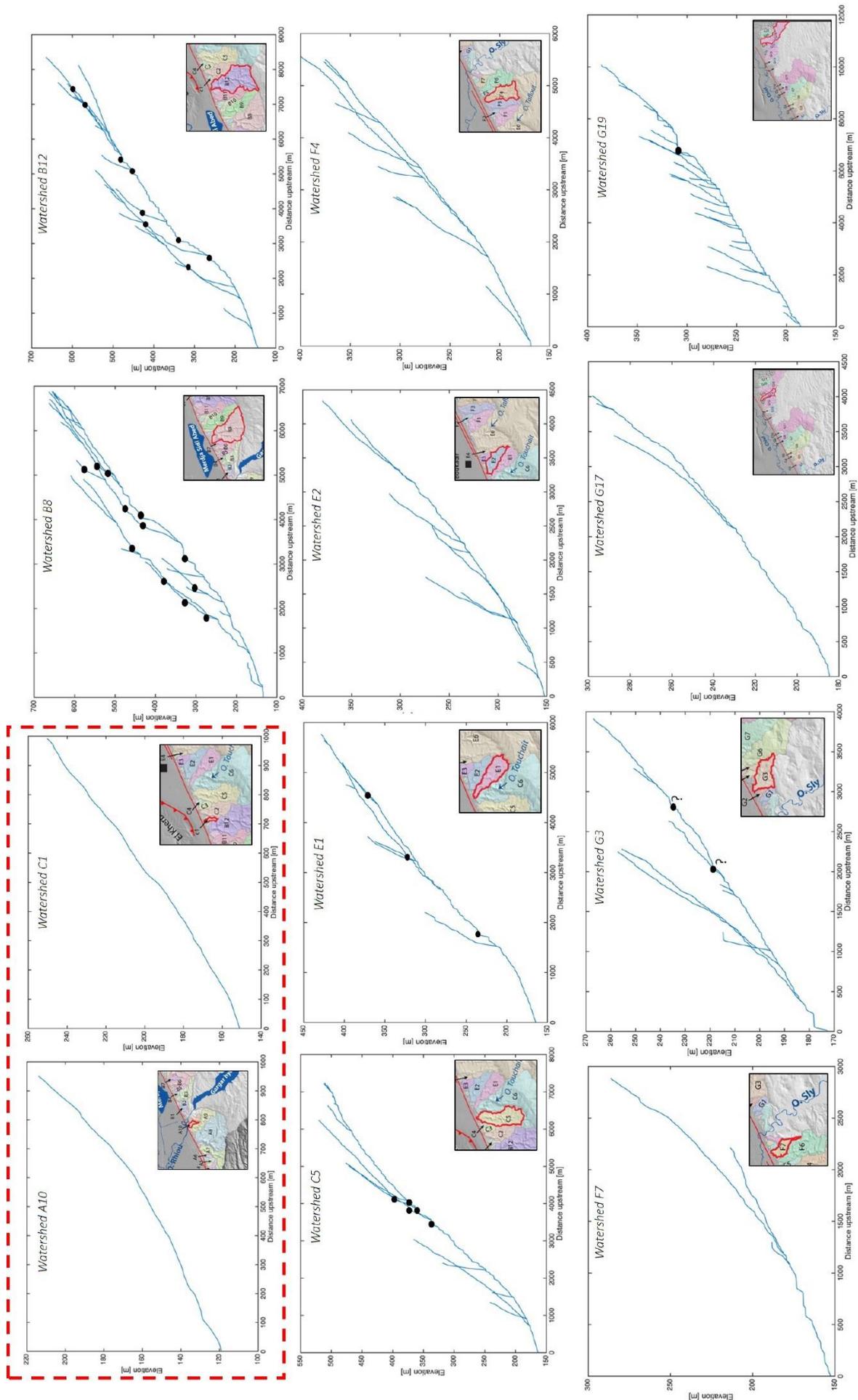


Figure 5.14. Profil 'Distance/élévation' de certain bassins versants depuis l'ouest jusqu'à l'est de la zone étude montrant des « knickpoints ». Les points noirs représentent les « knickpoints ». Le cadre en pointillé rouge englobe les deux bassins versants A10 et C1 qui illustrent l'état d'équilibre ne présentant pas de « knickpoint ».

La carte de la figure 5.15 représente l'ensemble des « knickpoints » identifiés que l'on a séparés en deux classes, ceux associé à une marche supérieure à 13 m (blanc), seuil pour lequel les profils de rivière sont le mieux reproduits lors de la détection automatique des « knickpoints », et ceux associé à une marche supérieure à 45 m (rose) qui correspondent aux discontinuités majeures. On y note la présence de nombreux « knickpoints » dans la partie ouest de la plateforme. Deux catégories de « knickpoint » peuvent être retenues : (1) les « knickpoints » qui séparent les affluents perchés en hauteur pour se connecter à une rivière principale ; c'est le cas des affluents des rivières principales, comme les Oueds Taflout et Touchait (Fig. 5.1), traversant la plateforme et des affluents les plus en aval des bassins versants. Cette catégorie est liée à une différente vitesse d'incision entre les rivières principales et leurs affluents. Ceci est potentiellement liée à une différence lithologique et donc une érodabilité différentes. En effet, les oueds principaux ne coulent plus sur les calcaires à lithothamnium plus compacts et homogènes formant la partie supérieure de la plateforme, mais sur les calcaires bioclastiques moins résistants. Mais ces « knickpoints » pourraient aussi résulter du fait que les affluents sont des rivières éphémères avec une aire drainée très petite, et une charge transportée lors des périodes de crue très faible au vu de l'absence de sol et du fait que la plateforme est formée de calcaires quasiment purs. (2) La deuxième catégorie de « knickpoints » est localisée directement sur les chenaux principaux confinés à la plateforme. Ils sont principalement situés à l'ouest de l'Oued Touchait, et sont alignés, subparallèles à la faille de Relizane. Ils se situent juste au nord des changements de pente (Fig. 5.5). Leur origine est discutée plus bas dans la section « Discussion ».

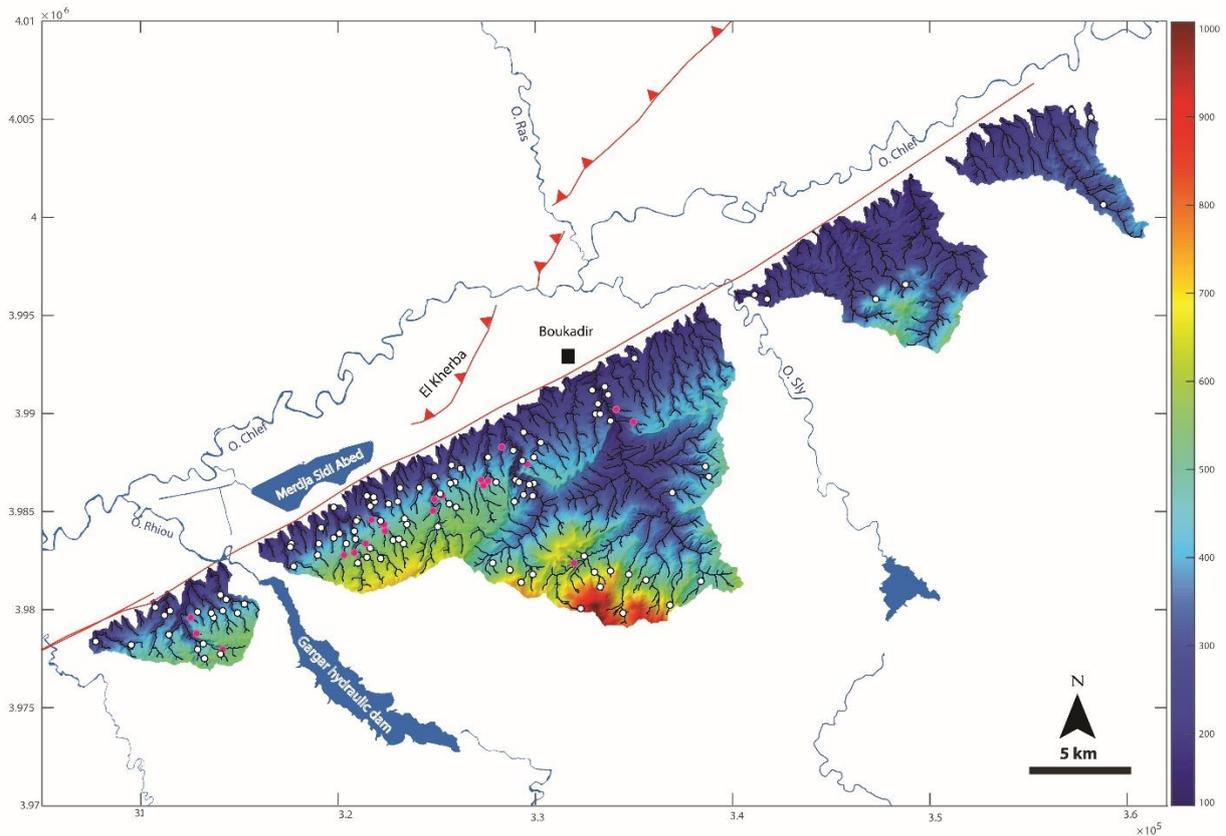


Figure 5.15. Carte des knickpoints de la zone d'étude en point blanc sur le fond altimétrique.

B. Profils chi (χ) élévation

La figure 5.16 représente les profils typiques des (χ) calculés en fonction de l'élévation. Les profils des petits bassins versants au pied de la plateforme sont rectilignes ce qui indique un état d'équilibre (profils des bassins versants A10 et C1, Fig. 5.16). Ceci est en adéquation avec l'analyse des profils distance/élévation (Fig. 5.14). Les profils dans les bassins versants de plus grande taille ont tous une forme convexe. Cependant, il subsiste quelques différences dans les profils. Dans la partie ouest de la plateforme, les profils des bassins versants B8 et B12 sont de forme convexe en général, mais montrent un aplatissement des courbes représentant les affluents pour les hautes valeurs de (χ), qui deviennent subparallèles. Plus à l'est, le profil du bassin versant C5 juste à l'ouest de l'Oued Touchait montre les mêmes caractéristiques que les bassins versants B8 et B12. Cependant deux affluents localisés dans la partie aval (nord) du bassin versant montrent un tracé rectiligne suggérant qu'ils sont à l'équilibre. Ils sont similaires aux petits bassins versants à l'équilibre. Entre les Oueds Taflout et Touchait, les profils des bassins versants E1 et E2, situés côte à côte, montrent une transition dans la géométrie des profils. Le profil le plus à l'ouest E1 montre encore une concavité certaine alors que le profil E2 est beaucoup plus rectiligne et en forme d'éventail. Ceci implique que ce bassin est plus à l'équilibre. À l'est de l'Oued Taflout, les profils des bassins versants F4 et F7 ont une forme

rectiligne indiquant cette fois-ci un état à l'équilibre. Ainsi les affluents et le tronç principal de F7 sont colinéaires, d'après Perron et Royden (2013), ceci indique bien que le bassin est à l'équilibre. Il y a tout de même un peu de convexité observée dans le profil F4, ce qui indique qu'il demeure néanmoins un état de déséquilibre pour ce bassin. Enfin, à l'extrémité est de la plateforme, dans un contexte tectonique différent, à proximité du chevauchement d'El Asnam (le toit de la faille / hanging wall) les profils adjacents G17 et G19 ont des formes complètement différentes. G17 est à l'équilibre, avec un tracé rectiligne, alors que le profil G19 est très convexe et complètement déséquilibré. Cette analyse met bien évidence l'occurrence de deux grands types de bassins versants, les premiers rectilignes à l'équilibre majoritaire à l'est de la plateforme, les seconds convexes en déséquilibre essentiellement à l'ouest. D'après Beeson et McCoy (2020), la morphologie convexe observée dans ce dernier type de profil est caractéristique des zones déformées par d'un « tilt » rapide (annexe. F). Dans notre cas, cela implique une déformation rapide de la plateforme par basculement, probablement au cours du Quaternaire. Ce basculement ou 'tilt' est plus marqué dans les profils les plus à l'ouest ce qui suggère que cette zone a été plus fortement déformée. Ceci est conforme à ce que l'on a déjà mis en évidence.

Le karst du piedmont : importance des changements du niveau de base en lien avec la tectonique au cours du temps concernant la localisation des conduits karstiques dans le massif

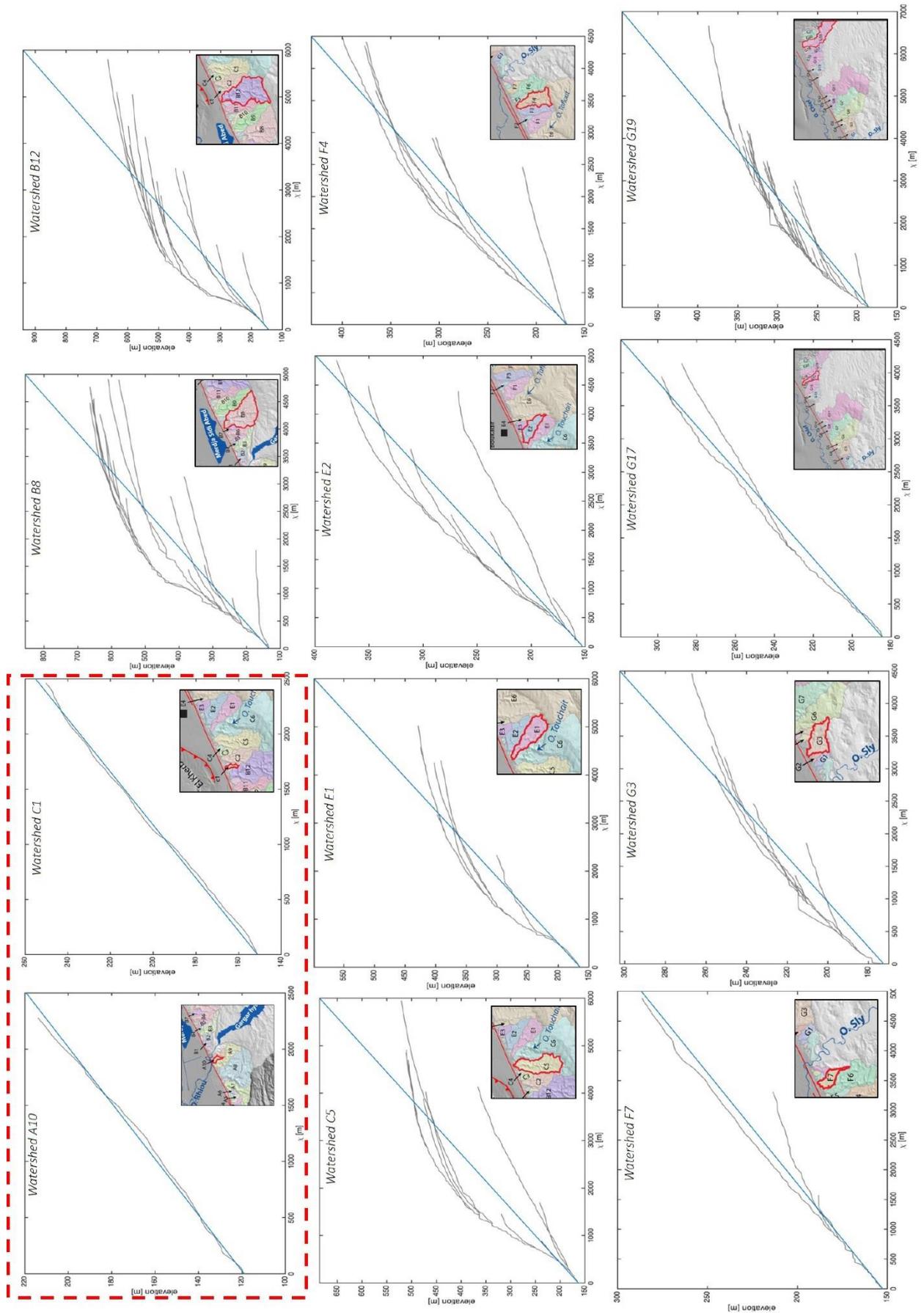


Figure 5.16. Profils « χ / elevation » de certains bassins versants depuis l'ouest jusqu'à l'est de la zone d'étude. Le cadre en pointillé rouge englobe les deux bassins versants « A10 et C1 » qui illustre l'état d'équilibre.

C. Carte des K_{sn}

La carte régionale des valeurs de k_{sn} de la figure 5.17 montre aussi une variation latérale est-ouest avec un changement abrupt situé dans la partie centrale de la plateforme au niveau de l'Oued Touchait. Cela correspond à la zone de transition identifiée précédemment (E 1/E2). A l'est de Touchait, on distingue des valeurs généralement faibles de k_{sn} (compris entre 100 et 500 m^{20}), et à l'ouest de Touchait, des valeurs plus fortes (compris entre 500 et 900 m^{20}) dans cette partie coïncidant avec le relief plus élevé. Les bassins versant avec de faibles valeurs de k_{sn} sont plus stables que ceux à valeurs de k_{sn} élevé. D'après Mathew *et al.* (2016), un tel changement soudain de k_{sn} indiquerait un soulèvement actif. Ce type de déformation est associée à une incision plus élevée. Une variation si significative de k_{sn} impliquerait donc une variation latérale de la tectonique et des processus érosifs. C'est bien ce que l'on observe dans notre cas, où une variation significative du relief et de l'incision est observée latéralement.

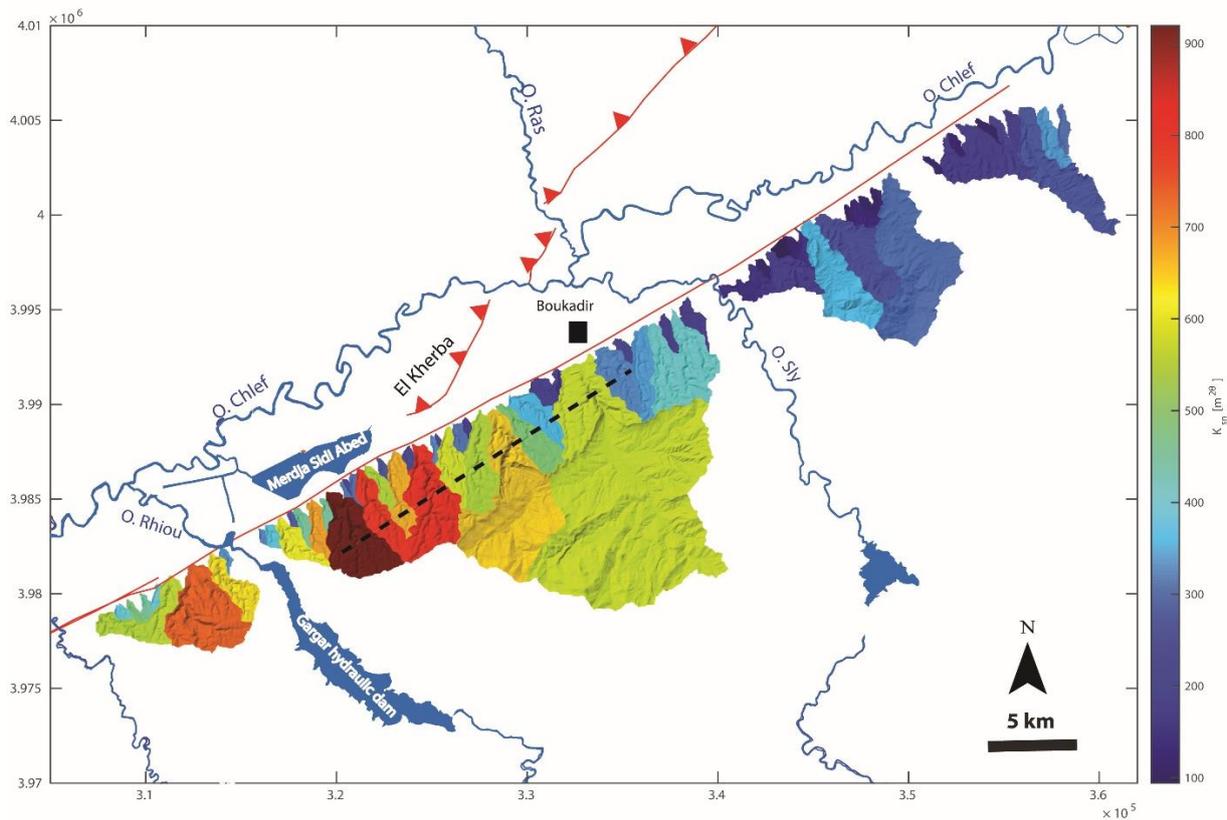


Figure 5.17. Carte des K_{sn} des bassins versants de la zone d'étude. La ligne en tireté noir représente la rupture de pente.

D. Carte des chi (χ)

L'analyse de la carte des χ de la figure 5.18 va nous permettre de comprendre la dynamique des bassins versants et illustrer le processus de migration de la ligne de partage des eaux (Willett *et al.*, 2014). La carte montre le réseau fluvial avec un code couleur fonction de la valeur de (χ) en chaque point (pixel) de la rivière. Les zones présentant des valeurs de (χ) faibles correspondent à des régions où l'érosion est plus forte que le soulèvement, ce qui en fait les agresseurs. À l'inverse, les zones présentant des valeurs de (χ) élevées sont considérées comme les victimes, où le taux de soulèvement est plus important que le taux d'érosion (Willett *et al.*, 2014).

