

UNIVERSITE KASDI MERBAH OUARGLA

**Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie
Département des Sciences Agronomiques**

Année : 2024/2025



N° d'enregistrement :
/...../...../...../...../

THESE

**En vue de l'obtention du diplôme de
DOCTORAT en SCIENCE
Spécialité : Sciences Agronomiques
Option : Sciences du sol**

ÉTUDE DES PÉDOPAYSAGES DE LA RÉGION DE L'OUED RIGH: APPROCHES MORPHOLOGIQUES ET ANALYTIQUES

Présentée et soutenue publiquement par:

Mme HELIMI Samia

Le 29/05/2025

Devant le jury composé de :

BERKAL Ismaïel	MCA	Univ. Ouargla	Président
HAMDI-AISSA Baelhadj	Pr	Univ. Ouargla	Directeur de thèse
MOSTEPHAOUI Tewfik	Pr	CRSTRA - Biskra	Co-directeur de thèse
BOUMARAF Belkacem	Pr	Univ. Biskra	Examineur
ABDESSELAM Salah	Pr	Univ. Batna	Examineur
OMEIRI Nawel	MCA	Univ. Ouargla	Examinatrice

Année universitaire 2024-2025

« Nous abusons de la terre car nous la considérons comme une commodité qui nous appartient. Mais si nous la regardons comme une communauté à laquelle nous appartenons, alors nous apprendrons à l'utiliser avec amour et respect »



Aldo Leopold (1887-1948)

DÉDICACES

À mes chers parents, mes soutiens inébranlables dans la vie, qui ont toujours été derrière moi et m'ont encouragée à rester ferme et solide, à ne jamais baisser les bras, quelles que soient les circonstances.

À mon mari, à qui je dois tout le respect et la gratitude pour m'avoir soutenue, encouragée et accompagnée, de toutes les manières possibles, tout au long de ce travail, du début jusqu'à la fin.

À mes enfants : Siradj, Sirine et Sanad, pour avoir supporté mon absence et mes états d'âme pendant les moments où j'étais totalement absorbée par mon travail.

À mes chers frères et sœurs qui ont toujours été présents quand j'ai eu besoin.

À tous mes proches de la famille HELIMI, ABID et DJEFFEL.

À mes collègues de travail : Khadidja, Naima, Fatima, Meiada, Oum El-Khir, Yamina, Imane.

À toutes les personnes, proches ou éloignées, qui n'ont cessé de me poser la question : C'est quand la soutenance ?

Samia

REMERCIEMENTS

Avant tout, je remercie Dieu pour la force et la persévérance qu'il m'a offertes pour accomplir ce travail.

Je voudrais exprimer ma reconnaissance au professeur **Hamdi-Aissa Baelhadj** pour avoir accepté de diriger ce travail, en m'offrant des retours constructifs et des conseils pertinents, suite à l'attention qu'il a portée à mon travail. Je tiens à exprimer mes remerciements au professeur **Mostephaoui Toufik** pour avoir accepté d'être co-promoteur de ce travail.

Toute ma gratitude et mes remerciements vont également aux membres du jury qui ont accepté de me consacrer de leur temps pour lire et juger ma thèse et de me faire profiter de leurs idées instructives. Je cite:

- M. Ismaïel BERKAL, maître de conférences « A » à l'université d'Ouargla, qui m'a fait l'honneur de présider le jury.
- M. Salah ABDESSELAM, professeur à l'université de Batna, en tant qu'examineur.
- M. Belkacem BOUMARAF, professeur à l'université de Biskra, en tant qu'examineur.
- Mme Nawel OMEIRI, maître de conférences « A » à l'université d'Ouargla, en tant qu'examinatrice.

Je tiens également à remercier vivement le directeur ainsi que les membres du laboratoire de Bio-Géo-Chimie des Milieux Désertiques de l'université d'Ouargla pour leur aide dans la réalisation des analyses physiques et chimiques des sols.

Mes vifs remerciements vont au professeur HACINI Messaoud directeur du laboratoire de recherche « Géologie du Sahara », pour avoir accepté de me permettre de travailler au laboratoire sur mes lames minces.

Je tiens à remercier vivement le directeur du laboratoire de micromorphologie de l'AgroParisTech-INRA (Paris-Grignon) pour son aide précieuse dans la préparation des lames minces.

Mes vifs remerciements vont également à tous mes collègues du Centre de Recherche Scientifique et Techniques sur les Régions Arides, station Biophysique de Touggourt surtout Monsieur HALIS Youcef, pour son aide et surtout ses encouragements.

Je tiens à remercier chaleureusement toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à la finalisation de ce travail.

RÉSUMÉ

Les ressources agricoles dans les zones arides sont relativement insuffisantes par rapport aux besoins croissants des populations locales. La gestion optimale des ressources naturelles, notamment des sols et de l'eau, sont devenus des priorités essentielles. Ce mémoire est consacré à l'étude des pédopaysages de la région de l'Oued Righ, située dans le Sahara septentrional algérien (Sud-Est de l'Algérie), où les données sur les caractéristiques des sols demeurent très limitées.

Une méthodologie à approches multiples a été adoptée. En l'absence d'un inventaire pédologique spécifique à cette région, une analyse spatiale de la couverture pédologique a été réalisée grâce à la cartographie numérique des sols, en utilisant le modèle d'apprentissage automatique Forêt aléatoire. Cette analyse s'appuie sur une base de données comprenant 334 solums et 20 covariables environnementales. L'approche a été complétée par un travail de terrain et des analyses en laboratoire, incluant l'étude morphologique, des analyses physico-chimiques, micromorphologiques et minéralogiques, afin d'étudier les solums de trois toposéquences représentatives de la zone d'étude et de comprendre le fonctionnement actuel et passé des sols.

Les solums de notre base de données ont été classés selon le système de classification américain (USDA, 2014), identifiant deux grands ordres de sols : les Aridisols et les Entisols, jusqu'au niveau du Sous-Groupe, où nous avons catégorisé 14 classes de sols. Le modèle de forêt aléatoire (RF) a permis de prédire et de cartographier les classes de sol avec des précisions variables selon les niveaux taxonomiques, allant de 90,48 % pour l'Ordre à 65,30 % pour le Sous-Groupe. Ce modèle a également révélé les principaux facteurs influençant la distribution des sols, notamment les indices spectraux liés à la composition minéralogique de surface des sols, la couverture végétale (NDVI) et des paramètres de relief tels que l'élévation et la pente.

Les trois toposéquences choisis et les solums complémentaires représentant les différentes formes paysagiques de la région d'Oued Righ (telles que la sebkha, le plateau, l'erg, la butte témoin, le glacis, le chott, la daya, la plaine alluviale et les palmeraies), ont permis de distinguer cinq pédopaysages caractéristiques de la région : le pédopaysage gypseux, le pédopaysage gypso-salin, le pédopaysage salin, le pédopaysage sableux et le pédopaysage alluvio-éolien. La forte présence de gypse, ainsi que ses différentes formes d'accumulation, constitue le caractère dominant dans ces pédopaysages.

Les analyses minéralogiques par diffraction des rayons X (DRX) de la fraction de sol <2 mm ont permis d'identifier 15 minéraux appartenant à différents groupes minéraux. Les diffractogrammes de la fraction argileuse ont révélé la présence de palygorskite, illite-mica et kaolinite dans tous les échantillons, tandis que la chlorite et la chlorite-smectite étaient moins fréquentes, et la smectite et l'illite étaient présentes en quantités plus faibles. Les observations micromorphologiques des lames minces ont mis en évidence divers traits pédologiques, tels que des revêtements calcitiques sur les grains et les vides, des nodules de calcite, des macro- et microcristaux de gypse, ainsi que des revêtements et remplissages argileux, généralement superposés, résultant de phases successives de pédogenèse dans des conditions pédoclimatiques variées.

L'halomorphie et l'hydromorphie se distinguent comme deux phénomènes caractéristiques des sols de la région d'Oued Righ depuis longtemps. Cependant, l'intervention humaine aggrave cette situation et perturbe l'écosystème oasien.

Mots clés: Oued Righ, Cartographie numérique de sol, forêt aléatoire, pédopaysage, toposéquence, micromorphologie, minéralogie, gypse, paléoclimat.

ABSTRACT

Agricultural resources in arid regions are comparatively insufficient relative to the increasing demands of local populations. The optimal management of natural resources, especially soils and water, has emerged as a critical issue. This thesis focuses on the study of pedolandsapes in the Oued Righ region, located in the northern Algerian Sahara (Southeastern Algeria), where soil data is still very limited.

A multiple-approach methodology was adopted. Without a specific pedological inventory for this region, we conducted a spatial analysis of soil cover using digital soil mapping by the Random Forest machine learning model. This analysis is based on a database of 334 pedons and 20 environmental covariates. In order to examine soil samples from three representative toposequences of the study area and to comprehend the present and past soil functioning, the approach was complemented by fieldwork and laboratory analyses, including morphological, physico-chemical, micromorphological, and mineralogical studies.

The soils in our database were classified according to the American classification system (USDA, 2014), identifying two major orders of soils: Aridisols and Entisols, up to the Subgroup level, where we categorized 14 soil classes. Depending on the taxonomic levels, the random forest (RF) model allowed for the prediction and mapping of the soil classes with varied accuracies, ranging from 90.48% for the Order level to 65.30% for the Subgroup level. This model also revealed the main factors influencing soil distribution, including spectral indices related to the mineralogical composition of surface soils, vegetation cover (NDVI), and relief parameters such as elevation and slope.

The three selected toposequences and complementary soil pedons representing various landscape forms in the Oued Righ region (such as sabkha, plateau, erg, butte, glacis, chott, claypan, alluvial plain, and palm groves) allowed us to distinguish six characteristic pedolandsapes in the region: gypso-calcaric, gypsic, gypso-salic, salic, sandy, and alluvial-aeolian. The high concentration of gypsum, as well as its different forms of accumulation, constitutes the dominant character in these pedolandsapes.

Mineralogical analyses by X-ray diffraction (XRD) of the <2 mm soil fraction identified 15 minerals belonging to different mineral groups. X-ray diffractograms of the clay fraction revealed the presence of palygorskite, illite-mica, and kaolinite in all samples, while chlorite and chlorite-smectite were less frequent, and smectite and illite appeared in smaller quantities. Micromorphological observations of thin sections revealed that calcite coatings on grains and voids, calcite nodules, gypsum macro- and microcrystals, and clay coating and filling were common pedofeatures observed in the studied soils, highlighting various pedological features, often superimposed, resulting from successive phases of pedogenesis under different pedoclimatic conditions.

For a long time, halomorphy and hydromorphy have been identified as two features of the soils in the Oued Righ region. However, human intervention exacerbates this situation and disrupts the oasis ecosystem.

Keywords: Oued Righ, digital soil mapping, Random Forest, pedolandscape, toposequence, micromorphology, mineralogy, gypsum, paleoclimate.

ملخص

الموارد الزراعية في المناطق الجافة تعتبر نسبياً غير كافية مقارنة بالاحتياجات المتزايدة للسكان المحليين. أصبحت الإدارة المثلى للموارد الطبيعية، وخاصة التربة والمياه، من الأولويات الرئيسية. يركز هذا البحث على دراسة المناظر الطبيعية التربوية في منطقة وادي ريغ، الواقعة في الصحراء الجزائرية الشمالية (الجنوب الشرقي للجزائر)، حيث تظل البيانات المتعلقة بخصائص التربة محدودة للغاية.

تم اعتماد منهجية متعددة المقاربات. في غياب جرد بيولوجي محدد لهذه المنطقة، تم إجراء تحليل مكاني لتغطية التربة من خلال رسم خرائط رقمية للتربة باستخدام نموذج الغابات العشوائية للتعلم الآلي. يعتمد هذا التحليل على قاعدة بيانات تضم 334 مقطع تربة و20 متغيراً بيئياً. تم تكملة هذه المنهجية بالعمل الميداني والتحليل في المختبر، بما في ذلك التحليلات الفيزيائية والكيميائية والميكرومورفولوجية والمعدنية لدراسة عينات التربة من ثلاث سلاسل طبوغرافية للتربة تمثل المنطقة المدروسة ولفهم وظائف التربة الحالية والسابقة.

تم تصنيف التربة في قاعدة بياناتنا وفقاً للنظام الأمريكي للتصنيف (USDA, 2014)، حيث تم تحديد نوعين رئيسيين من التربة: الأريديصول والإنتيصول، حتى مستوى المجموعة الفرعية، حيث قمنا بتصنيف 14 فئة من التربة. اعتماداً على المستويات التصنيفية، سمح نموذج الغابة العشوائية (RF) بالتنبؤ ورسم خرائط فئات التربة بدقة متفاوتة، تتراوح من 90.48% لمستوى التصنيف الأول إلى 65.30% لمستوى المجموعة الفرعية. كشف هذا النموذج أيضاً عن العوامل الرئيسية التي تؤثر على توزيع التربة، بما في ذلك المؤشرات الطيفية المتعلقة بالتركيب المعدني لسطح التربة، وتغطية النبات (NDVI)، ومعايير التضاريس مثل الارتفاع والانحدار.

سمحت التسلسلات الطبوغرافية الثلاثة المختارة والبيدونات التكميلية التي تمثل أشكال المناظر الطبيعية المختلفة في منطقة وادي ريغ (مثل السبخة، الهضبة، الكثبان الرملية، الشط، الضاية، السهل الفيضي، وبساتين النخيل) بتمييز ستة مناظر بيولوجية مميزة للمنطقة: الجبسي-الكلسية، الجبسية، الجبسي-الملحية، الملحية، الرملية، والفيضي-الهوائية. يُشكل التركيز العالي للجبس، بالإضافة إلى أشكاله المختلفة من التراكم، السمة المميزة لهذه المناظر البيولوجية.

أظهرت التحليلات المعدنية بواسطة الأشعة السينية (XRD) للجزء الذي تقل حجمه عن 2 مم من التربة من تحديد 15 معدناً تنتمي إلى مجموعات معدنية مختلفة. أظهرت تحليلات أشعة إكس للجزء الطيني وجود الباليغوسيكيت والإيليت-الميكالكا والكاولينيت في جميع العينات، بينما كانت الكلوريت والكلوريت-سمكتيت أقل تكراراً، وظهرت السمكتيت والإيليت بكميات أقل. أظهرت الملاحظات الميكرومورفولوجية للمقاطع الرقيقة أن الطلاءات الكلسية على الحبوب والفجوات، والعقد الكلسية، والبلورات الكبيرة والصغيرة من الجبس، وطلاءات وحشوات الطين كانت من خصائص التربة الشائعة التي لوحظت في العينات المدروسة، غالباً ما تكون مترابطة، ناتجة عن مراحل متعاقبة من تكوين التربة تحت ظروف مناخية قديمة مختلفة.

تعتبر ظواهر التملح وارتفاع مستوى المياه من الظواهر المميزة للتربة في منطقة وادي ريغ منذ وقت طويل. ومع ذلك، فإن التدخل البشري يزيد من تفاقم هذه الوضعية ويؤدي إلى اضطراب النظام البيئي الواحي.

الكلمات المفتاحية: وادي ريغ، رسم خرائط رقمية للتربة، غابة عشوائية، مناظر التربة، التسلسل الطبوغرافي، الميكرومورفولوجيا، علم المعدن، الجبس، المناخ القديم.

LISTE DES ABRÉVIATIONS

ANRH: Agence Nationale des Ressources Hydrauliques.

ASTGTM: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER)
Global Digital Elevation Model Global Digital Elevation Model (GDEM) Version 3.

BNEDR: Bureau National d'Études pour le Développement Rural.

CDARS: Commissariat au Développement de l'Agriculture des Régions Sahariennes.

CPCS: Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols.

DRX: Diffractométrie à rayons X.

DSA: Direction des Services Agricoles.

ERESS : Étude des Ressources en Eau du Sahara Septentrional.

GeoTiff: Georeferenced Tagged Image File Format.

ONM: Office National de la Météorologie.

OSS: Observatoire du Sahara et du Sahel.

PNUD: Programme des Nations Unies pour le Développement.

SCG: Service de la Carte Géologique.

SOGREAH: Société Grenobloise d'études et Application Hydraulique.

SONATRACH: Société Nationale de Transport et canalisation des hydrocarbures.

UNESCO: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization.

USGS: United States Geological Survey.

LISTE DES FIGURES

<i>Chapitre I</i>	
Figure I.1: (a) Localisation géographique de la zone d'étude, (b) Image Landsat 5 TM (composition colorée des bandes 7, 4, et 1), (c) Model numérique de terrain (MNT, 30 m de résolution).	09
Figure I.2: Carte géologique du Bas-Sahara (Nesson, 1978).	11
Figure I.3: Coupe géologique synthétique N-S passant par le bassin de l'Oued Righ (d'après Cornet, 1964).	13
Figure I.4: Lithostratigraphie synthétique de la région d'étude (SONATRACH et SCHLUMBERGER, 1990).	14
Figure I.5: Carte géologique de la région d'Oued Righ (d'après Cornet et Gouskov, 1952 et S.C.G., 1952).	15
Figure I.6: Carte géomorphologique de la région de l'Oued Righ (Ballais, 2010).	22
Figure I.7: Carte de répartition des zones humides dans la région de l'Oued Righ (CRSTRA, 2008).	22
Figure I.8: Coupe hydrogéologique synthétique de Sahara septentrionale (UNESCO. 1972).	24
Figure I.9: Carte de répartition de Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS).	24
Figure I.10: Coupe hydrogéologique du Complexe Terminal de la région d'Oued Righ (ANRH., 2004).	26
Figure I.11: La carte des Rabatements 2050 au CI (en m) (A), La carte des niveaux piézométriques 2050 du CI (en m) (B) (OSS, 2003).	26
Figure I.12: Localisation de la région d'Oued Righ dans le Climagramme d'Emberger.	33
Figure I.13: Diagramme pluviothermique de la région d'Oued Righ.	33
Figure I.14: Occupation des sols dans la région de l'Oued Righ (Benguergoura, 2014).	35
<i>Chapitre II</i>	
Figure II.1: Principe général de la cartographie numérique des sols (McBratney et <i>al.</i> , 2003).	38
Figure II.2: Indice de végétation par différence normalisée (NDVI).	43
Figure II.3: Indice de carbonate (CRI2).	44
Figure II.4: Indice de gypse par différence normalisée.	44
Figure II.5: Indice de salinité du sol (SSI3).	45
Figure II.6: Indice de Brillance (BI).	46
Figure II.7: Indice de taille de grain (GSI).	46
Figure II.8: L'indice spectral Ratio 2/7.	47
Figure II.9: L'indice spectral Ratio 4/2.	48
Figure II.10: Carte de la pente pour la zone d'étude.	49
Figure II.11: Modèle numérique d'élévation de la zone d'étude.	49
Figure II.12: L'indice de courbure.	50
Figure II.13: L'indice de profil de courbure.	51
Figure II.14: L'indice de plan de courbure.	52

Figure II.15: La carte de pente du bassin versant de la zone d'étude.	53
Figure II.16: La carte de l'indice d'humidité topographique (TWI) pour la zone d'étude.	53
Figure II.17: La carte de l'indice de rugosité du terrain (TRI) de la zone d'étude.	54
Figure II.18: La carte de l'indice MRVBF.	55
Figure II.19: La carte de l'indice TCILow.	55
Figure II.20: Carte géologique de la zone d'étude (Oued Righ) d'après Cornet et Gouskov (1952) (modifié).	56
Figure II.21: Architecture de l'algorithme de forêt aléatoire.	59
Figure II.22: Répartition des données de calibration et de teste du modèle de forêt aléatoire.	60
Figure II.23: Séparation de la fraction argileuse suivant le protocole décrit par Robert et Tessier (1974).	66

Chapitre III

Figure III.1: Répartition des points de calibration et de validation du modèle Forêt aléatoire pour les quatre niveaux taxonomiques.	74
Figure III.2: Importance relative des covariables utilisées par la forêt aléatoire (%) pour chaque niveau taxonomique de l'USDA (2014).	78
Figure III.3: Carte des classes de sol au niveau des ordres selon la classification USDA (2014) à l'aide d'un modèle de forêt aléatoire pour la région d'Oued Righ.	79
Figure III.4: Carte des classes de sol au niveau des sous-ordres selon la classification USDA (2014) à l'aide d'un modèle de forêt aléatoire pour la région d'Oued Righ.	80
Figure III.5: Carte des classes de sol au niveau des grands groupes selon la classification USDA (2014) à l'aide d'un modèle de forêt aléatoire pour la région d'Oued Righ.	82
Figure III.6: Carte des classes de sol au niveau des sous-groupes selon la classification USDA (2014) à l'aide d'un modèle de forêt aléatoire pour la région d'Oued Righ.	83
Figure III.7: Superficie couverte par les classes de sol prédite par le modèle forêt aléatoire pour chaque niveau taxonomique.	84

Chapitre IV

Figure IV.1: Localisation et répartition des solums réalisés dans la zone d'étude.	87
Figure IV.2: les solums de la toposéquence I dans la région d'El-Goug.	88
Figure IV.3: État de surface du solum P20 présente la sebkha d'El-Goug.	89
Figure IV.4: Profils pH, salin, calcaire et du gypse des solums de la toposéquence I.	92
Figure IV.5: les solums de la toposéquence II dans la région de Nezla-Tebesbest.	93
Figure IV.6: Profils pH, salin, calcaire et du gypse des solums de la toposéquence II	97
Figure IV.7: les solums de la toposéquence III dans la région d'El-Mrara.	98
Figure IV.8: Profils pH, salin, calcaire et du gypse des solums de la toposéquence III.	102
Figure IV.9: Photos des solums étudiés en dehors des toposéquences et leurs classifications (d'après USDA, 2014).	105
Figure IV.10: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P27/Aky.	110
Figure IV.11: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P4/Ay.	110
Figure IV.12: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P4/1Cyz.	110
Figure IV.13: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P20/Az.	111
Figure IV.14: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P33/Az.	111
Figure IV.15: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P1/Bky.	111

Figure IV.16: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P1/Bkyz.	112
Figure IV.17: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P1/Bkyz.	112
Figure IV.18: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P21/A.	112
Figure IV.19: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P21/Cky1.	113
Figure IV.20: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P16/Ckc1.	113
Figure IV.21: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P34/C2.	113
Figure IV.22: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P22/C1.	114
Figure IV.23: Test de comportement des argiles (<2 µm) pour les horizons étudiés des solums choisis.	115
Figure IV.24: Morphoscopie des grains de quartz (×40).	120
Figure IV.25: Photomicrographes des traits gypsique dans les sols de la région d'Oued Righ.	125
Figure IV.26: Photomicrographes des traits calcique trouvés dans les sols de la région d'Oued Righ.	127
Figure IV.27: Photomicrographes des traits texturaux et argileux trouvés dans les sols de la région d'Oued Righ.	130

Chapitre V

Figure V.1: Répartition des pédopaysages et des grands-groupes correspondants dans la région d'étude.	143
Figure V.2: Quelques accumulations gypseuses répondues dans les sols de la région d'étude.	155
Figure V.3: Croûte et encroûtement gypseux de surface dans la région d'étude.	156
Figure V.4: Morphologie des veines de gypse.	158
Figure V.5: L'orientation des veines de gypse.	159
Figure V.6: A Vers B; Gypse nodulaire blanc (Ng) (État initial) dans une couche laminaire argile-limoneuse qui sera connecté pour former une veines horizontale de gypse (État final).	161

Annexe

Figure 1: Le reste des solums identifiés lors de l'étude	186
---	-----

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre I

Tableau I.1: classification des sols de la vallée de l'Oued Righ d'après SOGETHA-SOGREAH (1970) (MNT, 30 m de résolution).	18
Tableau I.2: Moyennes mensuelles des températures (°C) de la région d'étude.	28
Tableau I.3: Moyennes mensuelles des précipitations (mm) de la région d'Oued Righ.	29
Tableau I.4: Moyennes mensuelles des évaporations (mm) de la région d'Oued Righ.	29
Tableau I.5: Moyennes mensuelles de la vitesse du vent (mm/s) de la région d'Oued Righ.	30
Tableau I.6: Moyennes mensuelles de l'insolation (h /mois) de la région d'Oued Righ.	30
Tableau I.7: Moyennes mensuelles de l'humidité relative (%) de la région d'Oued Righ.	31

Chapitre II

Tableau II.1: Caractéristique des différentes bandes spectrales disponibles pour LANDSAT-8 (USGS).	42
---	----

Chapitre III

Tableau III.1: Nombre et fréquence des solums selon les niveaux taxonomiques du sol (USDA, 2014).	71
Tableau III.2: Paramètres optimaux choisis de la forêt aléatoire pour chaque niveau taxonomique.	72
Tableau III.3: Paramètre de validation interne de model Forêt aléatoire pour chaque niveau taxonomique.	73
Tableau III.4: Paramètres d'évaluation de la performance de la model Forêt aléatoire pour chaque niveau taxonomique.	75
Tableau III.5: Évaluation de la modélisation spatiale pour les quatre niveaux taxonomiques à partir des données des matrices de confusion obtenues.	75

Chapitre IV

Tableau IV.1: La répartition des solums réalisés par unités paysagiques et par sous-groupes.	86
Tableau IV.2: Description morphologique et physico-chimique des solums de la toposéquence I.	90
Tableau IV.3: Description morphologique et physico-chimique des solums de la toposéquence II.	95
Tableau IV.4: Description morphologique et physico-chimique des solums de la toposéquence III.	100
Tableau IV.5: Description morphologique et physico-chimique des solums hors toposéquences.	103
Tableau IV.6: Estimation semi-quantitative de composition minéralogique des échantillons de sol étudiés par DRX.	108
Tableau IV.7: Estimation semi-quantitative des minéraux argileux déterminés par DRX pour les échantillons choisis.	116
Tableau IV.8: Principales caractéristiques micromorphologiques des horizons sélectionnés.	122

Annexe

Tableau 1: Les sources de solums utilisées pour la création de la base de données.	184
---	-----

LISTE DES PHOTOS

<i>Chapitre I</i>	
Photo I.1: Remonté de la nappe phréatique et la salinisation de sols dans la région d'Oued Righ.	20
<i>Chapitre V</i>	
Photo V.1: Vue globale d'un pédopaysage gypso-calcaire.	142
Photo V.2: Vue globale d'un pédopaysage gypseux.	144
Photo V.3: Vue globale d'un pédopaysage gypso-salin.	146
Photo V.4: Pédopaysage salin présenté par la sebkha de Tiguedidine avec la distribution en mosaïque des différents états de surface saline (A), croûte de surface brun soufflée (B), efflorescence saline blanche riche en halite et en gypse (C).	147
Photo V.5: Vue globale d'un pédopaysage sableux.	149
Photo V.6: Vue globale d'un pédopaysage alluvio-éolien.	150

LISTE DES EQUATIONS

<i>Chapitre II</i>	
(1).....Indice de végétation par différence normalisée (NDVI).	43
(2).....Indice de carbonate (CRI2).	43
(3).....Indice de gypse par différence normalisée (Gyps-index).	43
(4).... Indice de salinité du sol 3 (SSI 3).	45
(5).....Indice de Brillance (BI).	45
(6).....Indice de taille de grain (GSI).	45
(7).....Rapport des bandes B/ SWIR(SSDS).	47
(8).....Rapport des bandes Red/Blue (R/ B).	47
(9).....Erreur OOB (Out Of Bag).	60
(10)...Précision globale (PG).	61
(11)...Précision de l'utilisateur (PU).	61
(12)...Précision du producteur (PP).	61
(13)...Indice Kappa (K).	62