Un équilibre entre deux bassins versants voisins implique que les valeurs de (χ) soient homogènes sur toute la zone, ce qui signifie que les valeurs de (χ) doivent être identiques de part et d'autre de la limite des bassins (Winterberg et Willett, 2018). Dans la partie est de la plateforme, le drainage conforme au pendage présente des valeurs de (χ) en moyenne plus élevées que le drainage inverse au pendage. Cette disposition est conforme à la morphologie dans cette zone qui suggère une érosion régressive et une migration de la ligne de partage des eaux se fait vers le nord (Fig. 5.18 ; A1). Ces bassins ont aussi les plus faibles relief et inclinaison. On peut également noter pour certains affluents une situation d'équilibre local ce qui pourrait suggérer que toute cette zone est quasi-stable. Par contre, à l'ouest, là où l'inclinaison est plus forte, la carte montre un contraste dans l'autre sens entre les valeurs de (χ) des rivières conformes et inverses au pendage à travers la ligne de partage des eaux. Dans cette zone le contraste des valeurs de (χ) montre la nécessité d'une migration de la ligne de partage des eaux vers le sud, ce qui n'est pas réaliste au vue de la morphologie de cuesta très marqué dans cette zone (Fig. 5.18 ; A2). Cela suggère donc qu'il y a un phénomène externe qui crée et maintient ce déséquilibre et confirme la présence de déformation active dans la partie ouest de la plateforme.

Ce processus de rééquilibrage du réseau de drainage de l'ouest de la plateforme est probablement assez récent puisque on observe la présence d'écoulements inverses (nord-sud) au sommet de la plateforme et une capture majeure au niveau du bassin B12 à l'ouest de l'oued Touchait (Fig. 5.18). Ces captures sont en accord avec l'érosion régressive attendue pour une morphologie de cuesta et contraires au sens d'évolution des bassins versants indiqué dans la zone par la carte des χ (Fig. 5.18 ; A2). La carte des χ donnant une indication sur la situation actuelle et l'évolution future, nous interprétons ces captures comme potentiellement antérieures au processus de déformation qui a affecté cette partie de la plateforme.

On peut noter que dans la zone de capture, suivant le bassin versant mitoyen considéré, la direction de migration de la ligne de partage des eaux varie (Fig. 5.18 ; A2), avec une migration vers le nord pour les bassins à l'est (bassin C2, C5) et une vers le sud pour le bassin B12 à l'ouest. Ce qui suggère que la zone soumise à la déformation active se limite à la section de la plateforme entre l'Oued Rhiou et l'oued B12.

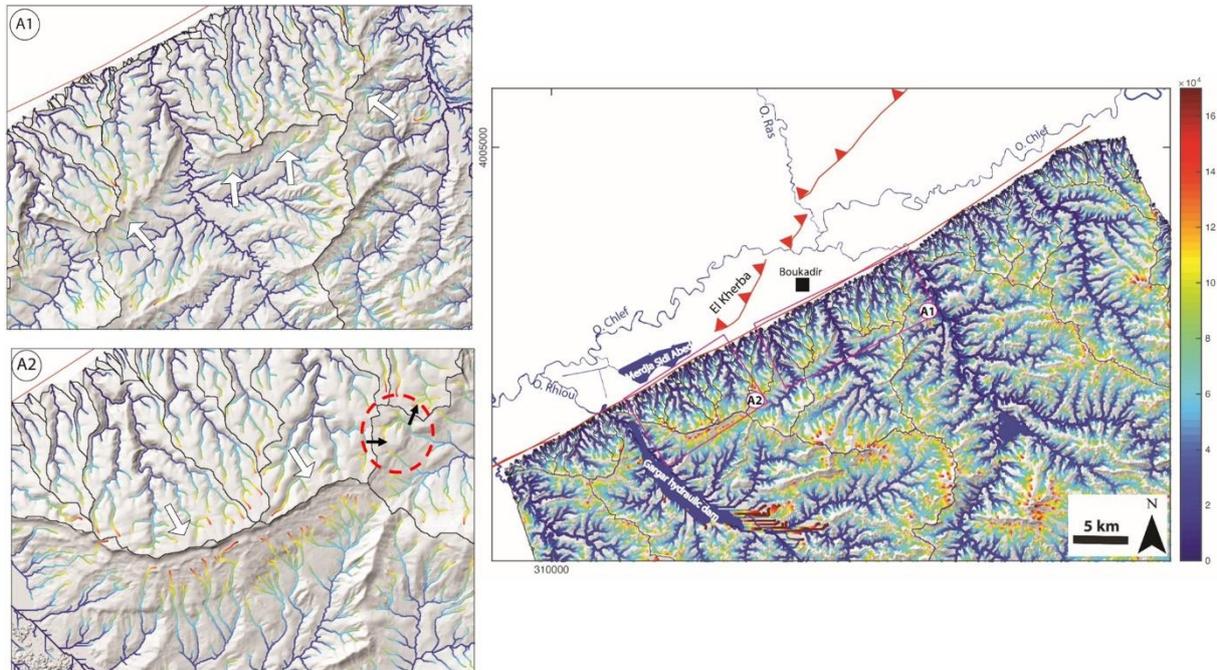


Figure 5.18. Carte des χ de la zone d'étude. A1. Zoom sur la zone est de la carte des χ au niveau de l'Oued Taflout. Les flèches blanches indiquent le sens de migration de la ligne de partage des eaux (S-N). A2. Zoom sur la zone ouest de la carte χ à l'ouest de l'Oued Touchait. Les flèches blanches indiquent le sens de migration de la ligne de partage des eaux (N-S). Le cercle en pointillé rouge indique la principale capture. Le sens de migration de la ligne de partage des eaux au niveau de cette capture est indiqué par les flèches noires.

4. Discussion

4.1. Origine des « knickpoints » majeurs

La genèse des grands « knickpoints » (supérieurs ou égaux à 45 m) observés (Fig. 5.15) est un processus qui est généralement expliqué par des changements abrupts du niveau de base liés à la tectonique et à l'eustatisme ou à des changements de lithologie (Kirby et Whipple, 2012). Les « knickpoints » principaux (en rose dans la figure 5.15) sont subparallèles à la faille de Relizane qui délimite le bassin au sud, on peut donc se poser la question de l'existence d'une relation causale entre les deux. Les analyses de forages dans le chapitre 3 ont révélé un décalage significatif des carbonates de part et d'autre de la faille, avec un décalage d'environ 50 m à l'est de Boukadir (Fig. 4.5 ; chapitre 3) et un décalage de plus de 100 m au niveau de l'anticlinal d'El Kherba (Fig. 4.6 ; chapitre 3). Ces observations indiquent que cette faille transpressive, a été

active durant le Pliocène (~3.5 Ma, Meghraoui, 1988). Cependant, le décalage tectonique associé à la faille s'est formé incrémentalement, ainsi son empreinte sur le profil des rivières n'est pas sensée s'exprimer à travers une marche topographique aussi importante à moins de l'intervention d'un autre processus. En effet, l'érosion régressive et la migration des « knickpoints » vont perturber le fonctionnement de l'endokarst et des écoulements souterrains favorisant l'occurrence de résurgences (Fig 5.19). La figure 5.12 illustre la cartographie des « shelter caves » d'un affluent du bassin versant 'B12' comprenant deux petits knickpoints (~10 m). Les résurgences favorisent fortement l'incision en aval des « knickpoints ». Par ce mécanisme, on peut avoir une expression géomorphologique plus forte de ces marches topographiques.

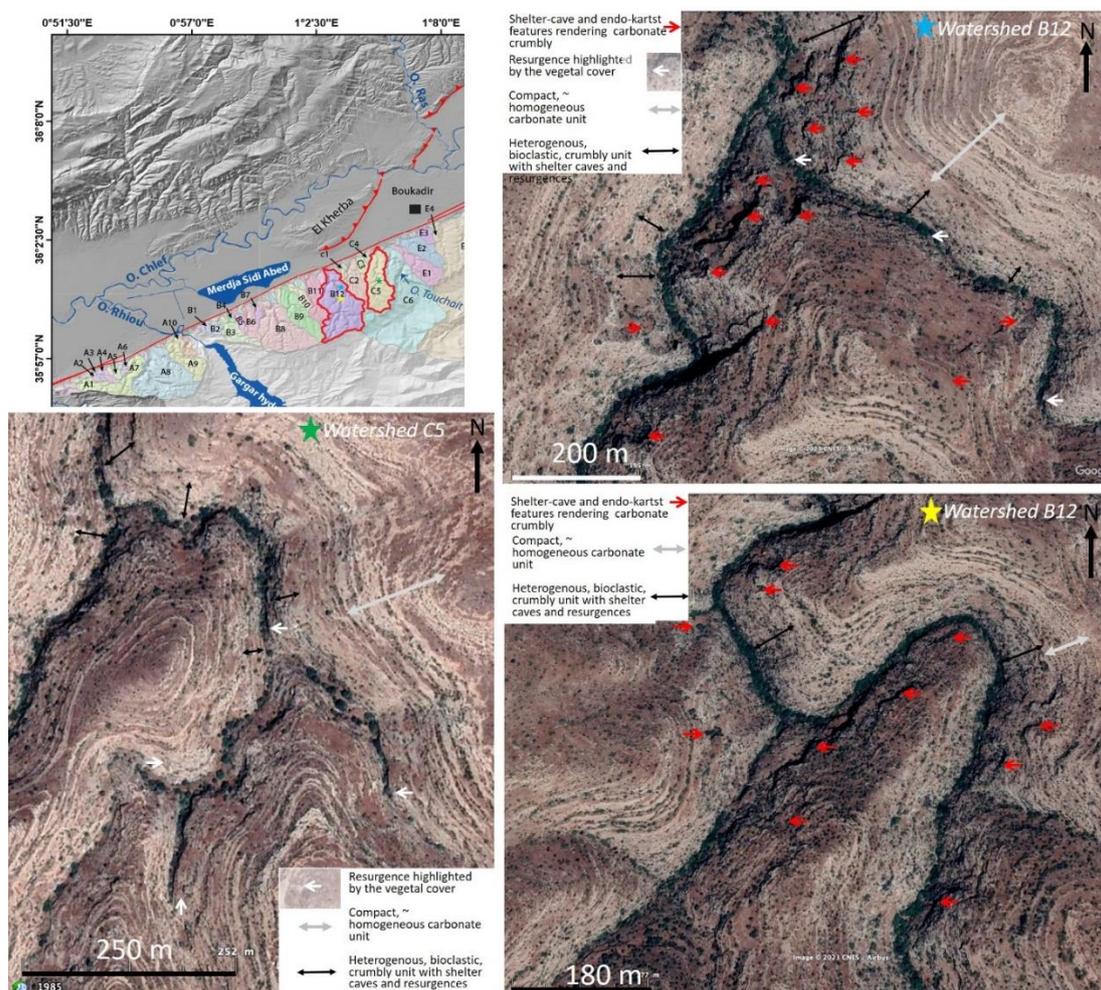


Figure 5.19. Image « Google Earth » montrant la cartographie : des résurgences en lien avec des « knickpoints » en flèches blanches, des « shelter caves » en flèches rouges dans les vallées des bassins versants C5 et B12. La flèche à double sens grise représente l'unité carbonatée à lithothamnium et la flèches à double sens noir représente l'unité carbonatée bioclastique. Ces unités sont définies dans le chapitre 1.

Les « knickpoints » majeurs sont aussi subparallèles au changement syn-dépôt de pente de la plateforme. De plus, les images satellitaires « Google Earth » montrent au niveau de ces « knickpoints » un changement lithologique avec l'apparition d'un faciès beaucoup plus friable, qui correspondrait au faciès bioclastique (Fig. 5.19). Ce qui soulève la question d'une origine lithologique de ces « knickpoints » ou du moins de leur amplification à partir du moment où l'incision expose le faciès bioclastique dans les lits de rivière.

Finalement, les « knickpoints » dans les profils pourraient également être d'origine eustatique, c'est-à-dire liés à des variations du niveau de base lors de la crise de salinité messinienne (5.97-5.33 Ma). C'est la seule période depuis la formation de la plateforme durant laquelle on a une forte baisse du niveau base eustatique associée à une large surface d'érosion. Toutefois, cette hypothèse impliquerait une vitesse de migration des « knickpoints » très faible, vu leur localisation actuelle. La vitesse de migration des « knickpoints » dépend de plusieurs facteurs : vitesse d'incision, érodabilité, l'aire drainée et la pente (Begin *et al.*, 1980 ; Crosby et Whipple, 2006 Whittaker *et al.*, 2012). Or dans la région ces facteurs sont faibles. La pente de la plateforme carbonatée lors de sa formation était faible et son inclinaison actuelle qui est probablement récente reste modérée. L'aire drainée du réseau limitée à la plateforme a diminué fortement comme en témoignent les « wind gaps » au niveau de la cuesta formée par érosion différentielle. La vitesse d'incision est fortement limitée par l'absence de charge (cailloutis) dans les rivières susceptibles de favoriser l'abrasion et la formation de calcrète en fond de vallée.

4.2.Variation latérale du « tilt »

Les « swath profiles » orientés d'ouest en est dans la figure 5.6 ainsi que l'ensemble des paramètres morphologiques indiquent des changements topographiques significatifs de la plateforme, tels que la géométrie, la pente et l'altitude. Les changements morphologiques entraînent des modifications morphométriques du réseau de drainage, comme mis en évidence dans les valeurs de l'indice de k_{sn} dans la figure 5.17, qui montre un changement brutal à partir de l'Oued Touchait. Ceci est confirmé par la distribution des « shelter caves » (Fig 5.11) et dans une moindre mesure la carte des χ , qui semblent même indiquer que ce changement se localiserait plus précisément à proximité du bassin versant B12.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées quant à l'origine de ces changements. Tout d'abord, ils ne sont pas liés à une variation latérale de la lithologie de la plateforme qui, d'après l'étude géologique présentée dans le chapitre 1, est similaire entre les Oueds Rhiou et Sly. Ensuite, ces

variations ne peuvent pas être liées à des processus érosifs différenciés puisque le niveau de base des cours d'eau qui drainent la plateforme (l'Oued Chéelif) est identique.

Ce tilt variable a probablement des origines multiples. Nous suggérons une première hypothèse selon laquelle la déformation variable observée pourrait être liée à la géologie sous-jacente de la plateforme constituée par des marnes. En effet, les terrains marneux peuvent se compacter très fortement (Maillart et Beaudoin, 1989 ; Hunt et Fitchent, 1999), en fonction de leur épaisseur. Or, dans notre cas, l'épaisseur de marnes est très variable au niveau du bassin et sous la plateforme carbonatée (Fig. 4.4 ; chapitre 3). Dans le bassin, le forage kh6 montre 1340 m (chapitre 3) de marnes. Au sud-ouest de l'Oued Rhiou, la plateforme repose sur moins de 500 m de marnes (marnes bleues du Tortono-Messinien et les marnes du Langhien-Serravalien) qui se sont déposées sur des dépôts de grès marin de l'Oligocène observé à l'arrière de la cuesta (Fig. 5.7). Vers l'est, on observe que sous la cuesta la couche marneuse du Langhien-Serravalien décroît puis disparaît au niveau de l'Oued Touchait (Fig. 5.7). Encore plus à l'est de l'Oued Touchait, les marnes bleues du Tortono-Messinien s'amincissent et disparaissent à l'est de l'Oued Sly (Fig. 4.4 ; chapitre 3).

Le comportement de la couche marneuse ainsi que de la plateforme sus-jacente peut aussi être influencé par d'autres facteurs. Au niveau du bassin, la compaction des marnes est plus importante en raison du poids des couches sédimentaires sus-jacentes (carbonates du Messinien atteignent des épaisseurs supérieures à 200 m et des dépôts épais du Plio-Quaternaire). De plus, le chevauchement de Boukadir et la croissance de l'anticlinal associé ont pu générer des forces gravitaires suffisantes pour engendrer un fluage des marnes vers le sud, facilitant le basculement de la plateforme. Les épaisseurs de marnes très importantes dans le bassin facilitent également ce phénomène. Cependant, le manque de connaissance sur la géométrie 3D des marnes ne nous permet pas de confirmer cette hypothèse.

Une autre hypothèse est envisageable pour expliquer la déformation variable observée sur la plateforme. Cette dernière pourrait être liée au raccourcissement régional observé (Thomas, 1985 ; Meghroui *et al.*, 1986, 1996), qui se manifeste plus intensément au nord, au niveau de l'anticlinal de Boukadir. En effet, une simple déformation de la plateforme due à une compaction et une déformation des marnes sous-jacentes ne permet pas d'expliquer l'apparition d'un basculement rapide de la plateforme, tel que suggéré par la morphologie des profils de (χ) selon les modèles de Beeson et McCoy (2020) (Annexe F), et le changement abrupt de l'incision (observé dans le profil de distribution des « shelter caves » sur la figure 5.11) et du tilt (illustré par les cartes des (χ) et des k_{sn} Figs. 5. 17 ; 5.18) dans le prolongement de l'anticlinal

de Boukadir. Dans ce cas, la déformation de la plateforme serait liée à une propagation du chevauchement de Boukadir vers le sud-ouest, associée à une déformation plus diffuse. Cette déformation serait donc relativement récente et postérieure à la mise en place initiale du chevauchement. Toutefois, tester cette hypothèse demeure difficile avec les données qui sont actuellement disponibles.

Il est certain que la compaction différentielle des marnes joue un rôle dans la déformation de la plateforme comme l'atteste l'omniprésence du « tilt » (annexe. G ; Tavani et al., 2018). On considère la possibilité d'une autre source de déformation en raison du changement brutal observé latéralement qui ne peut pas être expliqué uniquement par la compaction d'après la géométrie des marnes.

4.3. Modèle d'évolution du réseau et de la plateforme carbonatée de Boukadir

L'ensemble des analyses effectuées nous permet de présenter une reconstitution paléogéographique de l'évolution de la plateforme carbonatée de Boukadir (bassin du Chéelif) depuis sa formation.

Cette plateforme carbonatée a commencé à se former au Messinien (~7.2 Ma), dans un environnement marin peu profond à haute énergie, au-dessus de la base des vagues de beau temps et avec une forte productivité de sédiments, dans un contexte de rampe intérieure (Moulana *et al.*, 2021). Elle se dépose dans un contexte de subsidence variable lié à la compaction différentielle des marnes sous-jacentes. Il y a d'abord eu dépôt d'une première unité bioclastique caractérisée par des cliniformes (Fig.2.6, chapitre 1), puis une seconde unité de calcaires à Lithothamnium. La morphologie du dépôt de la plateforme est marquée par un léger changement de pente. Ce dépôt est suivi d'une chute brutale du niveau de la mer responsable de l'exondation de la plateforme.

Pendant la crise de salinité du Messinien (5.97–5.33 Ma), la baisse du niveau de base de la mer Méditerranée (-1500 m) a entraîné une déconnexion de la mer marginale occupant le bassin du Chéelif avec la Méditerranée. Le niveau de base du bassin du Chéelif a aussi chuté et des dépôts de gypse typiques de cette période ont recouvert le dépo-centre précédemment marneux du bassin, situé plus au nord de Boukadir. La baisse du niveau de base a dû engendrer la mise en place d'un réseau hydrographique incisé sur les terrains précédemment marins. Ce réseau hydrographique englobe les quatre rivières principales, aujourd'hui traversantes, ainsi le réseau secondaire cataclinal NNO traversant la plateforme et les marnes depuis les reliefs formés par l'Eocène marin au sud, puisque la cuesta n'existait pas encore. Dans la zone d'étude, l'impact

de cette crise se traduit par la présence de paléo-canyons au niveau des quatre rivières principales, mis en évidence par des forages et des coupes basées sur la prospection géophysique. La chute du niveau de base a également engendré la karstification profonde qui fut ultérieurement à l'origine de la doline d'effondrement de la RN4 entre Oued Sly et Boukadir (Moulana *et al.*, 2022).

Après la crise de salinité messinienne (CSM), au début du Pliocène, la transgression marine zancléenne a conduit au remplissage des cavités profondes et des vallées fluviales fortement incisées dans le piedmont carbonaté (e.g. le paléo-Touchait au niveau du Bir Djeneb et le paléo-Taflout), par des argiles marines ou lacustres (Moulana *et al.*, 2022). Pendant cette période, le sol rouge-brun s'est développé sur la plateforme carbonatée dans un contexte de "biostasie", et une partie est encore visible aujourd'hui à l'arrière de la plateforme, au niveau des crêtes (Fig. 5.9), ainsi qu'à l'intérieur des « solutions pipes » (Fig. 3.12 ; Chapitre 2). La présence de la faille de Relizane, qui structure la bordure sud du bassin et détermine le contact entre le piedmont carbonaté et le bassin, indique une activité de celle-ci à cette époque.

Ensuite, le Plaisancien (Piacenzien, 3.6 Ma- 2.58 Ma) est une période de rhexistasie, caractérisée par une diminution du couvert végétal menant à une augmentation de l'érosion. Cette période est marquée par des variations climatiques significatives avec un optimum climatique particulièrement chaud et une aridification (Salzmann *et al.*, 2011). Elle se traduit en Algérie par le développement d'une première couche de calcrète épaisse (Alonso-Zarza, 2003 ; Chellat *et al.*, 2014, Fig. 5.20), datée à 3.2 Ma sur le site de l'Oued Boucherit (près de Sétif) localisé à ~375 km au SE de notre site (Duval *et al.*, 2021).

La calcrète a favorisé l'érosion différentielle entre la plateforme et les terrains marneux plus au sud, ce qui a entraîné la formation de la cuesta et, par conséquent, l'apparition des vallées mortes perchées au sommet de la plateforme ou « wind gaps ». Ainsi, seules les quatre plus grandes rivières (Oueds Rhiau, Touchait, Taflout, Sly) restent traversantes, le réseau secondaire quant à lui est coupé de ses sources plus au sud, si bien que l'incision y décroît fortement. Ainsi la différence d'incision entre les quatre rivières principales et le réseau secondaire devient importante, ce qui peut expliquer la présence de « knickpoints » aux confluences entre les deux réseaux et de vallées suspendues sur les bords de la plateforme. C'est aussi à cette époque que se développe le réseau anaclinal au sud de la cuesta. Finalement, une accélération du raccourcissement du bassin du Chéelif a entraîné la fermeture progressive de celui-ci et sa déconnection de la Méditerranée à la fin du Plaisancien. C'est à ce moment que le

chevauchement de Boukadir se propage vers le sud-ouest et que l'anticlinal d'El Kherba se met en place.

Finalement, le « tilt » rapide de la plateforme se produit lors du Quaternaire. Cette déformation engendre la convexité visible dans les profils « χ / elevation » et une forte incision du réseau hydrographique de la plateforme. Cette incision fluviale engendre une érosion du sol dans toute la partie nord plus pentée de la plateforme. De plus, ce basculement est plus prononcé à l'ouest en raison d'une combinaison de facteurs, notamment la compaction différentielle des marnes bleues sous-jacentes. La localisation de la majeure partie de cette déformation dans le prolongement exact de la faille inverse de Boukadir sous le massif carbonaté suggère un lien causal. Cette déformation est ainsi interprétée comme résultant de la propagation diffuse du chevauchement de Boukadir dans la plateforme.



Figure 5.20. Calcrète au niveau de l'anticlinal d'El Kherba.

5. Conclusion

Afin de mieux caractériser la géomorphologie du massif carbonaté, sa karstification et l'évolution de son endokarst, nous avons étudié son réseau de drainage en utilisant des paramètres morphométriques tels que la sinuosité, l'indice (χ) et les profils longitudinaux des cours d'eau. En combinaison avec l'analyse morphologique de la plateforme, nous avons pu détecter des anomalies et des morphologies résultant de l'instabilité des systèmes de drainage et des processus de déformation tectonique.

L'ensemble de nos observations montrent que la mise en place de la plateforme et de la karstification est liée aux variations drastiques du niveau de base associées à la crise de salinité messinienne. C'est à ce moment que se met en place le réseau de drainage de surface ainsi que

le réseau de cavités souterraines. Par la suite, l'évolution de cette plateforme est essentiellement contrôlée par les variations climatiques et tectoniques. Le Pliocène correspond à une période de biostasie caractérisé par le développement de sol sur la plateforme carbonatée. Cette phase est suivie au Plaisancien par une phase de rhexistasie qui mène au développement intense de calcrète sur la plateforme. Ceci induit une érosion différentielle entre la plateforme et les terrains environnant, qui conduit à la formation d'une cuesta et à la déconnexion du réseau de drainage de la plateforme de ses sources initiales, à l'exception des quatre rivières principales qui restent traversantes. Le Quaternaire se caractérise par la déformation de la plateforme de type tilt comme mis en évidence par les profils « χ / élévation » des rivières. Les analyses morphologiques et morphométriques montrent des variations latérales de cette déformation, qui est beaucoup plus marquée à l'ouest qu'à l'est, comme en témoignent les « swath profiles » ou la répartition des « knickpoints ». Ce tilt est probablement dû à la compaction différentielle des marnes sous-jacentes à la plateforme. Cependant d'après la cartographie des « shelter caves » et l'analyse des valeurs de k_{sn} , la variation de déformation semble être brutale au niveau de l'Oued Touchait, suggérant une origine localisée de celle-ci que nous attribuons à une propagation diffuse du chevauchement de Boukadir dans la plateforme.

Pour aller plus loin dans la compréhension de l'origine de la déformation qui impacte la plateforme de Boukadir, il serait intéressant de vérifier les hypothèses proposées dans ce travail en datant les sols rouge-brun et la calcrète, et en effectuant davantage d'observations et des vérifications sur le terrain.

Conclusions et perspectives

Les phénomènes karstiques de la région de Boukadir, qui présentent des caractéristiques géomorphologiques atypiques des zones karstiques. Ces caractéristiques se traduisent par la présence de formes karstiques peu communes et un réseau de drainage de surface important.

L'objectif principal de mon travail a été de comprendre et d'expliquer les processus de formation et d'évolution de ce karst, et spécifiquement les phénomènes qui ont conduit à la formation de la large doline d'effondrement de la RN4 en juin 1988, ainsi que la formation plus ancienne du puits du diable "Bir el Djeneb", et les multitudes de formes de dissolution visibles dans la plateforme carbonatée du piedmont.

Pour cela, dans un premier temps j'ai réévalué le contexte géologique général et proposé une nouvelle chronologie. Ce premier travail m'a ensuite permis d'étudier la question de la genèse des gouffres profonds de la région, par une approche géomorphologique. Puis, je me suis intéressée au risque d'effondrement dans la plaine de Boukadir, en révélant la géométrie des carbonates sous couvertures et des dépôts sus-jacents, grâce aux forages collectés auprès des travaux publics algériens. Et enfin, dans la dernière partie de ce travail, j'ai étudié plus en détail la géomorphologie de la plateforme et de son réseau hydrographique afin de mettre en évidence ses déformations et les variations du niveau de base qui influencent également le fonctionnement et le développement de l'endokarst.

L'ensemble de mes résultats montrent :

1. Un fort contrôle des variations du niveau de base en lien avec la crise de salinité messinienne sur la formation du karst profond ;
2. L'existence d'un important réseau dendritique de drainage de surface, inhabituel pour une zone karstique ;
3. La présence d'une épaisse carapace calcaire (~4-5 m) qui joue un rôle prépondérant par rapport à la karstification ;
4. Une géométrie variable et une extension limitée des carbonates sous couverture et une déformation variable des carbonates affleurant ;
5. Un aléa d'effondrement et un risque de pollution associés restreints à des secteurs très limités.

Chapitre 1 : Contribution à la sédimentologie des carbonates messiniens du bassin du Chélif (Boukadir, Algérie).

Les carbonates de la plateforme de Boukadir font partie du bassin marginal du Chélif durant le Messinien. Généralement, lors de crise de salinité messinienne (Messinian Salinity Crisis,

MSC), on retrouve dans le centre des bassins marginaux, des dépôts riches en gypse et sur les marges, le complexe carbonaté terminal (Terminal Carbonate Complex, TCC). En dessous des TCC, une surface de planation marine est systématiquement mise en évidence (Roger *et al.*, 2000 ; Krijgsman *et al.*, 2001 ; Cornée *et al.*, 2002 ; Cornée *et al.*, 2004). L'absence de TCC et de la surface de planation marine au-dessus des carbonates de Boukadir indique que la plateforme étudiée s'est formée avant la crise de salinité messinienne. En Algérie, l'unique TCC qui est documenté se situe dans le Dj. Murdjadjo, à la limite ouest du bassin marginal du Chéelif. Selon la classification de Cornée *et al.* (2004), j'ai déterminé que la plateforme de Boukadir correspond donc à l'unité T2 (progradante et correspondant à la formation récifale complexe) déposée entre 6.7 et 5.95 Ma avant la MSC. Elle est affleurante dans le piémont nord de l'Ouarsenis et est partiellement recouverte par des sédiments plio-quadernaires dans la partie sud de l'actuel bassin du Chéelif.

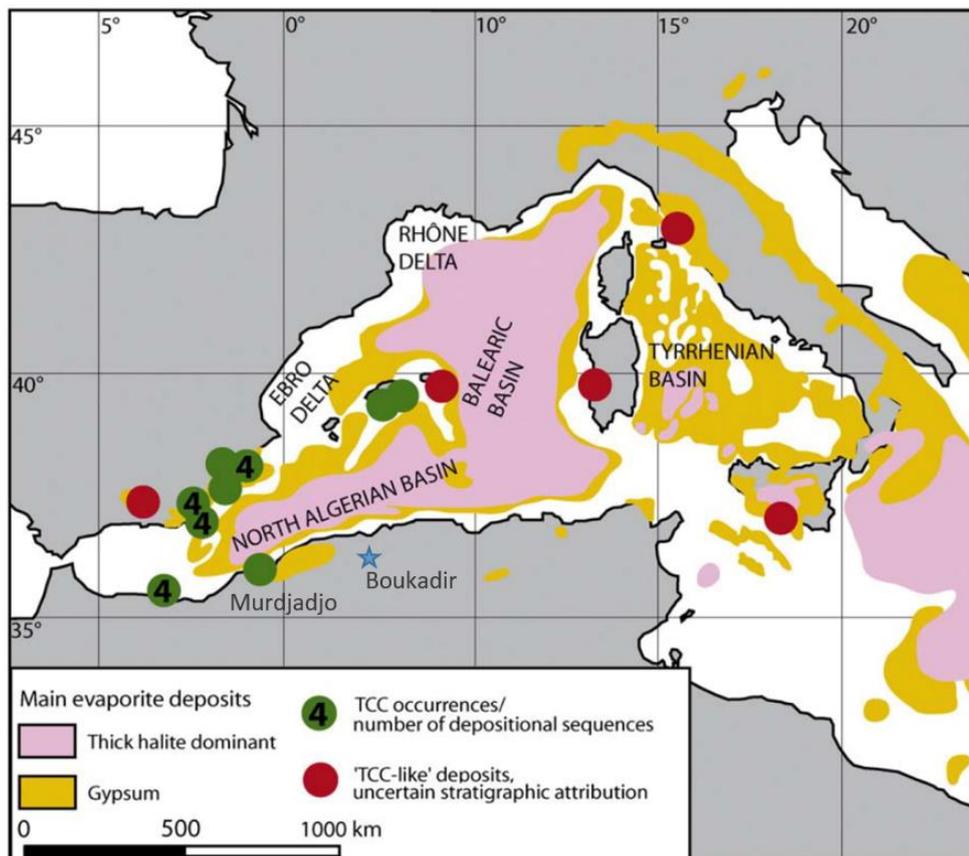


Figure 6.1. Distribution des systèmes de dépôts de TCC ou de type TCC sur les marges de la Méditerranée occidentale (Bourillot *et al.*, 2010) déposés durant la Crise de Salinité Messinienne (CSM). La plateforme étudiée est marine et donc antérieure. Elle fait partie d'un ensemble plus large de plateformes carbonatées déposées dans le bassin du Chéelif et en Méditerranée entre 6.7 et 5.95 Ma.

Chapitre 2: Karstic geomorphology of Carbonate Ouarsenis Piedmont (Boukadir Region, Chéelif) in Algeria: the role of the Messinian Salinity Crisis.

Les caractéristiques karstiques de la région sont particulières et peu communes aux régions karstiques. La plateforme carbonatée de Boukadir, étant formée de calcaire tufacé, a une large porosité et est parcourue par un large réseau de fractures, qui favorise une forte infiltration a priori. Cependant, elle est recouverte par une croûte calcaire, « calcrète » qui favorise le drainage de surface et limite l'infiltration (Moulana *et al.*, 2022). En effet, au cours du Quaternaire, l'Afrique du nord a connu des périodes humides (e.g. Shanahan *et al.*, 2015 ; Tierney *et al.*, 2017 ; Pausata *et al.*, 2020) qui ont conduit à la formation de calcrètes à la fin de ces périodes pluviales, lors de la phase catapluviale, en raison d'une dissolution et d'une précipitation accrues de calcite (Ek *et al.*, 1981 ; Mathieu *et al.*, 1983). Cette particularité et l'absence d'un sol développé sur la plateforme (source de CO₂) engendre une karstification, qui est actuellement peu active. Cependant, à Boukadir, un paléokarst important et profond existe puisqu'il a généré une très large doline d'effondrement sur la RN4 en 1988. J'ai mis en évidence que ce paléo-karst est liée à la chute de niveau de base durant la crise de salinité messinienne. La baisse du niveau de base durant le Messinien lié à l'assèchement de la mer Méditerranée affecte directement le réseau karstique, puisqu'il induit un approfondissement de la zone phréatique (ou noyée) et donc de la zone vadose (épinoyée) au-dessus, qui est généralement associée à la création de conduits horizontaux et à des vides importants. C'est par ce mécanisme que l'on crée un nouveau réseau karstique profond dans le bassin du Chéelif durant la MSC, même si la chute du niveau de base n'est pas aussi importante dans le bassin du Chéelif qu'en Méditerranée, puisqu'ils n'étaient plus connectés. On observe une transition depuis des dépôts marins profonds (marnes bleues) à des dépôts lacustres très peu profonds riche en gypse. Grâce aux résultats obtenus dans ce chapitre, je dévoile l'empreinte significative de la crise de salinité messinienne sur la plateforme de Boukadir avec une formation de canyons fluviaux et d'un paléokarst profond sous le niveau de base actuel, enfouis et remplis lors de la transgression pliocène suivante.

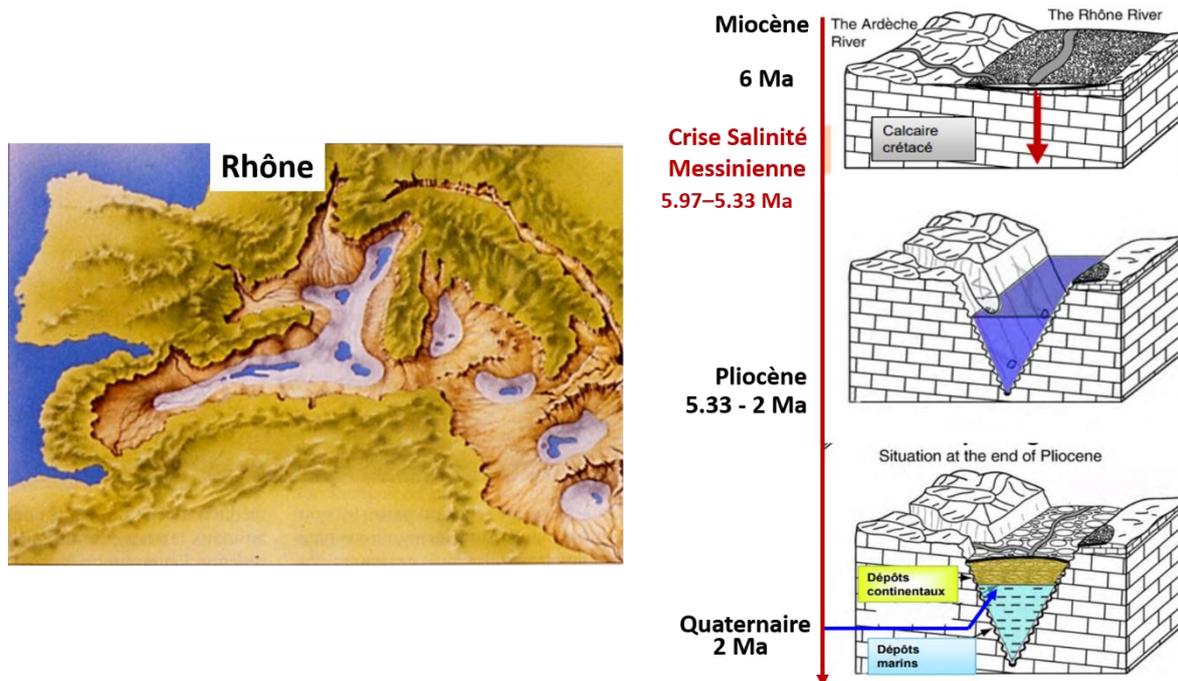


Figure 6.2. A. Reconstitution de la Méditerranée quasi-asséchée lors de la MSC (Hsü *et al.*, 1973). B. Succession de marqueurs géomorphologiques depuis la MSC jusqu'au Quaternaire dans le bassin de l'Ardèche (Mocochain *et al.*, 2006, 2009) que l'on retrouve dans le bassin du Chélif.

Chapitre 3 : Les aléas et risques spécifiques au milieu karstique dans la région de Boukadir en relation avec la géométrie de la plateforme carbonatée messinienne.

L'épaisseur variable de la plateforme carbonatée sous couverture de Boukadir et son enfouissement sont induits par la compaction différentielle des marnes sous-jacentes pendant le dépôt de la plateforme. Ce phénomène de déformation des plateformes carbonatées messiniennes n'est pas unique. Auparavant, il a été documenté dans les travaux sur la plateforme carbonatée messinienne du bassin de Sorbas au sud-est de L'Espagne Conesa (1997). En plus de la variation de l'épaisseur et de l'enfouissement de la plateforme, son extension sous la couverture du Plio-Quaternaire est également très variable et limitée. L'absence de la plateforme depuis la Merdja jusqu'à la limite ouest de la zone d'étude est aussi attribuée à une subsidence importante qui génère une grande profondeur d'eau et donc le dépôt de marnes et non de carbonates. Cette subsidence est attribué à la présence d'une faille normale active au moins durant le dépôt des marnes au niveau de l'actuelle zone de faille de Relizane.

Une fois la géométrie et l'extension de la plateforme carbonatée révélée, il a été possible de discuter et de limiter l'aléa d'effondrement karstique à une zone restreinte de ~1.5 km de large et de ~9 km de long entre Oued Sly et Boukadir. Cette zone présente un risque significatif étant

donné son occupation humaine importante avec la ville de Boukadir. Le risque de pollution de la nappe, en lien direct avec le karst de la région par l'ablation de la calcrète par les travaux et les carrières localisées sur la plateforme et la présence d'une décharge sauvage sur cette dernière est également démontré.

Chapitre 4 : Le karst du piedmont : importance des changements du niveau de base en lien avec la tectonique au cours du temps concernant la localisation des conduits karstiques dans le massif.

Le dernier chapitre de cette étude est exploratoire, car il vise à utiliser les données de morphologie de la plateforme carbonatée et de morphométrie du réseau hydrographique pour apporter des réponses supplémentaires sur le développement du karst et des "shelter caves" dans le massif. Une méthode similaire a été appliquée en Sicile par Pavano et al. (2022), qui dans cette zone a mis en avant l'impact des variations eustatiques du niveau de la mer sur la localisation des "knickpoints" et donc sur l'âge du système karstique. Dans le cas du karst de Boukadir, les indices morphologiques montrent en plus de l'eustatisme, l'importance de la tectonique et de la compaction différentielle des marnes, qui jouent conjointement un rôle important dans la déformation et l'évolution géomorphologique de la plateforme. La compaction différentielle des marnes sous-jacentes à la plateforme entraîne un « tilt » vers le nord de celle-ci. En raison d'une variation de l'épaisseur des marnes, ce « tilt » est variable latéralement et plus prononcé à l'ouest. Cependant, la variation latérale de compaction, ne permet pas d'expliquer l'ensemble des changements morphologiques observés, c'est pourquoi, je propose qu'il y ait également une origine tectonique à la déformation. Au vu de l'orientation des changements morphologiques, je suggère que la déformation de la plateforme à l'ouest est liée au prolongement vers le sud (sous la plateforme) de la déformation compressive régionale. La compression est accommodée par la faille inverse de Boukadir dans le bassin du Chélif et s'exprime de façon distribuée dans la zone de la plateforme. Je propose également une reconstruction paléogéographique de la plateforme carbonatée afin de proposer une chronologie relative des différents processus (érosifs, tectonique, ...) qui ont affecté la plateforme.

Perspectives :

Ce travail de thèse a permis une meilleure compréhension de la mise en place et l'évolution de la plateforme carbonatée de Boukadir. Les résultats obtenus soulèvent des perspectives intéressantes pour de futures recherches. En premier lieu, affiner et homogénéiser les données géologiques de la région permettrait de mieux comprendre l'histoire de la plateforme de Boukadir par rapport à d'autres plateformes ayant des dynamiques sédimentaires variables selon

l'histoire propre au Messinien des bassins de la mer Méditerranée. Cela passe par deux volets, le premier étant de réviser et d'actualiser les cartes géologiques publiées qui datent pour certaines du début du 19^{ème} siècle. De plus, il est nécessaire de produire ou de rendre accessible la carte géologique d'Ammi Moussa (partie sud de la plateforme entre les Oueds Rhiou et Taflout), afin de permettre une meilleure connaissance des unités géologiques dans cette zone cruciale pour l'étude de la plateforme. Enfin, on pourrait envisager dans certaines zones clés, de réaliser une cartographie géologique de petite échelle, afin de mettre en avant les variations lithologiques des carbonates. Ce qui nous renseignerait sur d'une part les environnements de dépôts et d'autre part, sur l'éventuelle présence de zone à compétence variable sur la plateforme. Le second volet est de réaliser une étude plus approfondie de la sédimentologie de la plateforme, en particulier en réalisant un échantillonnage plus systématique et à une résolution plus élevée des deux unités. Un modèle de dépôt de l'ensemble du corps sédimentaire carbonaté en fonction des variations eustatiques pourrait ainsi être établi, complété par une analyse des assemblages biologiques types présents. Étant donné l'épaisseur exceptionnelle de la plateforme (> 100 m), nous aurions ici une bonne résolution qui permettra une comparaison aux autres plateformes carbonatées. En effet, dans cette étude, j'ai documenté pour la première fois l'impact de la baisse du niveau de base durant la crise de salinité messinienne (CSM) sur la plateforme carbonatée de Boukadir. Il serait maintenant intéressant d'étendre nos observations aux autres bassins marginaux de l'Algérie afin de documenter et comprendre l'étendue régionale de cette crise du Messinien.