TABLE DES MATIÈRES

<i>Introduction générale</i>	02
Première partie : MILIEU PHYSIQUE	
<i>Chapitre I: Aperçu sur la région de l'Oued Righ</i>	
1.1. Monographie de la région	08
1.2. Contexte géologique	08
1.2.1. Contexte géologique régional	08
1.2.2. Contexte géologique locale	10
1.2.2.1. Lithostratigraphie de la région d'étude	11
1.3. Contexte topographique et géomorphologique	15
1.4. Caractérisation des sols de la région de l'Oued Righ	16
1.5. Contexte hydrologie	20
1.5.1. Hydrologie superficielle	20
1.5.2. Hydrogéologie	21
1.5.2.1. La nappe du Complexe Terminal	23
1.5.2.2. La nappe du continental intercalaire	25
1.5.2.3. La nappe phréatique	27
1.6. Contexte climatique	27
1.6.1. La température	28
1.6.2. La précipitation	28
1.6.3. L'évaporation	29
1.6.4. Le Vent	29
1.6.5. L'insolation	30
1.6.6. L'humidité relative de l'air	30
1.6.7. Synthèse climatique	31
1.6.7.1. Indice De Martonne	31
1.6.7.2. Climagramme d'Emberger	32
1.6.7.3. Diagramme pluviothermique	32
1.7. Végétation et occupation de sol	34
Deuxième partie : Matériels et Méthodes	
<i>Chapitre II : Description des méthodes mise en œuvre</i>	
2.1. Cartographie numérique des sols (CNS)	38
2.1.1. Concept de la cartographie numérique des sols	38
2.1.2. Procédure de cartographie numérique des sols	39
2.1.2.1. Collecte et préparation des données de sol	39
2.1.2.2. Préparations des covariables	41
2.1.2.2.1. Collecte et prétraitement des données satellitaires	41
2.1.2.2.2. Modèle numérique d'altitude (MNA)	47
2.1.2.2.3. Données géologiques	56
2.1.2.3. Modélisation spatial	57
2.1.2.3.1. Choix du modèle forêt aléatoire (FA)	57

2.1.2.3.2. Architecture du modèle forêt aléatoire	58
2.1.2.4. Calibration du modèle et l'erreur OOB (Out Of Bag)	59
2.1.2.5. Mesure de l'importance des covariables	60
2.1.2.6. Évaluation de la performance du modèle	61
2.2. Étude des toposéquences	62
2.2.1. Choix des toposéquences	62
2.2.2. Description morphologique des solums et classification des sols	63
2.2.3. Analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sols	63
2.2.3.1. Granulométrie	63
2.2.3.2. Calcaire total	64
2.2.3.3. Gypse	64
2.2.3.4. Matière organique	64
2.2.3.5. Conductivité électrique	65
2.2.3.6. Potentiel d'hydrogène (pH)	65
2.2.4. Étude minéralogique par la diffraction des rayons X	65
2.2.4.1. Minéralogie totale (Fraction <2 mm)	65
2.2.4.2. Minéralogie de la fraction argileuse (Fraction <2 µm sur dépôt orienté)	66
2.2.4.2.1. Séparation de la fraction argileuse	66
2.2.4.2.2. Identification des minéraux argileux	67
2.2.5. Étude micromorphologique	67
2.2.5.1. Morphoscopie des grains de quartz	67
2.2.5.2. Fabrication et description des lames minces	68
Troisième partie: Résultats et discussion	
<i>Chapitre III: Cartographie numérique de sol</i>	
3.1. Classes des sols identifiés dans la zone d'étude	70
3.2. Construction de modèle de forêt aléatoire	72
3.3. Évaluation du modèle	73
3.4. Importance des facteurs environnementaux	77
3.5. Prédiction spatiale des sols	79
<i>Chapitre IV: Étude macro, micromorphologique, analytique et minéralogique des solums</i>	
4.1. Approche morphologique et analytique	86
4.1.1. Présentation des solums réalisés dans la région d'étude	86
4.1.2. Caractérisation morphologique et analytique des solums de la toposéquence I d'El-Goug	87
4.1.3. Caractérisation morphologique et analytique des solums de la toposéquence II de Nezla- Tebesbest	93
4.1.4. Caractérisation morphologique et analytique des solums de la toposéquence III d'El-Mrara	98
4.1.5. Autre solums hors toposéquences	103
4.2. Approche minéralogique et micromorphologique des sols de la région d'Oued Righ	106
4.2.1. Minéralogie de la poudre totale (Fraction <2 mm)	106
4.2.2. Minéralogie de la fraction argileuse (Fraction <2 µm)	114
4.2.3. Étude micromorphologique des sols de la région d'Oued Righ	119
4.2.3.1. Analyse morphoscopique des grains de quartz	119
4.2.3.2. Caractérisation micromorphologique des sols étudiés	120
4.2.3.2.1. Les traits gypseux	121
4.2.3.2.2. Les traits calcitiques	126

4.2.3.2.1. Les traits argileux et amorphes	128
<i>Chapitre V : Discussion générale</i>	
5.1. L'apprentissage machine au service des sols d'Oued Righ	133
5.1.1. Performance du modèle	133
5.1.2. Variables environnementaux contrôlant la distribution des sols	135
5.1.3. Prédiction spatiale des classes de sol	137
5.2. Caractérisation et fonctionnement des sols de la région d'Oued Righ	140
5.3. Organisation spatiale des pédopaysagiques de la région d'étude	142
5.3.1. Pédopaysage gypso-calcaire	142
5.3.2. Pédopaysage gypseux	144
5.3.3. Pédopaysage gypso-salin	145
5.3.4. Pédopaysage salin	146
5.3.5. Pédopaysages sableux	148
5.3.6. Pédopaysages alluvio-éolien	149
5.4. Processus de formation des sols de la région d'Oued Righ	150
5.4.1. Hydromorphie	151
5.4.2. Salinisation	151
5.4.3. Calcification et Gypsification	151
5.4.4. Mouvement de sable éolien	153
5.5. Les accumulations gypseuses dans les sols d'Oued Righ	153
5.6. Formation des veines gypseuses	160
<i>Conclusion générale</i>	163
Références bibliographie	171
Annexe	184

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

En 2024, la population mondiale s'élève à 8,2 milliards d'habitants. En durée de deux siècles, elle a été multipliée par plus de huit, et cette tendance à la croissance devrait se poursuivre, avec des projections suggérant qu'elle pourrait atteindre environ 10 milliards d'ici la fin du siècle (Pison et Poniakina, 2024). Avec 83 millions de personnes supplémentaires chaque année, la pression sur les terres augmente. Chacune de ces personnes aura besoin d'un lieu de vie, d'un espace de travail et de terres fertiles pour se nourrir (Gray 2017). Selon la FAO, cette croissance démographique imposera, d'ici 2055, une augmentation de la production agricole de 40 à 50% afin d'assurer un accès adéquat à la nourriture, particulièrement dans les pays en développement. Cette situation exige des pays qu'ils renforcent leur capacité à produire des aliments et à gérer efficacement leur population pour répondre aux besoins alimentaires futurs. Les bases de cette sécurité alimentaire reposent en grande partie sur la diversité biologique agricole, dont la préservation, dans un cadre de gestion durable, est cruciale pour garantir une productivité stable et pérenne à long terme, tant sur les plans écologique, biologique, économique que social.

À l'échelle mondiale, les terres hyper-arides représentent 4,2 % de la surface totale des terres mondiales, les terres arides 14,6 % et les terres semi-arides 12,2 %. En somme, environ un tiers des terres de la planète sont des zones arides (FAO., 1992). Elles se trouvent principalement en Afrique, en Asie et en Australie, représentant 5,2 milliards d'hectares, sur lesquelles vivent plus de 2 milliards de personnes. Environ 43 % du continent africain est composé de terres arides. De plus, les terres hyperarides ou désertiques représentent 38 % de ces terres, La moitié de la population africaine vit dans ces régions arides (Morris et al., 2016). En Algérie, près de 95% du territoire national est classé comme une zone aride, dont 80% sont des zones hyper-arides. Les ressources agricoles dans les zones arides sont relativement limitées par rapport aux besoins en croissance des populations locales. Dans de nombreuses régions de ce type, l'augmentation de la production agricole s'accompagne généralement de l'établissement de nouveaux périmètres irrigués, afin de préserver l'équilibre socio-économique de ces régions.

L'aménagement des terres, l'amélioration de la productivité et la conservation des sols nécessitent des études encore plus détaillées dans les zones arides que dans d'autres régions, en particulier sur les facteurs édaphiques. En général, les sols des régions arides posent d'énormes

problèmes de développement. Ils sont principalement salins, présentent des croûtes calcaires ou gypseux, et sont susceptibles à l'érosion et à la salinisation secondaire (Zerboni et al., 2011). En conséquence, une utilisation et une gestion inadéquates de ces sols fragiles entraînent souvent des dégâts irréversibles, avec des conséquences graves à court et à long terme pour le territoire.

L'immense diversité des conditions environnementales dans les déserts concourt à créer un modèle complexe de reliefs. Il est tout à fait faux de croire que le manque d'eau engendre une simple géomorphologie distinctive. La variabilité climatique dans l'espace et dans le temps a conduit non seulement à une large gamme de processus de production de reliefs, mais également à une diversité complémentaire de sols et de végétation qui, à leur tour, influencent l'activité géomorphologique (Cooke et al., 1993). Les différences des propriétés du sol en fonction de la position dans le paysage sont généralement attribuées aux variations des processus de ruissellement, d'érosion et de dépôt, qui influencent la pédogénèse et la diversité biologique (Lark, 1999). Plusieurs études sur les sols arides montrent que les sols présentent une grande variabilité spatiale résultant des différences dans le matériau parental, l'âge, l'aspect de surface du sol, la topographie, la disponibilité et distribution de l'eau, ainsi que l'action anthropique (Shmida et Burgess, 1988).

L'intérêt croissant pour l'agriculture saharienne en Algérie au cours des deux dernières décennies a induit une transformation structurelle du système de production oasien. La région de l'Oued Righ dans le Sahara Algérien septentrional (Sud-Est Algérien) a connu une réviviscence, principalement exprimé par l'extension de l'agriculture irriguée. Ainsi, une meilleure caractérisation et une gestion rationnelle des ressources naturelles, en particulier des sols et de l'eau, sont devenus des objectifs majeurs. Les informations sur les caractéristiques des sols de cette région sont très limitées, et les données existantes reposent essentiellement sur des études pédologiques antérieures mise en évidence en particulier des relations sol-végétation fournissant peu de détails, ce qui limite une planification appropriée des pratiques d'utilisation des terres (SOGREAH., 1970; Tesco-Viziteru, 1989; BNEDER., 1992; Halillet, 1998; Hafouda, 2005). D'autres études sont généralement descriptives (Durand, 1963; Ballais, 2010; Abid, 1995 ; CDARS, 1998). À l'exception de l'étude de Boumaraf (2013) sur la bordure nord du Chott Merouane (Bas Oued Righ), qui a analysé l'évolution spatiale de certains sols en fonction de leur position sur certaines unités géomorphologiques.

Ces études sont indispensables, car elles ont permis de mieux comprendre la composition pédologique et l'étendue des divers types de sols à accumulation calcaire, gypseuse

et saline. Toutefois, elles demeurent insuffisantes pour déterminer leur utilisation potentielle dans le cadre de stratégies de gestion raisonnées. Les processus pédogénétiques et le fonctionnement des sols sont fortement influencés par la topographie et le positionnement dans le paysage en raison des processus d'érosion et de dépôt différenciés, de la percolation de l'eau et du ruissellement.

Notre contribution par cette étude est portée sur l'étude de la distribution spatiale des différents types de sols de cette région, à travers une approche cartographique numérique et par une caractérisation pédopaysagique, en adoptant des approches morphologiques (macro et micromorphologiques) et analytiques (physiques, chimiques et minéralogiques).

Il est important de comprendre que le sol présente une hétérogénéité à l'échelle du paysage. Pour appréhender sa répartition, il est nécessaire d'examiner son organisation ainsi que ses interactions avec les facteurs de pédogénèse (Assami, 2020). L'étude des pédopaysages constitue un domaine essentiel pour comprendre les dynamiques environnementales et les interactions entre les facteurs géographiques, climatiques et humains. La région de l'Oued Righ offre un cadre d'étude privilégié en raison de ses caractéristiques paysagiques, dominées par un ensemble de dépôts alluviaux et éoliens, témoignant d'une histoire complexe de variations climatiques, de redistribution des sédiments et de développement des sols, qui ont laissé leur empreinte sur la diversité des sols et des paysages. Notre contribution par cette étude est portée sur l'étude de la distribution spatiale des différents types de sols de cette région, à travers une approche cartographique et par une caractérisation pédopaysagique, en adoptant des approches morphologiques (macro et micromorphologiques) et analytiques (physiques, chimiques et minéralogiques).

Le principal défi lié aux données pédologiques réside dans leur rareté et le coût élevé de leur collecte. Il est donc crucial de combler cette lacune en adoptant de nouvelles méthodes de caractérisation et de cartographie des sols. À cet égard, les techniques récentes de cartographie numérique des sols et de leurs propriétés offrent de bonnes perspectives, cette approche proposée par Jenny (1941) et ensuite développée par McBratney et al. (2003). elles permettent une acquisition rapide et économique de l'information pédologique. Ce domaine connaît en effet une expansion considérable depuis les années 1970 (McBratney et al., 2003; Lagacherie et al., 2007), principalement en raison des avancées technologiques (capacité de calcul, capteurs et techniques de mesure, géoréférencement, etc.).

La cartographie numérique des sols (CNS) utilise généralement une approche factorielle ou de covariables environnementales pour la prédiction et l'interpolation spatiale des attributs observés des sols (Hengl et *al.*, 2015) en établissant des relations statistiques entre les attributs ou les classes des sols et des variables topographiques dérivées du modèle numérique de terrain (Ziadat, 2005), des images de télédétection (Eldeiry et Garcia, 2010), ou une combinaison des deux (Levi et Rasmussen, 2014). Ici, nous appliquons une approche de cartographie numérique des sols à l'aide d'un modèle d'apprentissage machine le forêt aléatoire (Random Forest), pour caractériser la variabilité spatiale des ressources en sols sur un paysage désertique de la région d'Oued Righ, couvrant une gamme de lithologie, topographie, végétation et processus de surface, afin de mieux comprendre l'évolution des sols et des paysages.

En plus de l'étude de terrain et au laboratoire pour la caractérisation morphologique, physique, physico-chimique et chimique des sols qui nous permet d'obtenir une compréhension approfondie des propriétés et des comportements des sols dans différents contextes environnementaux. Une manière d'évaluer le niveau de développement du sol est d'analyser le contenu minéralogique et micromorphologique du sol (Stoops, 2018). Les compositions minéralogiques et les traits pédologiques des horizons gypsiques, calcaires et salins dans les sols des environnements arides et semi-arides sont largement utilisées par plusieurs experts pour fournir des données précieuses sur les facteurs et les processus de formation de sols, la fertilité et les changements climatiques (paléoclimat) (Zaiets et Poch, 2016; Ahmad et *al.* 2019).

Cette thèse fait partie d'un projet de recherche à fort impact socio-économique intitulé « Valorisation des données pédologiques des oasis du Bas Sahara » (Val-Péd-Oasis). Ce projet est dirigé par le laboratoire de biogéochimie des milieux désertiques de l'université d'Ouargla et bénéficie du financement de la Direction Générale de la Recherche Scientifique et du Développement Technologique (DGRSDT).

L'objectif principal de ce travail est de contribuer à l'étude des différents pédopaysages de la région d'Oued Righ. En s'appuyant sur l'application de la cartographie numérique des sols, nous utilisons le modèle de la forêt aléatoire pour prédire les classes taxonomiques des sols selon les différents niveaux de la classification américaine (USDA, 2014). Ce modèle nous permet également d'identifier les principales covariables environnementales influençant la distribution spatiale des sols dans la région d'Oued Righ (Haut et Moyen Oued Righ). Les prospections sur le terrain nous ont permis de sélectionner trois toposéquences représentatives des sols de notre région d'étude, qui constituent une source importante de données

pédopaysagiques. Nos travaux sont basés sur des études de caractérisation multiapproches des solums réalisés pour mieux comprendre les relations entre les formations topographiques et les propriétés des sols, ainsi que pour analyser le fonctionnement actuel et passé de ces sols dans la région d'Oued Righ.

Cette thèse s'articule en trois parties

La première partie (Chapitre I) est consacrée à présenter le cadre de l'étude. Ceci permet de situer la région d'Oued Righ des points de vue géologique, topographique, pédologique, hydrologique, climatique, et occupation de terrain.

La deuxième partie (Chapitre II) est représentée en détaillées les méthodes de description et les techniques d'analyses appliquées, ainsi le modèle d'apprentissage machine utilisé et ses caractéristiques.

La troisième partie (Chapitre III, IV et V) regroupe trois chapitres consacrés aux résultats, à leur interprétation et à leur discussion détaillée, ainsi qu'à une discussion générale des résultats obtenus.

Première partie

MILIEU PHYSIQUE

CHAPITRE I

APERCU SUR LA REGION DE L'OUED RIGH

Chapitre I : Aperçu sur la Région de l'Oued Righ

1.1. Présentation de la région

Le nom d'Oued Righ (Oued Rir) s'applique plus particulièrement à la zone de bas-fonds qui forme le lit mineur de cette vallée (Vallée d'Oued Righ) s'étend du Sud au Nord, avec une pente générale vers le Nord, depuis Baldet Omar jusqu'au Chott Mérouan (Jus, 1879). La région d'Oued Righ (Figure I.1) fait partie de Sahara septentrionale, est située à environ 600 km au sud-est de la capitale algérienne. Elle est reconnue comme l'une des régions phéniciques les plus importantes en Algérie.

La région d'étude couvre une superficie d'environ 737500 ha, s'étend du Sud au Nord sur une longueur 90 km et une largeur de 80 km. Située entre les latitudes Nord 32°84' et 33°66' et les longitudes Est 5°56' et 6°43', rassemble le haut et le moyen Oued Righ (Figure. I.1). Cette zone dépressionnaire est délimitée au Nord par le plateau de Still, à l'Est par les grands chaînes de dunes de l'Erg Oriental, au Sud par l'extension de cet Erg, et à l'Ouest par le plateau Mio-Pliocène.

Sur le plan administratif, la zone d'étude appartient à deux wilayas : Touggourt et El-M'Ghair. Elle est délimitée: au Nord par la wilaya de Biskra, à l'Est par la wilaya d'El Oued, à l'Ouest par les wilayas d'Ouled Djellal et Ouargla, et au Sud par la wilaya d'Ouargla.

1.2. Contexte géologique

1.2.1. Contexte géologique régional

La région de l'Oued Righ est située dans le Bas Sahara, une région limitée au Nord par l'accident sud atlasique, au Sud par la falaise méridionale du Tihert, à l'Ouest par la dorsale du Mzab et à l'Est par les affleurements crétacés du Dahar.

Le grand bassin sédimentaire du Bas Sahara se situe entre la bordure septentrionale du Hoggar et la bordure méridionale de l'Atlas Saharien (Figure I.2), s'étendant sur une superficie de 72000 km², qui fait partie du grand système du Sahara septentrional. Il se caractérise par un bassin qui présente un vaste synclinal à topographie raide qui baisse progressivement vers la partie déprimée. Cette région est marquée par un axe SSW-NNE, traversé par les Oueds Mya et Righ. Au nord, une haute barrière se dresse, composée des monts des Ouled Nail, des Aurès et des Nemamcha, qui délimitent une dépression longitudinale occupée par des chotts, dont le

fond est situé en dessous du niveau de la mer. Une large portion du bassin est recouverte par le Grand Erg Oriental. Les formations géologiques, du Cambrien au Tertiaire sont en grand partie dissimulées par le Grand Erg Orientale, cependant, quelques affleurements sont visibles aux bordures.

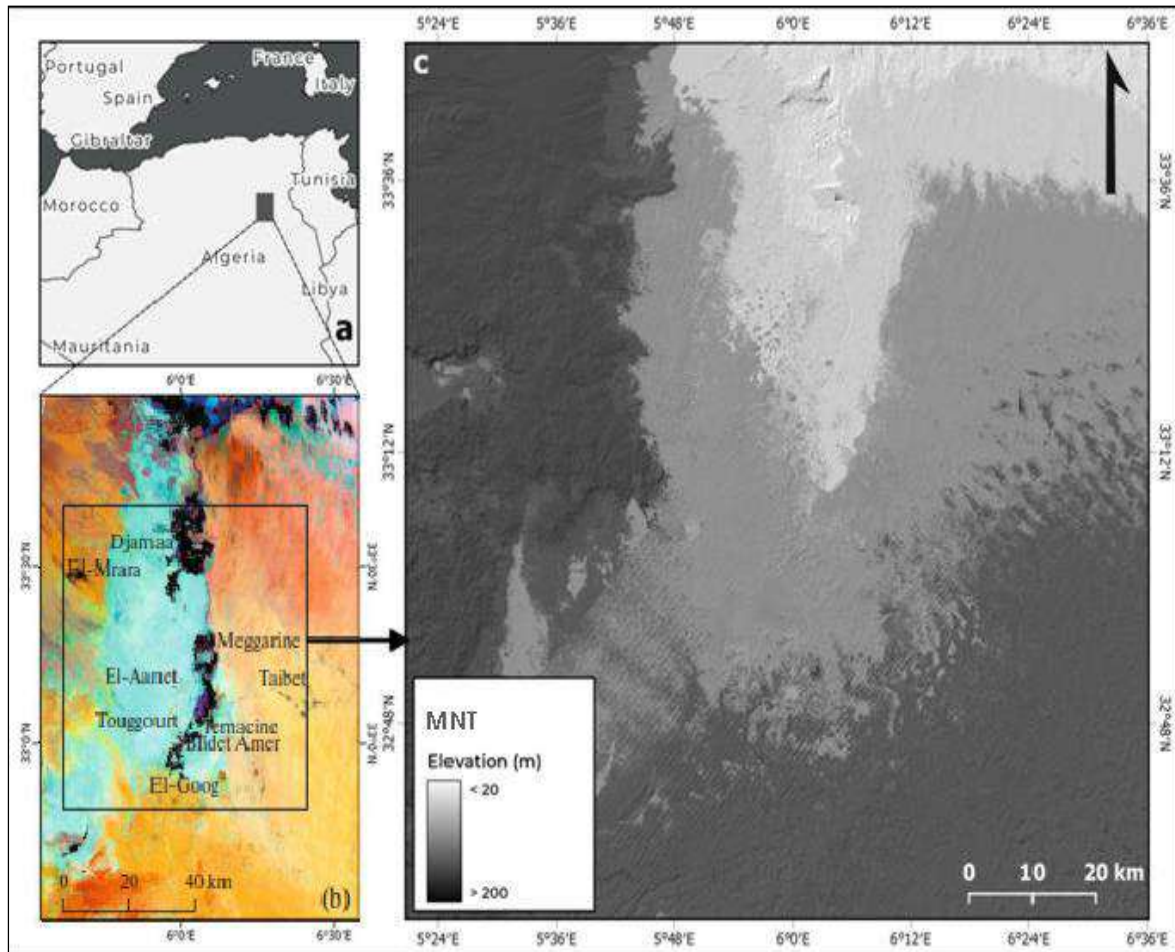


Figure I.1 : (a) Localisation géographique de la zone d'étude, (b) Image Landsat 5 TM (composition colorée des bandes 7, 4, et 1), (c) Model numérique de terrain (MNT, 30 m de résolution).

L'étude du contexte géologique de la région d'Oued Righ nous oblige à élargir le champ d'investigation à l'ensemble du Bas Sahara en raison de l'ampleur des phénomènes géologiques, stratigraphiques et tectoniques qui caractérisent la région. Nous distinguons trois ensembles, du bas vers le haut (Figure I.2 et I.3) : (i) Les terrains Paléozoïques qui affleurent au sud, entre les plateaux de Tadmait et de Tinghert, et le massif du Hoggar. (ii) Les terrains Mésozoïques et Cénozoïques, qui constituent l'essentiel des affleurements sur les bordures du

Bas Sahara. (iii) Des dépôts continentaux datant de la fin du Tertiaire et du Quaternaire occupent le centre de la cuvette (UNESCO., 1972).

1.2.2. Contexte géologique locale

L'extrait de la carte géologique de la région d'étude provient de la carte géologique d'échelle 1/500.000 de l'Algérie établies par le service géologique de l'Algérie en 1951 par Betier et *al.* Cette région ne révèle qu'une couverture tabulaire de terrains tertiaires et de dépôts détritiques quaternaires.

Cette carte montre une lithologie dominée par des sables, des argiles et des argiles gypsifères, des encroûtements gypso-salins, ainsi que des alluvions suivant le tracé de la vallée, et au Nord, le Chott Merouane. La partie Est de la vallée contient des dunes de sable et des cordons dunaires caractéristiques du paysage du Grand Erg Oriental, tandis que la partie Ouest comporte des entablements tertiaires de type plateau (calcaires, grès et argiles), comme le plateau de Still, datant du Pontien, équivalent du miocène supérieur dans la région d'étude (Cornet et Gouskov, 1952 ; Cornet, 1964).

De nombreuses études géologiques, menées dans le cadre de la recherche pétrolière ou universitaire (Kilian, 1932 ; Karpoff, 1952 ; Cornet, 1964; Busson, 1967), ont permis de mieux comprendre le bassin sédimentaire du Sahara septentrional. Ces recherches ont décrit la lithostratigraphie du bas Sahara, en présentant les formations de la plus ancienne à la plus récente.

En 1964, Cornet a réalisé une coupe géologique schématique du sud au nord, couvrant les formations du primaire au quaternaire. Le primaire affleure principalement sur les bordures, tandis que le quaternaire prédomine dans la vallée d'Oued Righ. La région d'étude s'étend donc entre Temacine et Djamaa (Figure I.3).

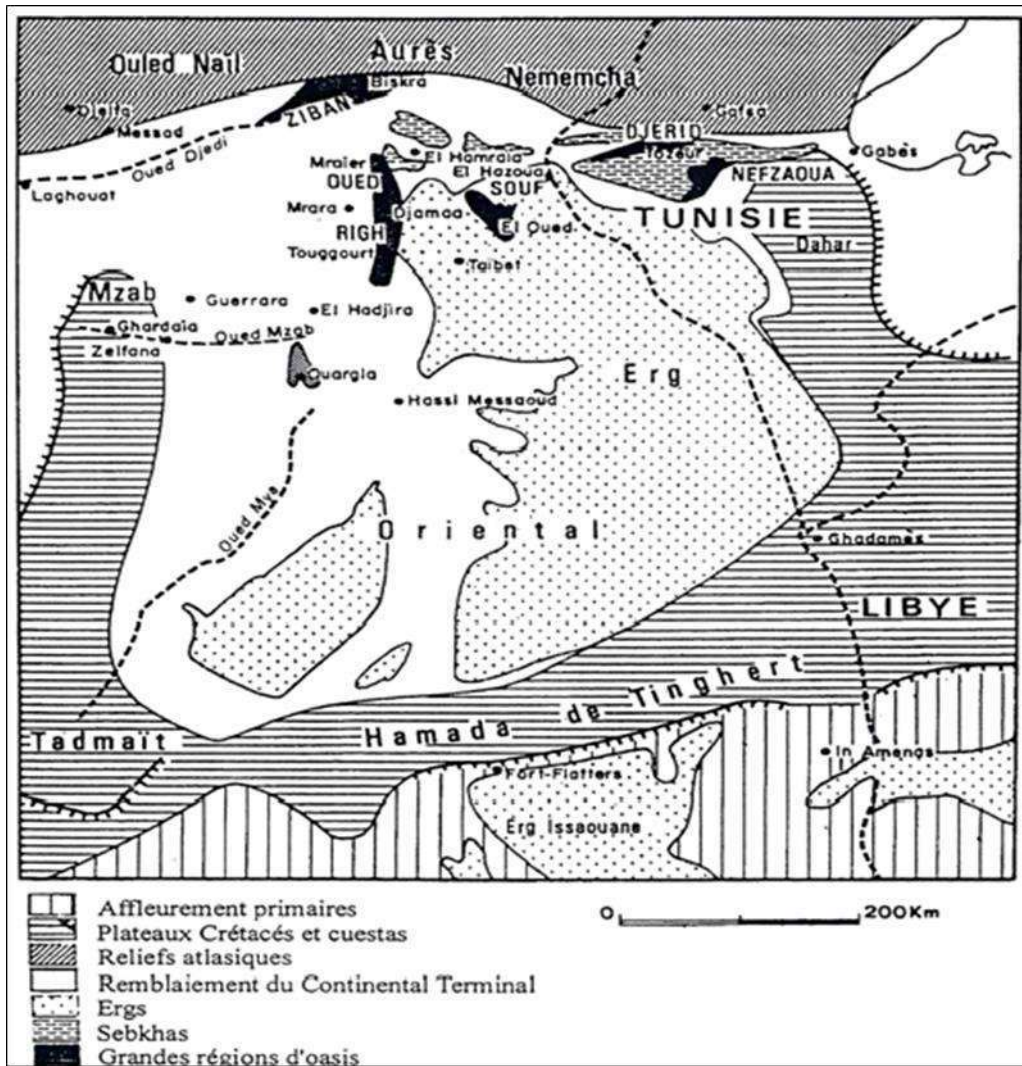


Figure I.2 : Carte géologique du Bas-Sahara (Nesson, 1978)

1.2.2.1. Lithostratigraphie de la région d'étude

A) Mésozoïque

Crétacé: c'est une époque géologique intéressante pour deux principales raisons; premièrement, il affleure sur les bordures du bas Sahara, reposant sur le socle primaire composé de diverses roches telles que des schistes, des grès et du calcaire. Deuxièmement, les affleurements crétacés sont considérables en Algérie orientale, caractérisés par une série largement continentale avec une alternance de couches gréseuses et argileuses.

a-Crétacé inférieur

Le Crétacé inférieur se caractérise par une succession de formations sédimentaires variées tant par leur composition que par leur épaisseur :

- ☞ **Néocomien (350 m)** : Divisé en deux séries.
 - **Inférieure** : Argiles grises et vertes pélitiques avec dolomies microcristallines.
 - **Supérieure** : Dolomies, calcaires, marnes, et importantes couches d'anhydrite, avec argiles anhydritiques multicolores.
- ☞ **Barrémien (150–200 m)** : Grès fins à moyens cimentés par des argiles, avec quartz blanc et grès arkosiques. Formation détritique poreuse constituant un aquifère majeur du Complexe Intercalaire.
- ☞ **Aptien (28–31 m)** : Dolomies microcristallines contenant des fossiles de mollusques, entrecoupées de marnes dolomitiques grises.
- ☞ **Albien (200–300 m)** : Série gréseuse et argileuse, à sédimentation détritique fine. Les grès et sables fins alternent avec des argiles pélitiques grises à verdâtres. L'épaisseur augmente d'Est en Ouest.
- ☞ **Vraconien (environ 110 m)** : Formation de transition entre l'Albien et le Cénomanien. Alternance de niveaux argileux, dolomitiques, grès et argiles sableuses.

b-Crétacé supérieur :

Le Crétacé supérieur en Algérie orientale est marqué par une évolution progressive des dépôts marins et lagunaires, avec une épaisseur croissante vers les séries les plus récentes :

- ☞ **Cénomanien (200–250 m)** : Formation marneuse à caractère lagunaire, contenant des couches d'anhydrites et parfois de sel. Son épaisseur décroît vers le nord, avec affleurements dans la zone atlasique.
- ☞ **Turonien (90–100 m)** : Période de transgression marine maximale dans le Bas Sahara. Formé de marnes à la base, il évolue vers des dolomies et calcaires au sommet.
- ☞ **Sénonien (800–900 m)** : Très épais, constitué majoritairement de calcaire blanc, alternant avec des marnes et des couches de gypse. Composé de deux ensembles : une base lagunaire et un sommet carbonaté.