D'un point de vue morphologique, certains développements de nos observations peuvent être envisagés afin de préciser les processus qui ont affectés la région et contrôlé sa paléogéographie. D'une part la formation du karst dans la région pourrait être mieux comprise grâce à la réalisation de profils verticaux comprenant une description détaillée des dépôts le long du « puits du Diable » ou « Bir Djeneb », des descriptions plus complètes des autres grottes (dont les données acquises par les spéléologues n'ont pas encore été communiquées), ou encore une étude de terrain détaillée des « shelter caves », en analysant leur toit, leur base et leur morphologie. De même, une étude détaillée des dépôts de calcrète serait intéressante, afin de mieux comprendre leur mise en place, notamment s'ils ont été formés dans le sol ou dans la zone phréatique. Ceci associé à une visite des sites à l'arrière plateforme, au niveau du sol rouge-brun et des pertes qui permettraient de mieux interpréter les relations entre les différents dépôts observés sur la plateforme et mieux contraindre leur évolution en lien avec la karstification.

D'autre part, notre interprétation paléogéographique du bassin du Chéelif pourrait être améliorée par une meilleure connaissance des dépôts plio-quaternaires continentaux, notamment en ce qui concerne les larges dépôts de limons dont la mise en place n'est pas bien comprise. Il serait donc très intéressant de réaliser davantage de datations que celles effectuées par Meghraoui (1982) et par Meghraoui et al. (1988 ; 2022) dans la plaine de l'Oued el Fodda. Enfin, les descriptions des coupes et les forages actuels sont très sommaires et ne sont pas systématiquement homogènes en raison de la variabilité des descriptions suivant le professionnel qui les effectue. Il est donc nécessaire d'effectuer une description plus détaillée de ces coupes et forages pour une meilleure caractérisation des différents milieux de dépôts du Plio-Quaternaire et une reconstitution de la paléogéographie de la région, ce qui permettra une meilleure évaluation de l'aléa et du risque karstique ainsi que de l'hydrogéologie de Boukadir.

Enfin, au cours de cette thèse je me suis également penchée sur des problématiques liées au risque karstique, ainsi des zones avec un aléa d'effondrement ont été définies sur base de la structure de la plateforme, il serait intéressant de compléter cette étude par un suivi des événements karstiques, en effectuant des interviews auprès des autorités et de la population locale afin de vérifier si les infrastructures routières et les bâtiments de la ville ont été affectés localement. Au cours d'une mission de terrain, un affaissement a été signalé dans une école primaire de Boukadir, mais sans une étude plus précise sur place, il est impossible de déterminer l'origine de cette anomalie. Une étude par interférométrie radar pourrait également être réalisée pour mieux détecter toute subsidence localisée liée au karst profond. Les monts de l'Ouarsenis nous laissent encore beaucoup de travail à accomplir.

Références bibliographiques

Abbouda, M., Bouhadad, Y., Benfedda, A., & Slimani, A. (2018). Seismotectonic and seismological aspects of the Mostaganem (Western Algeria) May 22, 2014 (Mw 4.9) seismic event. *Arabian Journal of Geosciences*, 11(3), 1-9. DOI: 10.1007/s12517-018-3404-y

Abbouda, M., Maouche, S., Bouhadad, Y., & Belhai, D. (2019). Neotectonics and active tectonics of the Dahra-Lower Cheliff Basin (Tell Atlas, Algeria): Seismotectonic implication. *Journal of African Earth Sciences*, 153, 250-267. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2019.02.023

Achour, F., Bouzelboudjen, M., & Pieyns, S. A. (1998). Variabilité spatio-temporelle des ressources en eau en région semi-aride : application au bassin du Chelif, Algérie. In *Water Resources Variability in Africa during the XXth Century* (Vol. 252, pp. 225-234). International Association of Hydrological Sciences.

Adams, E. W. & Schlager, W. (2000). Basic types of submarine slope curvature. *Journal of Sedimentary Research*, 70(4), 814-828. DOI: 10.1306/2DC4093A-0E47-11D7-8643000102C1865D

Adams, E. W., Morsilli, M., Schlager, W., Keim, L. & van Hoek, T. (2002). Quantifying the geometry and sediment fabric of linear slopes: examples from the Tertiary of Italy (Southern Alps and Gargano Promontory). *Sedimentary Geology*, 154(1-2), 11-30. DOI: 10.1016/S0037-0738(02)00125-2

Ahmed, M. F., Ali, M. Z., Rogers, J. D., & Khan, M. S. (2019). A study of knickpoint surveys and their likely association with landslides along the Hunza River longitudinal profile. *Environmental earth sciences*, 78, 1-15. DOI: 10.1007/s12665-019-8178-3

Ahr, W. M. (1973). Carbonate Ramp—Alternative to Shelf Model. *AAPG Bulletin*, 57(9), 1826-1826. DOI: 10.1306/83D910C9-16C7-11D7-8645000102C1865D

Aïfa, T., & Zaagane, M. (2015). Neotectonic deformation stages in the central Ouarsenis culminating zone, Northwestern Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(5), 2667-2680.

Aissani, B., Hacini, M., Zeddouri, A., & Djidel, M. (2010). Diagnostic des effondrements et de leurs impacts sur l'environnement : cas de M'rara, bas Sahara, sud-est Algerien. *Annales des sciences et technologies*, 2(2), 153.

Akdim, B., Sabaoui, A., Amyay, M., Laouane, M., Gille, E., & Obda, K. (2012). Influences hydro karstiques du système sourcier Aïn Sebou-Timedrine-Ouamender Sur l'hydrologie de l'oued Sebou (Moyen Atlas, Maroc). *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 56(2), 165. DOI: 10.1127/0372-8854/2011/0063

Alexandersson, T. (1974). Carbonate cementation in coralline algal nodules in the Skagerrak, North Sea; biochemical precipitation in undersaturated waters. *Journal of Sedimentary Research*, 44(1), 7-26. DOI: 10.1306/74D72964-2B21-11D7-8648000102C1865D

Alonso-Zarza, A. M. (2003). Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60(3-4), 261-298. DOI: 10.1016/S0012-8252(02)00106-X

Amieux, P. (1982). Cathodoluminescence: method of sedimentological study in carbonates. *Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine*, 6, 437-483.

Anderson, R. V. V. (1936). *Geology in the coastal Atlas of western Algeria* (No. 4). Geological Society of America, 450 pp.

Andre, G. (2003). *Caractérisation des déformations méso-cénozoïques et des circulations de fluides dans l'Est du Bassin de Paris* (Doctoral dissertation, Université Henri Poincaré-Nancy 1).

Anthony, D., Granger, D. (2007). An empirical stream power formulation for knickpoint retreat in Appalachian Plateau fluviokarst. *J. Hydrol.*, 343, pp. 117-126.

Aoudia, A., Vaccari, F., Suhadolc, P., & Meghraoui, M. (2000). Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria. *Journal of Seismology*, 4(1), 79-98. DOI: 10.1023/A:1009848714019

Arab, M., Bracene, R., Roure, F., Zazoun, R. S., Mahdjoub, Y., & Badji, R. (2015). Source rocks and related petroleum systems of the Chelif Basin, (western Tellian domain, north Algeria). *Marine and Petroleum Geology*, 64, 363-385. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2015.03.017

Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., & Carrizo, D. (2015). Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews*, 143, 1-35.

ASAL & ASGA (2015). Actualisation et la finalisation de la carte géologique de l'Algérie à l'échelle du 1/ 2 100 000^e avec l'appui de l'imagerie ALSAT-1.

Atif, K. F. T., Bessedik, M., Belkebir, L., Mansour, B. & Saint Martin, J. P. (2008). Le passage Mio-Pliocène dans le bassin du Bas Chélif (Algérie). *Biostratigraphie et paléoenvironnements. Geodiversitas*, 30(1), 97-116.

Audra, P., Mocochain, L., Camus, H., Gilli, E., Clauzon, G. & Bigot, J.Y. (2004). The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France, *Geodynamica Acta*, 17: 6,389-400, DOI: 10.3166/ga.17.389-400

Audra, P., Palmer, A.N. (2013) The vertical dimension of karst. Controls of vertical cave pattern J. Shroder, A. Frumkin (Eds.), *Treatise on Geomorphology, Karst Geomorphology*, 6, Academic Press, San Diego, pp. 186-206.

Azañón, J. M., Galve, J. P., Pérez-Peña, J. V., Giaconia, F., Carvajal, R., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Vázquez, M. & Roldán, F. J. (2015). Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift? *Tectonophysics*, 663, 19-32. DOI: 10.1016/j.tecto.2015.06.015

Azañón, J. M., Galve, J. P., Pérez-Peña, J. V., Giaconia, F., Carvajal, R., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Vázquez, M. & Roldán, F. J. (2015). Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift? *Tectonophysics*, 663, 19-32. DOI: 10.1016/j.tecto.2015.06.015

Azizi, Y., Menani, M.R., Hemila M.L. & Boumezbeur A. (2014). Karst sinkholes stability assessment in Cheria area, NE Algeria. *Geotechnical and Geological Engineering*, 32(2), 363-374. DOI 10.1007/s10706-013-9719-2

Babinot, J. F., & Boukli-Hacene, S. (1998). Associations d'ostracodes en faciès mixtes de plate-forme : l'exemple du Messinien de la région nord des Tessala (Oranie, Algérie). *Revue de micropaléontologie*, 41(1), 3-17.

Bakalowicz, M. (1996). Les processus de karstification et les différents types de karst associés. *Mémoires de la Société géologique de France (1833)*, 169, 363-371.

Bakalowicz, M. (2018). Coastal karst groundwater in the Mediterranean: A resource to be preferably exploited onshore, not from karst submarine springs. *Geosciences*, 8(7), 258. DOI: 10.3390/geosciences8070258

Ballais, J.L. & Cohen, J. (1981). Intérêt morphogénétique et paléoclimatique des travertins des Aurès (Algérie). Actes du Colloque de l'Association des Géographes français : Formations carbonatées externes, tufs et travertins. Paris, 9 mai 1981, pp. 37-44.

Baulig, H. (1926). Sur une méthode altimétrique d'analyse morphologique appliquée à la Bretagne péninsulaire. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 3(10), 7-9.

Beck, B. (2012). Soil piping and sinkhole failures. In *Encyclopedia of caves* (pp. 718-723). Academic Press.

Beeson, H. W., & McCoy, S. W. (2020). Geomorphic signatures of the transient fluvial response to tilting. *Earth Surface Dynamics*, 8(1), 123-159. DOI:10.5194/esurf-8-123-2020

Begin, Z. E. B., Schumm, S. A., & Meyer, D. F. (1980). Knickpoint migration due to baselevel lowering. *Journal of the Waterway, Port, Coastal and Ocean Division*, 106(3), 369-388.

Beldjoudi, H., Delouis, B., Heddar, A., Nouar, O. B., & Yelles-Chaouche, A. (2012). The Tadjena earthquake (Mw= 5.0) of December 16, 2006 in the Cheliff region (northern Algeria): Waveform modelling, regional stresses, and relation with the Boukadir fault. *Pure and Applied Geophysics*, 169(4), 677-691. DOI: 10.1007/s00024-011-0337-8

Belhadji, A., Belkebir, L., Saint Martin, J. P., Mansour, B., Bessedik, M. & Conesa, G. (2008). Apports des foraminifères planctoniques à la biostratigraphie du Miocène supérieur et du Pliocène de Djebel Diss (bassin du Chélif, Algérie). *Geodiversitas*, 30(1), 79-96.

Belkebir, L., Bessedik, M., Ameur-Chehbeur, A. & Anglada, R. (1996). Le Miocène des bassins nord-occidentaux d'Algérie: biostratigraphie et eustatisme. *Bulletin des Centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine. Mémoire*, (16), 553-561.

Belkebir, L., Labdi, A., Mansour, B., Bessedik, M. & Saint-Martin, J.P. (2008). Biostratigraphie et lithologie des séries serravallo-tortonniennes du massif du Dahra et du bassin du Chélif (Algérie). Implications sur la position de la limite serravallo-tortonienne. *Geodiversitas*, 30/1, 9–19.

Benmoumene, Z., Zennini, K. (1989). Etude microgravimétrique de l'effondrement de Boukadir. Thèse d'ingénieur – I.S.T. – USTHB Alger.

Bensaoula, F. (2008). Exportation des carbonates et dissolution spécifique dans le système karstique de Boumaza (Monts de Tlemcen-NO algérien). *Karstologia*, 52(1), 31-38.

Bensaoula, F. et Collignon, B., (2022). Les Monts de Tlemcen. In : book : Karsts et Grottes d'Algérie. Les principales régions karstiques d'Algérie et leurs cavités les plus remarquables. geomorphology and environmental change. Association Française de Kartologie, pp. 156–186 (Chapter 10) : Le Tell Oranais. *Karstologia Mémoires n°27-2022*.

Besser, H., Dhaouadi, L., Hadji, R., Hamed, Y., & Jemmali, H. (2021). Ecologic and economic perspectives for sustainable irrigated agriculture under arid climate conditions: An analysis based on environmental indicators for southern Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 104134.

Bettahar, N. (2012). Effect of the Climate and Soil Characteristics on the Nitrogen Balance in the North of Algeria. In *Horticulture*. IntechOpen.

Bettahar, N., Benamara, A., Kettab, A., & Douaoui, A. (2009). Risque de pollution nitrée des zones semi-arides : cas de la vallée du moyen Cheliff occidental (Nord Algérien). *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 22(1), 69-78. DOI :10.7202/019824ar

Bettahar, N., Kettab, A. Benamara, A. & Douaoui, A. (2008). Effet des conditions pédoclimatiques sur le bilan d'azote. Cas de la vallée du moyen Cheliff occidental. *Algerian Journal Of Technology –AJOT*, ISSN 111-357X, Number Special – An International Publication of Engineering Sciences, 1, 441-447.

Bini A. (1994). Rapports entre la karstification périméditerranéenne et la crise de salinité du Messinien. *Karstologia*, 23, 33-53. DOI : 10.3406/karst.1994.2329

Bini, A., Forieri, A., Rémy, F., Tabacco, I. E., Zirizotti, A., & Zuccoli, L. (2003). Un karst sous la glace de l'Antarctide ? *Karstologia*, 42(1), 45-49.

Birebent, J. (1947 a). Rapport de spéléologie de l'Algérie : Inventaire. 1er Décembre 1947. Agence National Ressources Hydrauliques (ANRH), 13 pp.

Birebent, J. (1947 b). Spéléologie & étude des puits de la région avoisinant le Merdja entre Inkermann & Charon (Département d'Oran et d'Alger). Agence National des Ressources hydrauliques. Alger, le 28 Décembre 1947. Rapport, 17 pp.

Birebent, J. (1948). Explorations souterraines en Algérie. Campagne 1946—1947. *Annales de Spéléologie* ; 3, 2, 8 pp.

Blanc, P. (1984). Ressources en eau des calcaires à lithothamnium de la rive gauche de l'Oued Chélif (Algérie). *Ingenieurs Archit. Suisses*, 110 (9), pp. 129-132, DOI: 10.5169/seals-75297

Bookhagen, B., & Burbank, D. W. (2006). Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya. *Geophysical Research Letters*, 33(8). DOI: 10.1029/2006GL026037

Bosák, P. (2002). Karst processes from the beginning to the end: how can they be dated. Evolution of karst: from prekarst to cessation. Ljubljana, Založba ZRC, 191-223.

Bouchenouk, I. (2013). Processus d'enrichissement en nitrates des eaux souterraines dans les zones semi-arides, cas de la plaine de Boukadir (nord-ouest Algérien) (Doctoral dissertation, univ oran 2).

Boukerbout, H., Abtout, A., Gibert, D., Henry, B., Bouyahiaoui, B., & Derder, M. E. M. (2018). Identification of deep magnetized structures in the tectonically active Chlef area (Algeria) from aeromagnetic data using wavelet and ridgelet transforms. *Journal of Applied Geophysics*, 154, 167-181. DOI : 10.1016/j.jappgeo.2018.04.026

Boulaine J. (1957). Etude des sols des plaines du Cheliff. Thèse d'Etat de l'Université d'Alger, 582 p.

Boulvain, F. (2001). Facies architecture and diagenesis of Belgian Late Frasnian carbonate mounds. *Sedimentary Geology*, 145(3-4), 269-294. DOI: 10.1016/S0037-0738(01)00152-X

Bourillot, R., Vennin, E., Kolodka, C., Rouchy, J. M., Caruso, A., Durllet, C., Chaix, C. & Rommevaux, V. (2009). The role of topography and erosion in the development and architecture of shallow-water coral bioherms (Tortonian–Messinian, Cabo de Gata, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(1-2), 92-114. DOI: 10.1016/j.palaeo.2009.07.015

Bourillot, R., Vennin, E., Rouchy, J. M., Blanc-Valleron, M. M., Caruso, A. & Durllet, C. (2010). The end of the Messinian salinity crisis in the western Mediterranean: Insights from the carbonate platforms of south-eastern Spain. *Sedimentary Geology*, 229(4), 224-253. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2010.06.010

Bouzegag, A., Gossa, M.Y. & Bouroubi, Y. (2015). Etude géologique et hydrogéologique de la région de M'rara et sa contribution à la création des effondrements.

Brachert, T. C., Vescogni, A., Bosellini, F. R., Reuter, M. & Mertz-Kraus, R. (2007). High salinity variability during the early Messinian revealed by stable isotope signatures from vermetid and Halimeda reefs of the Mediterranean region. *Geologica Romana*, 40, 51-66.

Brahmi, S., Baali, F., Hadji, R., Brahmi, S., Hamad, A., Rahal, O., Zerrouki, H., Saadali, B. & Hamed, Y. (2021). Assessment of groundwater and soil pollution by leachate using electrical resistivity and induced polarization imaging survey, case of Tebessa municipal landfill, NE Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(4), 1-13.

Briand, F. (2008). The Messinian Salinity Crisis from mega-deposits to microbiology– A consensus report. CIESM Workshop Monographs (Vol. 30). pp. 91-96.

Brives, A. & Ferrand, M. (1912). Carte géologique de l'Algérie 1:50,000: 105. Alger : Service géologique de l'Algérie.

Bruxelles, L. (2001). Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : causes de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Evolution morphogénétique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement (Doctoral dissertation, Université de Provence (Aix Marseille 1)).

Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2001). Tectonic geomorphology: a frontier in earth science. Malden, Mass.: Blackwell Science.

Burberry, C. M., Cosgrove, J. W., & Liu, J. G. (2007). Stream network characteristics used to infer the distribution of fold types in the Zagros Simply Folded Belt, Iran. *Journal of Maps*, 3(sup1), 32-45. DOI: 10.1080/jom.2007.9711027

Burchette, T. P. & Wright, V. P. (1992). Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79(1-4), 3-57. Doi: 10.1016/0037-0738(92)90003-A

BURGeAP (2004). Prospection géophysique à travers la région : HAMADNA - BOUKADIR. Wilaya de Relizane. Rapport définitif. Agence National Ressources Hydrauliques (ANRH), 57 pp.

Busche, D., & Erbe, W. (1987). Silicate karst landforms of the southern Sahara (north-eastern Niger and southern Libya). *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband*, 64, 55-72.

C.G.G. (1966). Etude Hydrologique par prospection électrique et sismique dans l'oued Sly

C.G.G. (1972). Prospection géophysique par sondage électrique du Moyen Chélif Occidental.

Camus, H. (2003). Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud cévenole : Relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats (Doctoral dissertation, Bordeaux 3).

Chalikakis, K., Plagnes, V., Guerin, R., Valois, R., & Bosch, F. P. (2011). Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. *Hydrogeology Journal*, 19(6), 1169-1180. DOI 10.1007/s10040-011-0746-x

Chang, Y. S., & Park, H. D. (2004). Development of a web-based geographic information system for the management of borehole and geological data. *Computers & Geosciences*, 30(8), 887-897. DOI: 10.1016/j.cageo.2004.07.006

Chase, Clement G. "Fluvial landsculpting and the fractal dimension of topography." *Geomorphology* 5.1-2 (1992) : 39-57.

Chellat, S., Djerrab, A., & Bourefis, A. (2014). Les grès Mio-Pliocene de la région de Guerrara: analyse sedimentologique séquentielle et paléo-environnementale. *Bulletin du Service Géologique National*, 25(2), 1-21.

Chen, Z., Goldscheider, N., Auler, A.S., Bakalowicz, M., Broda, S., Drew, D., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Richts, A., Stevanovic, Z., Veni, G., Dumont, A., Aureli, A., Clos, P., Kromholz, M. (2017b) World Karst Aquifer Map (WHYMAP WOKAM). BGR, IAH, KIT, UNESCO. DOI : 10.25928/b2.21_sfkq-r406

Cheylan, G. (1949). Sondage du Merdja Sidi Abed (Département d'Oran). Agence National des Ressources hydrauliques, Alger, p. 3 le 5 Octobre 1949. Rapport.

Cheylan, G. (1950). Forage de reconnaissance géologique à grande profondeur (sondage du Merdja). Agence National des Ressources hydrauliques, Alger, p. 7, le 10 mars 1952. Rapport.

Cheylan, G. (1952). Etude hydrologique des calcaires à Lithothamnium de la vallée du Cheliff. Merdja Sidi Abed. Implantation des piézomètres et des forages de reconnaissances (Département d'Oran). Agence National des Ressources hydrauliques, Alger, p. 3. Rapport.