B) Cénozoïque

- ☞ **Eocène** : est divisé en deux ensembles lithologiques : l'Eocène carbonaté et l'Eocène évaporitique.
 - **Éocène inférieur carbonaté (100 à 500 m):**
Présent notamment à Sidi Slimane (env. 100 m), il est composé de calcaires et dolomies,

très similaires au Sénonien carbonaté, à la différence près de la présence de nummulites dans l'Éocène.

- **Éocène moyen évaporitique (environ 100 m)** : d'après Bel et Cuche (1969), il atteint dans la vallée de l'Oued Righ une centaine de mètres sous les Chotts (100m). Il se compose d'une alternance de marnes, calcaires et anhydrite, représentant le dernier épisode marin du Sahara algérien (Busson, 1970).
- ☞ **Mio Pliocène (Complexe Terminal)** : Formation sableuse et argileuse étendue sur tout le Sahara. Elle repose de façon discontinue aux formations anciennes sous-jacentes. Son épaisseur varie entre 140m au Sud et 280m au Nord.

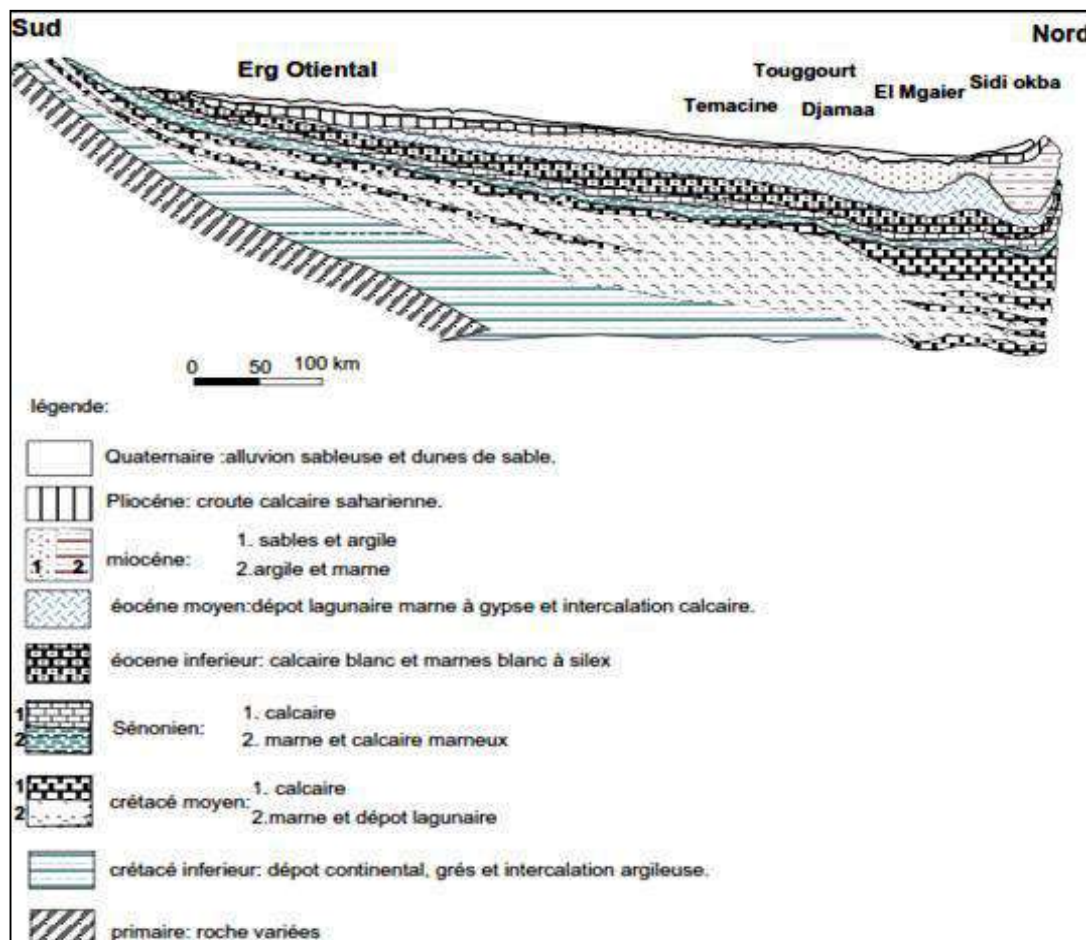


Figure I.3 : Coupe géologique synthétique N-S passant par le bassin de l'Oued Righ, (l'échelle verticale indéfinie, d'après Cornet, 1964, modifiée par Bouznad, 2009)).

C) Quaternaire : Il s'agit d'une formation géologique récente, caractérisée par une épaisseur variable, pouvant atteindre localement 10 m, composée principalement de sables. Elle est

séparée du Pliocène supérieur par des couches d'argiles et d'évaporites et souvent intercalé par des lentilles d'argiles sableuses et gypseuses. Ces sables forment d'énormes accumulations dans le Grand Erg Oriental. Le Quaternaire occupe la quasi-totalité du lit de la vallée de l'Oued Righ, résultant du démantèlement de la falaise Mio-Pliocène qui délimite de la vallée de l'Oued Righ (Figure I.5).

Ere	Etages		Prof	Chronostratigraphie	Lithologie
CÉNOZOÏQUE	QUATERNAIRE		10m	Sable	
				Argile	
				Évaporite	
				Sable	
	Mio-pliocène			Argile	
				Gravie	
				Grés	
				Argile	
	ÉOCÈNE	Moyen	180m	Argile Lagunaire	
		Inférieur		Dolomie	
MÉSOZOÏQUE	CRÉTACE	Sénonien	280m	Calcaire	
		Calcaire	500m	Evaporite	
		Sénonien		Anhydrite	
		Lagunaire		Sel massif	
				Argile	
				Marne	
		Turonien	1100m	Calcaire marneux	
		Cénomane	1160m	Dolomie	
				Argile	
				Anhydrite	
				Marne	
		Vraconien	1320m	Argile et dolomie	
		Albien	1450m	Sable	
				Grés	
				Argile sableuse	
		Aptien	1660m	Dolomie	
		Barrémien	1680m	Sable	
				Et	
				Grés	

Figure I.4 : Lithostratigraphie synthétique de la région d'étude
(SONATRACH et SCHLUMBERGER, 1990)

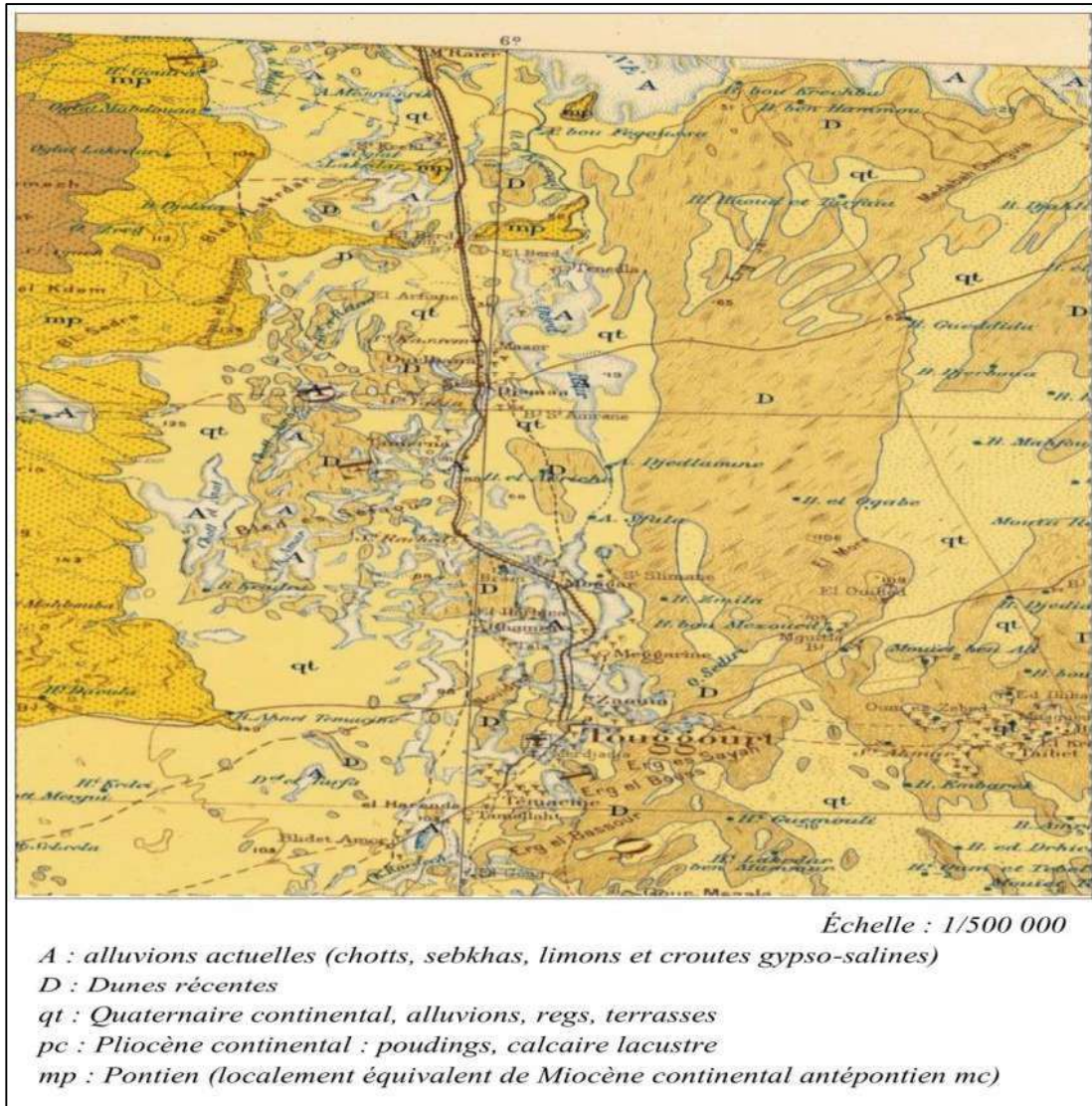


Figure I.5: Carte géologique de la région d'Oued Righ

(Cornet et Gouskov, 1952 et S.C.G., 1952)

1.3. Contexte topographique et géomorphologique

La région de l'Oued Righ fait partie d'une large dépression allongée de direction Sud-Nord c'est une partie intégrante du Bas Sahara, a faible altitude (+100m à -27m). Les altitudes les plus basses, qui descendent sous le niveau de la mer (-27 m), se trouvent au centre du Chott Merouane et de Melghir, à l'extrémité nord de la région d'étude. En revanche, les altitudes s'élèvent progressivement pour atteindre +100 m. En réalité, la grande dépression de l'Oued Righ représente la section aval d'un ancien paléo-oued, actuellement recouvert par le sable, descendant du massif du Hoggar au cours des périodes humides.

La pente générale est très faible, d'environ 1%. Cependant, le profil longitudinal de la vallée présente de fortes irrégularités, avec une succession de petits chotts reliés entre eux par des seuils bas. Une coupe géologique transversale révèle, dans sa partie supérieure, un niveau quaternaire ancien composé d'une croûte gypso-calcaire, recouverte par des formations dunaires de l'Erg Oriental (Dubost, 2002).

Quatre niveaux bien distincts apparaissent selon l'étude de PNUD (1971) et Ballais (2010) (Figure I.6):

- Le niveau supérieur se présente sous la forme des glacis à croûte gypseuse (bas plateau) ou de surfaces résiduelles apparaissant en buttes-témoins à relief plus ou moins accidenté.
- Le niveau intermédiaire est généralement caractérisé par des glacis datant du Quaternaire ancien. Le sol est sablo-gypseux et la topographie est généralement peu marquée, à l'exception des zones soumises à l'action éolienne.
- Les pré-chotts apparaissent à un niveau nettement inférieur et se manifestent par des surfaces planes à pente faible.
- Les chotts représentent les zones les plus basses de la vallée et jouent le rôle de cuvettes de décantation ou la nappe phréatique est très proche de la surface de sol.

I.4. Caractérisation des sols de la région de l'Oued Righ

La majeure partie des formations géologiques dans la région d'Oued Righ datent du Quaternaire, résultant de l'érosion des dépôts Mio-Pliocènes continentaux. Ces dépôts sont particulièrement abondants à l'ouest de l'axe routier Touggourt-Biskra et sur les versants abrupts du plateau de Stil. Ils se composent de sables gypseux, avec à leur base des intercalations d'argiles plus ou moins sableuses, rougeâtres et également gypseuses. Dans la vallée proprement dite, le Mio-Pliocène n'est visible que sur quelques buttes témoins isolées, dont les bases sont actuellement soumises à une forte accumulation de sable éolien. Cette longue dépression est bordée par les dunes de l'Erg oriental et le plateau Mio-Pliocène (Ballais, 2010).

La qualité du sol et leur potentiel pour l'irrigation et la mise en valeur agricole varient significativement à travers les quatre niveaux topographiques décrits précédemment. D'après l'étude de CDARS (1998), au niveau de plateau et les buttes témoins, les sols présentent des croûtes gypseuses épaisses en surface, rendant ces sols d'aucun intérêt pour la mise en valeur en irrigué. Au niveau des glacis le sol est sablo-gypseux en surface avec des intercalations

argiles-gypseuses en profondeur, à l'exception des zones soumises à l'action éolienne ou le sol devienne sableux en surface. Une bonne partie des terres de ce niveau constitue la majorité des terres susceptibles d'être valorisées pour agriculture. Pour les niveaux bas de la région d'Oued Righ malgré les surfaces planes mais les caractères salins excessivement marqués des sols ce qui les rend impropres à la culture. Au Nord, spécifiquement au-delà de El-Mghaier, les sols de ces dépressions sont de texture fine (limono-argileuse) et les conductivités électrique élevées. Du point de vue à l'irrigation, ces terres sont exclues de toute mise en valeur à cause de leur lessivage très difficile à réaliser.

Au Sud, les sols sont de texture grossière, à dominance sableuse mais pouvant comporter de fines couches plus limoneuses. La nappe phréatique est toujours présente à la base des profils, ce qui favorise la concentration en sels dans les horizons superficiels. L'importance accordée à l'amélioration des systèmes de drainage, renforcée par la réalisation du canal d'Oued Righ, a permis, en combinaison avec des doses appropriées d'eau d'irrigation, le lessivage des sels et la mise en valeur de nouvelles terres situées en contrebas des anciennes palmeraies.

En 1970, les sociétés SOGETHA-SOGREAH ont effectué une étude approfondie des sols des palmeraies de la vallée de l'Oued Righ. Selon l'étude, les sols de la région sont d'origine mixte allu-colluviale et éolienne et proviennent de l'érosion du niveau quaternaire ancien ou du Mio-Pliocène encroûté. L'hétérogénéité texturale dans les horizons profonds est due aux phases successives d'érosion et de comblement du fond de la vallée, alors que les horizons supérieurs sont en grande partie d'origine éolienne. D'après la même étude les sols sont généralement meubles et bien aérés dans leur partie supérieure, dans certains sols, la pénétration des racines est freinée par un horizon hydromorphe ou encroûté. La majorité des sols sont salés ou très salés, mais n'y a pas d'alcalisation du complexe absorbant, le type de salure est sulfaté- calcique jusqu'à 6mmhos/cm, chloruré-sodique au-delà, la Réserve Facilement Utilisable (RFU) varie entre 780 et 1060m³/ha.

La pédogénèse des sols dans la vallée d'Oued Righ est principalement influencée par la présence d'une nappe phréatique et par la teneur en sels de cette dernière. Par conséquent, les caractéristiques d'hydromorphie et d'halomorphie sont prédominantes (Photo I.1 et Tableau I.1).

Dans les régions arides, le sol constitue l'élément de l'environnement dont la destruction est souvent irréversible, entraînant des conséquences graves à court et à long terme (Halitim,

1985). Les sols dans ces régions posent d'énormes défis pour la mise en valeur. Ils présentent fréquemment des croûtes calcaires ou gypseuses, sont souvent salins, et sont sujets à l'érosion ainsi qu'à la salinisation secondaire (Aubert, 1960).

Tableau I.1: classification des sols de la vallée de l'Oued Righ d'après SOGREAH (1970)

Classes et Sous-Classe	Groupes	Sous-Groupes
Classe des sols peu évolués non climatiques	Sols bruts d'apport	Sol anthropique (représenté dans l'extension de palmerais vers les chotts).
		Sols à hydromorphie de pseudogley
		Sols à hydromorphie d'amas, nodules et cristaux gypseux.
		Sols modaux.
Classe des sols hydromorphes minéraux	Sols à gley	Sols à gley de surface
		Sols à gley de profondeur
	Sols à accumulation de gypse	A croûte ou à banc cristallin gypseux
		A encroûtement gypseux
		A taches, amas et cristaux gypseux
	Sols à pseudogley de surface ou l'ensemble	

La région d'Oued Righ souffre également de nombreux problèmes d'aménagement, tels que la présence de croûtes gypseuses peu profondes, la salinité des sols et des eaux d'irrigation, ainsi que le dysfonctionnement du drainage (Koull et *al.*, 2013).

Les concentrations élevées de gypse observées dans les sols d'Oued Righ résultent certes de la composition minéralogique du matériau parental, mais leur distribution et accumulation au sein du profil pédologique dépend des fluctuations de la nappe phréatique. La

forte évaporation provoque la précipitation de gypse provenant des sels de la nappe aquifère et des eaux de ruissellement (SOGREAH., 1970)

Les accumulations de gypse sont rarement composées de gypse pur, mais sont généralement un mélange de gypses, de CaCO_3 et /ou les particules de sol. Selon les études d'Abid (1995), Cheradid (2013), Boumaraf (2013), Bouhnik (2017), Helimi et al. (2018), Le gypse se présente sous différentes formes d'accumulation dans la région d'Oued Righ.

Parmi ces formes :

- ↳ Diffuses : une forme poussiéreuse non visible à l'œil nu à l'état humide ;
- ↳ Taches et amas globulaires : un assemblage lâche de microcristaux, très friable à l'état humide ;
- ↳ Nodules microcristallins de dimensions variables indurés plus grands que les amas ;
- ↳ Cristaux macroscopiques de taille très variable, de 0.1 à 10 cm de longueur ;
- ↳ Manchons du gypse (rhizoliths) en différentes épaisseurs et longueurs ;
- ↳ Banc cristallin : très forte concentration de cristaux fibreux sur quelques centimètres d'épaisseur ;
- ↳ Encroûtement : horizon cimenté par le gypse, non dur et non massif
- ↳ Croûte : horizon cimenté par le gypse, dure et massive, très compacte, et impénétrable par les racines.

L'approche limitée suivie d'études pédologiques antérieures menées sur des surfaces agricoles ou des transects restreints dans cette région, Bien qu'utile et économique, il ne donne pas une représentation complète de la diversité pédologique et des potentiels de gestion des terres de la région. Cela peut conduire à des généralisations ou des recommandations qui ne reflètent pas entièrement la variabilité des sols. Par conséquent, une cartographie à grande échelle des sols de la région d'Oued Righ peut être utile pour comprendre la composition, la distribution et la capacité des sols à supporter diverses formes d'utilisation des terres, telles que l'agriculture, l'urbanisation et autres.



Photo I.1 : Remonté de la nappe phréatique et la salinisation de sols dans la région d'Oued Righ

1.5. Contexte hydrologique

1.5.1. Hydrologie superficielle

Dans le désert algérien et comme tous les déserts, l'eau de surface est rare et de faible importance. Elle se trouve principalement dans des zones telles que les Sebkhass, les Chotts et les Gueltas, qui sont généralement localisées au fond des bassins endoréiques à proximité des oasis (ANRH., 2005).

Dans la vallée d'Oued Righ, les eaux superficielles se constituent principalement de lacs salés. Ces lacs salés se forment uniquement sous climat sec et chaud. Ils portent des noms divers : les Bhours, Galtats, Sebkhass et Chotts. La région d'Oued Righ est caractérisée par un climat désertique hyperaride, avec des pluviométries très faibles et irrégulières, L'évaporation est très élevée et la recharge de ces lacs par précipitation est négligeable. Ces lacs sont alimentés par les eaux de drainage. Ces eaux sont très salées et leur niveau augmente en hiver et baisse en été. L'évaporation des eaux à la surface des lacs conduit à un processus d'auto-régulation, où la surface des lacs se réduit jusqu'à ce que le rapport évaporation/alimentation soit égal à 1 (Badoux, 1989).

Le grand canal d'Oued Righ (structure artificielle) traverse l'ensemble des oasis d'Oued Righ, y compris Oued Khrouf, au nord d'Oued Righ. Ce canal achemine les eaux d'assainissement et de drainage vers le nord, en direction du Chott Merouane. Il représente une ressource hydrique très importante, en complément d'autres Oueds non permanents tels que Oued Mouilah, Oued N'sigha et Oued Oum Thiour, qui descendent des dorsales voisines (Figure I.7).

1.5.2. Hydrogéologie

Deux nappes aquifères souterraines majeures composent le Système Aquifère Saharien. La plus profonde est la nappe du Continental Intercalaire (CI), tandis que la seconde est celle du Complexe Terminal (CT). La superficie de ce système aquifère dépasse un million de kilomètres carrés, répartis entre l'Algérie (700 000 km²), la Tunisie (80 000 km²) et la Libye (250 000 km²) (Figure I.8 et I.9).

Les eaux des nappes aquifères du Sahara sont de nature fossile, résultant d'un processus d'infiltration et d'accumulation survenu au fil des ères géologiques. Leur alimentation s'est poursuivie durant les périodes pluvieuses du Quaternaire, par infiltration à travers les affleurements des couches perméables, jusqu'à saturation de ces dernières. Le niveau actuel des nappes reflète un assèchement continu depuis l'Holocène (Pizzi et Sartori, 1984).

Sous l'influence des conditions climatiques actuelles du Sahara, ces aquifères reçoivent un apport hydrique limité, estimé à environ 1 milliard de mètres cubes par an au total, principalement par infiltration aux piedmonts de l'Atlas Saharien en Algérie, ainsi que sur le Dahar et le Dj. Nefoussa en Tunisie et en Libye (OSS., 2003). Malgré cette recharge modeste, la vaste étendue et l'épaisseur significative des couches aquifères ont permis l'accumulation de réserves d'eau considérables.

L'Oued Righ fait partie d'une grande dépression piézométrique à axe subméri dien, centrée sur le point le plus bas à Chott Melghigh. Cette dépression renferme dans son sous-sol les deux plus grands systèmes aquifères du Sahara : le complexe terminal et le complexe intercalaire (Figures I.8 et I.9). Cependant, à la faveur de l'activité humaine, une nappe phréatique libre s'est développée à une profondeur variable.

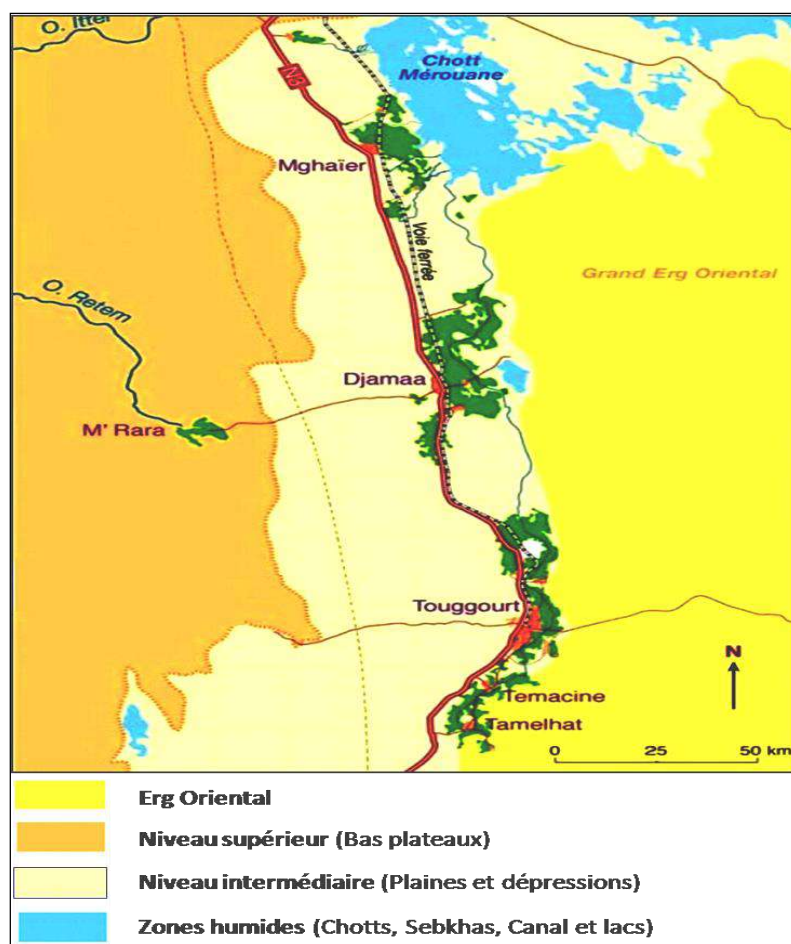


Figure I.6 : Carte géomorphologique de la région de l'Oued Righ (Ballais, 2010)

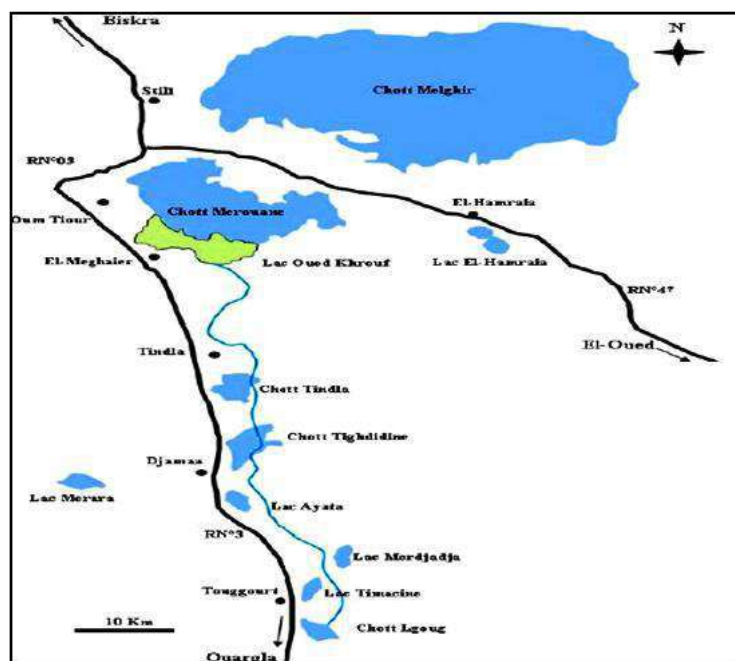


Figure I.7 : Carte de répartition des zones humides dans la région de l'Oued Righ (CRSTRA, 2008)

1.5.2.1. La nappe du Complexe Terminal

Le Complexe Terminal (CT), un système aquifère d'importance majeure, présente une hétérogénéité notable dans ses caractéristiques hydrogéologiques. S'étend sur une superficie de 350.000 km², Sa profondeur varie substantiellement entre 100 et 500 m. Une caractéristique remarquable de ce système est la température relativement basse de ses eaux, accompagnée d'une variation de la salinité; les eaux sont moins salines en périphérie et deviennent progressivement plus chargées en sels vers le centre, atteignant parfois des concentrations supérieures à 3g/l. Le CT est le système le plus exploité avec un débit moyen des puits allant de 25 à 45 l/s (Merrouki et *al.*, 2011).