Clauzon, G. (1982). Le canyon messinien du Rhône ; une preuve decive du " desiccated deep-basin model" (Hsue, Cita and Ryan, 1973). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3), 597-610.

Clauzon, G., Suc, J. P., Gautier, F., Berger, A. & Loutre, M. F. (1996). Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology*, 24(4), 363-366. Doi: 10.1130/0091-7613(1996)024<0363:AIOTMS>2.3.CO;2

Collignon, B. (1991). Les principaux karsts d'Algérie, Quelques éléments de synthèse, actes du 9ème Congrès National de la SSS., Akten des 9. Nationalen kongresses der SHG.

Collignon, B. (1997). Etude géophysique et piézométrique d'un karst côtier à Zanzibar. *Sciences & Techniques de l'Environnement*, université de Franche-Comté. Mémoire hors-série, 263-266.

Collignon, B. (2022). Karsts et grottes d'Algérie. Les principales régions karstiques d'Algérie et leurs cavités le splus remarquables. geomorphology and environmental change. *Karstologia Mémoires n°27-2022*. Assosiation Française de Kartologie. 255 p.

Colman, S.M. and Pierce, K.L. (2000). Classification of Quaternary geochronologic methods. In: Noller J.S., Sowers J.M. and Lettis W.R. (Eds.), *Quaternary Geochronology. Methods and Applications*. Washington: American Geophysical Union, 2-5.

Columbu, A., Chiarini, V., Waele, J.D., Drysdale, R., Woodhead, J., Helstrom, J., Forti, P. (2017). Late Quaternary speleogenesis and landscape evolution in the northern Apennine evaporite areas *Earth Surf. Process. Landf.*, 42 (10), pp. 1447-1459. DOI: 10.1002/esp.4099

Conesa, G. (1997). Géométrie et biosédimentologie d'une plate-forme carbonatée messinienne (Bassin de Sorbas, Sud-Est de l'Espagne). Thèse Université Aix-Marseille.

Conrad, G., Geze, B., et Paloc, H. (1967) - Observations sur les phénomènes karstiques et pseudo-karstiques du Sahara. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 2, IX/5, Paris, p. 357-370.

Corbel, J. (1952). Travaux russes sur le karst. In *Annales de géographie* (Vol. 61, No. 327, pp. 377-378). Persée-Portail des revues scientifiques en SHS. DOI : 10.3406/geo.1952.13690

Corbel, J. (1954). Les phénomènes karstiques dans les Grands Causses. *Géocarrefour*, 29(4), 287-315.

Cornée, J. J., Guieu, G., Muller, J. & Saint-Martin, J. P. (1994). Mediterranean Messinian carbonate platforms: some controlling factors. *Géologie Méditerranéenne*, 21(3), 45-48.

Cornée, J. J., Roger, S., Münch, P., Saint Martin, J. P., Féraud, G., Conesa, G. & Pestrea-Saint Martin, S. (2002). Messinian events: new constraints from sedimentological investigations and new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in the Melilla–Nador basin (Morocco). *Sedimentary Geology*, 151(1-2), 127-147. DOI: 10.1016/S0037-0738(01)00235-4

Cornée, J. J., Saint Martin, J. P., Conesa, G., Münch, P., André, J. P., Saint Martin, S. & Roger, S. (2004). Correlations and sequence stratigraphic model for Messinian carbonate platforms of the western and central Mediterranean. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 93, 621–633. DOI: 10.1007/s00531-004-0400-0

Cornée, J. J., Saint-Martin, J. P., Conesa, G., Andre, J. P., Muller, J. & Benmoussa, A. (1996). Anatomie de quelques plates-formes carbonatées progradantes messiniennes de Méditerranée occidentale. *Bulletin-société géologique de France*, 167, 495-508.

Costa, G., Bavestrello, G., Cattaneo-Vietti, R., Pierre, F. D., Lozar, F., Natalicchio, M., Violanti, D., Pansini, M., Rosso, A. & Bertolino, M. (2021). Palaeoenvironmental significance of sponge spicules in pre-Messinian crisis sediments, Northern Italy. *Facies*, 67(2), 1-21. DOI :10.1007/s10347-020-00619-4

Coudurier Curveur, A. (2012). Evolution morpho-tectonique de la marge de subduction andine au Nord Chili (Doctoral dissertation, Paris 7).

Couëffé, R., Tessier, B., Gigot, P., & Beaudoin, B. (2001). Le temps préservé sous forme de sédiments : résultats semi-quantitatifs obtenus dans la molasse marine miocène du bassin de Digne (Alpes-de-Haute-Provence, Sud-Est de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 332(1), 5-11.

Cowie, P. A., Whittaker, A. C., Attal, M., Roberts, G., Tucker, G. E., & Ganas, A. (2008). New constraints on sediment-flux-dependent river incision: Implications for extracting tectonic signals from river profiles. *Geology*, 36(7), 535-538. DOI: 10.1130/G24681A.1

Crosby, B. T., & Whipple, K. X. (2006). Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 82(1-2), 16-38. DOI : 10.1016/j.geomorph.2005.08.023

D'Agostino, N., Jackson, J. A., Dramis, F. & Funicello, R. (2001). Interactions between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: an example from the central Apennines (Italy). *Geophysical Journal International*, 147(2), 475-497. DOI: 10.1046/j.1365-246X.2001.00539.x

Dandurand, G., Devès, G., Maire, R., Ortega, R., Genty, D., & Ghaleb, B. (2011). Morphosedimentary study of a cave deposit at Bois du Clos cave (Charente, France) : geometric constraints and hydrological dynamics. *QUARTERNAIRE*, 22, 285-306. DOI: 10.4000/quarternaire.6019

Daniels, J. M. (2008). Distinguishing allogenic from autogenic causes of bed elevation change in late Quaternary alluvial stratigraphic records. *Geomorphology*, 101(1-2), 159-171. DOI : 10.1016/j.geomorph.2008.05.022

Delannoy, J. J. (1997). Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie) : les apports morphogéniques du karst (Doctoral dissertation, Université Joseph-Fourier-Grenoble I).

Delannoy, J. J., Gauchon, C., Hobléa, F., Jaillet, S., Maire, R., Perrette, Y., Perroux, A.-S., Ployon, E. & Vanara, N. (2009). Karst : from palaeogeographic archives to environmental indicators. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 15(2), 83-94. DOI: 10.4000/geomorphologie.7520

Delattre, N. (1985). Les puits naturels du Tournaisis. Étude de leur localisation et contribution à l'étude de leur genèse. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 108, 117-123.

Dente, E., Lensky, N. G., Morin, E., & Enzel, Y. (2021). From straight to deeply incised meandering channels: Slope impact on sinuosity of confined streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 46(5), 1041-1054. DOI: 10.1002/esp.5085

Derder, M. E. M., Henry, B., Amenna, M., Bayou, B., Maouche, S., Besse, J., Abtout, A., Boukerbout, H., Bessedik, M., Bourouis, S. & Ayache, M. (2011). Tectonic evolution of the active "Chelif" basin (Northern Algeria) from paleomagnetic and magnetic fabric investigations. *New Frontiers in Tectonic Research at the Midst of Plate Convergence Intech Publisher book*, 978-953-307-594-5, Intech Publisher (2011), pp. 3-26

Derder, M. E. M., Henry, B., Maouche, S., Bayou, B., Amenna, M., Besse, J., Bessedik, M., Belhaie, D. & Ayache, M. (2013). Transpressive tectonics along a major E–W crustal structure on the Algerian continental margin: Blocks rotations revealed by a paleomagnetic analysis. *Tectonophysics*, 593, 183-192. DOI : 10.1016/j.tecto.2013.03.007

Derijcke, F. (1979). Le karst souterrain du Tournaisis, du Paléozoïque à aujourd'hui. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 102, 27-30.

Dewey, J. F., Helman, M. L., Knott, S. D., Turco, E., & Hutton, D. H. W. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 265-283. DOI : 10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15

Dewey, J.W. (1991). The 1954 and 1980 algerian earthquakes: implications for the characteristic displacement model of fault behaviour, *Bull. seism. Soc. Am.*, 81, 446–467.

Diamond, M. L., & Hodge, E. (2007). Urban contaminant dynamics: from source to effect.

DiBiase, R. A., Rossi, M. W., & Neely, A. B. (2018). Fracture density and grain size controls on the relief structure of bedrock landscapes. *Geology*, 46(5), 399-402. DOI: 10.1130/G40006.1

DiBiase, R. A., Whipple, K. X., Heimsath, A. M., & Ouimet, W. B. (2010). Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(1-2), 134-144.

Domzing, A. (2006) : Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne. Thèse de doctorat CNRS- Univ de Bretagne occidentale.

Droque, C. (1969). Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karst périméditerranéens (Doctoral dissertation, Thèse d'état, Univ. de Montpellier, 482 p).

Dumitru, O.A., Polyak, V.J., Asmerom, Y., Onac, B.P. (2021). Last interglacial sea-level history from speleothems: a global standardized database *Earth Syst. Sci. Data*, 13 (2077–2094), p. 2021. DOI: 10.5194/essd-13-2077-2021

Dumitru, T.A., (2000). Fission-track geochronology. In: Noller J.S., Sowers J.M. and Lettis, W.R. (Eds.). *Quaternary Geochronology. Methods and Applications*. Washington: American Geophysical Union, 131-155.

Dunne, T. (1980). Formation and controls of channel networks. *Prog. Phys. Geogr.*, 4 (2), pp. 211-239.

Dunne, T. (1990). Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In: Higgins, C.G., Coates, D.R. (Eds), *Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms*. Geological Society of America Special Paper, 252, pp. 1-28.

Duran, L. (2015). Approches physique, conceptuelle et statistique du fonctionnement hydrologique d'un karst sous couverture (Doctoral dissertation, Université de Rouen, France).

Duval, M., Sahnouni, M., Parés, J. M., Van der Made, J., Abdessadok, S., Harichane, Z., Chelli Cheheb, R. Boulagraif, K. & Pérez-González, A. (2021). The Plio-Pleistocene sequence of Oued Boucherit (Algeria): A unique chronologically-constrained archaeological and palaeontological record in North Africa. *Quaternary Science Reviews*, 271, 107116. DOI: 10.1016/j.quascirev.2021.107116

Eberli, G. P., Anselmetti, F. S., Betzler, C., Van Konijnenburg, J. H. & Bernoulli, D. (2004). Carbonate platform to basin transitions on seismic data and in outcrops: Great Bahama Bank and the Maiella platform margin, Italy, in G. P. Eberli, J. L. Masferro, and J. F. R. Sarg, eds., *Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems: AAPG Memoir 81*, p. 207–250.

Ek, C., Mathieu L. & Lacroix, D. (1981). Croûtes et encroûtements calcaires en climat méditerranéen. L'exemple du bled Ouljamane (Maroc oriental). Actes du Colloque de l'Association des Géographes français : Formations carbonatées externes, tufs et travertins. Association française de Karstologie, mémoire n° 3, pp. 61-72.

EK, C. (1976) Les phénomènes karstiques, pp. 137-157 in *Géomorphologie de la Belgique, Hommage au Professeur P. Macar, A. Pissart, éd. sc.*, 224 p., Laboratoire de Géographie physique de l'Université de Liège.

Ek, C., Jaspard A. & Michel, R. (1999) La cartographie des contraintes karstiques en Région wallonne (Belgique). *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 36, 53-64.

Ek, C., Michel, R., Mousny, V. & Closson, D. (1997) Dynamics of the karstic features of Sprimont (Belgium) and its consequences on land use planning. Preliminary note. *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, La-Chaux-de-Fonds, Switzerland*, 5, 13-14.

Ek, C., Schyns, J. C., & Ozer, A. (2006). *Le karst*. 2-87401209-2.

Embry, A. F. & Klovan, J. E. (1971). A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian petroleum geology*, 19(4), 730-781.

Engel, J. Woodhead, J., Hellstrom, J., White, S., White, N., Green, H. (2020). Using speleothems to constrain late Cenozoic uplift rates in karst terranes *Geology*, 48, pp. 755-760. DOI: 10.1130/G47466.1

Esteban, M. & Klappa, C.F. (1983). Subaerial exposure environments. In: Shole, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (Eds.), *Carbonate Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 33, pp. 1–54.

Esteban, M. (1979). Significance of the upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29, 169-188. DOI: 10.1016/0031-0182(79)90080-4

Falivene, S., Giddings, J., Hardy, S., & Sanderson, G. (2006). *Managing Citrus Orchards with Less Water Primefact* (Vol. 427, pp. 10). Orange, NSW : NSW Department of Primary Industries.

FAO. (1989). *The state of food and agriculture* (Vol. 37). Food & Agriculture Organization of the UN (FAO).

Fauquette, S., Suc, J.P., Adele Bertini, A., Popescu, S.M., Warny, S., Bachiri Taoufiq, N., Perez Villa, M.J., Chikhi, H., Feddi, N., Subally, D., Clauzon, G. & Ferrier, J. (2006). How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the

Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238(1-4), 281-301. DOI: 10.1016/j.palaeo.2006.03.029

Fielding, E., Isacks, B., Barazangi, M. & Duncan, C. (1994). How flat is Tibet? *Geology*, 22(2), 163-167. DOI: 10.1130/0091-7613(1994)022<0163:HFIT>2.3.CO;2

Fleury, P., Plagnes, V., & Bakalowicz, M. (2007). Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). *Journal of hydrology*, 345(1-2), 38-49. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2007.07.014

Flint, J. J. (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10(5):969–973.

Flügel, E. (2004). *Microfacies analysis of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application.* Springer, Berlin, 976 pp.

Ford, D. C. (1998). Perspectives in karst hydrogeology and cavern genesis. In *Karst Modeling: Special Publication 5* (pp. 17-29). The Karst Waters Institute Charles Town, West Virginia (USA).

Ford, D. C., & Williams, P. W. (1989). *Karst geomorphology and hydrology* (Vol. 601). London: Unwin Hyman.

Ford, D., & Williams, P. D. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology.* John Wiley & Sons.

Forman, S.L., Pierson, J. and Lepper, K. (2000). Luminescence dating. In: Noller J.S., Sowers J.M. and Lettis, W.R. (Eds.), *Quaternary Geochronology. Methods and Applications.* Washington: American Geophysical Union, 157- 176.

Francis, A.K., Peterson, E.W., Dogwiler, T.J. (2018). Lithology as an erosional control on the cave branch and horn hollow fluviokarst watersheds in Carter County, Kentucky I.D. Sasowsky, M.J. Byle, L. Land (Eds.), *15th Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst and the 3rd Appalachian Karst Symposium*, Shepherdstown, vol. 6, West Virginia, National Cave and Karst Research Institute, pp. 279-288.

Frank, J. R., Carpenter, A. B. & Oglesby, T. W. (1982). Cathodoluminescence and composition of calcite cement in the Taum Sauk Limestone (Upper Cambrian), Southeast Missouri. *Journal of Sedimentary Research*, 52(2), 631-638. DOI: 10.1306/212F7FB8-2B24-11D7-8648000102C1865D

Franseen, E. K., Esteban, M., Ward, W. C. & Rouchy, J. M. (1996). Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions: Introduction. *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, vol. 5, SEPM, Tulsa (1996), pp. 1-391

Gao, Z. & Fan, T. (2015). Carbonate platform-margin architecture and its influence on Cambrian-Ordovician reef-shoal development, Tarim Basin, NW China. *Marine and Petroleum Geology*, 68, 291-306. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2015.08.033

Gardner, T. W. (1983). Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, 94(5), 664-672.

Gevin, P. (1950). Forage du Merdja (Département d'Oran). Agence National des Ressources hydrauliques, Alger, p. 2, le 19 Octobre 1950 Rapport.

Geyh, M.A., and Schleicher, H., (1990). Absolute age determination. Berlin: Springer, 503 pp.

Gocke, M., Pustovoytov, K. & Kuzyakov, Y. (2012). Pedogenic carbonate formation: Recrystallization versus migration—Process rates and periods assessed by ¹⁴C labeling. *Global Biogeochemical Cycles*, 26(1). DOI: 10.1029/2010GB003871

Goldscheider, N., Chen, Z., Auler, A. S., Bakalowicz, M., Broda, S., Drew, D., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Stevanovic, Z. & Veni, G. (2020). Global distribution of carbonate rocks and karst water resources. *Hydrogeology Journal*, 28(5), 1661-1677. DOI : 10.1007/s10040-020-02139-5

Goudie, A.S. (1983). Calcrete. In: Goudie, A.S., Pye, K. (Eds.), *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press, London, pp. 93–131.

Grohmann, C. H. (2005). Trend-surface analysis of morphometric parameters: a case study in southeastern Brazil. *Computers & geosciences*, 31(8), 1007-1014. DOI: 10.1016/j.cageo.2005.02.011

Grohmann, C. H. (2005). Trend-surface analysis of morphometric parameters: a case study in southeastern Brazil. *Computers & geosciences*, 31(8), 1007-1014. DOI: 10.1016/j.cageo.2005.02.011

Grover Jr, G. & Read, J. F. (1983). Paleoaquifer and deep burial related cements defined by regional cathodoluminescent patterns, Middle Ordovician carbonates, Virginia. *AAPG bulletin*, 67(8), 1275-1303. DOI: 10.1306/03B5B73B-16D1-11D7-8645000102C1865D

Gunn, J. (Ed.). (2004). *Encyclopedia of caves and karst science*. Taylor & Francis.

Gutiérrez, F., Guerrero, J., & Lucha, P. (2008). A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. *Environmental Geology*, 53(5), 993-1006. DOI : 10.1007/s00254-007-0727-5

Gutiérrez, F., Parise, M., De Waele, J., & Jourde, H. (2014). A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. *Earth-Science Reviews*, 138, 61-88. DOI : 10.1016/j.earscirev.2014.08.002

Hack, J. (1957). Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. USGS Professional Paper 249, page 97.

Hadji, R., Chouabi, A., Gadri, L., Raïs, K., Hamed, Y., & Boumazbeur, A. (2016). Application of linear indexing model and GIS techniques for the slope movement susceptibility modeling in Bousselam upstream basin, Northeast Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(3), 1-18. DOI: 10.1007/s12517-015-2169-9

Hadji, R., Limani, Y., Baghem, M., & Demdoum, A. (2013). Geologic, topographic and climatic controls in landslide hazard assessment using GIS modeling: a case study of Souk Ahras region, NE Algeria. *Quaternary International*, 302, 224-237. DOI : 10.1016/j.quaint.2012.11.027

Hadji, R., Rais, K., Gadri, L., Chouabi, A., & Hamed, Y. (2017). Slope failure characteristics and slope movement susceptibility assessment using GIS in a medium scale: a case study from Ouled Driss and Machroha municipalities, Northeast Algeria. *Arabian Journal for Science and Engineering*, 42(1), 281-300. DOI : 10.1007/s13369-016-2046-1

Hamad, A., Abdeslam, I., Fehdi, C., Badreddine, S., Mokadem, N., Legrioui, R., Hadji R. & Hamed, Y. (2021). Vulnerability characterization for multi-carbonate aquifer systems in semiarid climate, case of Algerian–Tunisian transboundary basin. *International Journal of Energy and Water Resources*, 1-14.

Hamed, Y., Hadji, R., Redhaounia, B., Zighmi, K., Bâali, F., & El Gayar, A. (2018). Climate impact on surface and groundwater in North Africa: a global synthesis of findings and recommendations. *Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration*, 3(1), 25.

Harkins, N., Kirby, E., Heimsath, A., Robinson, R., & Reiser, U. (2007). Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F3). DOI: 10.1029/2006JF000570

Harmand, D., Adamson, K., Rixhon, G., Jaillet, S., Losson, B., Devos, A., Hez, G., Calvet, M., Audra, P. (2017). Relationships between fluvial evolution and karstification related to climatic, tectonic and eustatic forcing in temperate regions *Quat. Sci. Rev.*, 166, pp. 38-56. DOI: 10.1016/j.quascirev.2017.02.016

Harris, I., Osborn, T. J., Jones, P. & Lister, D. (2020). Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific data*, 7(1), 1-18. DOI: 10.1038/s41597-020-0453-3

Harrison, R. W., Newell, W. L., Necdet, M., & Kuniatsky, E. (2002). Karstification along an active fault zone in Cyprus. *US Geological Survey Karst Interest Group Proceedings*, Shepherdstown, West Virginia, 45-48.

Hauselmann, P., Mihevc, A., Pruner, P., Horacek, I., Cermak, S., Hercman, H., Sahy, D., Fiebig, M., Hajna, N.Z., Bosak, P. (2015). Snezna jama (Slovenia): interdisciplinary dating of cave sediments and implication for landscape evolution *Geomorphology*, 247 pp. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.12.034.

Hayakawa Y, Matsukura Y. 2003. Recession rates of waterfalls in Boso Peninsula, Japan, and a predictive equation. *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 675– 684.