Le CT est structuré en trois aquifères principaux, chacun résidant dans des formations géologiques distinctes. Ces formations sont regroupées en deux ensembles : l'un d'origine continentale situé au sommet (CT1 et CT2) et l'autre d'origine marine à la base (CT3).

- **Aquifère CT1** : Cette nappe, de nature semi-captive, présente une épaisseur variant entre 50 et 100 mètres. Elle est constituée principalement de sables fins à moyens, de sables argileux et de grès, datant du Mio-Pliocène. Sa limite est définie par des formations semi-perméables.
- **Aquifère CT2** : Situé juste en dessous de la nappe CT1, cet aquifère a une épaisseur allant de 20 à 36 mètres. Composé également de formations du Mio-Pliocène, il se caractérise par la présence de grès, de graviers et de sables, avec quelques inclusions de lentilles argileuses.
- **Aquifère CT3** : Représentant la nappe des calcaires du Sénonien carbonaté et de l'Éocène inférieur, cet aquifère a une épaisseur remarquable, atteignant 200 mètres à Touggourt et 360 mètres à Meghaier. Sa composition est dominée par des calcaires et des calcaires dolomitiques, avec des strates de marne, d'anhydrite et de gypse (Lembarek, 2008).

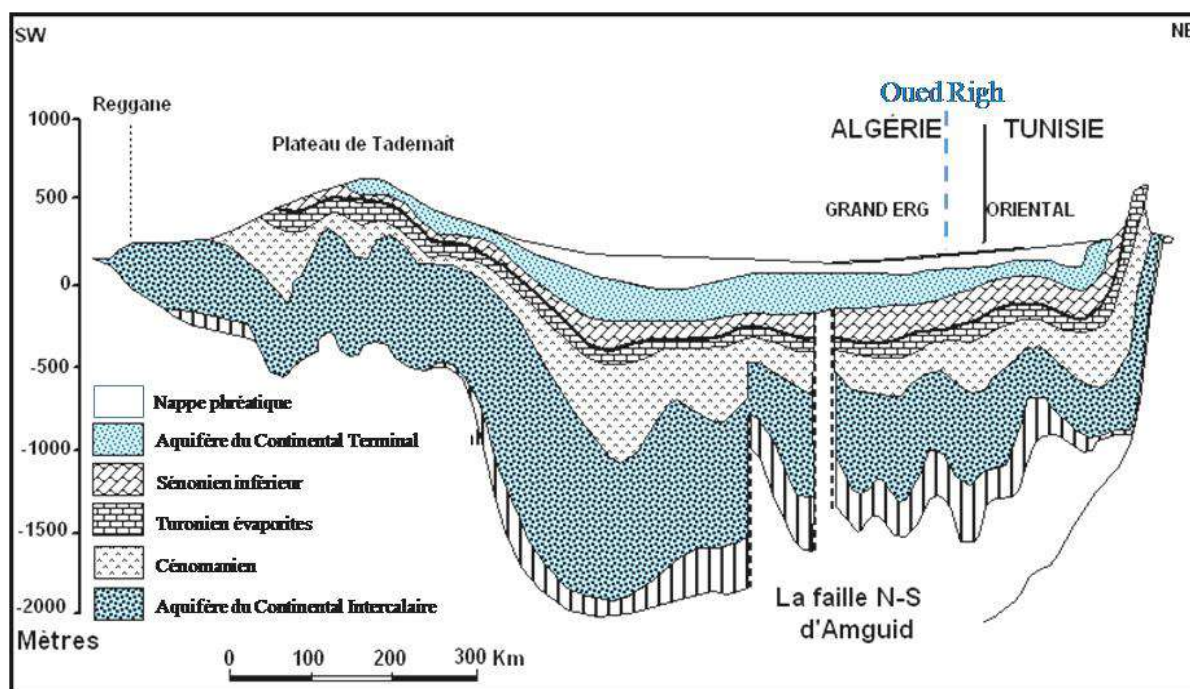


Figure I.8: Coupe hydrogéologique synthétique de Sahara septentrionale (UNESCO 1972)

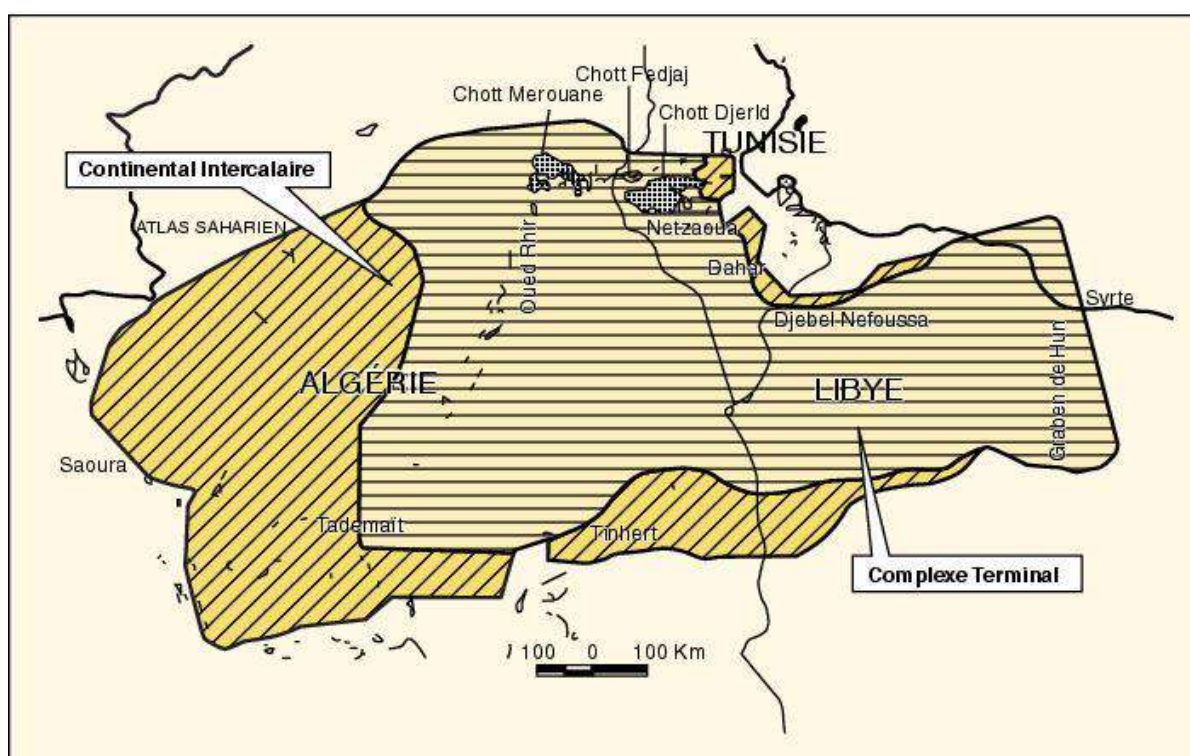


Figure I.9: Carte de répartition de Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS)

La qualité de l'eau dans la région d'Oued righ, en particulier celle extraite du Complexe Terminal (CT) qui est intensivement utilisée pour l'agriculture, présente des préoccupations en termes de salinité, Cette dernière varie entre 4.5 et 10 g/l (Merrouki et *al.*, 2011), ce qui indique une concentration en sel relativement élevée. Cette caractéristique de l'eau du CT pourrait avoir des implications significatives pour la fertilité des sols et la viabilité agricole de la région. La disparition de l'artésiennisme est quasiment générale à l'échelle du bassin D'après les résultats des simulations préliminaires du modèle menées en 2001 par l'Observatoire du Sahara et du Sahel (OSS), on observe des rabattements très marqués dans les principales zones de captage. Le rabattement fait référence à la baisse du niveau de l'eau dans l'aquifère, souvent due à une extraction excessive d'eau. Cette situation peut entraîner plusieurs conséquences environnementales et socio-économiques.

1.5.2.2. La nappe du continental intercalaire

Le Continental Intercalaire ou albien est une importante nappe aquifère située sous le Sahara septentrional. Cette formation hydrogéologique, qui s'étend sur environ 600 000 km², est remarquable tant par son ampleur que par son épaisseur, pouvant atteindre jusqu'à 1 000 m dans certaines régions, notamment au nord-ouest du Sahara septentrionale.

La composition de cet aquifère est principalement de sable gréseux ou argileux. Une caractéristique notable de cette eau est sa température élevée, souvent dépassant les 60°C à la sortie des forages. . Le résidu sec est moins de 3 g/l, le rapport d'adsorption du sodium (SAR) est compris entre 4 et 7,1 et le faciès chimique est de type sulfato-chloruré.

La réserve théorique estimée par le projet OSS et ERESS, extrapolée des anciens travaux de Conrad (1969), s'élève à 60 000 milliards de mètres cubes, ce qui équivaut à seulement 1/6 de cette quantité, soit environ 10 000 milliards, qui sont exploitables. Le Continental Intercalaire (CI) s'étend du nord au sud, allant de l'Atlas Saharien jusqu'au Tassili du Hoggar, et d'ouest en est, couvrant la vallée du Guir et de la Saoura jusqu'au désert libyen.

D'après les travaux du projet OSS (2003), la vallée d'Oued Righ a connu une augmentation significative du nombre de forages profonds exploitant l'aquifère du Complexe Terminal (CI) dans la vallée d'Oued Righ. Depuis les années 1980, le niveau piézométrique a considérablement diminué, souvent dépassant 2 m/an en raison de l'exploitation intense.

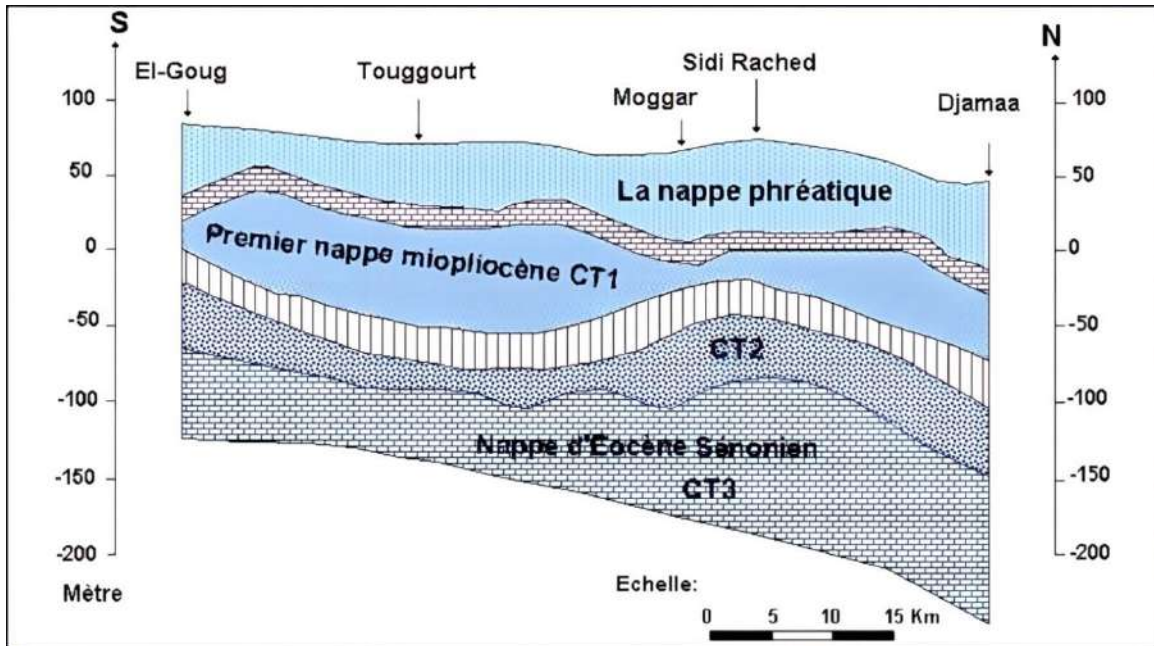


Figure I. 10: Coupe hydrogéologique du Complexe Terminal de la région d'Oued Righ (ANRH., 2004)

Le projet OSS a effectué des simulations préliminaires qui indiquent que d'ici 2050, les rabattements dans la gouttière de l'Oued Righ pourraient atteindre des profondeurs de 300 à 400 m, avec disparition totale de l'artésianisme dans tout le bas Sahara, ce qui va engendrer une situation critique dans la région d'Oued Righ, où les profondeurs de pompage pourraient être de 100 à 300 mètres. La figure (I.11) montre clairement la gravité de la situation à Oued Righ.

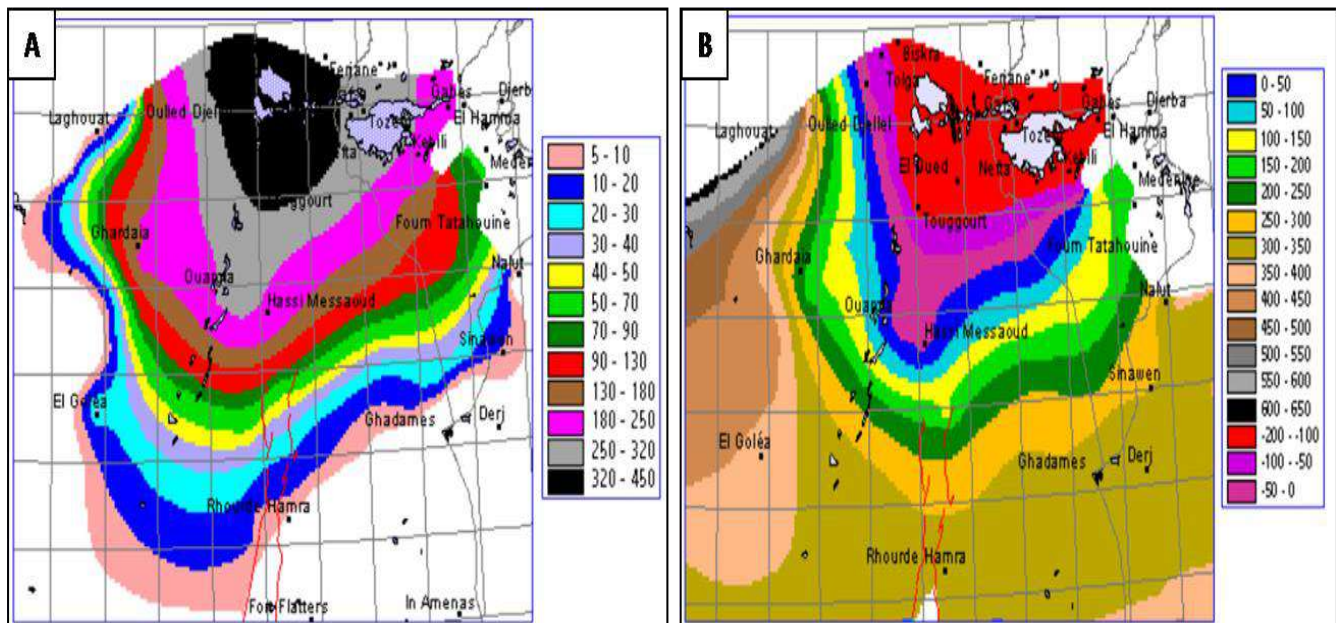


Figure I. 11: La carte des rabattements 2050 au CI (en m) (A), La carte des niveaux piézométriques 2050 du CI (en m) (B) (OSS, 2003).

1.5.2.3. La nappe phréatique

La partie la plus importante des eaux mobilisées est utilisée pour répondre aux besoins en eau d'irrigation, avec un volume de 257 Hm³/an, soit un taux de 90 % de la totalité des ressources mobilisées. L'augmentation de l'activité agricole ces dernières années explique cette prépondérance (Bouznad et *al.*, 2016). Malheureusement, la richesse en eau de la région d'Oued Righ est accompagnée de nombreux problèmes la majorité desquels sont directement liés à une mauvaise gestion.

La nappe phréatique est prédominante sur l'ensemble des oasis de la vallée d'Oued Righ, Son substrat est principalement composé d'argiles, de sables et d'évaporites du quaternaire. Cette nappe libre superficielle est très salée, se trouve à une profondeur relativement faible, oscillant entre 0,7 et 2 mètres, ce qui facilite son exploitation. Cette nappe, Elle surmonte la nappe du Complexe Terminal (CT), qui elle-même repose sur le Complexe Intercalaire (CI) et séparée de la nappe des sables par une couche semi-perméable du Mio-Pliocène (Figure I.10).

La nappe phréatique est souvent fortement salée en raison d'une alimentation continue par des eaux d'irrigation, qui provient généralement d'une source souterraine très salée, présentant une conductivité électrique supérieure à 9 mmhos/cm (Benhaddya, 2007) ce qui entraîne une accumulation de sel dans le sol qui est ensuite lessivé dans la nappe phréatique. En conséquence, la salinité de la nappe phréatique dépasse largement les 7 mg/l (OSS., 2003). La faible profondeur de la nappe entraîne plusieurs problèmes, dont la remontée d'eau en surface, causant l'asphyxie des racines des palmiers et conduisant progressivement à leur dépérissement et à la réduction de leur rendement, et parfois à leur mort (Benguergoura, 2014).

1.6. Contexte climatique

Le climat joue un rôle fondamental dans les processus pédologique, qu'ils soient anciens et actuels, en influant directement sur plusieurs propriétés du sol ainsi que sur la distribution des êtres vivants. L'objectif de cette approche climatique est de présenter les caractéristiques principales du climat de la région d'Oued Righ ce qui permettra de mieux comprendre sa relation avec l'état actuel des sols de cette région.

La région de l'Oued Righ se caractérise, comme l'ensemble du bas Sahara par un climat de type désertique, dont les amplitudes thermiques entre les températures minimales et maximales sont importantes, ainsi que par la faiblesse des précipitations. Il est à souligner que

ce type de climat se caractérise par une forte insolation, avec une moyenne annuelle pouvant atteindre jusqu'à 3000 heures (Khadraoui, 2005), et par l'importance de l'évaporation. La présente caractérisation a été faite à partir de la base des données climatiques recueillies à la station météorologique de Touggourt (ONM., 2020) sur une période de 30 ans (1990 à 2020).

1.6.1. La température

Le tableau 1 ci-dessous résume les valeurs des températures minimums (T.min), maximales (T.max), moyennes (T.moy) et l'amplitude thermique (A.T). Le Sahara présente une température maximale de l'ordre de 40°C pendant la période critique (juillet et août), pouvant parfois dépasser les 50°C par contre en hiver on peut observer des températures descendre jusqu'à -10°C (Toutain, 1979).

Tableau I.2. Moyennes mensuelles des températures (°C) de la région d'étude

Mois T (°C)	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jui	Aou	Sép	Oct	Nov	Déc	Moy
T.max (°C)	17.73	19.71	24.05	28.58	33.45	38.26	<u>41.85</u>	41.01	36.06	30.75	22.82	18.16	29.37
T.min (°C)	<u>5.18</u>	6.25	10.12	14.28	18.98	23.55	26.73	26.30	22.69	16.78	9.91	5.44	15.52
T.moy (°C)	<u>11.46</u>	12.98	17.09	21.43	26.22	30.91	34.29	33.66	29.38	23.77	16.37	11.80	<u>22.44</u>
A.T (°C)	<u>12.55</u>	13.46	13.93	14.30	14.47	14.71	<u>15.12</u>	14.71	13.37	13.97	12.91	12.72	13.85

La région d'Oued Righ enregistre une température moyenne annuelle de 22.44 °C avec une température maximale moyenne de 41.85 °C observée au mois de juillet (le mois le plus chaud). La température minimale, enregistrée en janvier (le mois le plus froid), est de 11,46 °C, avec un minimum moyen mensuel de 5.18 °C. L'amplitude thermique mensuelle est fluctue entre 12.55°C en janvier et 15.12°C en juillet (Tableau I.2).

1.6.2. La précipitation

Les précipitations constituent un facteur d'une importance fondamentale pour le fonctionnement et la répartition des écosystèmes terrestres. Comme dans la majeure partie des régions sahariennes, l'irrégularité très marquée du régime pluviométrique et la variabilité mensuelle et interannuelle sont considérables, ce qui accentue la sécheresse.

Le tableau ci-dessous présente les moyennes mensuelles des précipitations de la région d'étude. Les données révèlent que le cumul des précipitations moyennes enregistrées durant la période allant de 1990 à 2020 est de 60.75mm. Le maximum mensuel enregistré est de 13.87mm, au mois de janvier, tandis que le minimum mensuel est de 0.35mm au mois de juillet (Tableau I.3).

Tableau I.3. Moyennes mensuelles des précipitations (mm) de la région d'Oued Righ

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jui	Aou	Sép	Oct	Nov	Déc	Cumul
P (mm)	<u>13.87</u>	4.74	6.37	8.03	2.66	0.66	<u>0.35</u>	2.06	6.25	4.95	5.80	5.01	<u>60.75</u>

1.6.3. L'évaporation

Selon Dubief (1950), le Sahara est considéré comme la région du monde qui possède le taux d'évaporation le plus élevé. L'intensité de l'évaporation au Sahara est fortement accentuée par les vents, notamment ceux qui sont chauds (Toutain, 1979).

Dans la région de l'Oued Righ l'évaporation est très importante. Les valeurs indiquées dans le tableau I.3 montre que l'évaporation atteint son maximum durant le mois de juillet, s'élevant à environ 339.4 mm, l'évaporation au mois de juin, juillet et aout fait presque 40% de l'évaporation annuelle, correspondant aux mois les plus chauds. Ainsi, l'évaporation est directement proportionnelle à la température de l'air. Le minimum est enregistré au mois de décembre avec 83.78 mm. Le cumul annuel de l'évaporation dépasse les 2389 mm, avec une moyenne d'environ 199 mm (Tableau I.4).

Tableau I.4. Moyennes mensuelles des évaporations (mm) de la région d'Oued Righ

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jui	Aou	Sép	Oct	Nov	Déc	Moy	Cumul
ETP (mm)	86.55	114	166	207.2	262	306.7	<u>339.4</u>	294.85	225.15	175.65	127.5	<u>83.78</u>	<u>199.10</u>	<u>2389.18</u>

1.6.4. Le Vent

La fréquence et l'intensité des vents sont également des caractéristiques majeures du climat saharien. Ils jouent un rôle considérable en provoquant une déflation et la corrosion sur les reliefs (action mécanique), ainsi ils agissent en accentuant l'évaporation. Dans la région d'Oued Righ, on remarque que les vents soufflent durant toute l'année.

Tableau I.5. Moyennes mensuelles de la vitesse du vent (mm/s) de la région d'Oued Righ

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jui	Aou	Sép	Oct	Nov	Déc	Moy
Vitesse du vent (m/s)	2.47	2.89	3.44	<u>3.89</u>	3.78	3.44	3.07	2.86	2.8	2.55	2.41	<u>2.15</u>	<u>2.96</u>

La vitesse moyenne annuelle est de 2,96 m/s et les vitesses les plus élevées sont enregistrées durant le printemps, au mois d'avril, avec un maximum de 3,89 m/s. le minimum est enregistré au mois décembre avec 2.15 m/s (Tableau I.5). Suivant les observations de plusieurs années, en automne et en hiver les vents d'Ouest et du Sud-Ouest prédominent et en été ils proviennent du Sud-Est et l'Est. Les vents de sable arrivent en mars, avril et mai et le vent sirocco souffle principalement en juin et parfois en avril, mai et juillet.

1.6.5. L'insolation

Le Sahara est reconnue comme le pays du soleil par excellence. En effet, la durée d'ensoleillement y est très importante, avec une moyenne de 9 à 10 heures par jour. Cependant, cette durée varie d'une année à l'autre et selon les saisons (Dubief, 1959).

La durée moyenne d'insolation dans la région d'Oued Righ est de 278.36 h/mois, avec un cumul annuel de 3340.33h. La durée maximale de l'insolation est enregistrée le mois de juillet avec 351.96h, tandis que le mois de décembre présente la durée minimale avec 232,82 h, comme l'indique le tableau (I.6).

Tableau I.6. Moyennes mensuelles de l'insolation (h /mois) de la région d'Oued Righ

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jui	Aou	Sép	Oct	Nov	Déc	Moy	Cumul
Insolation (h/mois)	238.98	236.4	262.24	283	310.54	319.55	<u>351.96</u>	333.06	271.2	263.23	237.35	<u>232.82</u>	<u>278.36</u>	<u>3340.33</u>

1.6.6. L'humidité relative de l'air

L'humidité dépend de la température de l'air et de la direction du vent. Les vents du Nord et du Nord-Est apportent généralement de l'air humide, tandis que les vents du Sud et du Sud-Ouest tendent à apporter de l'air sec.

Les valeurs de l'humidité relative de la région d'étude indiquées dans le tableau (I.7) sont faibles comme tout le Sahara, avec une faible variation saisonnière. Les valeurs moyennes

mensuelles de l'humidité varient entre 28.05% et 63.02%, avec une moyenne annuelle d'environ 44.08%. Juillet est le mois le plus sec, alors que décembre est le mois le plus humide.

Tableau I.7. Moyennes mensuelles de l'humidité relative (%) de la région d'Oued Righ

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jui	Aou	Sép	Oct	Nov	Déc	Moy
H.R (%)	61.82	50.71	45.13	39.38	35.4	31.33	<u>28.05</u>	31.6	40.28	46.79	55.42	<u>63.02</u>	<u>44.08</u>

1.6.7. Synthèse climatique

1.6.7.1. Indice de De Martonne

L'indice de De Martonne a été développé par le géographe français Emmanuel De Martonne. C'est un indicateur quantitatif du degré du manque d'eau présente à un endroit donné, ce qui permet d'évaluer le degré de l'aridité d'un climat. Du fait de sa simplicité, cet indice a été très largement utilisé par les géographes. Il a des valeurs d'autant plus élevées que le climat est plus humide et des valeurs d'autant plus faibles que le climat est plus sec. L'indice de Martonne se calcule comme suit :

$$Ia = P / (T + 10), \text{ dont } Ia = \underline{1.89}$$

où :

- ✓ Ia est l'indice d'aridité
- ✓ P est la quantité annuelle de précipitations (en mm)
- ✓ T est la température moyenne annuelle de l'air (en °C)

La valeur de l'indice climatique qui est égale à 1.89, indique que le type de climat est hyper-aride ($Ia < 5$, climat hyper-aride) selon la classement de l'indice d'aridité fixée par De Martonne.

Il est cependant important de noter que cet indice ne prend pas en compte tous les facteurs qui influencent l'aridité, tels que la répartition des précipitations, la capacité de rétention en eau des sols et l'évaporation.

1.6.7.2. Climagramme d'Emberger

Quotient pluviométrique d'Emberger (Q_2) permet de connaître l'étage bioclimatique de la région d'étude. Pour classer le bioclimat de l'Oued Righ, nous avons utilisé la formule adaptée pour l'Algérie par Stewart (1969) :

$$Q_3 \approx Q_2 = \frac{3.43P}{M - m}$$

Q_3 : Quotient pluviométrique d'Emberger.