Hemming, N. G., Meyers, W. J. & Grams, J. C. (1989). Cathodoluminescence in diagenetic calcites; the roles of Fe and Mn as deduced from electron probe and spectrophotometric measurements. *Journal of sedimentary research*, 59(3), 404-411. DOI: 10.1306/212F8FA8-2B24-11D7-8648000102C1865D

Hennia, K., Saaed Hamoudi, A., & Bouderbala, A. (2022). Hydrogeochemical characterization and groundwater quality assessment: a case study of the alluvial aquifer in the Middle Western Cheliff (Algeria). *International Journal of Environmental Analytical Chemistry*, 1-21. DOI :10.1080/03067319.2022.2059361

Hoffmann, R., Bitner, M. A., Pisera, A., Jäger, M., Auer, G., Giraldo-Gómez, V., Kočí, T., Buckeridge, J., Mueller, M., Stevens, K. & Schneider, S. (2020). Late Miocene biota from the Abad Member of the Carboneras-Nijar Basin (Spain, Andalusia): A bathyal fossil assemblage pre-dating the Messinian salinity crisis. *Geobios*, 59, 1-28. DOI: 10.1016/j.geobios.2020.03.002

Howard, A. D. (1965). Geomorphological systems; equilibrium and dynamics. *American Journal of Science*, 263(4), 302-312. DOI:10.2475/ajs.263.4.302

Hromas, J. (1968). New discoveries in Koněpruské Caves in the Bohemian Karst Českoslov. kras, 20, pp. 51-62.

Hsü K.J., Cita M.B., Ryan W.B.F. (1972). The origin of Mediterranean evaporites. In: Ryan W.B.F., Hsu K.J. (ed): Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 13,1203-1231.

Hsü, K. J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M. B., Erickson, A., Garrison, R. E., Kidd, R. B., Mèlierés, F., Müller, C? & Wright, R. (1977). History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature*, 267(5610), 399-403. <https://doi.org/10.1038/267399a0>

Hunt D. et Fitchent W.M. (1999). - Compaction and the dynamics of carbonate-platform development: insights from the Permian Delaware and Midlands basins, Southeast New Mexico and West Texas, U.S.A. - *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Application to Reservoir, Outcrops and Models*, SEPM Special Publication n°63, 75-106.

Institut National des Sols, de l'Irrigation et du Drainage - INSID. (2011). Carte d'occupation du sol des Wilaya de Chlef et de Relizane. Ministère de l'Agriculture et du Développement Rural, Bureau National d'Études pour le Développement Rural (B.N.E.D. E.R), 1/25 000, Alger.

Jaillet, S. (2000). Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois - Structure, fonctionnement, évolution. Doctorat, Bordeaux 3, 780pp.

Jaiswara, N. K., Kotluri, S. K., Pandey, P., & Pandey, A. K. (2020). MATLAB functions for extracting hypsometry, stream-length gradient index, steepness index, chi gradient of channel and swath profiles from digital elevation model (DEM) and other spatial data for landscape characterisation. *Applied Computing and Geosciences*, 7, 100033. DOI: 10.1016/j.acags.2020.100033

Joigneaux, E. (2011). Etat qualitatif des eaux de la nappe du val d'Orléans : impact du changement climatique et gestion durable de la ressource (Doctoral dissertation, Université d'Orléans).

Julian, M. & Nicod, J. (1984). Paléokarsts et paléo-géomorphologie néogènes des Alpes Occidentales et régions adjacentes. *Karstologia*, 4(1), 11-18. DOI: 10.3406/karst.1984.939

Kaemmerer, M., & Revel, J. C. (1991). Calcium carbonate accumulation in deep strata and calcrete in Quaternary alluvial formations of Morocco. *Geoderma*, 48(1-2), 43-57. DOI: 10.1016/0016-7061(91)90005-E

Karnik, V. (1969). *Seismicity of the European Area*. 1, D. Reidel, Dordrecht, Holland (364 pp.).

Keller, E.A., and Pinter, N., (2002). *Active tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape* (second edition): Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 362 p.

Kenter, J. A. (1990). Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. *Sedimentology*, 37(5), 777-794. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1990.tb01825.x

Khaldaoui, F., Djediat, Y., Baker, H., Ydri, A., Djeddi, M., Hamadou, K. & Bouzar A. (2020). Use of electrical resistivity tomography (ERT) and electromagnetic induction (EMI) methods to characterize karst hazards in north-eastern of Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(22), 1-9. DOI : 10.1007/s12517-020-06206-9

Kingumbi, A., Bargaoui, Z. & Hubert, P. (2009). Investigations sur la variabilité pluviométrique en Tunisie centrale. *Journal des Sciences Hydrologiques*, 50, 493-508. DOI : 10.1623/hysj.50.3.493.65027

Kirby, E., & Whipple, K. (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29(5), 415-418. DOI: 10.1130/0091-7613(2001)029<0415:QDRURV>2.0.CO;2

Kirby, E., & Whipple, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of structural geology*, 44, 54-75. DOI: 10.1016/j.jsg.2012.07.009

Kirkby, M. J. (1987). *General models of long-term slope evolution through mass movement. Slope Stability: Geotechnical Engineering and Geomorphology*. John Wiley and Sons New York. 359-379 pp.

Krijgsman, W., Capella, W., Simon, D., Hilgen, F. J., Kouwenhoven, T. J., Meijer, P. T., Sierro, F. J., Tulbure, M. A., van den Berg, B. C. J, van der Schee, M& Flecker, R. (2018). The Gibraltar corridor: Watergate of the Messinian salinity crisis. *Marine Geology*, 403, 238-246. DOI: 10.1016/j.margeo.2018.06.008

Krijgsman, W., Fortuin, A. R., Hilgen, F. J. & Sierro, F. J. (2001). Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity. *Sedimentary Geology*, 140(1-2), 43-60. DOI: 10.1016/S0037-0738(00)00171-8

Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Raffi, I., Sierro, F. J. & Wilson, D. S. (1999). Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400(6745), 652-655. DOI: 10.1038/23231

L.T.C.P. d'Alger (1989). Etude microgravimétrique de l'effondrement de la RN4 (Rapport préliminaire).

Lague, D. (2014). The stream power river incision model: evidence, theory and beyond. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(1), 38-61. DOI: 10.1002/esp.3462

Lague, D., Crave, A., & Davy, P. (2003). Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1), ETG-3. DOI: 10.1029/2002JB001785

Lavé, J., & Avouac, J. P. (2000). Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3), 5735-5770.

Laya, J. C. & Tucker, M. E. (2012). Facies analysis and depositional environments of Permian carbonates of the Venezuelan Andes: Palaeogeographic implications for Northern Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 331, 1-26. DOI: 10.1016/j.palaeo.2012.02.011

Lee, R. E. (1999). *Phycology*. Cambridge University Press. 3rd Edition, 614 p.

Lee, S. M., Min, K. D., Woo, N. C., Kim, Y. J., & Ahn, C. H. (2003). Statistical models for the assessment of nitrate contamination in urban groundwater using GIS. *Environmental Geology*, 44(2), 210-221. DOI 10.1007/s00254-002-0747-0

Lefranc, M., Beaudoin, B., Chilès, J. P., Guillemot, D., Ravenne, C., & Trouiller, A. (2008). Geostatistical characterization of Callovo–Oxfordian clay variability from high-resolution log data. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 33, S2-S13. DOI : 10.1016/j.pce.2008.10.053

Leila, M., El Sharawy, M., Mohamed, A., Gorini, C., Bucci, M. G., Radwan, A. E., & Moretti, M. (2022). Soft-sediment deformation structures in the Late Messinian Abu Madi Formation, onshore Nile Delta, Egypt: Triggers and tectonostratigraphic implications. *Geological Journal*. DOI : 10.1002/gj.4412

Leprêtre, R., de Lamotte, D.F., Combier, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G. & Eschard, R. (2018). The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 189, 10. DOI: 10.1051/bsgf/2018009

Lipar, M., Webb, J. A., White, S. Q., & Grimes, K. G. (2015). The genesis of solution pipes: evidence from the Middle–Late Pleistocene Bridgewater Formation calcarenite, southeastern Australia. *Geomorphology*, 246, 90-103. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.06.013

Lock, J., Kelsey, H., Furlong, K., & Woolace, A. (2006). Late Neogene and Quaternary landscape evolution of the northern California Coast Ranges: Evidence for Mendocino triple junction tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 118(9-10), 1232-1246. DOI: 10.1130/B25885.1

Loget, N., Davy, P. et Van Den Driessche, J. (2006). Paramètres d'érosion fluviale à mésoéchelle déduits de la modélisation de la baisse du niveau de la mer Méditerranée au cours du

Messinien (Miocène supérieur). *Journal of Geophysical Research: Surface de la Terre*, 111 (F3). DOI: 10.1029/2005JF000387

Lozar, F., Violanti, D., Bernardi, E., Dela Pierre, F. & Natalicchio, M. (2018). Identifying the onset of the Messinian salinity crisis: a reassessment of the biochronostratigraphic tools (Piedmont Basin, NW Italy). DOI:10.1127/nos/2017/0354

LTPC (1989). Collapse of the RN4 (Oued Sly. Boukadir). Center Public Works Laboratory. 58 pp.

Lüning, K. (1990). *Seaweeds: their environment, biogeography, and ecophysiology*. John Wiley & Sons, 489 p.

Madene, E., Boufekane, A., Meddi, M., Busico, G., & Zghibi, A. (2022). Spatial analysis and mapping of the groundwater quality index for drinking and irrigation purpose in the alluvial aquifers of upper and middle Cheliff basin (north-west Algeria). *Water Supply*, 22(4), 4422-4444. DOI: 10.2166/ws.2022.107

Maillart J. et Beaudoin B. (1989). - Compaction différentielle ou fracturation tectonique ? Faille et compaction. - 2ème Congrès Français de Sédimentologie, Paris, 187-188.

Maire, R. (1990). *La haute montagne calcaire*. Thèse d'Etat, Université de Nice, 732 pp.

Mangin, A. (1975). *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques* (Doctoral dissertation, Université de Dijon).

Mankiewicz, C. (1988). Occurrence and paleoecologic significance of *Halimeda* in late Miocene reefs, southeastern Spain. *Coral Reefs*, 6(3-4), 271-279.

Mansour, B., Bessedik, M., Saint Martin, J. P. & Belkebir, L. (2008). Signification paléocéologique des assemblages de diatomées du Messinien du Dahra sud-occidental (bassin du Chélif, Algérie nord-occidentale). *Geodiversitas*, 30(1), 117-139.

Mansour, B., Moissette, P., Noël, D. & Rouchy, J. M. (1995). L'enregistrement par les associations de diatomées des environnements messiniens: l'exemple de la coupe de Sig (Bassin du Chélif-Algérie). *Geobios*, 28(3), 261-279. DOI: 10.1016/S0016-6995(95)80001-8

Maouche, S., Bouhadad, Y., Harbi, A., Rouchiche, Y., Ousadou, F., & Ayadi, A. (2019). Active tectonics and seismic hazard in the Tell Atlas (Northern Algeria): a review. *The Geology of the Arab World---An Overview*, 381-400. DOI: 10.1007/978-3-319-96794-3_10

Marescaux, G. (1973). Les grottes du Gabon Nord-Oriental : un « karst » dans l'oxyde de fer et la silice. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 50(410), 607-618.

Marsaud, B. (1997). Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux (Doctoral dissertation, Paris 11).

Martin, J. M., Braga, J. C. & Rivas, P. (1989). Coral successions in Upper Tortonian reefs in SE Spain. *Lethaia*, 22(3), 271-286. DOI: 10.1111/j.1502-3931.1989.tb01342.x

Masclé, G. & Masclé, J. (2019). The Messinian salinity legacy: 50 years later. *Mediterranean Geoscience Reviews*, 1-11. DOI: 10.1007/s42990-019-0002-5

Mathew, M. J. (2016). Analyse morphotectonique et géomorphologique de la bordure nord de Bornéo (Malaisie) (Doctoral dissertation, Université de Bretagne Sud).

Mathieu L., Lacroix D., Ek C. & Rassel A. (1983). Sols et croûtes calcaires dans la basse Moulouya intérieure. *Recherches géographiques à Strasbourg*, n° spécial 22-23, pp. 97-109.

Mattauer, M. (1958). Étude géologique de l'Ouarsenis oriental. *Bull. Serv. Carte Géol. Alger. (Nouvelle Séries)*, 17 (1958), pp. 1-534.

Mazzoli, S., & Helman, M. (1994). Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics. In *Active continental margins—Present and past* (pp. 464-468). Springer, Berlin, Heidelberg. DOI: 10.1007/978-3-662-38521-0_19

McDonald, R. I., Douglas, I., Revenga, C., Hale, R., Grimm, N., Grönwall, J., & Fekete, B. (2011). Global urban growth and the geography of water availability, quality, and delivery. *Ambio*, 40(5), 437-446. DOI 10.1007/s13280-011-0152-6

Meddi, H., Meddi, M. & Assani, A.A. (2014). Study of Drought in Seven Algerian Plains. *Arab J Sci Eng* 39, 339–359. DOI:10.1007/s13369-013-0827-3

Meghraoui M. (1988) *Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie. Paléosismologie, Tectonique active et synthèse sismotectonique* » Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris-Sud, centre d'Orsay, France, 356 pp.

Meghraoui, M. (1982). Etude néotectonique de la région nord-est d'El Asnam : Relation avec le séisme du 10 Octobre 1980. PhD, Paris VII University, Paris, France (in French).

Meghraoui, M., & Pondrelli, S. (2012). Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa. *Annals of Geophysics*, 55(5), pp-955. DOI: 10.4401/ag-4970

Meghraoui, M., Cisternas, A. & Philip, H. (1986). Seismotectonics of the lower Cheliff basin: structural background of the El Asnam (Algeria) earthquake. *Tectonics*, 5/6, 809–836. DOI : 10.1029/TC005i006p00809

Meghraoui, M., Jaegy, R., Lammali, K., & Albarede, F. (1988). Late Holocene earthquake sequences on the El Asnam (Algeria) thrust fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(2), 187-203.

Meghraoui, M., Morel, J. L., Andrieux, J., & Dahmani, M. (1996). Tectonique plio-quadernaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran ; une zone complexe de convergence continent-continent. *Bulletin de la Société géologique de France*, 167(1), 141-157.

Meyer, M.C., Cliff, R.A., Spötl, C. (2011). Speleothems and mountain uplift *Geology*, 39 (5) (2011), pp. 447-450. DOI: 10.1130/G31881.1

Meyers, W. J. (1978). Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico. *Sedimentology*, 25(3), 371-400. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1978.tb00318.x

Mocochain, L., Audra, P., Clauzon, G, Bellier, O, Bigot, J.Y, Parize, O. & Monteil, P. (2009). The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: Example of the Lower Ardèche river (mid Rhône valley). *Geomorphology*. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.09.021

Mocochain, L., Bigot, J. Y., Clauzon, G., Faverjon, M., & Brunet, P. (2006). La grotte de Saint-Marcel (Ardèche): un référentiel pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma. *Karstologia*, 48(1), 33-50.

Mocochain, L., Bigot, J. Y., Clauzon, G., Faverjon, M., & Brunet, P. (2006). La grotte de Saint-Marcel (Ardèche) : un référentiel pour l'évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma. *Karstologia*, 48(1), 33-50.

Mocochain, L., Clauzon, G. & Bigot, J. Y. (2006). Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne. *Bull. Soc. Géol. France*, 177(1), 27-36.

Moissette, P. (1988). Faunes de bryozoaires du Messinien d'Algérie occidentale. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, v. 102. Num 102, 351 p.

Moissette, P. (1993). Bryozoan assemblages in Messinian deposits of western Algeria. *Lethaia*, 26(3), 247-259. DOI: 10.1111/j.1502-3931.1993.tb01527.x

Molin, P., Fubelli, G., Nocentini, M., Sperini, S., Ignat, P., Grecu, F. & Dramis, F. (2012). Interaction of mantle dynamics, crustal tectonics, and surface processes in the topography of the Romanian Carpathians: A geomorphological approach. *Global and planetary change*, 90, 58-72. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.05.005>

Molin, P., Pazzaglia, F. J. & Dramis, F. (2004). Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. *American journal of science*, 304(7), 559-589. DOI :10.2475/ajs.304.7.559

Monbaron, M. (1975). Coloration dans le gouffre de Lajoux (Jura, Suisse).

Montenat C. & Ott D'Estevou P. (1994). Caractères morphostructuraux des plates-formes messiniennes dans les bassins bétiques. Interim Colloquium R.C.M.N.S., Marseille, 3-6 mai 1994, Résumés, p. 37.

Montgomery, D. R., & Brandon, M. T. (2002). Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(3-4), 481-489. DOI : 10.1016/S0012-821X(02)00725-2

Moore, D. M. & Reynolds Jr, R. C. (1989). X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press (OUP), 1989 pp.332 pp.

Mouici, R., Baali, F., Hadji, R., Boubaya, D., Audra, P., Fehdi, C. É., Cailhol, D., Jaillet, S. & Arfib, B. (2017). Geophysical, Geotechnical, and Speleologic assessment for karst-sinkhole collapse genesis in Cheria plateau (NE Algeria). *Mining Science*, 24, 59-71. DOI: 10.5277/msc172403

Moulana, M. L., Hubert, A., Guendouz, M., El Ouahabi, M., Boutaleb, A., & Boulvain, F. (2021). Contribution to the sedimentology of the Messinian carbonates of the Chelif Basin (Boukadir, Algeria). *Geologica Belgica*, 24(1-2). DOI :10.20341/gb.2021.002

Moulana, M. L., Hubert-Ferrari, A., Guendouz, M., Doutreloup, S., Robinet, S., Collignon, B., & Ek, C. (2022). Karstic geomorphology of carbonate Ouarsenis Piedmont (Boukadir region, Chelif) in Algeria: The role of the Messinian Salinity Crisis. *Journal of African Earth Sciences*, 196, 104697. DOI : 10.1016/j.jafrearsci.2022.104697

Moulana, M.L. (2022). Le Miocène post-nappe de la vallée du Chélif. In book : Karsts et grottes d'Algérie. Les principales régions karstiques d'Algérie et leurs cavités le splus remarquables. geomorphology and environmental change. Chapter 7 : Le Tell Oranais. *Karstologia Mémoires n°27-2022*. Assosiation Française de Kartologie. 94-98 pp.

Moussirou, B. (2017). Modélisation expérimentale de la dynamique long-terme des reliefs en réponse aux forçages climatiques et tectoniques (Doctoral dissertation, Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)).

Mudd, S. M., Attal, M., Milodowski, D. T., Grieve, S. W., & Valters, D. A. (2014). A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(2), 138-152. DOI: 10.1002/2013JF002981

Myloie, J., Myloie, J., Humphreys, W., Brooks, D., & Middleton, G. (2017). Flank margin cave development and tectonic uplift, Cape Range, Australia. *Journal of Cave and Karst Studies*, v. 79, no. 1, p. 35–47. DOI: 10.4311/2015ES0142.

Naimi, M. N., Mansour, B. & Cherif, A. (2020). First record of the Halimeda-rich beds from the Tessala–Beni Chougrane Messinian carbonate platform (Lower Chelif basin, NW Algeria). Conference : GeoConvention 2020. At : Calgary, Canada, 5 p.

Ncibi, K., Hadji, R., Hajji, S., Besser, H., Hajlaoui, H., Hamad, A., Mokadem, N., Ben Saad, A., Hamd, M. & Hamed, Y. (2021). Spatial variation of groundwater vulnerability to nitrate pollution under excessive fertilization using index overlay method in central Tunisia (Sidi Bouzid basin). *Irrigation and Drainage*.

Nekkoub, A., Baali, F., Hadji, R., & Hamed, Y. (2020). The EPIK multi-attribute method for intrinsic vulnerability assessment of karstic aquifer under semi-arid climatic conditions, case of Cheria Plateau, NE Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(15), 1-15.

Neurdin-Trescartes J. (1979). Paléogéographie de la marge sud du bassin du Chéelif au Miocène. Comparaison entre les Tessala et les Beni-Chougrane (Algérie). 7^{ème} Réunion. *Ann. Sci. Terre*, p. 343.

Neurdin-Trescartes, J. (1992). Le remplissage sédimentaire du bassin néogène du Chelif, modèle de référence de bassins intramontagneux. Thèse de Doctorat es Science, université de Pau et pays de l'Adour, France, 332 p.

Neurdin-Trescartes, J. (1995). Paléogéographie du Bassin du Chéelif (Algérie) au Miocène. Causes et conséquences. *Géologie Méditerranéenne*, 22(2), 61-71.

Noller, J.S., Sowers, J.M. and Lettis, W.R. (Eds.). (2000). *Quaternary Geochronology. Methods and Applications*. Washington : American Geophysical Union, 582 pp.

Osborne, A. (2017). Eastern Australian Karsts and Caves are Different. *Journal of Cave and Karst Studies*, v. 79, no. 1, p. 48–52.