P : Pluviométrie moyenne annuelle en mm.

M : Moyenne des maxima du mois le plus chaud en °C.

m : Moyenne des minima du mois le plus froid en °C.

A partir des valeurs de Q_3 ($Q_3=5.68$) et celles des températures minimums quotidiennes du mois le plus froid en °C nous pouvons déterminer le type du bioclimat de notre région par le climagramme d'Emberger (Figure I. 12). D'après la figure nous pouvons dire que l'étage bioclimatique de la région d'Oued Righ est de type saharien à hiver doux.

1.6.7.3. Diagramme pluviothermique

La saison sèche, qui joue un rôle crucial dans la répartition de la végétation en raison de sa durée et de son intensité, a été examinée par de nombreux auteurs qui ont proposé diverses formules pour la caractériser. Selon Bagnouls et Gaussen (1953), un mois est considéré comme biologiquement sec lorsque le total mensuel des précipitations en millimètres est égal ou inférieur au double de la température moyenne exprimée en degrés centigrades. Cette formule ($P \leq 2T$) permet de construire des "diagrammes pluviothermiques" traduisant la durée de la saison sèche d'après les intersections des deux courbes (Mutins, 1977).

Le diagramme pluviothermique de Gaussen (Figure I. 13) montre que la période sèche s'étale sur toute l'année (sécheresse permanente) pour notre région d'étude.

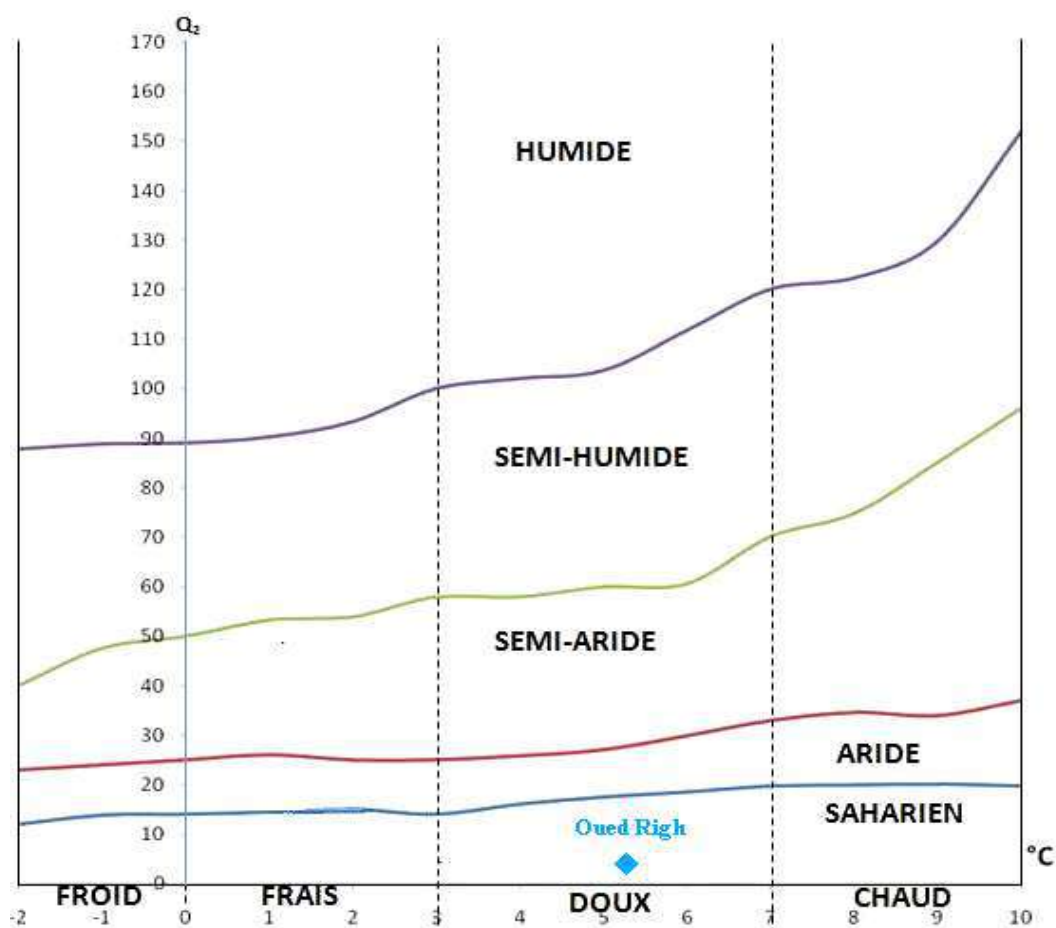


Figure I.12: Localisation de la région d'Oued Righ dans le Climagramme d'Emberger

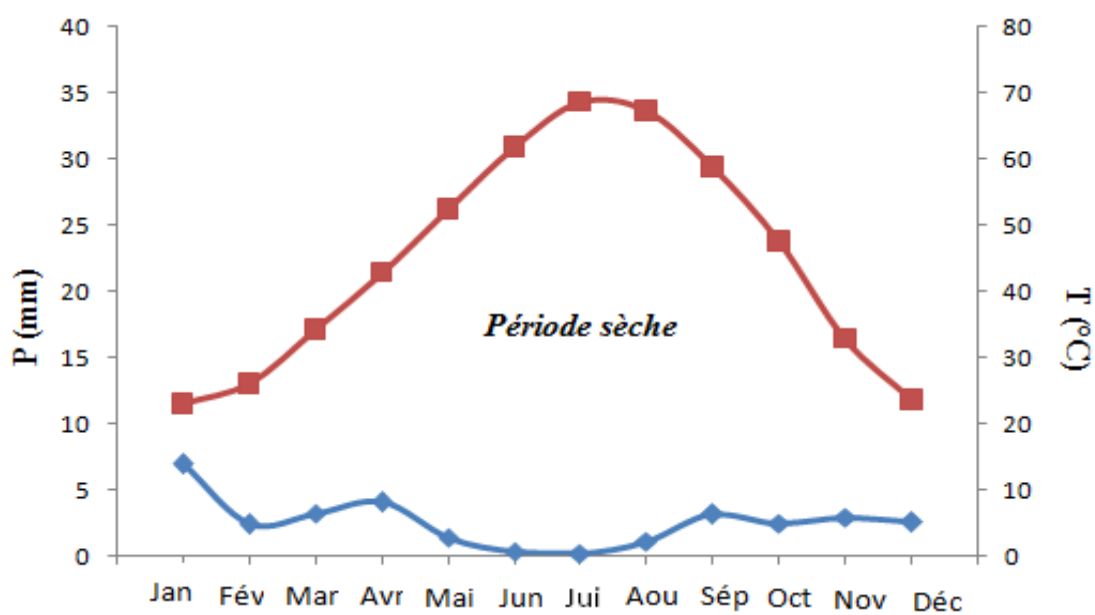


Figure I.13 : Diagramme pluviothermique de la région d'Oued Righ.

1.7. Végétation et occupation de sol

La région d'Oued Righ, l'une des oasis représentatives du Sahara algérien, constitue une entité économique homogène qui joue un rôle crucial dans l'économie locale et nationale grâce à sa vocation agricole, notamment la phoeniciculture. En plus de l'intérêt économique de cette activité, elle revêt une importance capitale pour la préservation des traditions culturelles et de la biodiversité de la région (Saker, 2000).

Le palmier dattier est l'espèce la plus importante et largement cultivée dans la région de l'Oued Righ. Selon les données statistiques de la DSA de Touggourt pour l'année 2023/2024, la superficie phoenicicole de la wilaya de Touggourt est 13318.4 ha, avec un nombre total de palmier dattier d'environ 1572570 palmiers. La variété de dattes 'Deglet Nour' prédomine, représentant plus de 62,80 % du total des palmiers, suivie par la variété 'Ghars' avec plus de 21 %, et 'Degla Beidha' avec 11,27 %. Les cultures hors palmiers sont peu développées et occupent une superficie limitée. La superficie céréalière ne dépasse pas 100 ha, et pour les cultures maraîchères d'environ 6247.7 ha, dont l'orge et la luzerne sont les cultures fourragères les plus importantes. Les cultures maraîchères, en particulier l'ail, l'oignon, les carottes, les pommes de terre, la pastèque et les navets sont également produites pour une consommation locale.

Le microclimat offert par la palmeraie permet à l'agriculteur de cultiver diverses plantes maraîchères, céréalières, et même arboricoles en intercalaire. La quasi-totalité des palmeraies applique l'irrigation par submersion à partir des seguias, ce qui permet ainsi l'irrigation des cultures pratiquées en planches sous palmiers (Helal et Ourihane, 2004). Cette tradition d'irrigation découle d'une gestion collective et de la densité de palmiers à l'échelle locale d'une part, et de la texture du sol sablo-limoneuse favorisant l'infiltration rapide des eaux d'autre part (Koull et *al.*, 2013). Le drainage est pratiqué en parallèle avec l'irrigation. Après plusieurs années d'irrigation de ces terres, un système de drainage primaire et secondaire est installé plus ou moins efficace mais endommagé en quelques endroits et un drainage tertiaire ; dans le cas de Oued Righ il s'agit du grand canal.

La réalisation du grand ouvrage qu'est le grand canal collecteur a eu lieu en 1925, réalisé manuellement dans le but d'assurer l'évacuation des eaux excédentaires et le lessivage des sels des sols cultivés. Cet ouvrage prend naissance à El Goug (première oasis en amont de l'Oued Righ) et parcourt 150 km avant de se jeter dans le chott Merouane. Le grand canal est les

poumons par lesquels respirent les oasis de l'Oued Righ, et sans ce grand canal la phoeniciculture disparaîtrait.

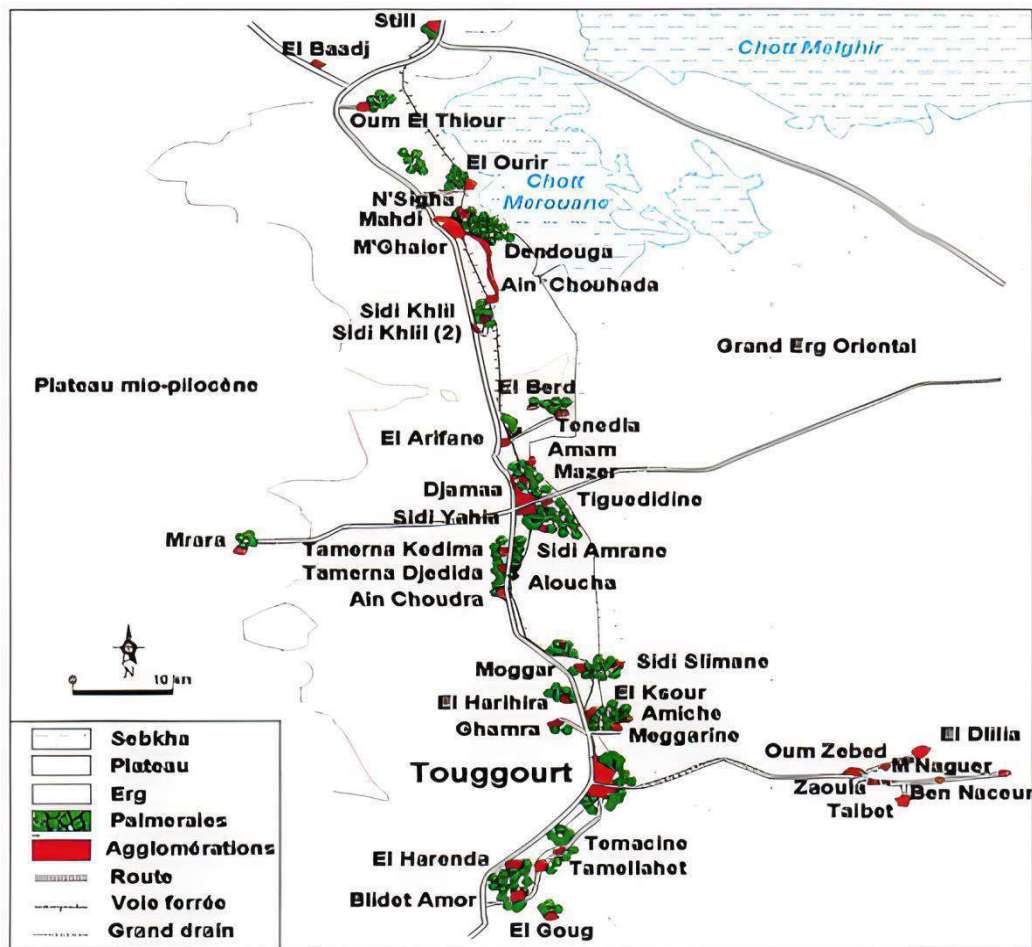


Figure I.14 : Occupation des sols dans la région de l'Oued Righ
(Benguergoura, 2014)

En général, les doses et les fréquences d'irrigation varient d'une exploitation à une autre et dépendent de divers critères, ne répondant pas aux besoins des plantes telles que le palmier dattier et des cultures sous-jacentes. Elles sont souvent liées aux disponibilités en eau au niveau des parcelles. L'exploitation intensive de ces ressources hydriques reste incontrôlable, entraînant des conséquences néfastes sur le sol, le niveau des nappes, ainsi que sur la quantité et la qualité des rendements en dattes. Dans certaines situations extrêmes, elle menace même la survie des palmeraies de la région d'Oued Righ. Donc, pour préserver ces palmeraies et les oasis de cette région, des exigences s'imposent. Il est nécessaire d'effectuer des investissements considérables pour restaurer et développer la phoeniciculture de la région, en utilisant de manière rationnelle l'eau et en diversifiant les cultures (la revivification des palmeraies

existantes et la mise en valeur de nouvelles terres). Il est également essentiel de limiter les ouvrages de captage et de mettre en place un contrôle plus rigoureux sur l'exploitation et la gestion des eaux (Saker, 2000)

Le couvert végétal du Sahara est constitué de plantes vivaces, ligneuses, xérophytes et annuelles. Il est adapté aux conditions désertiques arides et chaudes car il a des périodes végétatives très courtes. Une végétation pérenne qui bénéficie d'un système racinaire développé peut trouver une réserve d'eau et de sels minéraux suffisante (Boumaraf, 2013). La végétation dans ces régions se distingue également par un feuillage réduit pour une réduction extrême des pertes d'eau par transpiration, avec accumulation importante de réserves d'eau tissulaire chez certaines espèces. Les espèces végétales existantes au niveau de milieu aride, sont témoins de l'existence de plusieurs mécanismes et différentes stratégies d'adaptation aux conditions édapho-climatiques et environnementales extrêmes; de longues périodes sèches, des températures élevées, des vents violents, une accumulation de sels dans le sol et dans l'eau (El Hafed et *al.*, 2010).

L'immensité du territoire du Sahara se caractérise par une faible proportion d'habitats favorables au maintien d'une couverture végétale (Ozenda, 2004). Les groupements végétaux les plus variés se trouvent principalement dans les oueds et les vallées sèches. Selon l'Atlas floristique de la vallée de l'Oued righ l'écosystème dunaire est caractérisé par des espèces sahariennes très bien adaptées aux conditions désertiques et notamment l'aridité et l'ensablement, tels que *Atriplex halimus*, la *Genista Saharae*, le *Limoniastrum guyonianum*, et la *Randonia africana*. *Retama retam* *Aristida* *Tamarix gallica* et *Zygophyllum album*. D'après la même étude, le plateau est l'écosystème le plus diversifié en espèces végétales avec plus de 30 espèces recensées. La majorité des espèces inventoriées dans l'écosystème des zones humides telles que les chotts et les lacs de la région d'Oued Righ sont soit des halophytes notamment *Arthrocnemum glaucum*, *Halocnemum strobilaceum* et *Salicornia fruticosa*, soit des plantes hydrophytes telles que *Phragmites communis*, *Juncus maritimus* et *Tamarix gallica* (Koull, 2015).

Deuxième partie

MATÉRIELS ET METHODES

CHAPITRE II

DESCRIPTION DES MÉTHODES MISE EN ŒUVRE

CHAPITRE II : Description des méthodes mise en œuvre

2.1. Cartographie numérique des sols (CNS)

La cartographie numérique du sol (CNS) utilise des modèles quantitatifs comme la forêt aléatoire pour établir des liens entre les données du sol et les covariables environnementales. Cette méthode est intéressante pour la cartographie du sol à grande échelle dans une région avec peu de données.

2.1.1. Concept de la cartographie numérique des sols

Le principe général de la cartographie numérique des sols est résumé dans la figure II.1. Il consiste à prédire les classes de sol ou les propriétés du sol en utilisant à la fois les données pédologiques disponibles sur la zone d'étude et les données spatiales représentant les éléments du paysage qui sont liés à la formation du sol, appelés « covariables du sol » par la suite.

Les relations entre le sol et les facteurs de formation du sol sont reconnues depuis longtemps et ont été largement prises en compte dans le processus de cartographie des sols. Ces relations ont été initialement formalisées par Jenny (1994) et ont ensuite été généralisées par l'approche scorpan (McBratney et al., 2003), qui fournit un cadre conceptuel pour les études de cartographie numérique des sols (Figure II.1).

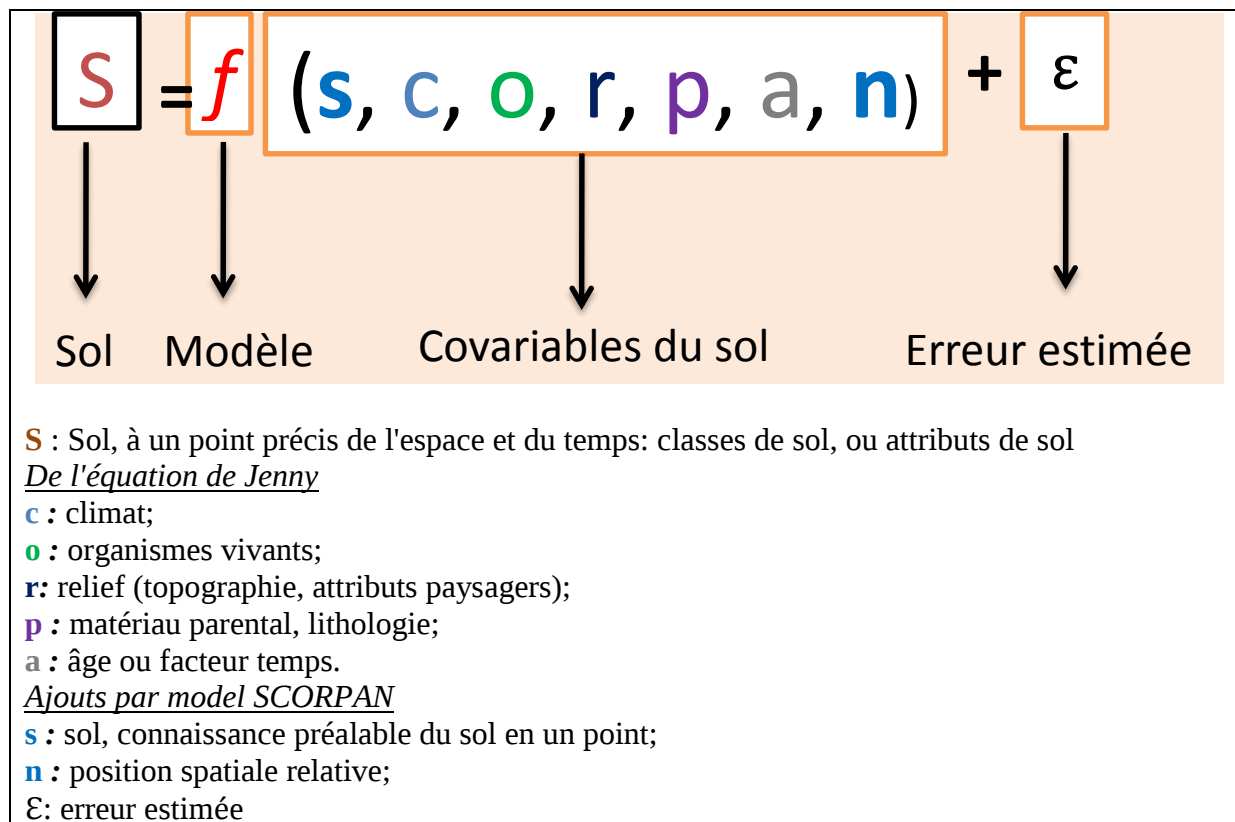


Figure II.1 : Principe général de la cartographie numérique des sols (McBratney et al., 2003).

2.1.2. Procédure de cartographie numérique des sols

La cartographie de la distribution spatiale des classes de sol est utile pour une gestion efficace des sols et de l'utilisation des terres. Dans la présente étude, nous avons examiné la capacité de l'approche de cartographie numérique des sols (CNS) utilisant le modèle de forêt aléatoire à prédire les différents niveaux taxonomiques des sols, de l'ordre jusqu'au niveau du Sous-Groupe selon la classification américaine des sols (USDA., 2014) dans la région d'Oued Righ. La procédure comprenait (i) l'acquisition des données de sol, (ii) la préparations des covariables, (iii) la formation du modèle et (iv) la prédiction des classes de sol. Les quatre principaux composants de cartographie numérique des sols sont abordés dans les sections suivantes.

2.1.2.1. Collecte et préparation des données des sols

La première étape consiste à recueillir toutes les études pédologiques réalisées dans notre zone d'étude, qu'il s'agisse d'études techniques telles que les rapports des études agro-pédologiques, géologiques et hydrauliques, ou d'études académiques telles que les thèses, mémoires universitaires, rapport de projets de recherche et articles scientifiques. Les études de reconnaissance des sols de la région d'Oued Righ ne couvrent qu'une superficie très limitée, compte tenu de l'immensité du territoire de la région. C'est pourquoi nous nous concentrons particulièrement sur les zones où nous avons trouvé le plus grand nombre d'études pédologiques, à savoir le haut et le moyen Oued Righ.

Les documents disponibles pour certaines études agro-pédologiques anciennes (SOGREAH., 1969- 1970; Berbouche, 1979; TESCO., 1989; Abid, 1995; Halillet, 1998) portent sur les sols oasiens de la région d'Oued Righ rentrent dans le cadre de l'aménagement et l'amélioration des palmeraies de la région. Malgré l'importance de ces études antérieures qui se sont concentrées sur les relations entre le sol, l'eau et la plante dans les palmeraies de la région d'Oued Righ, mais le problème de salinisation et de l'hydromorphie des sols agricoles de la région altère gravement l'état des sols. Cette situation a empêché l'exploitation de ces données pédologiques anciennes dans notre étude.

En ce qui concerne les sols nus, l'objet de notre étude, les informations disponibles indiquent une superficie limitée dédiée au projet de mise en valeur, répartie selon la disponibilité des ressources en eau d'irrigation dans les régions ciblées par les services agricoles. Récemment, l'Office de Développement de l'Agriculture Industrielle en Terres Sahariennes (ODAS) a rendu accessibles aux investisseurs de l'agriculture saharienne de vastes étendues de terres dans le cadre de projets de concession. Cette initiative a incité la Direction

des Services Agricoles (DSA) à acquérir des études de faisabilité technico-économiques pour valoriser la mise en valeur de ces terres. Ces études, menées par le Bureau National d'Études pour le Développement Rural (BNEDER), incluent une phase préparatoire qui se concentre sur l'identification et l'analyse des ressources en sol pour garantir la viabilité agro-pédologique des périmètres sélectionnés.

Dans cette section, l'approche est de caractériser correctement le sol dans son contexte géomorphologique et à l'échelle de profil. Nous avons utilisé 299 solums choisis à partir des documents traités de notre région d'étude. Les coordonnées géographiques, les données analytiques et les descriptions morphologiques sont incluses dans ces données des profils. Afin d'assurer l'homogénéité des unités pédologiques, nous avons également réalisé 35 solums sur terrain, répartis sur l'ensemble de notre zone d'étude, avec plus de 180 sondages de tarière. La prospection pédologique sur le terrain, combinée aux analyses physico-chimiques des échantillons de sol au laboratoire, nous a permis de reconnaître les différents types de sol existants dans les régions d'Oued Righ et de confirmer la fiabilité des données pédologiques collectées précédemment pour la période de 2010 à 2023.

La préparation des données implique la classification des profils collectés jusqu'au niveau des sous-groupes selon la classification américaine des sols (USDA, 2014). Nous avons rassemblé au total 334 solums pédologiques pour constituer une base de données de notre zone d'étude, qui s'étend sur environ 737 500 hectares. Ces solums sont numérotés et répertoriés dans un tableau Excel, incluant les coordonnées géographiques en degrés décimaux suivant le système de référence Mercator Transversal Universel (WGS 84 UTM 32 N), ainsi que les classes de sol correspondantes. Nous avons ensuite exporté ces données sous forme de fichier texte CSV (Comma Separated Values) vers la plateforme Google Earth Engine (GEE). Les données ont été divisées en deux ensembles à l'aide d'un échantillonnage stratifié aléatoire : 2/3 du nombre total des profils pour la calibration du modèle, et 1/3 pour le test de validation des cartes extrapolées (ceci sera expliqué dans la section 'Résultats')

Les données paysagères auxiliaires utilisées en cartographie numérique des sols (CNS) peuvent varier d'une étude à l'autre, en fonction de la disponibilité locale des données et des facteurs considérés comme déterminants pour expliquer la variabilité des sols. Dans notre cas, nous avons utilisé 20 covariables environnementales représentant le relief, la végétation et le matériau parental. D'autres ensembles de données environnementales, notamment les données climatiques existantes, ont été exclues de l'analyse. Le climat dans la région n'est pas

significativement différent et est considéré comme uniforme. Ces covariables ont été dérivées de trois sources différentes : les attributs topographiques, les données de télédétection et la carte géologique. Elles ont été utilisées pour cartographier numériquement la distribution des sols dans le paysage. Il est important de noter que toutes les covariables ont été projetées dans le même espace géographique en utilisant le système de référence Mercator Transversal Universel (WGS 84 UTM). Elles ont été découpées pour correspondre à l'étendue de la zone d'étude. De plus, toutes les covariables ont été alignées sur une grille raster de même dimension, avec une taille de pixel de 30 mètres.

2.1.2.2. Préparations des covariables

2.1.2.2.1. Collecte et prétraitement des données satellitaires

L'image satellite que nous avons utilisée provient de Landsat 8, qui embarque deux capteurs : l'imageur terrestre opérationnel (OLI) et le capteur infrarouge thermique (TIRS). Ces deux instruments collectent des données pour neuf bandes couvrant la plage de longueurs d'onde de 0,433 à 2,290 μm , incluant les bandes visibles, proches infrarouges et infrarouges à ondes courtes, ainsi que deux bandes infrarouges thermiques couvrant la plage de longueurs d'onde de 10,60 à 12,51 μm . Les bandes OLI ont une résolution spatiale de 30 mètres, tandis que les bandes TIRS ont une résolution spatiale de 100 mètres (Tableau II.1). Les images sont acquises en fauchées de 185 km et segmentées en scènes de 185×180 km (Roy et al., 2014). Pour notre étude, nous avons utilisé une collection d'images obtenues à partir de Google Earth Engine (GEE).

GEE est une plateforme basée sur le cloud qui permet le traitement à grande échelle d'images satellites pour détecter les changements, cartographier les tendances et quantifier les différences à la surface de la Terre, le langage de programmation utilisé dans l'éditeur de code GEE est le JavaScript (Gorelick et al., 2017). GEE offre une variété de méthodes de traitement spécifiques à Landsat, notamment le calcul de la luminance au niveau du capteur, la réflectance du haut de l'atmosphère (TOA), la réflectance de surface (SR), le score de nuage et les composites sans nuage.

Afin de couvrir l'ensemble de la zone d'étude avec des images Landsat 8 (OLI) corrigées géométriquement et atmosphériquement, nous avons appliqué des filtres sur la plateforme (GEE) pour sélectionner les images appropriées ; l'un de ces filtres est le *Filtrer par date*. Nous avons utilisé la fonction "Filter date" pour sélectionner les scènes acquises au cours du mois d'Avril 2015. Cette période est considérée comme étant propice pour l'analyse du couvert végétal et de la couverture pédologique. La collection issue de GEE contenait six scènes:

193037_20150412, 193037_20150428, 194036_20150503, 194036_20150419, 194037_20150403 et 194037_20150419. Nous avons ensuite appliqué la fonction “mosaic” sur cette collection d’images pour créer une image mosaïque. Par la suite, toutes les observations multi-temporelles disponibles couvrant la zone d’étude ont été utilisées pour générer une imagerie composite médiane à l’aide de la fonction “median”. Dans cette image, chaque valeur de pixel est la médiane des valeurs correspondantes de tous les pixels des images collectées. Ces filtres ont facilité la sélection d’images de haute qualité adaptées à notre zone d’étude.