Osman, M. K., Bessedik, M., Belkebir, L., Mansouri, M. E., Atik, A., Belkhir, A., Rubino, J-L.; Satour, L. & Belhadji, A. (2021). Messinian to Piacenzian deposits, erosion, and subsequent marine bioevents in the Dahra Massif (Lower Chelif Basin, Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, 14(8), 1-36. DOI: 10.1007/s12517-021-06481-0

Ouimet, W. B., Whipple, K. X., & Granger, D. E. (2009). Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. *Geology*, 37(7), 579-582. DOI: 10.1130/G30013A.1

Ourabia, K. Benallal, K. (1989). Rapport de l'effondrement de la RN4. Oued Sly (Boukadir). Laboratoire Central des Travaux Publics d'Alger (LTCP), p. 58

Padilla, A., Pulido-Bosch, A., & Mangin, A. (1994). Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring. *Groundwater*, 32(2), 267-277. DOI: 10.1111/j.1745-6584.1994.tb00641.x

Palmer, A. N. (1991). Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103(1), 1-21. DOI: 10.1130/0016-7606(1991)103<0001:OAMOLC>2.3.CO;2

Palmer, A.N. (2007). *Cave geology*. Cave Books, Dayton, Ohio, USA p

Pausata, F. S., Gaetani, M., Messori, G., Berg, A., de Souza, D. M., Sage, R. F., & DeMenocal, P. B. (2020). The greening of the Sahara: Past changes and future implications. *One Earth*, 2(3), 235-250. DOI : 10.1016/j.oneear.2020.03.002

Pavano, F., Tortorici, G., Romagnoli, G., & Catalano, S. (2022). Age attribution to a karst system using river long profile analysis (Hyblean Plateau, Sicily, Italy). *Geomorphology*, 400, 108095. DOI : 10.1016/j.geomorph.2021.108095

Pellegrino, L., Pierre, F. D., Natalicchio, M. & Carnevale, G. (2018). The Messinian diatomite deposition in the Mediterranean region and its relationships to the global silica cycle. *Earth-Science Reviews*, 178, 154-176. DOI: 10.1016/j.earscirev.2018.01.018

Penman, H.L. (1948) Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society of London*, 193, 120-145. DOI : 10.1098/rspa.1948.0037

Pérez-Peña, J. V., Al-Awabdeh, M. O. H. A. M. M. A. D., Azañón, J. M., Galve, J. P., Booth-Rea, G., & Notti, D. (2017). SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers & Geosciences*, 104, 135-150. DOI: 10.1016/j.cageo.2016.08.008

Perrodon, A. (1957). Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. *Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie, n.s., Bulletin*, 12, 345 p.

Perron, J. T., W. E. Dietrich, and J. W. Kirchner (2008), Controls on the spacing of first-order valleys, *J. Geophys. Res.*, 113, F04016. DOI:10.1029/2007JF000977

Philip, H., & Meghraoui, M. (1983). Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics*, 2(1), 17-49. DOI: 10.1029/TC002i001p00017

Pique, A., Ait Brahim, L., Ait Ouali, R., Amrhar, M., Charroud, M., Gourmelen, C., Laville, E., Rekhiss, F. & Tricart, P. (1998). Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Meso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169(6), 797-810.

Playton, T. E., Janson, X., Kerans, C., James, N. P. & Dalrymple, R. W. (2010). Carbonate slopes. *Facies models*, 4, 449-476.

Pomar, L., Ward, W.C. & Green, D.G. (1996) Upper Miocene Reef Complex of the Lluçmajor area, Mallorca, Spain. In: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of the Mediterranean Regions* (Ed. by E. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward & J.M. Rouchy), *Soc. Econ. Paleont. Miner., Concepts in Sedimentology and Paleontology Series*, 5, 191–225.

Quinif, Y. (1999). Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification. *Études de géographie physique, Travaux*, 159-164.

- Read, J. F. (1985). Carbonate platform facies models. *AAPG bulletin*, 69(1), 1-21.
- Remaoun, K. (1996). Evolution geomorphologique du bassin-versant de l'oued tafna (algerie, oranie occidentale) (Doctoral dissertation, Chambéry).
- Renault, P. (1953). Caractères généraux des grottes gréseuses du Sahara méridional. *Anais I Congrès International de Spéléologie*, 275-289.
- Reolid, J., Betzler, C., Braga, J. C., Martín, J. M., Lindhorst, S. & Reijmer, J. J. (2014). Reef slope geometries and facies distribution: controlling factors (Messinian, SE Spain). *Facies*, 60(3), 737-753. DOI: 1007/s10347-014-0406-4
- Reuter, H., I., Nelson, A. & Jarvis, A. (2007). An evaluation of void filling interpolation methods for SRTM data. *International Journal of Geographic Information Science*, 21(9), 983-1008.
- Riding, R., Braga, J. C. & Martín, J. M. (1999). Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the Salinity Crisis erosion surface on-land in southeast Spain. *Sedimentary Geology*, 123(1-2), 1-7. DOI: 10.1016/S0037-0738(98)00115-8
- Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J. & Charrier, R. (2003). A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*, 361(3-4), 255-275. DOI: 10.1016/S0040-1951(02)00649-2
- Roger, S., Münch, P., Cornée, J. J., Saint Martin, J. P., Féraud, G., Pestrea, S., Conesac, G., Ben Moussa, A. (2000). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the pre-evaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Morocco): a proposal for some biosedimentary events as isochrons around the Alboran Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 179(1), 101-113. DOI: 10.1016/S0012-821X(00)00094-7
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359(1-2), 117-129. DOI :1016/S0040-1951(02)00442-0
- Rouchy, J. M. & Saint-Martin, J. P. (1992). Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations. *Geology*, 20(7), 629-632. DOI: 10.1130/0091-7613(1992)020<0629:LMEITM>2.3.CO;2
- Rouchy, J. M. (1982). La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle.*, Série C, 50, 267 p.
- Rouchy, J. M., Caruso, A., Pierre, C., Blanc-Valleron, M. M. & Bassetti, M. A. (2007). The end of the Messinian salinity crisis: evidences from the Chelif Basin (Algeria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254(3-4), 386-417. DOI: 10.1016/j.palaeo.2007.06.015
- Rouchy, J. M., Orszag-Sperber, F., Blanc-Valleron, M. M., Pierre, C., Rivière, M., Combourieu-Nebout, N. & Panayides, I. (2001). Paleoenvironmental changes at the Messinian–

Pliocene boundary in the eastern Mediterranean (southern Cyprus basins): significance of the Messinian Lago-Mare. *Sedimentary Geology*, 145(1-2), 93-117. DOI: 10.1016/S0037-0738(01)00126-9

Rouchy, J. M., Pierre, C., Et-Touhami, M., Kerzazi, K., Caruso, A. & Blanc-Valleron, M. M. (2003). Late Messinian to Early Pliocene paleoenvironmental changes in the Melilla Basin (NE Morocco) and their relation to Mediterranean evolution. *Sedimentary Geology*, 163(1-2), 1-27. DOI: 10.1016/S0037-0738(03)00157-X

Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F.J., Bertini, A., Camerlenghi, A., De Langej, G., Govers, R., Hilgen, F.J., Hübscher, C., Meijer, P.Th. & Stoica, M. (2014). The Messinian Salinity Crisis: past and future of a great challenge for marine sciences. *Marine Geology*, 352, 25-58. DOI: 10.1016/j.margeo.2014.02.002

Royden, L., & Perron, T. (2013). Solutions of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118, 497–518. DOI:10.1002/jgrf.20031

Rubino, J. L., Haddadi, N., Camy-Peyret, J., Clauzon, G., Suc, J. P., Ferry, S., & Gorini, C. (2010). Messinian salinity crisis expression along North African margin. In *North Africa Technical Conference and Exhibition*. Society of Petroleum Engineers. DOI:10.2118/129526-MS

Ryan, W. B. (1976). Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, 23(6), 791-813. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1976.tb00109.x

Ryan, W. B. F., Hsü, K. J., Cita, M. B., Dumitrica, P., Lort, J., Maync, W., Nesteroff, W. D., Pautot, P., Stradner, H. & Wezel, F. C. (1973). Balearic Rise-Site 124. Initial Report of the deep Sea Drilling Project, 13, 133-174.

Saint Martin, J. P. (1996). Messinian coral reefs of western Orania, Algeria. In: Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C., Rouchy, J.M. (Eds.), *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Concepts Sedimentol. Paleontol. Ser.*, 5 (1996), pp. 239-246.

Saint Martin, J. P. (2008). Biodiversité dans les calcaires micritiques blancs des plates-formes messiniennes d'Algérie. *Geodiversitas*, 30(1), 165-179.

Saint Martin, J. P., Cornée, J. J., Muller, J., Conesa, G. & André, J. P. (1997). Les constructions microbiennes du Messinien de Méditerranée. *Geobios* 30, 463 – 470, ISSN 0016-6995. DOI : 10.1016/S0016-6995(97)80052-6

Saint Martin, J. P., Cornée, J. J., & Muller, J. (1995). Nouvelles données sur le système de plate-forme carbonatée du Messinien des environs d'Oran (Algérie). Conséquences. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences*, 320, 837-843.

Saint Martin, J. P., Cornée, J. J., Conesa, G., Bessedik, M., Belkebir, L., Mansour, B., Moissette, P. & Anglada, R. (1992). Un dispositif particulier de plate-forme carbonatée messinienne: la bordure méridionale du bassin du Bas-Chelif Algérie. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 315, 1365-1372.

Saint-Martin, J. P. & Rouchy, J. M. (1990). Les plates-formes carbonatées messiniennes en Méditerranée occidentale; leur importance pour la reconstitution des variations du niveau marin au Miocène terminal. *Bulletin de la Société géologique de France*, 6(1), 83-94.

Saint-Martin, J. P., Chaix, C. & Moissette, P. (1983). Le Messinien récifal d'Oranie (Algérie): une mise au point. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2*, 297(6), 545-547.

Salem, B. B. (1989). *Arid zone forestry: a guide for field technicians*. FAO Conservation Guide, No.20 pp.vii + 143 pp. ref.8 pp.

Salima, B. & Abdelhak, B. (2013). Geology, mineralogy, and chemistry of the M'zila bentonitic clay deposit (Mostaganem, NW Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, 6(6), 2165-2172. DOI: 10.1007/s12517-011-0455-8

Salomon J.-N. (2008). *Géomorphologie sous-marine et littorale*, Presses universitaires de Bordeaux, Pessac

Salomon, J. N. & Pulina, M. (2005). *Les karsts des régions climatiques extrêmes* (No. 14). Presses Universitaires de Bordeaux.

Salomon, J. N. (2006). *Précis de karstologie*. Collection Scieteren, Presses Universitaires de Bordeaux, Pessac.

Salzmann, U., Williams, M., Haywood, A. M., Johnson, A. L., Kender, S., & Zalasiewicz, J. (2011). Climate and environment of a Pliocene warm world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 309(1-2), 1-8. DOI: 10.1016/j.palaeo.2011.05.044

Scet – Argi (1985). *Hydrologie - Hydrogéologie et bilan des ressources, Etude du réaménagement et de l'extension du périmètre du moyen Chélif : Rap A1.1. 2*. Pub. Ministère de l'Hydraulique, p. 72.

Schlager, W. (1981). The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological Society of America Bulletin*, 92(4), 197-211. DOI: 10.1130/0016-7606(1981)92<197:TPODRA>2.0.CO;2

Schlager, W., & Camber, O. (1986). Submarine slope angles, drowning unconformities, and self-erosion of limestone escarpments. *Geology*, 14(9), 762-765. DOI: 10.1130/0091-7613(1986)14<762:SSADUA>2.0.CO;2

Schorghofer, N., Jensen, B., Kudrolli, A., Rothman, D. (2004). Spontaneous channelization in permeable ground: theory, experiment, and observation. *J. Fluid Mech.*, 503 (2004), pp. 357-374. DOI: 10.1017/S0022112004007931

Schumm S A (1956) Evolution of Drainage Systems & Slopes in Badlands at Perth Anboy, New Jersey, *Bulletin of the Geological Society of America* 67, pp 597-646.

Schwanghart, W., & Scherler, D. (2017). Bumps in river profiles: uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. *Earth Surface Dynamics*, 5(4), 821-839. DOI: 10.5194/esurf-5-821-2017

Scotti, V. N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M., & Casas-Sainz, A. (2014). The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis and geochronology. *Geomorphology*, 206, 37-57. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.09.017

Sebbar, A., Badri, W., Fougach, H., Hsain, M., & Saloui, A. (2011). Study of the variability of the rainfall regime in northern Morocco (1935-2004). *Drought*, 22(3), 139-148.

Shanahan, T. M., McKay, N. P., Hughen, K. A., Overpeck, J. T., Otto-Bliesner, B., Heil, C. W., King, J., Scholz, C. A. & Peck, J. (2015). The time-transgressive termination of the African Humid Period. *Nature Geoscience*, 8(2), 140-144. DOI: 10.1038/ngeo2329

Simon-Coinçon, R. (1989). Le rôle des paléaltérations et des paléformes dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif Central français). ENSMP, Paris 290 pp.

Sklar, L., & Dietrich, W. E. (1998). River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 107, 237-260.

Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G. E. et Merritts, D. J. (2000). Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *GSA Bulletin*, 112(8):1250–1263.

Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G. E. et Merritts, D. J. (2003). Channel response to tectonic forcing: Field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocinotriple junction region, northern California. *Geomorphology*, 53(1-2):97–127.

Soumaya, A., Ben Ayed, N., Rajabi, M., Meghraoui, M., Delvaux, D., Kadri, A., ... & Braham, A. (2018). Active Faulting Geometry and Stress Pattern Near Complex Strike-Slip Systems Along the Maghreb Region: Constraints on Active Convergence in the Western Mediterranean. *Tectonics*, 37(9), 3148-3173. DOI: 10.1029/2018TC004983

Strahler A N (1952) Hypsometric Analysis of Erosional Topography, *Bulletin of the Geological Society of America* 63, pp 1117-42.

Swart, P. K. (2015). The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future. *Sedimentology*, 62(5), 1233-1304. DOI: 10.1111/sed.12205

Sweeting, M.M. (1972). *Karst landform*. Macmillan Press Ltd, London 362 p

Szanyi, G., Surányi, G., Leél-Őssy, S. (2012). Cave development and Quaternary uplift history in the Central Pannonian Basin derived from speleothem ages *Quat. Geochronol.*, 14, pp. 18-25.

Talling, P. J., & Sowter, M. J. (1999). Drainage density on progressively tilted surfaces with different gradients, Wheeler Ridge, California. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 24(9), 809-824. DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(199908)24:9<809::AID-ESP13>3.0.CO;2-R

Tavani, S., Corradetti, A., Sabbatino, M., Morsalnejad, D., & Mazzoli, S. (2018). The Mesozoic fracture pattern of the Lurestan region, Iran: the role of rifting, convergence, and differential compaction in the development of pre-orogenic oblique fractures in the Zagros Belt. *Tectonophysics*, 749, 104-119. DOI: 10.1016/j.tecto.2018.10.031

Thomas, G. (1985). *Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le bassin du Bas Chelif occidental durant le Mio-Plio-Quaternaire*. PhD, Pau et Pays de l'Adour University, Pau, France (in French).

Tierney, J. E., Pausata, F. S., & deMenocal, P. B. (2017). Rainfall regimes of the Green Sahara. *Science advances*, 3(1), e1601503. DOI : 10.1126/sciadv.1601503

Tighilt, F. A. (1990). *L'effondrement de Boukadir (Bas Chelif Oriental): Causes géologiques et risque lié à ce phénomène*. Thèse de Doctorat, université des Sciences et de la Technologie Houari Boumedienne, USTHB.

Tricart, J., & Cailleux, A. (1958). *Cours de géomorphologie (Vol. 3)*. Centre de documentation universitaire.

Tucker, G. E., & Bras, R. L. (1998). Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. *Water resources research*, 34(10), 2751-2764.

Tucker, G. E., & Whipple, K. X. (2002). Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B9), ETG-1. DOI: 10.1029/2001JB000162

Vandenbergh, J. (2003). Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*, 22(20), 2053-2060. DOI : 10.1016/S0277-3791(03)00213-0

Veni, G., DuChene, H., Crawford, N.C., Groves, C.G., Huppert, G.H., Kastning, E.H., Olson, R. & Wheeler, B.J., (2001). *Living with karst: a fragile foundation*. Environmental awareness series, American Geological Institute, 64 pp. + 1 pl.

Vinn, O., Bendella, M., Benyoucef, M., Zhang, L. J., Bouchemla, I., Ferré, B., & Lagnaoui, A. (2020). Abundant Zoophycos and Chondrites from the Messinian (Upper Miocene) of northwestern Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 171, 103921. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2020.103921

Waltham, T., Bell, F. G., Culshaw, M. G., Knez, M., & Slabe, T. (2005). Sinkholes and subsidence: karst and cavernous rocks in engineering and construction (Vol. 382). Berlin : Springer.

Wanless, H. R. (1979). Limestone response to stress; pressure solution and dolomitization. *Journal of Sedimentary Research*, 49(2), 437-462. DOI: 10.1306/212F7766-2B24-11D7-8648000102C1865D

Wessel, B. (2018). TanDEM-X ground segment–DEM products specification document.

Whipple, K. X. (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 151-185.

Whipple, K.X. and Tucker, G.E. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.* 104(B8), 661–674. DOI: 10.1029/1999JB900120

White, W. B. (1988). Geomorphology and hydrology of karst terrains.

Whittaker, A. C. (2012). How do landscapes record tectonics and climate? *Lithosphere*, 4(2), 160-164. DOI: 10.1130/RF.L003.1

Whittaker, A. C., & Boulton, S. J. (2012). Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F2). DOI: 10.1029/2011JF002157

Willems, L. (2000). Phénomènes karstiques en roches silicatées non carbonatées. Cas des grès, des micaschistes, des gneiss et des granites en Afrique sahélienne et équatoriale.

Willems, L., & Rodet, J. (2018). Karst and Underground Landscapes in the Cretaceous Chalk and Calcarene of the Belgian-Dutch Border—The Montagne Saint-Pierre. In *Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg* (pp. 177-192). Springer, Cham.

Willems, L., Pouclet, A., Lenoir, F. & Vicat, J.P., (1996). Phénomènes karstiques en milieux non-carbonatés. Etudes de cavités et problématique de leur développement au Niger Occidental. *Z. Geomorph, Suppl.-Bd 103*, 193-214.

Willems, L., Rodet, J., Fournier, M., Laignel, B., Dusar, M., Lagrou, D., Pouclet, A., Massei, N., Dussart-Baptista, L., Compère, Ph. & Ek, C. (2007). Polyphase karst system in Cretaceous chalk and calcarenite of the Belgian-Dutch border. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51(3), 361-376. DOI: 10.1007/978-3-319-58239-9_11

Willett, S. D., McCoy, S. W., Perron, J. T., Goren, L., & Chen, C. Y. (2014). Dynamic reorganization of river basins. *Science*, 343(6175), 1248765. DOI: 10.1126/science.1248765

Williams, H. D., Burgess, P. M., Wright, V. P., Della Porta, G., & Granjeon, D. (2011). Investigating carbonate platform types: multiple controls and a continuum of geometries. *Journal of Sedimentary Research*, 81(1), 18-37. DOI: 10.2110/jsr.2011.6

Williams, P. (2004). Dolines In: GUNN, J.(Ed.) *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. New York: Fitzroy Dearborn, 628-642.

Winterberg, S., & Willett, S. D. (2019). Greater Alpine river network evolution, interpretations based on novel drainage analysis. *Swiss Journal of Geosciences*, 112, 3-22. DOI: 10.1007/s00015-018-0332-5

Wobus, C. W., Crosby, B. T., & Whipple, K. X. (2006). Hanging valleys in fluvial systems: Controls on occurrence and implications for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111(F2). DOI: 10.1029/2005JF000406

Wohl, E. E., Greenbaum, N., Schick, A. P., & Baker, V. R. (1994). Controls on bedrock channel incision along Nahal Paran, Israel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19(1), 1-13.

Woodside, J., Peterson, E.W., Dogwiler, T. (2015). Longitudinal profile and sediment mobility as geomorphic tools to interpret the history of a fluviokarst stream system. *Int. J. Speleol.*, 44 (2), p. 8.

Woodward, J. C., & Lewin, J. (2009). Karst geomorphology and environmental change. In *The physical geography of the mediterranean* (pp. 287-317). Oxford University Press. DOI: 10.1093/oso/9780199268030.003.0022

Wright, V.P., Tucker, M.E., 1991. Calcretes: an introduction. In: Wright, V.P., Tucker, M.E. (Eds.), *Calcretes*. IAS Reprint Series Vol. 2. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 1-22.

Yacono, X. (1955). *Colonisation des plaines du Chélif (de Lavigerie au confluent de la Mina)*. Tome 1, Imprimerie Imbert, Alger.

Yelles-Chaouche, A., Boudiaf, A., Djellit, H., & Bracene, R. (2006). La tectonique active de la région nord-algérienne. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1-2), 126-139. DOI : 10.1016/j.crte.2005.11.002

Zhang, Y., & Jiang, Z. (2011). Outcrop characterization of an early Miocene slope fan system, Chelif Basin, Algeria. *Energy exploration & exploitation*, 29(5), 633-646. DOI:10.1260/0144-5987.29.5.633

Annexes

Annexe A

Annexe A. Sample location with the identification number, the geographic coordinates, and the altitude in meter.