Tableau II.1:Caractéristique des différentes bandes spectrales disponibles pour LANDSAT-8 (USGS)

Landsat 8 Capteur	Band e N°	Nom de bande	Longueur d'onde (µm)	Résolution n (m)	Applications de bande
OLI (Operational Land Imager)	1	Aérosol	0.43 – 0.45	30	Études côtières et aérosols
OLI	2	Bleu	0.45 – 0.51	30	Cartographie bathymétrique, distinguant le sol de la végétation
OLI	3	Vert	0.53 – 0.59	30	Utile pour évaluer la vigueur des plantes
OLI	4	Rouge	0.63 – 0.67	30	Zone d’absorption de la chlorophylle donnant l’état de différenciation de zones immergées
OLI	5	NIR (Proche infrarouge)	0.85 – 0.88	30	Surveillance de la biomasse et délimitation de zones immergées
OLI	6	SWIR1 (Infrarouge moyen)	1.57 – 1.65	30	Mesure de l’humidité du sol et de la végétation
OLI	7	SWIR 2	2.11 – 2.29	30	Amélioration de la capacité à suivre la teneur en humidité du sol et de la végétation et la pénétration des nuages fins
OLI	8	Panchromatique	0.50 – 0.68	15	Résolution de 15 mètres, image plus nette
OLI	9	Cirrus	1.36 – 1.38	30	Amélioration de la détection de la contamination par les cirrus
TIRS (Thermal Infra red Sensor)	10	Infrarouge thermique 1	10.60 – 11.19	30 (100)	Résolution de 100 mètres, cartographie thermique et humidité du sol estimée
TIRS	11	Infrarouge thermique 2	11.50 – 12.51	30 (100)	Résolution de 100 mètres, cartographie thermique et humidité du sol estimée

Calcul des ratios et des indices spectraux : Sept indices spectraux qui décrivent les propriétés minéralogiques du sol et le couvert végétal de la zone d’étude ont été calculés à l’aide de Google Earth Engine (GEE). GEE fournit la fonction *normalized Difference* pour faciliter le calcul des indices normalisés, tels que l’indice de végétation appelé Normalized Difference Vegetation Index (NDVI). Pour les formules plus complexes, nous avons utilisé la fonction *expression* pour décrire le calcul. Le logiciel ArcGIS 10.8 est utilisé pour la mise en page des cartes.

a) Indice de végétation par différence normalisée (NDVI; Normalized Difference Vegetation Index) : Il met en valeur la différence entre la bande visible du rouge et celle du proche infrarouge pour mettre en valeur l'intensité des espaces chlorophylliens (Yang et al., 2020). Cet indice est utilisé pour évaluer le couvert végétal (Figure II.2).

$$\text{NDVI} = (\text{NIR} - \text{R}) / (\text{NIR} + \text{R}) \dots \dots \dots (1)$$

Pour Landsat 8, $\text{NDVI} = (\text{Band 5} - \text{Band 4}) / (\text{Band 5} + \text{Band 4})$

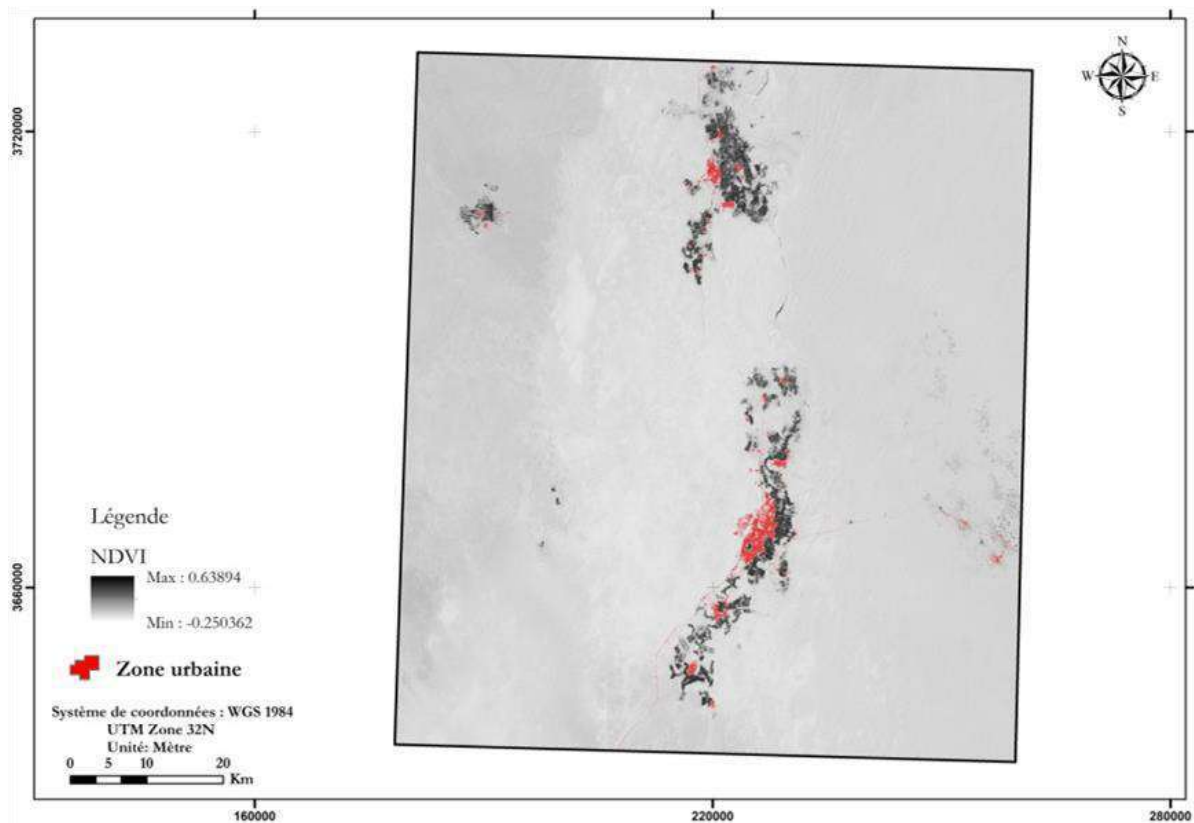


Figure II.2. Indice de végétation par différence normalisée (NDVI)

b) Indice de carbonate (CRI2): est un indice basé sur un rapport de différence qui a été utilisé pour identifier la présence de carbonate à la surface du sol (Pei et al., 2018) (Figure II.3).

$$\text{CRI2} = (\text{B} - \text{NIR}) / (\text{B} + \text{NIR}) \dots \dots \dots (2)$$

Pour Landsat 8, $\text{CRI1} = (\text{Band 2} - \text{Band 5}) / (\text{Band 2} + \text{Band 5})$.

c) Indice de gypse par différence normalisée (Gyps-index) : est un indice qui utilise le rapport de différence normalisée pour évaluer la probabilité de présence du type de sol gypsique à la surface du sol (Nield et al., 2007). L'utilisation de cet indice peut aider à cartographier et à évaluer la distribution des sols gypsique (Figure II.4).

$$\text{Gyps_indx} = (\text{SWIR1} - \text{SWIR2}) / (\text{SWIR1} + \text{SWIR2}) \dots \dots \dots (3)$$

Pour Landsat 8, $\text{Gyps_indx} = (\text{Band 6} - \text{Band 7}) / (\text{Band 6} + \text{Band 7})$.

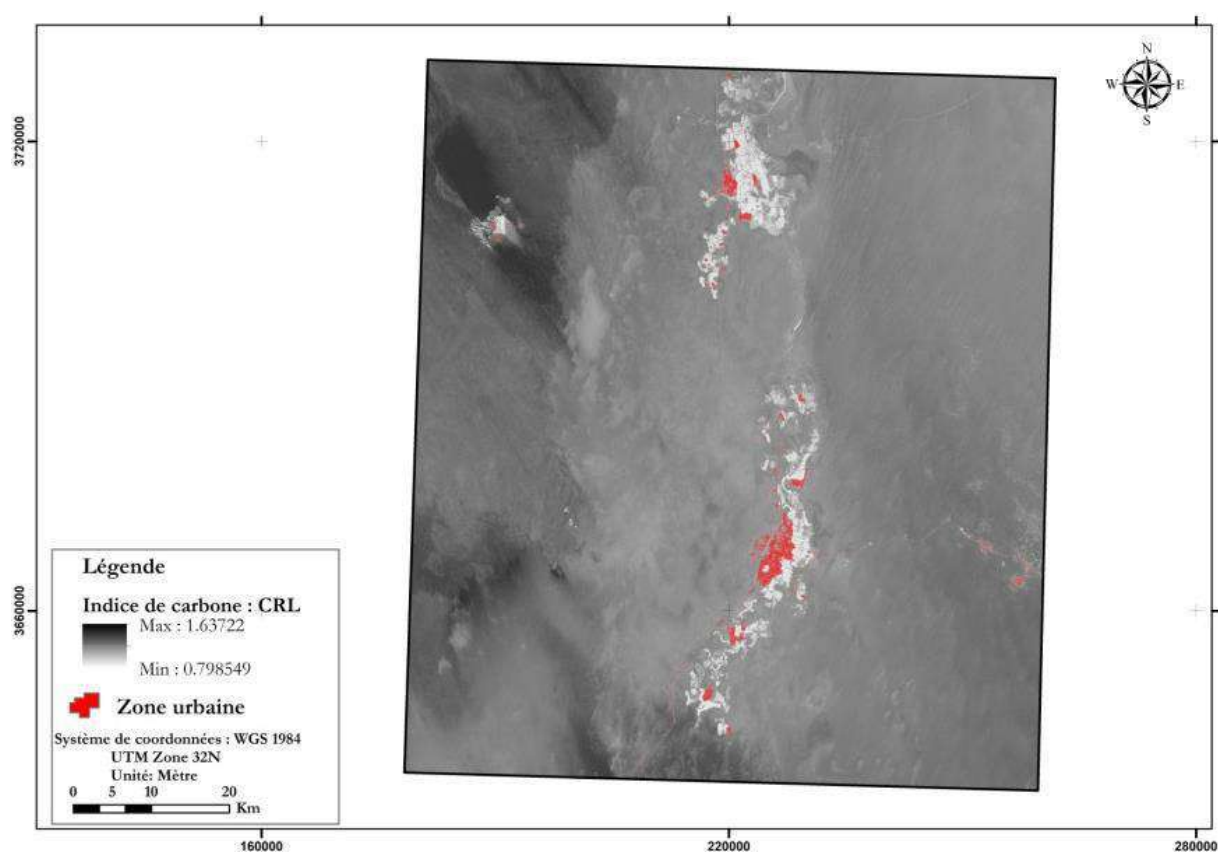


Figure II.3 : Indice de carbonate (CRI2)

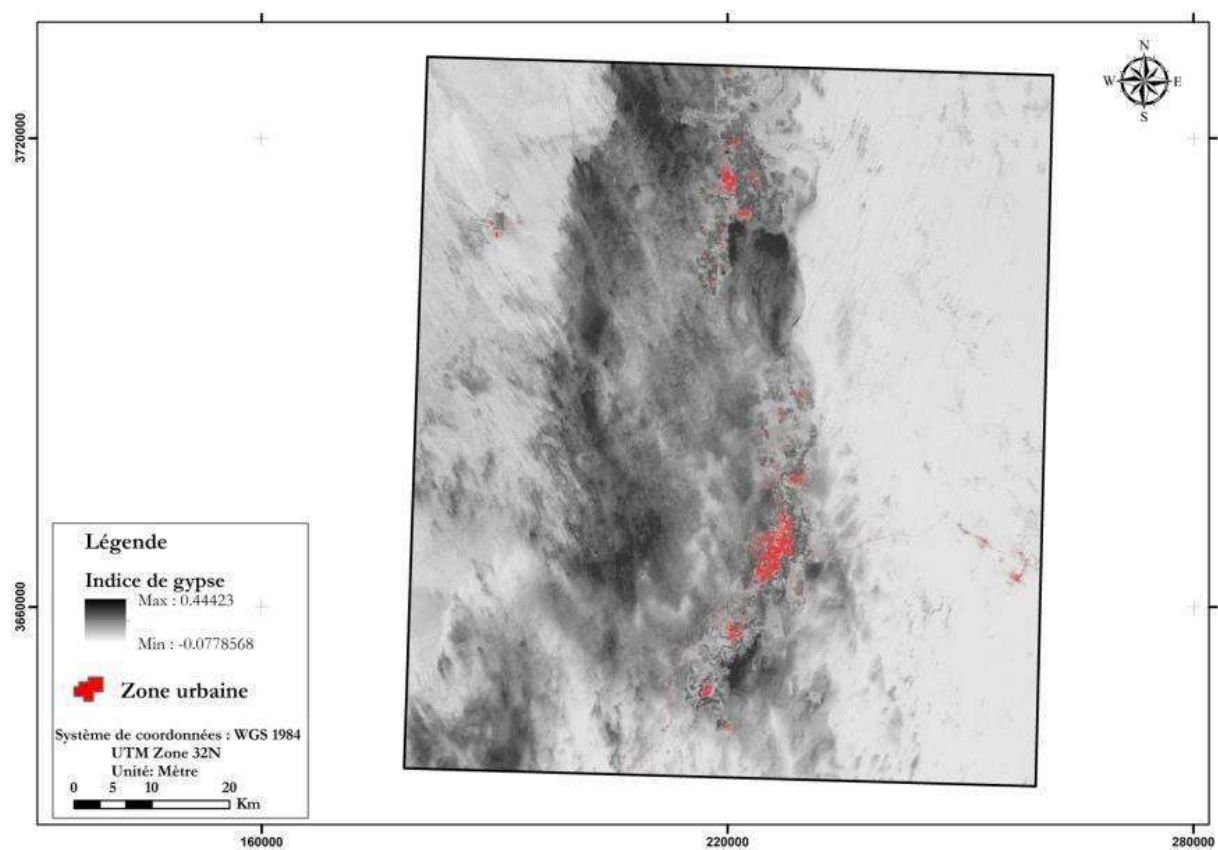


Figure II.4 : Indice de gypse par différence normalisée.

d) Indice de salinité du sol 3 (SSI 3): a été utilisé pour identifier la salinité de la surface du sol (Douaoui et *al.* 2006 ; Yahiaoui et *al.* 2015). Cet indice permet de détecter la présence de sels dans le sol (Figure II.5).

$$\text{SSI 3} = \sqrt{R^2 + G^2} \dots\dots\dots (4)$$

$$\text{Pour Landsat 8, SSI 3} = \sqrt{B4^2 + B3^2}$$

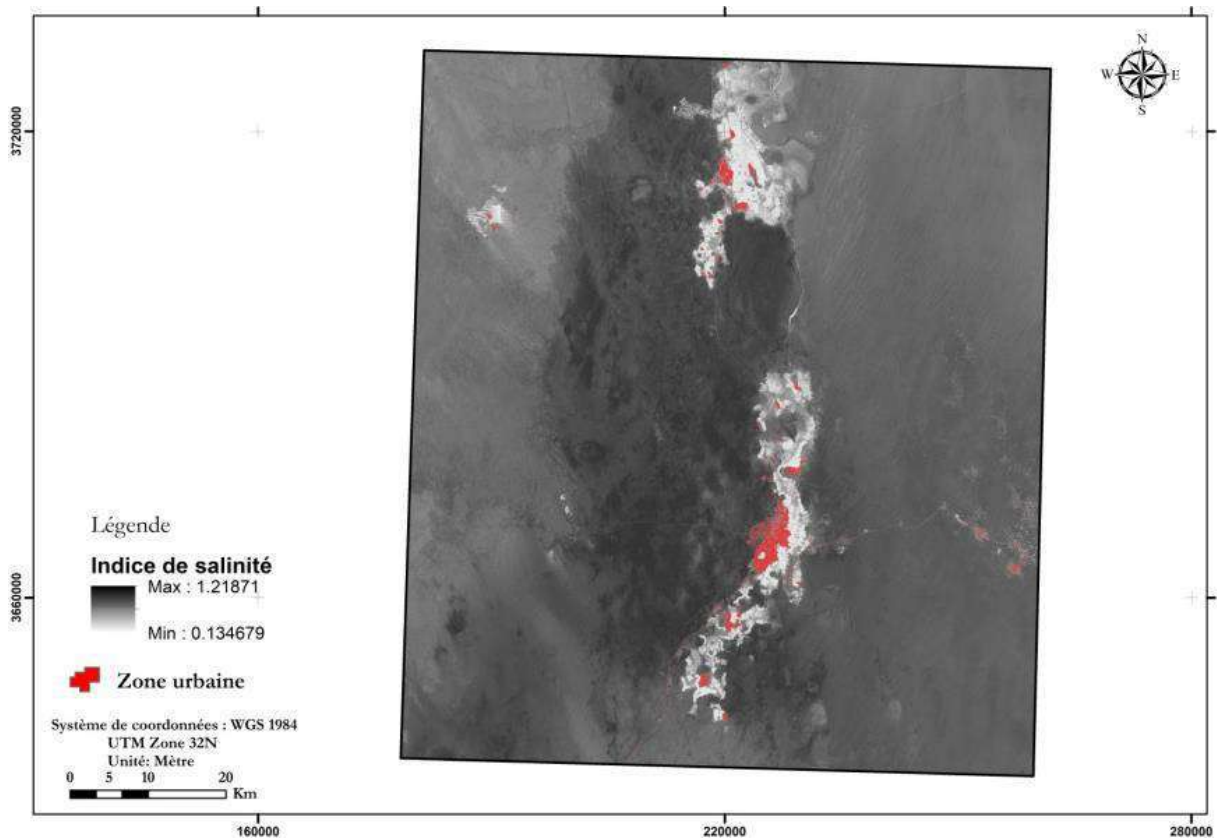


Figure II.5 : Indice de salinité du sol (SSI3)

e) Indice de Brillance (BI): est un indice qui est lié à la brillance du sol, laquelle est influencée par l'humidité du sol et la présence de sels à la surface du sol (Khan et *al.*, 2005). Cet indice permet de quantifier la réflectance et la réfraction de la lumière sur la surface du sol (Figure II.6).

$$\text{BI} = \sqrt{R^2 + \text{NIR}^2} \dots\dots\dots (5)$$

$$\text{Pour Landsat 8, BI} = \sqrt{B4^2 + B5^2}$$

f) Indice de taille de grain (GSI) : a été développé par Xiao et *al.* (2006) dans le but d'estimer la texture de la surface du sol. Cet indice considère que plus la surface du sol a une texture grossière, plus cela peut être un signe de dégradation du sol (Figure II.7).

$$\text{GSI} = (R - B) / (R + B + G) \dots\dots\dots (6)$$

$$\text{Pour Landsat 8, GSI} = (B4 - B2) / (B4 + B2 + B3)$$

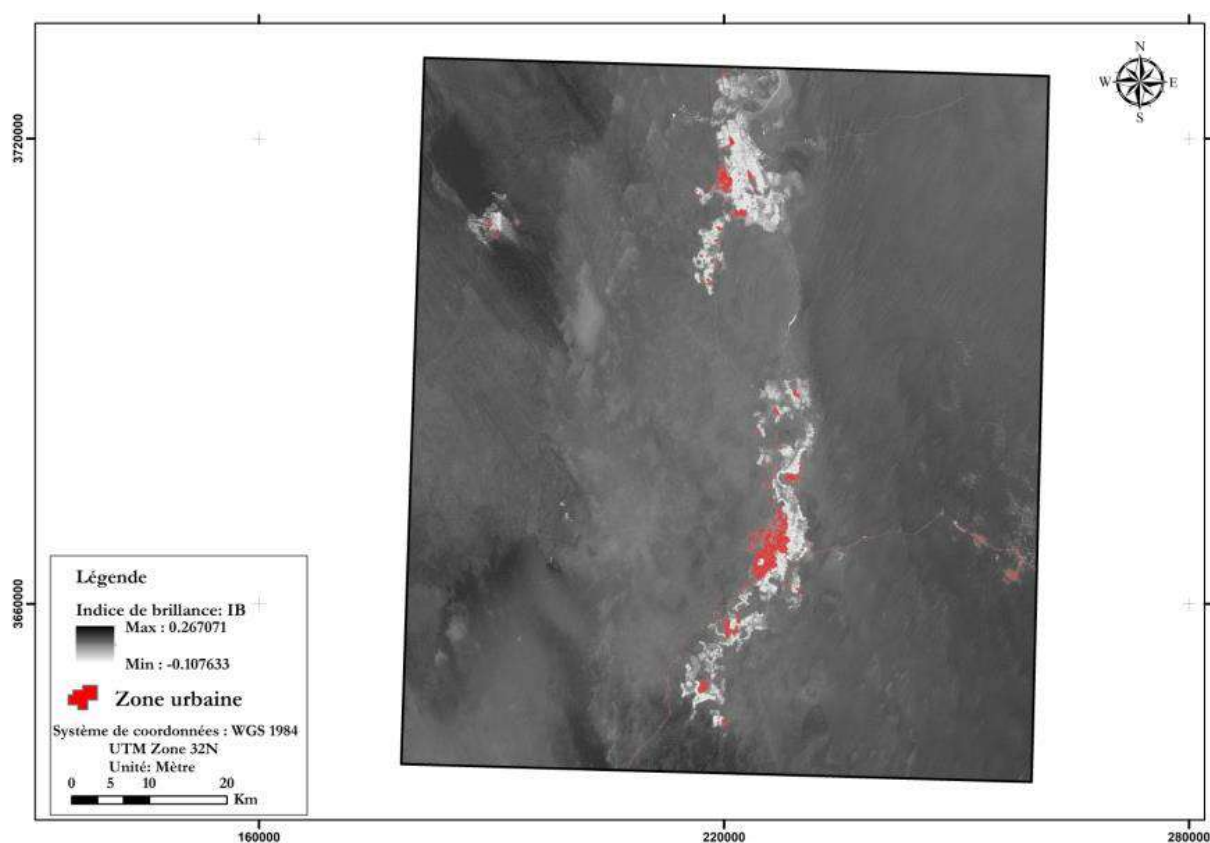


Figure II.6 : Indice de Brillance (BI)

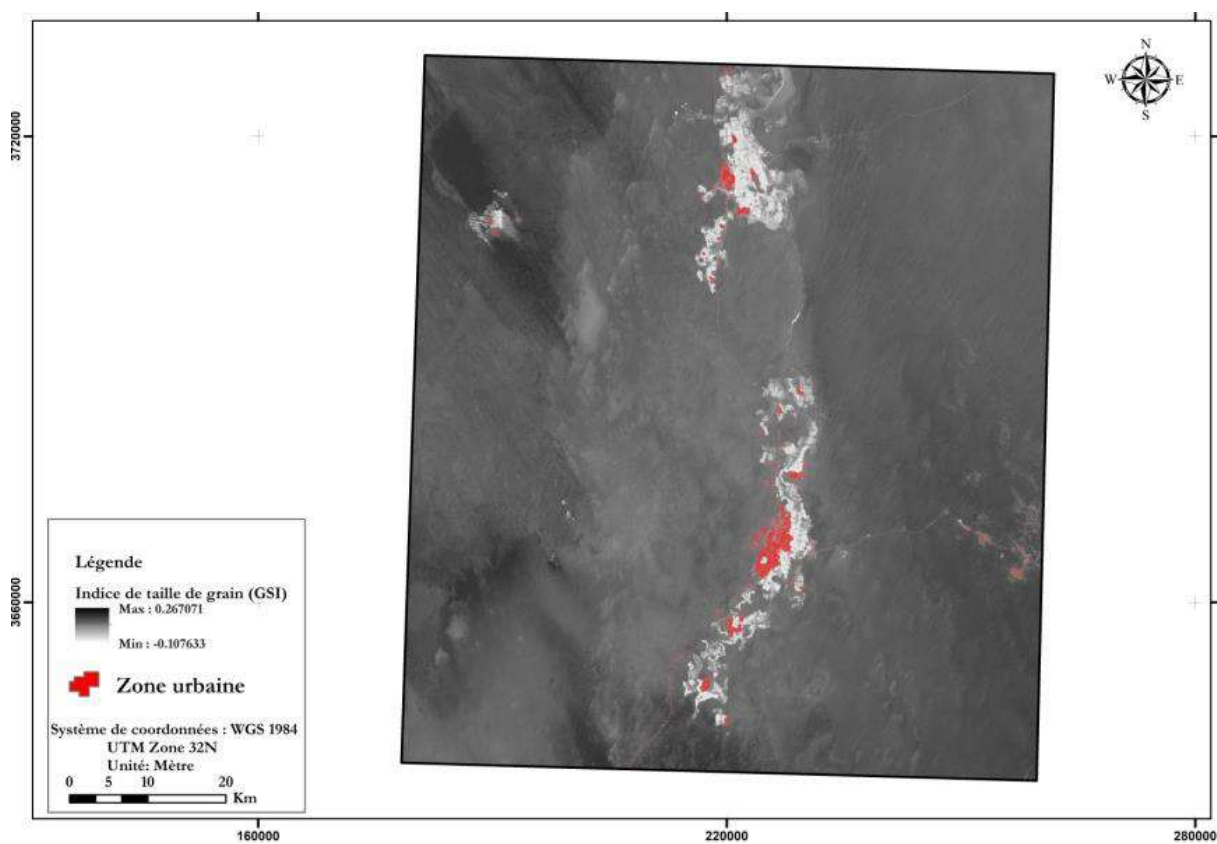


Figure II.7 : Indice de taille de grain (GSI)

g) Rapport des bandes B/ SWIR(SSDS): a été utilisé pour extraire des informations pertinentes sur la salinité de la surface du sol (Assami, 2020). La salinité du sol peut affecter la réflectance dans ces deux bandes (Figure II.8).

$$\text{Rat} = B / \text{SWIR} \dots \dots \dots (7)$$

Pour Landsat 8, $\text{Rat} = B2/B7$

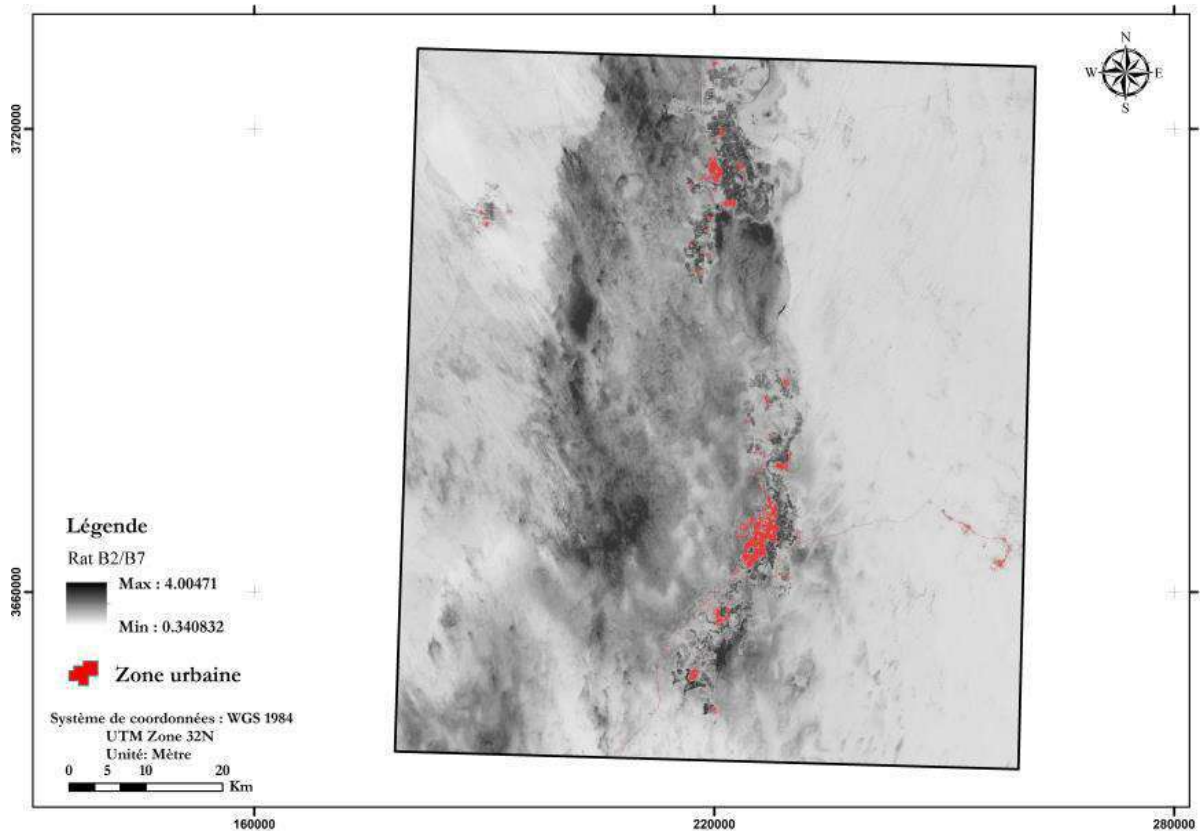


Figure II.8: L'indice spectral Ratio 2/7

h) Rapport des bandes Red/Blue (R/ B) : à été utilisé pour détecter la présence des oxydes de fer tels que la limonite, l'hématite, la goethite ainsi que le feldspath dans la surface du sol (Tulcanaza, 2022).

$$\text{Rat} = R/B \dots \dots \dots (8)$$

Pour Landsat 8, $\text{Rat} = B4/B2$.

2.1.2.2.2. Modèle numérique d'altitude (MNA)

Dans cette étude, les attributs de terrain, tels que l'altitude, peuvent également être combinés avec les données spectrales Landsat pour la modélisation spatiale des classes de sol. Un modèle numérique d'altitude de résolution de 30 m a été obtenu à partir des archives de données ASTGTM Ces données sont disponibles gratuitement sur internet et proviennent de

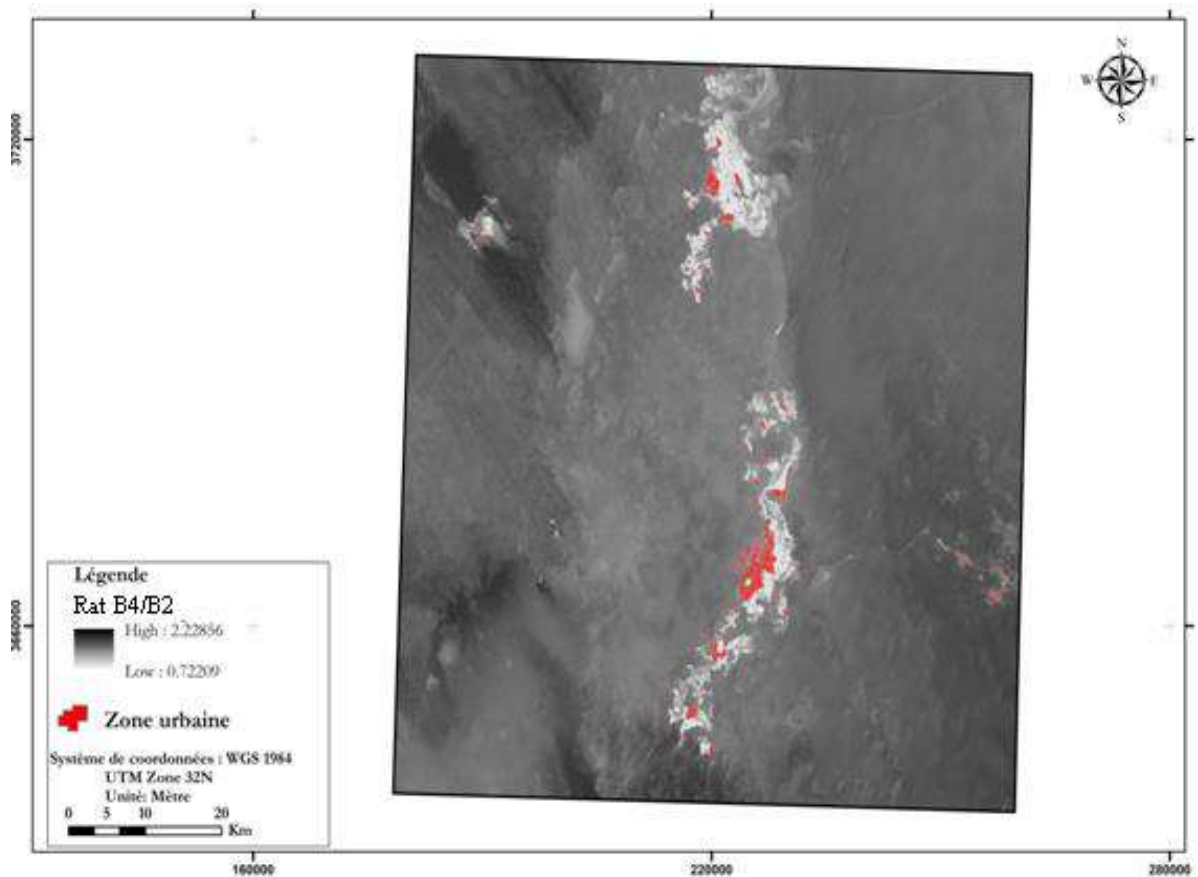


Figure II.9 : L'indice spectral Ratio 4/2

la capture. Ces données sont disponibles gratuitement sur internet et proviennent de la capture ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) embarqué sur le satellite TERRA.

Il existe de nombreux indices qui peuvent être dérivés du modèle numérique d'altitude (MNA) et qui permettent de mettre en avant certaines caractéristiques morphologiques et hydrographiques de notre zone d'étude. Dix paramètres de terrain sont obtenus à partir du MNA avec une résolution spatiale de 30 m, qui correspond à la résolution de l'imagerie Landsat 8. Tous ces paramètres de terrain sont calculés à l'aide de Google Earth Engine (GEE). Parmi ces indices, nous avons choisi les suivants :

a) La pente (slope): c'est une dérivée première de l'altitude. C'est une variable importante car elle permet de différencier facilement la morphologie du terrain (Figure II.10).

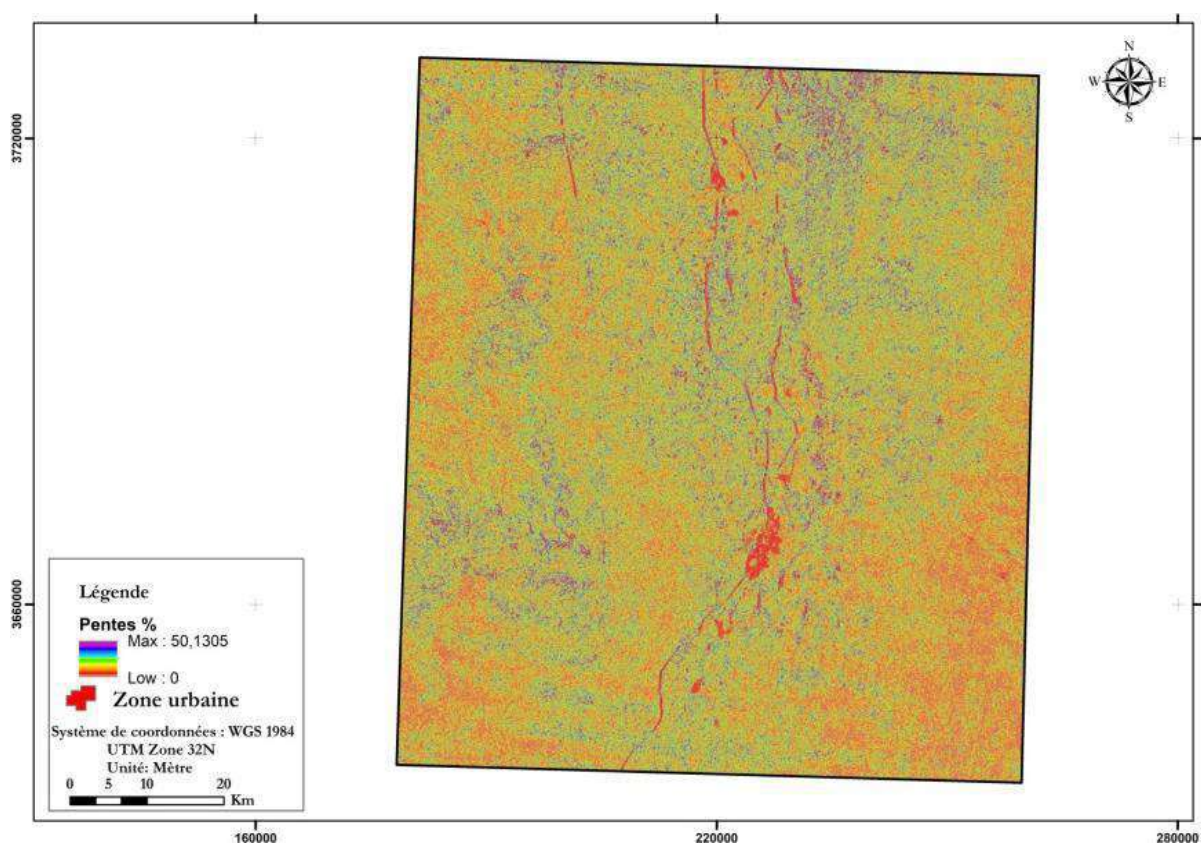


Figure II.10: Carte de la pente pour la zone d'étude

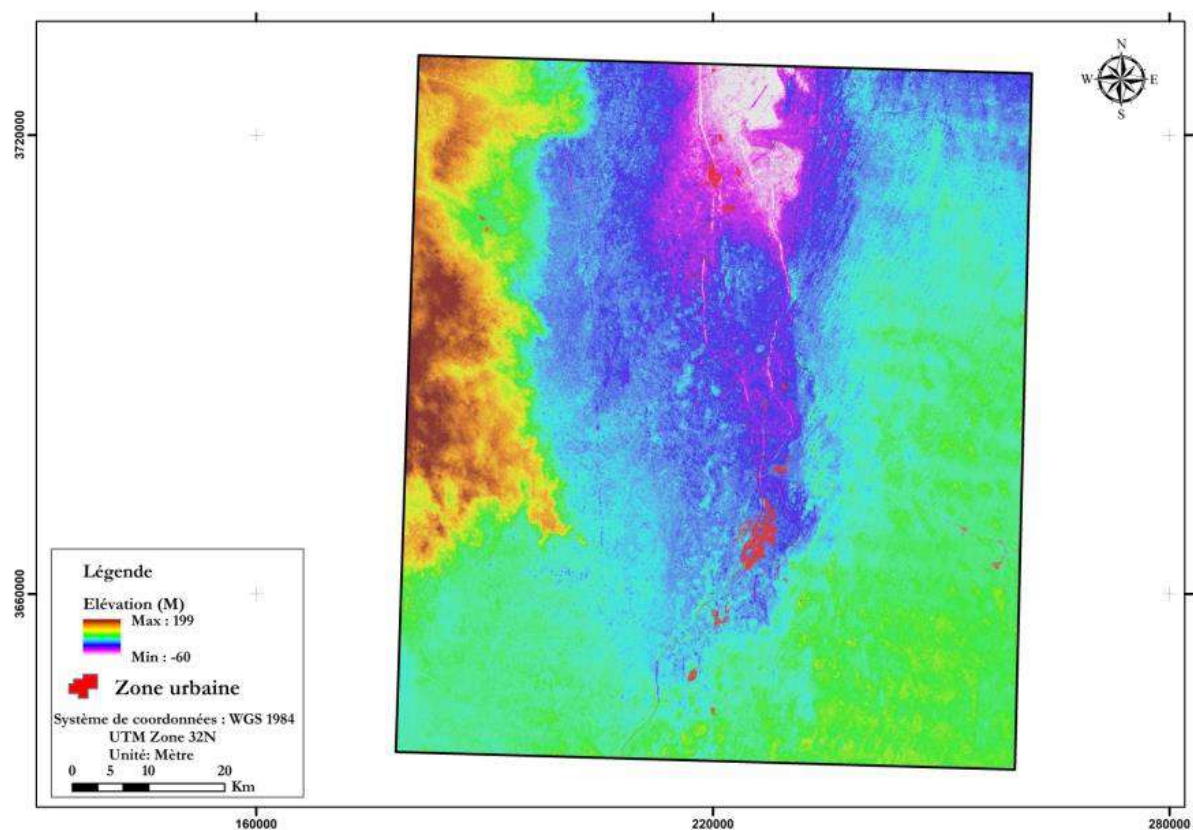


Figure II.11: Modèle numérique d'élévation de la zone d'étude

b) L'élévation (elevation): est la hauteur d'un lieu ou d'un élément géographique par rapport au niveau moyen de la mer. Elle représente les valeurs brutes du modèle numérique d'altitude (MNA). Les cartes qui montrent les élévations sont appelées cartes topographiques et sont des cartes cruciales pour la gestion des ressources naturelles et l'aménagement du territoire (Figure II. 11).

c) Les indices de courbure : Ces sont des dérivées secondaires de l'altitude qui représentent la courbure du relief (Figure II. 12). On a calculé deux types de courbure.

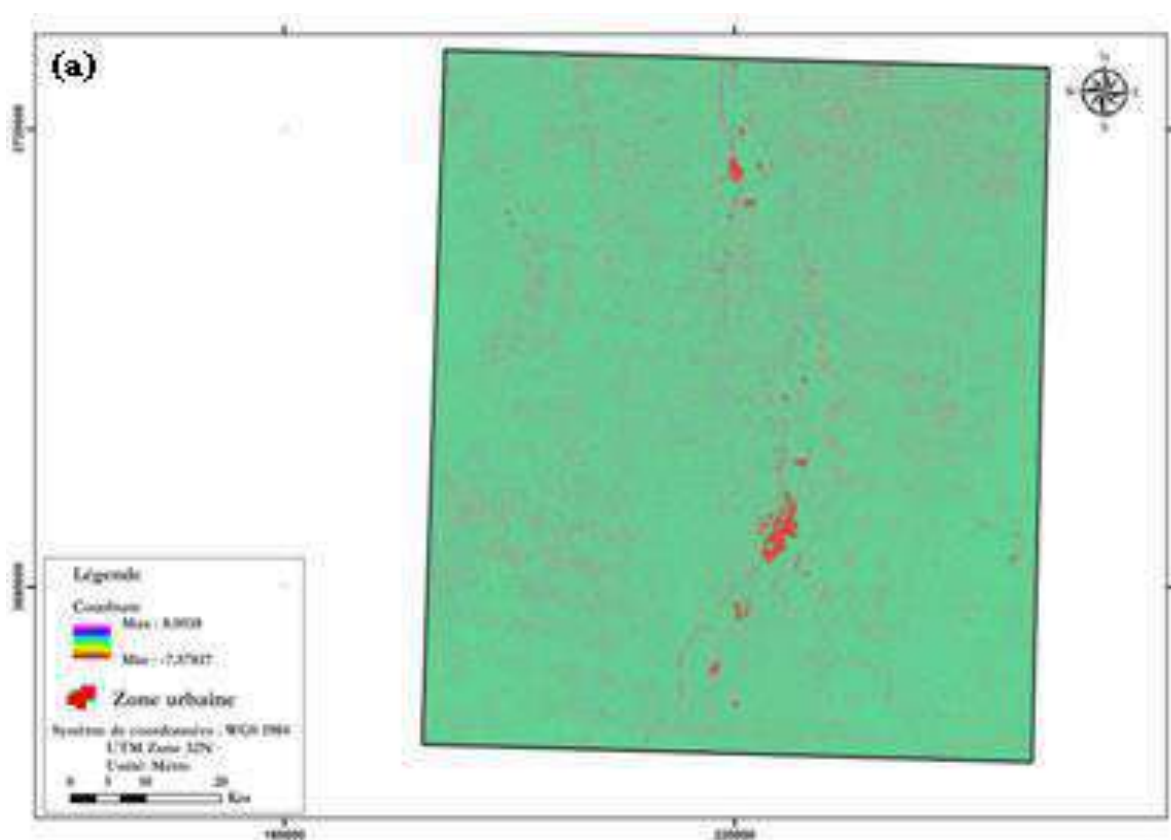


Figure II.12 : L'indice de courbure

d) Le profil de courbure (Profile curvature): Cet indice est parallèle à la direction de la pente maximale, également appelée courbure verticale. Une valeur négative dans la carte de courbure du profil indique que la surface est convexe vers le haut au niveau de cette cellule. Une valeur positive indique que la surface est concave vers le haut au niveau de cette cellule.

Ce paramètre permet de mettre en évidence les processus d'accélération et de concentration des flux hydrologiques de surface. Il influence également les processus d'érosion

et de dépôt. Selon Assami (2020), dans les endroits convexes, l'érosion prévaut, tandis que dans les zones concaves, le processus de dépôt domine (Figure II.13).

e) Le plan de courbure (Plan curvature): cet indice est perpendiculaire à la direction de la pente maximale (Courbure horizontale). Une valeur positive dans la carte indique que la surface est latéralement convexe au niveau de cette cellule. Un plan négatif indique une surface latéralement concave au niveau de cette cellule. Il a été utilisé pour différencier entre les crêtes et les vallées (Figure II.14).

f) La pente du bassin versant (Catchment slope) : est la différence d'altitude entre le point le plus haut et le point le plus bas le long du trajet d'écoulement le plus long. La pente du bassin versant joue un rôle important dans l'érosion des sols et la concentration des sédiments fluviaux (Gericke et Du Plessis 2012) (Figure II.15).

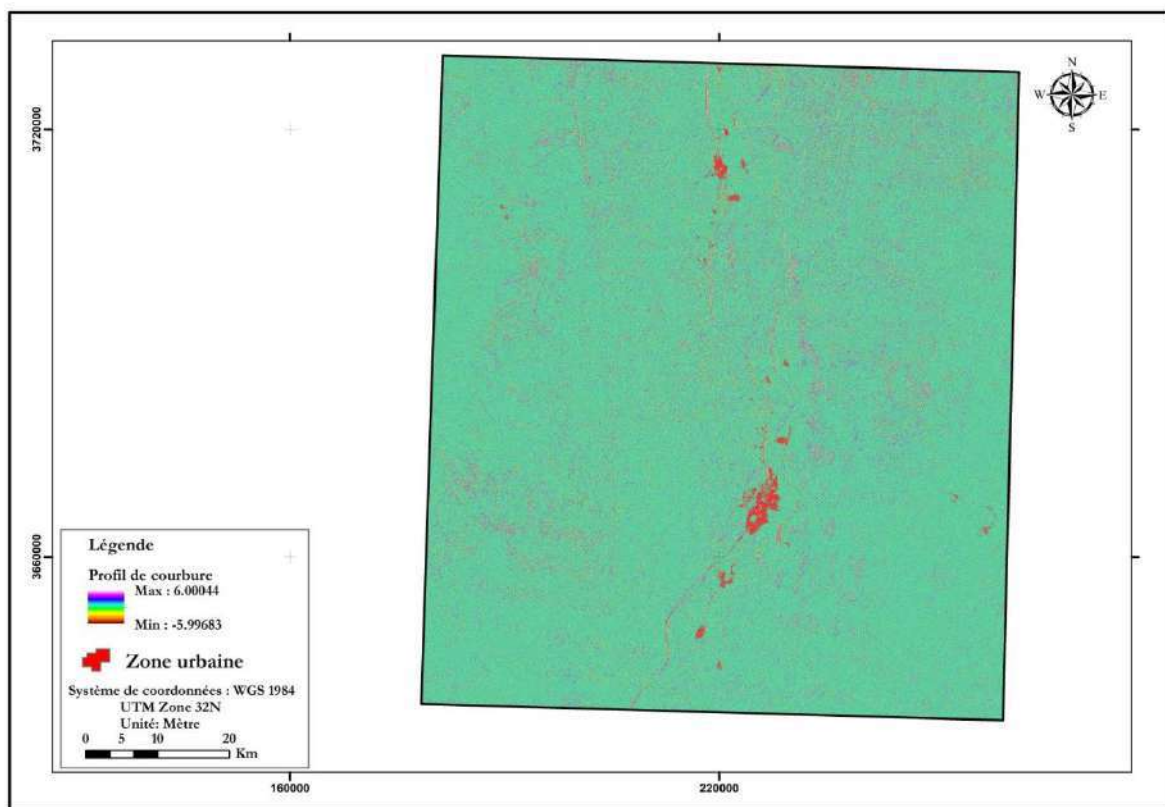


Figure II.13: L'indice de profil de courbure

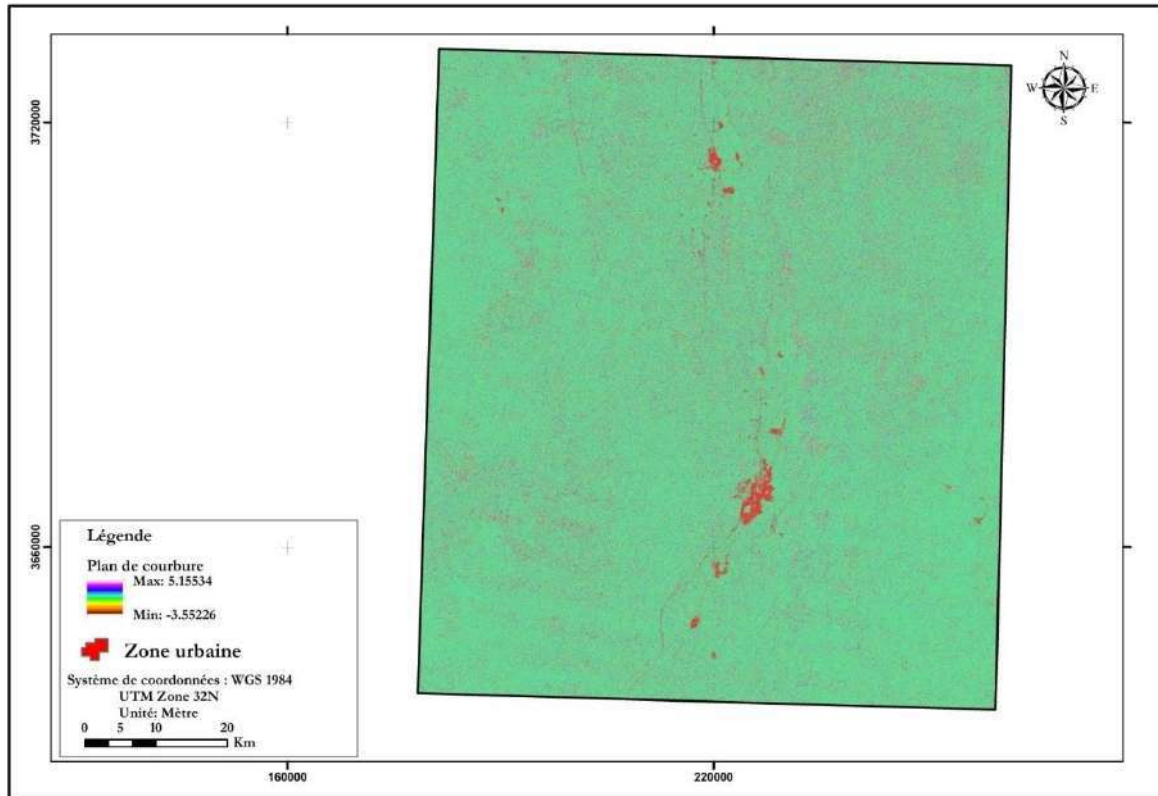


Figure II.14 : L'indice de plan de courbure

g) L'indice d'humidité topographique (TWI; Topographic wetness index): Cet indice permet d'évaluer l'influence de la topographie sur la réponse hydrologique d'un bassin versant (Hjerdt et *al.*, 2004). Il prend en compte la propension d'un site à être humide ou sec. Plus la valeur du TWI est élevée dans une cellule, plus le sol est susceptible d'être humide et d'accumuler de l'eau (Figure II.16).

h) L'indice de rugosité du terrain (TRI; Terrain ruggedness index): Cet indice permet d'évaluer la variation de la rugosité du terrain. Il fournit une mesure quantitative de l'hétérogénéité de la topographie sur le terrain (Riley et *al.*, 1999), ce qui peut avoir un impact sur les processus hydrologique et l'érosion des sols (Figure II.17).

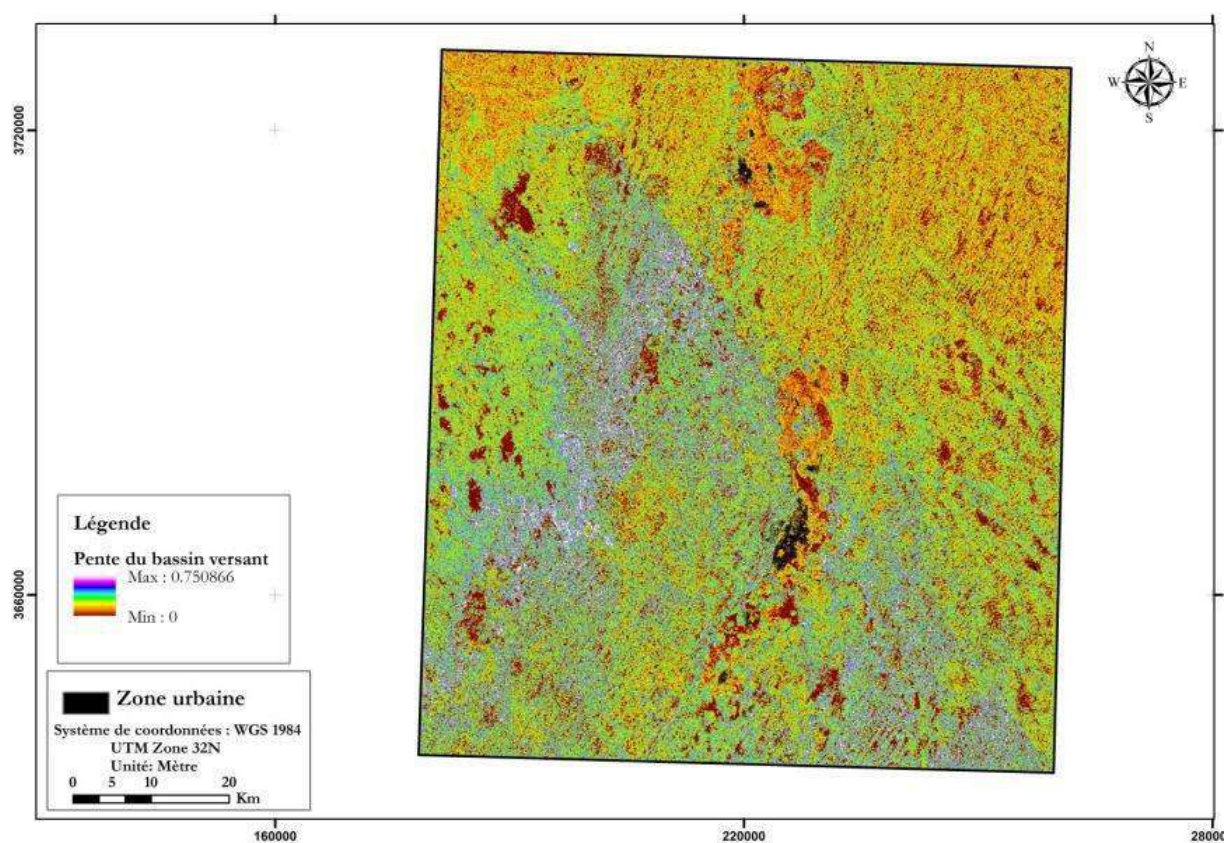


Figure II.15: La carte de pente du bassin versant de la zone d'étude

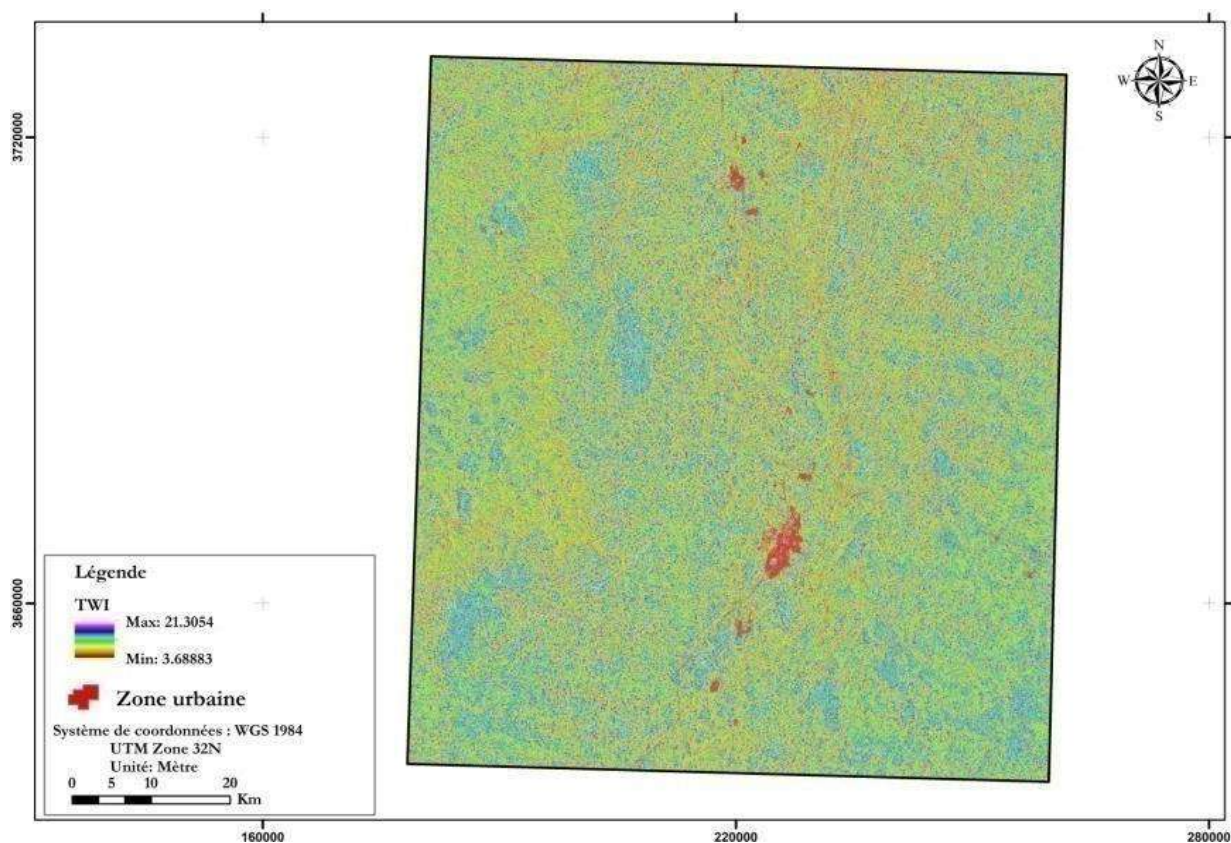


Figure II.16: La carte de l'indice d'humidité topographique (TWI) pour la zone d'étude