Samples	Geographic coordinates		Elevation (m)
	Longitude	Latitude	
ECH01	0°58'12.02"E	35°58'46.82"N	134
ECH02	0°57'18.88"E	35°58'29.75"N	90
ECH03	0°56'40.36"E	35°57'56.52"N	85
ECH04	0°56'34.48"E	35°58'02.35"N	90
ECH05	0°56'45.19"E	35°57'55.55"N	78
ECH06	0°56'17.91"E	35°58'06.97"N	70
ECH07	1°10'40.34"E	36°04'21.93"N	132
ECH08	1°08'58.00"E	36°02'49.06"N	150
153	1°08'24.38"E	36°03'15.26"N	142
154	1°08'33.25"E	36°03'17.18"N	140
156	1°08'35.05"E	36°03'13.71"N	145
PVR00	1°08'39.01"E	36°03'06.76"N	161
PVR01	1°08'38.87"E	36°03'04.79"N	166
PVR02	1°08'41.03"E	36°03'05.18"N	158
PVR03	1°08'42.54"E	36°03'05.72"N	148
PVR04	1°08'43.68"E	36°03'06.04"N	138
PVR05	1°08'44.77"E	36°03'06.48"N	128
PVR06	1°08'45.67"E	36°03'07.24"N	118
PVR07	1°08'47.53"E	36°03'08.36"N	108

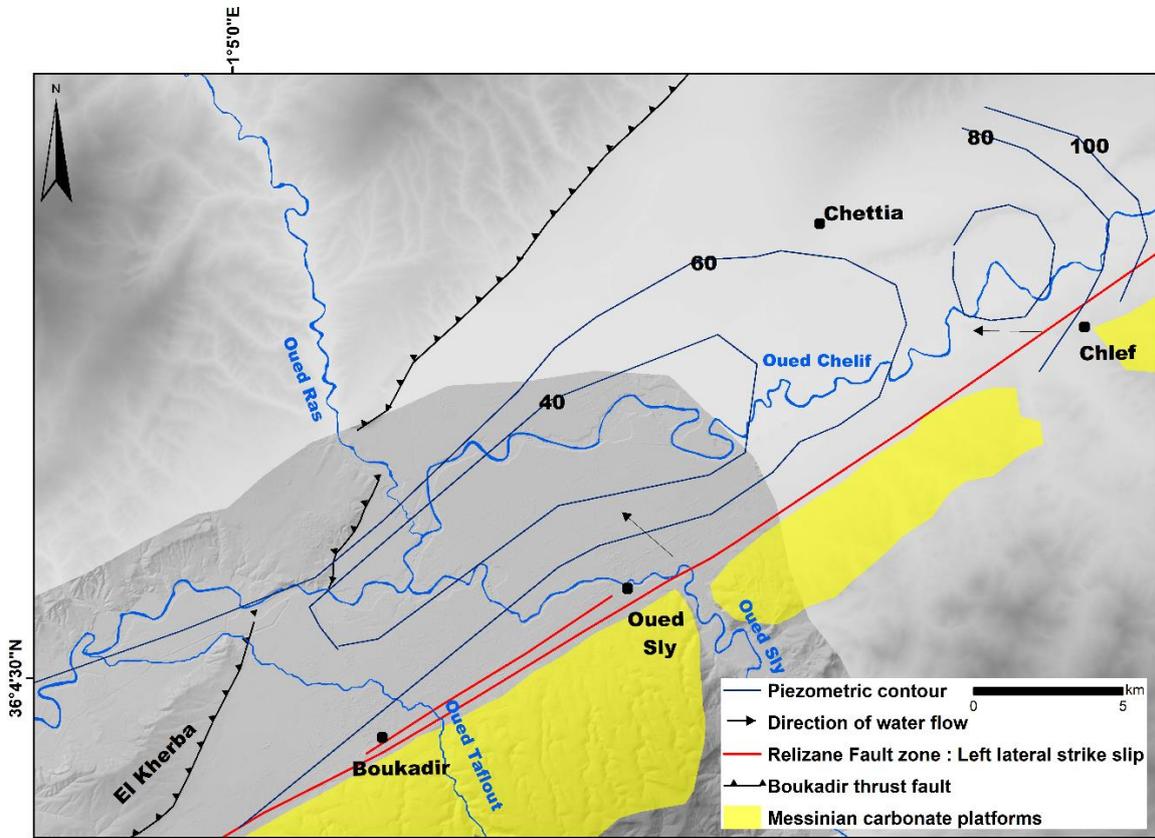
Annexe B

Annexe B. Coordinate of quarries boreholes and collapse sinkholes (WGS 84, UTM 31N).

Nom	latitude	longitude	Source
RN4 collapse sinkhole	36° 4'58.61"N	1°10'2.24"E	LTPC (1989)
Bir Djeneb	36° 1'2.97"N	1° 6'35.37"E	Birebent (1947a) ANRH
Ghar Bou Baara	36° 1'58.62"N	1° 5'54.86"E	Birebent (1947a) ANRH
Ghar Seffah	35°59'4.12"N	1° 3'32.38"E	Birebent (1947a) ANRH
Ghar Zeboudja	35°59'2.80"N	1° 3'20.63"E	Birebent (1947a) ANRH
Oued Sly quarry	36° 5'26.43"N	1°14'8.33"E	Filled trip
Boukadir quarry	36° 3'17.66"N	1° 8'33.56"E	Filled trip
Sidi Abed quarry	35°59'35.68"N	1° 0'8.89"E	Filled trip
S1 drill core	36° 4'53.06"	1°10'19.92"E	LTCP
AEP Bouachria	36°4'32.3739" N	1°10'15.0516" E	BURGAP (2004) (ANRH)
Site Sonalgaz O. Sly	36°5'18.9682" N	1°11'46.1326" E	BURGAP (2004) (ANRH)
kh5	36° 2'40.72"N	1° 5'36.58"E	BURGAP (2004) (ANRH)
kh6	36° 2'48.09"N	1° 5'14.20"E	BURGAP (2004) (ANRH)

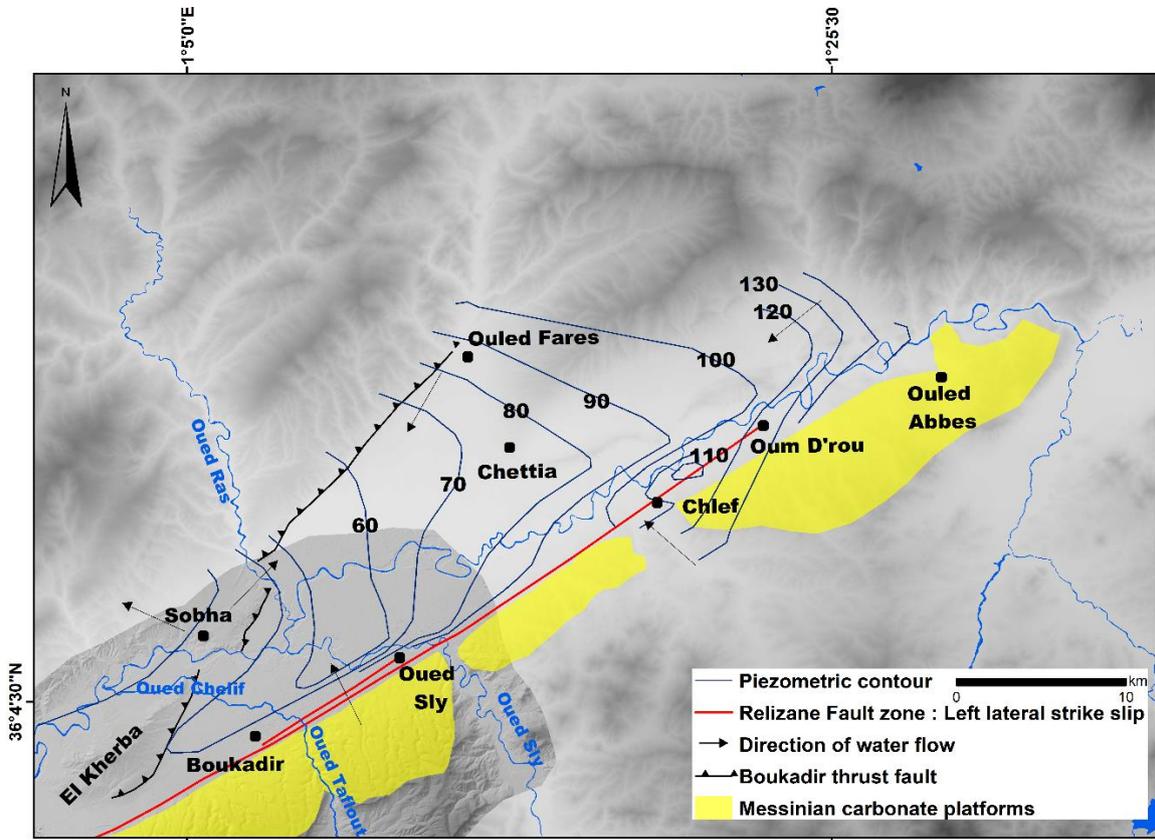
Annexe C

Annexe C. Carte piézométrique régionale de juin 2017, modifiée d'après Madene *et al.* (2022).



Annexe D

Annexe D. Carte piézométrique régionale réalisé en période sèche en 2019, modifiée depuis Hannia *et al.* (2022).



Annexe E

Annexe E. Tableaux de localisation et description des forages.

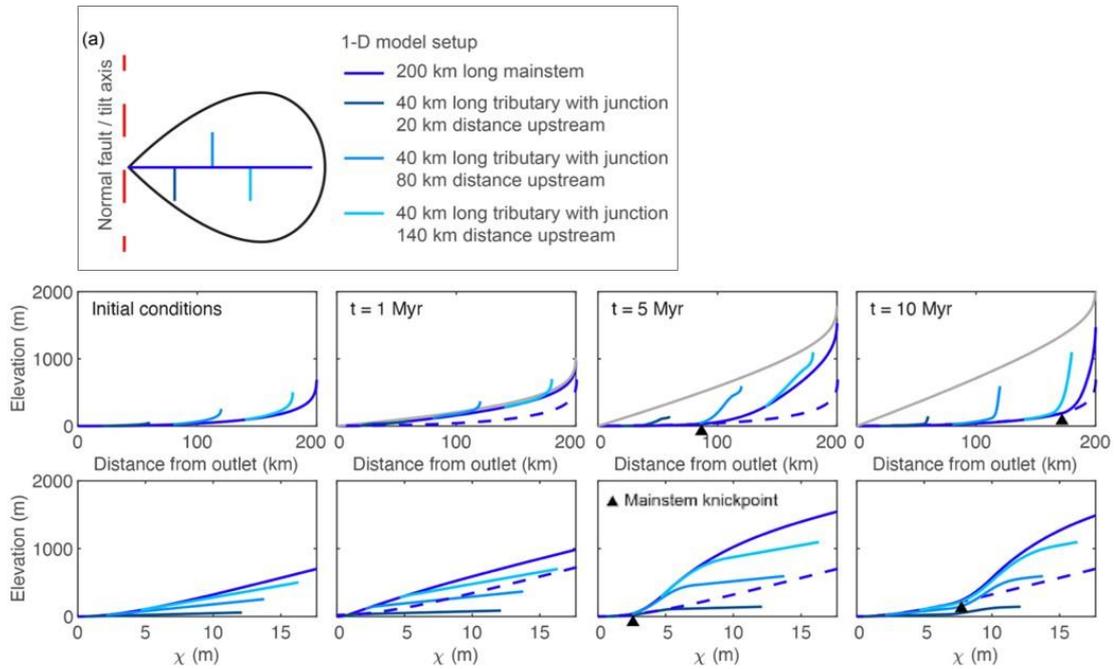
Secteur	Forages	Latitude	Longitude	Z(m)	Profondeur (m)	Faciès /Lithologie
1	939	36° 6'37.92"N	1°12'35.77"E	92	13	Limons
					78	Graviers
	884	36° 6'55.42"N	1°11'45.65"E	86	13	Limons
					47	Galet, graviers
	862	36° 5'54.87"N	1°10'22.36"E	82	10	Argile et gravier
					27	Galets, graviers et sable
					33	Argile bleue
	863	36° 6'1.44"N	1°10'34.28"E	83	13	Argile et graviers
					26	Graviers
					33	Argile grise
	885	36° 4'48.27"N	1°10'3.07"E	83	25	Argile gris-brun avec quelques graviers
					32	Graviers argileux
					40	Argile gris-brun avec quelques graviers
	S 1	36° 4'53.08"N	1°10'20.54"E	91	20,5	Blocs et cailloux de calcaire jaune dans une gangue argilo-limoneuse brun-rougeâtre
					22,5	Niveau alluvionnaire grossier
					48,7	Argile brune à surface lustrées sans cailloux et galets avec rares concrétions blanchâtres
					56,7	Sable limoneux rouge brique
					60	Sable peu argilo-limoneux fin beige
					61	Niveau alluvionnaire grossier présentant une passée sableuse entre 60.7 m et 60.9 m
					69,5	Calcaire beige (tuffeux) crayeux récupéré en carottes pouvant atteindre 30 cm
					75	Sable beige fin argileux par endroits
					103	Calcaire beige (tuffeux) crayeux
					110	Sable très fin crayeux blanc-rosâtre, friable peu dense
					114	Craie blanche poudreuse
					120	Sable très fin blanc-rose
					138	Craie blanche récupérée en carotte pouvant atteindre 40 cm de long
					140	Sable fin crayeux blanc-rose
					144	Craie blanche récupérée en carotte
					147	Sable fin crayeux blanc-rose
	938	36° 4'50.05"N	1°10'27.02"E	95	150	Craie blanche récupérée en carotte de 10 à 15cm
					51	Argile, gravier et argile sableuse
					180	Calcaire
AEP BOUACHRIA 1990	36° 4'32.37"N	1°10'15.05"E	104	3	Argile rougâtre avec croûte calcaire	
				19	Calcaire légèrement argileux à la base	
				50	Argile brun plastique avec quelque petit graviers calcaire	
				59	Calcaire tendre fissuré	
SITE SONALGAZ O, SLY	36° 5'18.97"N	1°11'46.13"E	107	111	Calcaire	
				10	Calcaire légèrement argileux rougâtre	
				24	Calcaire dur	
				39	Argile rougâtre avec gravier essentiellement calcaire	
				47	Calcaire légèrement argileux rougâtre	
859	36° 5'0.10"N	1°11'14.86"E	115	54	Calcaire tendre	
				150	Calcaire	
				2,6	Argile	
837	36° 5'42.18"N	1°12'40.33"E	112	4,6	Grès tendre	
				83	Calcaire	
				6	Limons et argiles	
				16	marne grise	
				43	calcarenite assez faible	
				44	calcaire argileux	
866	36° 4'11.85"N	1° 8'15.59"E	86	100	calcaire (perte totale)	
				106	calcaire argileux	
				144	calcarénite peu consolidée et fissurée	
				9	Argile sableuse jaune avec gravillons calcaires	
934	36° 4'8.86"N	1° 8'51.57"E	89	20	Argile brune avec graviers	
				25	Graviers avec sable gros	
				30	Argile brunes avec graviers	
AEP BOUKADIR OUEST 2003	36° 3'15.02"N	1° 7'16.07"E	90	4	Argile rougeâtre	
				24	Galets et graviers	
				48	Argile brune et gravier	
				122	Perte totale? Calcaire crayeux	
282	36° 4'7.54"N	1° 9'35.53"E	110	15	Argile rougâtre calcaireux	
				215	Calcaire (miocène)	
					61,4	Calcaire

Secteur	Forages	Latitude	Longitude	Z(m)	Profondeur (m)	Facès /Lithologie
2	Kh3	36° 4'47.13"N	1° 2'37.10"E	62	~2	sables et grès jaunes
					365	dépôts continentaux argileux (limons)
					410	sables et grès jaunes
					465	marnes noires (carténien_miocène)
	Kh2	36° 4'39.89"N	1° 3'7.11"E	68	~2	sables et grès jaunes
					245	dépôts continentaux argileux (limons)
					285	sables et grès jaunes
					330	marnes noires
	Kh1	36° 4'29.15"N	1° 3'43.54"E	70	~2	sables et grès jaunes
					270	dépôts continentaux argileux (limons)
					385	sables et grès jaunes
					430	marnes noires
	Kh4	36° 4'39.65"N	1° 4'27.71"E	81	5	croute
					265	limons verts et jaunes
					286	grès marin
					330	marnes sableuses
					368	Calcaires à lithothamniées altérés avec des grès marins
					420	marnes grises
	Kh5	36° 2'40.72"N	1° 5'36.58"E	98	63	Alluvions
					126	Limons continentaux
					376	Calcaires à lithothamniés
					84	alluvions
	Kh6	36° 2'48.09"N	1° 5'14.20"E		147	dépôts continentaux argileux
					175	marnes bleues
425					calcaires marnes bleues	
~ 975					marnes noires	
1910.3					poudingue de base	
54					Argile avec des passages gravelleux	
Forage Khefif Mounnia F-2	36° 2'55.66"N	1° 5'23.34"E	93	105	Graviers argileux	
				153	Argiles avec des passages +- gravaleux	
				350	Calcaire tendre avec des passages argileux blanchâtres "probablement fissurés"	

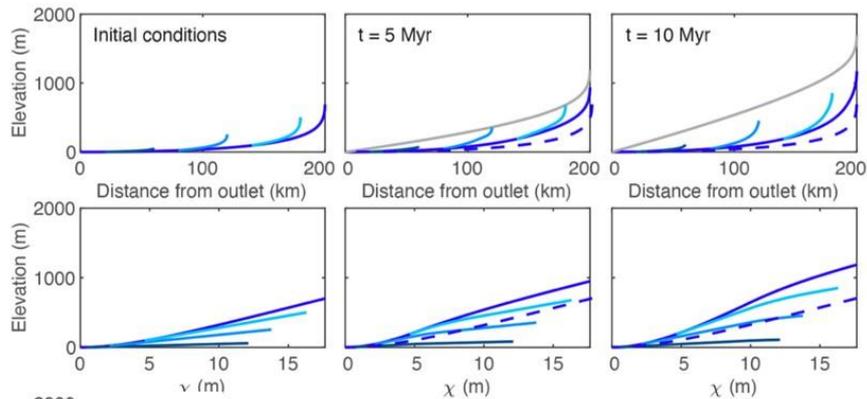
Secteur	Forages	Latitude	Longitude	Z(m)	Profondeur (m)	Facès /Lithologie
3	Inkerman n1008 F5	35°57'16.26"N	0°55'9.18"E	123	4,2	Terre végétale, encroutement calcaire et argile brique clair à ocre souvent gravuleuse
					28,1	Calcaire à lithothamniée fissuré +- dure parfois crayeux (moi-sup)
					31,05	Argile rouge litée de bancs de calcaire blanc parfois dure
					36,2	Calcaire à lithothamniée fissuré +- dure parfois crayeux (moi-sup)
					48,6	Argile rouge litée de bancs de calcaire blanc parfois dure
	O,Rhiou 500F5	35°58'11.52"N	35°58'11.52"N	76	95,04	Calcaire à lithothamniée fissuré +- dure parfois crayeux (Mio-sup)
					28	Sable gris et galets
	Sondage d'exploitation de l'Oued Rhiou	35°58'20.87"N	0°57'4.77"E	72	65	Alternances argiles gréseuses-sableuses, grès et galets avec des passées de graviers
					24	Sables (Alluvions de l'Oued Rhiou)
					28	Grès et galet
					32	Argile grise sableuse
					41	Grès et galet
					43	Argile grise
	Forage du Merdja	36° 0'9.42"N	1° 0'37.10"E	105	49	Grès et galet
					1,45	Conglomérat
					12,45	Calcaire compact à organisme blanc à jaunâtre
					13,9	Calcaire tendre blanc
					17,3	Calcaire dur blanc jaunâtre ou rosé
					21,3	Calcaire jaune, blanc ou rosé, tendre et friable
					32,3	Calcaire dur, jaune ou blanc
					42,55	Calcaire à algues tendre blanc
					44	Complexe calcaire à algues, compactes blancs
					51,5	Calcaire à algues, compactes blanc
					59,05	Alternance de calcaire à algues tendre, marnes, jaunes ou blancs
					72,75	Alternance de calcaires à algues et de calcaires crayeux blancs admettant des passés marneuses
					73	Calcaire dur à organismes jaunâtre
					76,35	Calcaire crayeux tendre blanc et passés marneuses
					83,6	Calcaire tendre à organismes
					84,1	Niveau de calcaire dur
					93,1	Calcaire tendre à organisme blanc
	109,1	Alternance de calcaire à organismes et de calcaire crayeux blancs ou jaunâtres				
	122	Alternance de calcaires à organismes jaunâtres, durs et friables				
	151	Calcaires à algues, blancs et compactes				

Annexe F

Annexe F. Modélisation des profils longitudinaux fluviaux dans l'article de Beeson et McCoy (2020). **(a)** Schéma en plan d'un réseau fluvial simple composé de modèles de profils fluviaux unidimensionnels liés. **(b)** et **(c)**. Résultats des simulations d'un réseau fluvial équilibré soumis à une simulation de l'inclinaison d'un bloc rigide vers la sortie du canal qui augmente l'élévation de la tête du canal de 1 km sur (b) 3 Ma (c) 10 Ma.



(b) Rigid-block forward tilting beginning at $t = 0$ Myr that raised channel head elevation by 1 km over 3 Myr. Background tilt rate of 50 mMyr^{-1} at the channel head and zero at the mountain front.



(c) Rigid-block forward tilting beginning at $t = 0$ Myr that raised channel head elevation by 1 km over 10 Myr. Background tilt rate of 50 mMyr^{-1} at the channel head and zero at the mountain front.

Annexe G

Annexe G. Compaction différentielle des marnes. Figure de l'article de Tavani *et al.* (2018). (A) Dérivation analytique de l'étirement induit par la compaction différentielle produite par la sédimentation de sédiments hautement compactables au-dessus d'une faille fossilisée affectant un matériau peu compactable. (B) Scénarios extrêmes montrant l'influence de la compaction des sédiments et de la densité et de l'ampleur des failles sur la fracturation des couches post-cinématiques, avec L_0 pour chaque faille illustrée par des flèches noires. Dans le premier scénario, des failles étroitement espacées avec des amplitudes élevées et une forte compaction imposent une fracturation généralisée. Dans le deuxième scénario, l'étirement parallèle aux couches est accommodé par une fracturation dans un domaine étroit ou même par une déformation élastique.