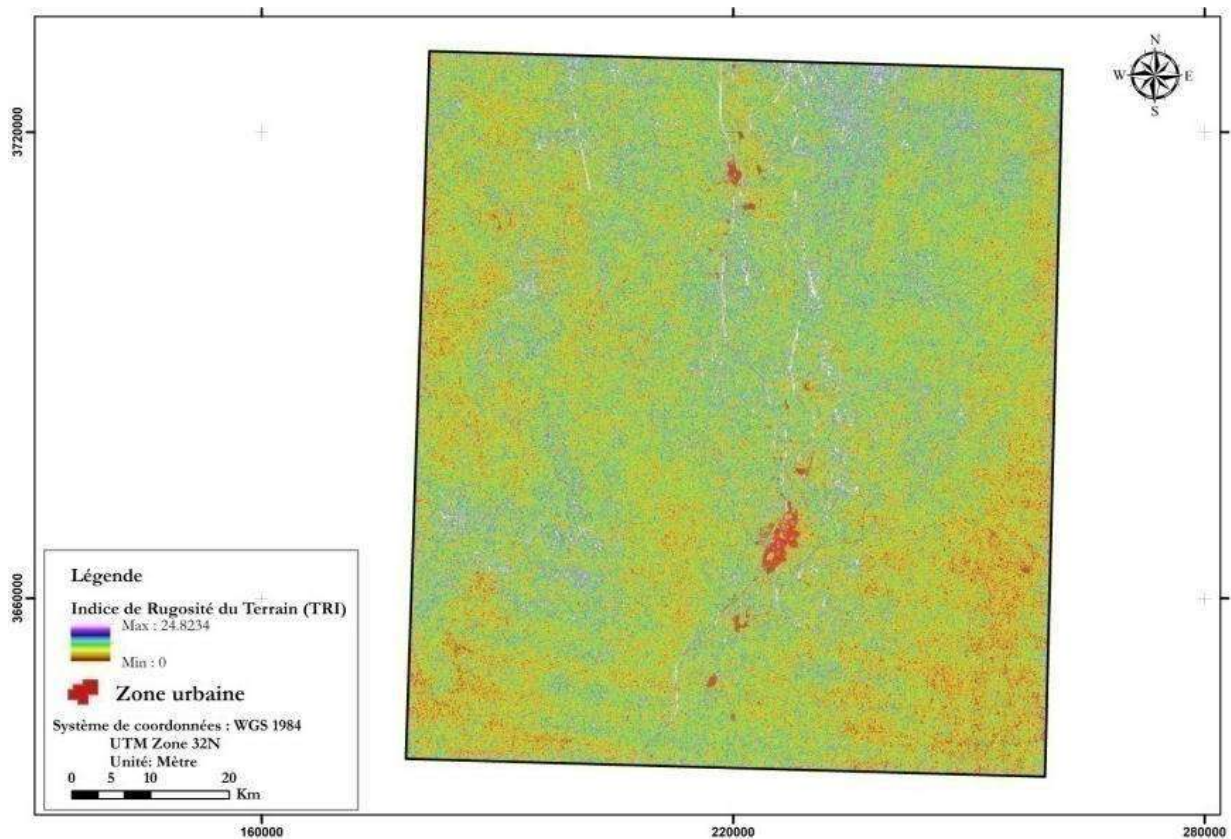


Figure II.17 : La carte de l'indice de rugosité du terrain (TRI) de la zone d'étude

i) L'indice MRVBF (Multi Resolution Valley Bottom Flatness): est un paramètre morphométrique résultant d'un algorithme révolutionnaire développé par Gallant and Dowling (2003). Cet indice permet la distinction entre les fonds des vallées et les collines, ce qui est important pour l'identification et la caractérisation du relief des zones de dépôts de sédiments (Gallant et Dowling, 2003)(Figure II.18).

j) L'indice TCILow (Terrain Classification Index for Low lands): l'indice de classification du terrain spécifique aux basses terres (Bock et al., 2007). Ce paramètre de terrain représente les caractéristiques morphologiques du terrain et met en évidence de nombreux détails particuliers dans les régions à faible pente (Figure II.19).

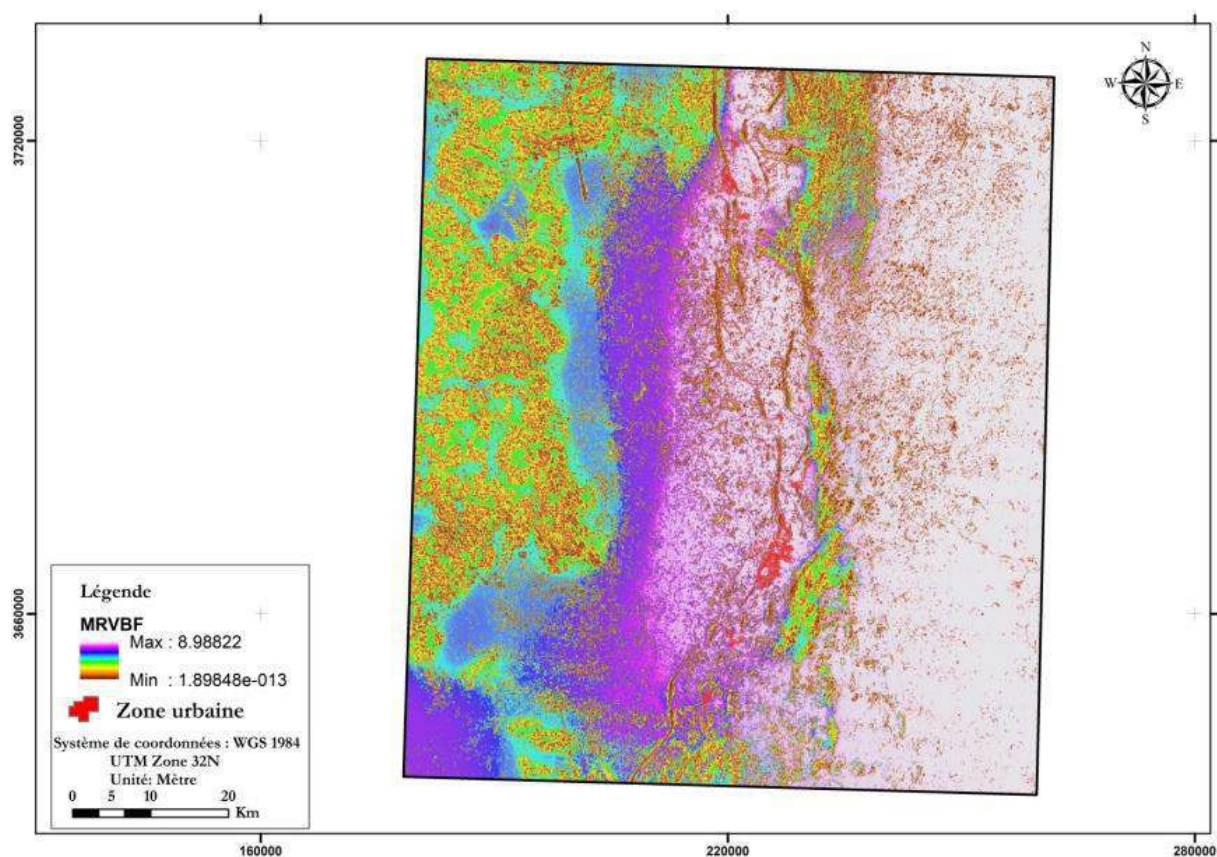


Figure II.18. La carte de l'indice MRVBF

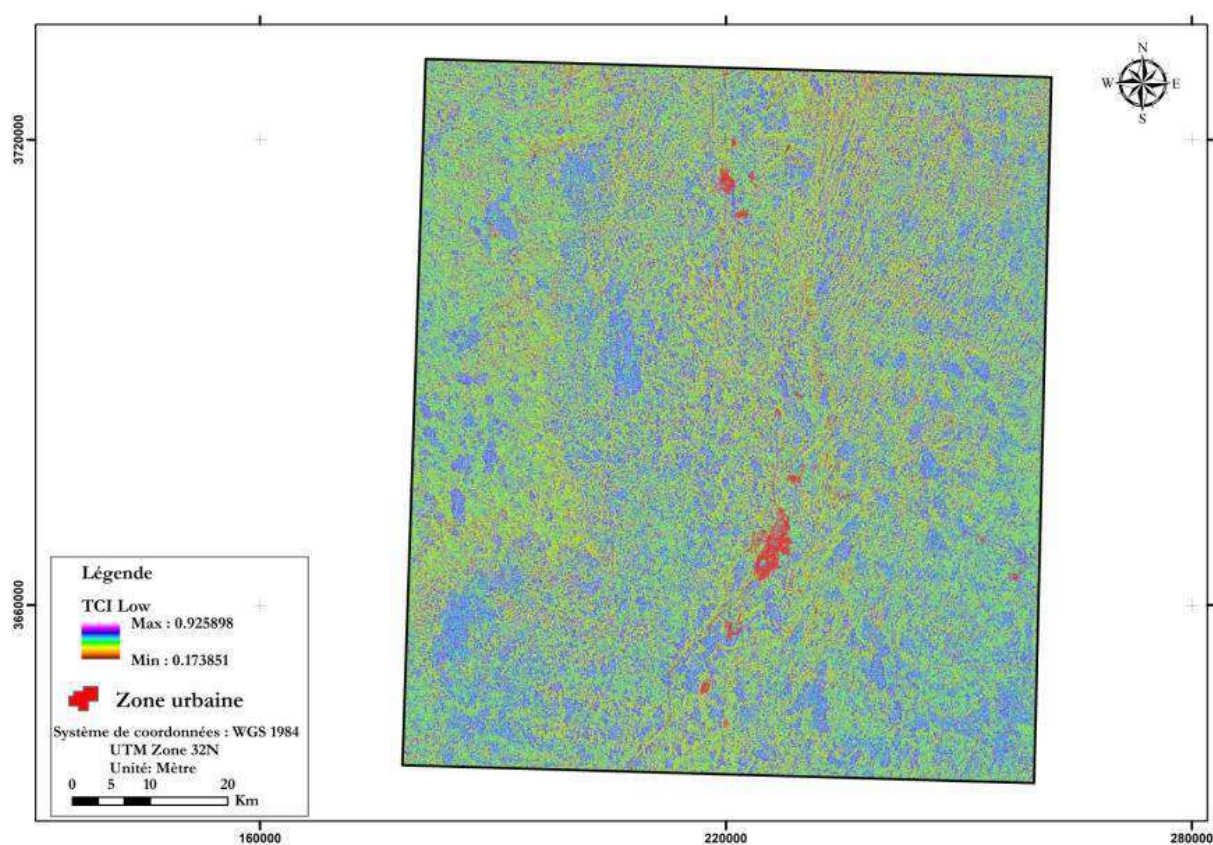


Figure II.19: La carte de l'indice TCILow

2.1.2.2.3. Données géologiques

Les cartes géologiques fournissent des informations sur la distribution spatiale des formations lithologiques. Le matériau parental est un paramètre généralement stable qui peut refléter la fertilité naturelle des sols, à l'exception des terrains formés par des dépôts alluviaux, colluviaux et éoliens. La minéralogie est la caractéristique la plus importante, car elle influence les propriétés physiques et chimiques des sols. L'étude géologique de la région d'étude s'appuie sur les travaux de Cornet et Gouskov (1952). Une carte géologique à une échelle de 1 /500 000 a été numérisée, géoréférencée et vectorisée à l'aide du logiciel ArcGIS 10.8 (Figure II.20). Il est nécessaire de convertir la carte vectorielle en format raster (GeoTiff).

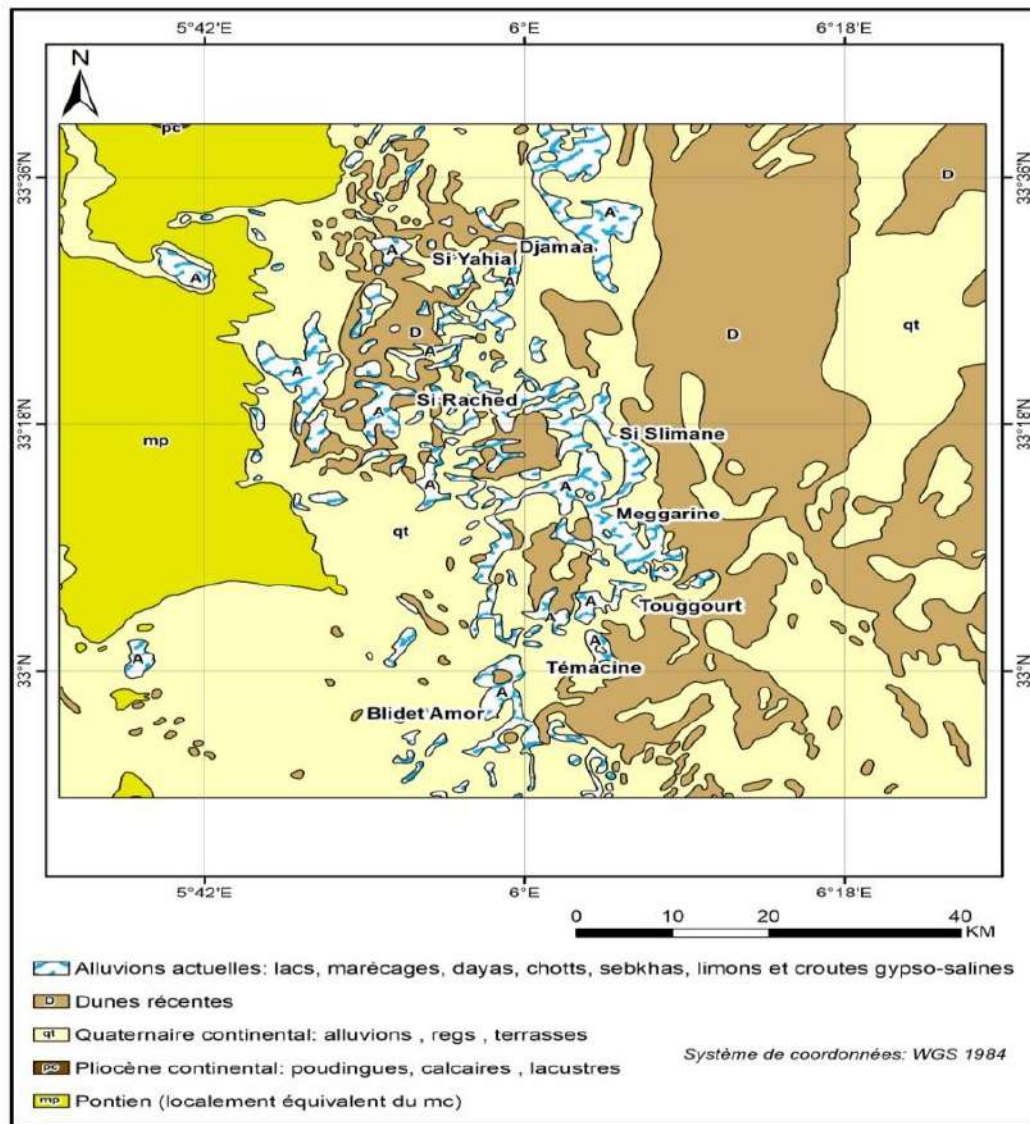


Figure II.20 : Carte géologique de la zone d'étude (Oued Righ)
D'après Cornet et Gouskov (1952) (modifié)

2.1.2.3. Modélisation spatiale

2.1.2.3.1. Choix du modèle forêt aléatoire (FA)

La relation entre les classes de sol et les variables auxiliaires est mise en œuvre en appliquant des modèles empiriques (Kempen et *al.*, 2009). Il existe différentes techniques de modélisation qui peuvent être utilisées pour la cartographie numérique des classes de sols. Dans ce cas, le modèle de la forêt aléatoire (FA) (Random Forest (RF) en anglais) a été choisi.

La forêt aléatoire est une méthode de bagging utilisée pour la classification et la régression. Elle fonctionne en construisant plusieurs arbres de décision lors de la phase d'apprentissage et en produisant la classe qui est le mode des classes ou la prédiction moyenne des arbres individuels. En comparaison avec d'autres algorithmes d'apprentissage automatique la forêt aléatoire présente plusieurs avantages. Elle offre une performance de prédiction élevée, est robuste au bruit, présente une faible variance et biais, et est moins sensible à la taille de l'échantillon (Khaledian et Miller, 2020). De plus, la forêt aléatoire est également disponible sur la plateforme GEE (Gorelick et *al.* 2017).

De nombreuses études menées dans les régions arides et semi-arides ont montré la performance du modèle de la forêt aléatoire. Par exemple, Sreenivas et *al.* (2016) ont observé une performance élevée dans la modélisation de la densité du carbone organique du sol (SOC) en utilisant la technique RF en Inde. Hengl et *al.* (2015) ont comparé une régression linéaire et une la forêt aléatoire pour prédire les propriétés des sols en Afrique et ont constaté que la RF performait mieux que le modèle de régression linéaire. Camera et *al.* (2017) ont utilisé la RF et la régression logistique multinomiale (MLR) pour prédire les groupes de sols de la base de référentiel mondial (WRB), la profondeur des sols et les classes de texture des sols, et ont constaté que la RF avait une performance supérieure à la MLR.

Pahlavan Rad et *al.* (2014) Taghizadeh-Mehrjardi et *al.* (2015), Zeraatpisheh et *al.* (2017) et Mirakzehi et *al.* (2018) ont appliqué la forêt aléatoire pour la cartographie numérique des types de sols à différents niveaux taxonomiques et ont estimé que la forêt aléatoire avait de meilleures performances par rapport aux autres modèles. Concernant les régions sahariennes algériennes l'étude d'Assami et Hamdi-Aissa (2019) où ils ont testé six modèles d'apprentissage automatique pour cartographier l'organisation spatiale des classes de sols de la région de Zeb El Gherb à Biskra, a conclu que le modèle forêt aléatoire a été le plus performant pour la cartographie de sols.

Ces études suggèrent que la forêt aléatoire est un modèle puissant pour la prédiction des propriétés des sols dans les régions arides et semi-arides. Elle peut être utilisée pour prédire une large gamme de propriétés des sols, y compris la densité du carbone organique du sol, la profondeur des sols, les classes de texture des sols et la distribution des classes de sol ...etc.

2.1.2.3.2. Architecture du modèle forêt aléatoire

La forêt aléatoire intègre plusieurs arbres de décision basés sur l'idée d'apprentissage d'ensemble (Breiman, 2001). Il utilise la stratégie bootstrap pour sélectionner au hasard les deux tiers (2/3) des données d'apprentissage pour construire chaque arbre de décision, laissant le reste (1/3) des échantillons comme ensemble de validation (Figure II.21).

Dans la modélisation forêt aléatoire, les nœuds de chaque arbre sont divisés en fonction de la meilleure covariable environnementale choisie à partir d'un sous-ensemble sélectionné aléatoirement des covariables environnements d'entrée. Le nombre de covariables environnements dans chaque sous-ensemble aléatoire est appelé " mtry " et est l'un des deux paramètres définis par l'utilisateur. L'autre paramètre est le nombre d'arbres dans la forêt, "ntree" (Pahlavan Rad et *al.* 2014). La sélection des valeurs optimales de "mtry" pour la modélisation de chaque niveau taxonomique a été réalisée en itérant sur les valeurs de "mtry" de 1 au nombre total de covariables (20). Pour chaque valeur de "mtry", "ntree" a été augmenté par incréments de 100. Les paramètres optimaux ont été identifiés comme ceux qui renvoient l'erreur hors sac (OOB: Out Of Bag) la plus faible, avec une meilleure précision globale et l'indice kappa.

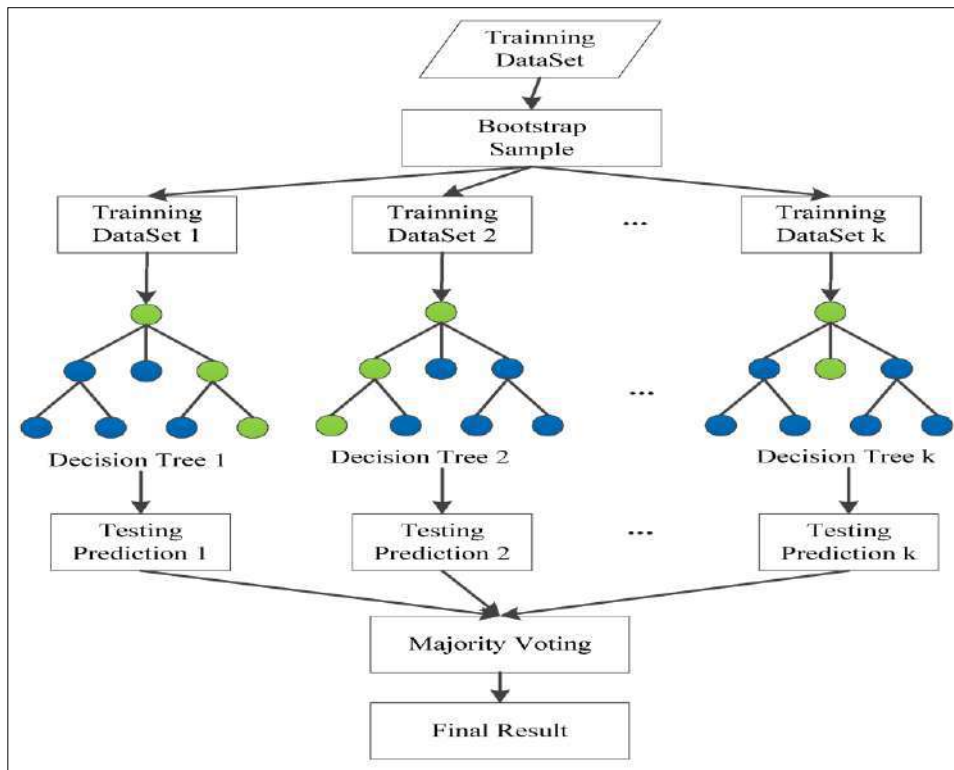


Figure II.21: Architecture de l'algorithme de forêt aléatoire

Nous avons utilisé la fonction de forêt aléatoire sur la plate-forme GEE pour effectuer la prédiction. GEE dispose de capacités intégrées qui permettent aux utilisateurs de créer et d'utiliser des modèles d'apprentissage automatique, le package `ee.Classifier` nous aide à effectuer une classification supervisée par l'algorithme de la forêt aléatoire. Ce classificateur a été choisi parmi la liste des classificateurs disponibles dans GEE, qui peut être consultée dans l'onglet "Docs" de la fenêtre des codes.

2.1.2.4. Calibration du modèle et l'erreur OOB (Out Of Bag)

Afin de tester l'exactitude des prédictions, les données ont été divisées au hasard en deux ensembles (échantillon aléatoire). Le plus grand ensemble a été utilisé pour l'entraînement et le plus petit ensemble a été mis de côté pour la validation pour chaque niveau taxonomique de la classification américain (USDA). Notez que nous avons essayé de préserver la distribution des classes de l'ensemble de données dans les données d'apprentissage et de validation (Figure II.22).



Figure II.22 : Répartition des données de calibration et de teste du modèle de forêt aléatoire

Pour la validation, chaque échantillon dans un seul arbre est prédit par son échantillon d'entraînement bootstrap correspondant, certains échantillons sont tirés une ou plusieurs fois, tandis que d'autres peuvent ne pas être tirés. En moyenne, un tiers des cas ne sont pas sélectionnés pour un échantillon bootstrap individuel (Breiman, 2001). Les points non sélectionnés dans un échantillon bootstrap (laissés de côté) sont les échantillons "Out Of the Bag" (OOB). Enfin, le taux d'erreur OOB global est calculé en agrégeant les prédictions de tous les arbres. L'erreur OOB est ensuite calculée en divisant le nombre de données de validation mal classées par le nombre total des données de validation. Le taux d'erreur OOB a été estimé avec la formule suivante (Zhi et *al.*, 2017).

$$\text{OOB error} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N I[Y_{\text{OOB}}(x_i) \neq y_i] \quad \dots\dots\dots (9)$$

Où, $I[Y_{\text{OOB}}(x_i) \neq y_i]$ est la fonction indicatrice; Il prend la valeur 1 si la classe prédite pour l'échantillon x_i est différente de la classe réelle y_i , et 0 sinon.

N nombre total des données OOB.

2.1.2.5. Mesure de l'importance des covariables

Au début du processus de modélisation, des variables environnementales importantes ont été intégrées pour réduire l'erreur du modèle. Les variables considérées comme ayant un pouvoir prédictif limité ont progressivement été éliminées. La méthode a commencé par l'utilisation de toutes les variables environnementales, puis leur importance relative, évaluée entre 0 et 100 %. Les covariables environnementales dont l'importance relative était inférieure à 15 % ont été considérées comme non pertinentes et exclues du modèle conformément aux

critères établis par Zhi et *al.* (2017). Ensuite, le modèle a été affiné et ré-entraîné en utilisant seulement les covariables environnementales qui restaient.

2.1.2.6. Évaluation de la performance du modèle

L'évaluation de la précision des résultats repose sur l'analyse de plusieurs paramètres de performance calculés à partir des matrices de confusion pour chaque niveau taxonomique. La matrice de confusion est généralement représentée sous forme de tableau, où les lignes représentent les classes réelles et les colonnes représentent les classes prédites. Chaque cellule de la matrice indique le nombre de profils qui ont été classés dans une certaine classe réelle et prédite. L'évaluation globale de la performance se base sur deux indicateurs principaux: l'indice de précision globale et l'indice de Kappa. De plus, des indices spécifiques sont calculés pour chaque classe de réponse : la précision du producteur et la précision de l'utilisateur.

Précision globale (PG) : est la proportion des classes correctement prédites par rapport au nombre total de données.

$$PG = \frac{S_d}{n} \times 100\% \dots\dots\dots(10)$$

Où, S_d représente le nombre total de pixels correctement classés ;

n représente le nombre total de pixels de validation.

L'exactitude des utilisateurs (PU) et l'exactitude des producteurs (PP) décrivent respectivement l'erreur de commission et l'erreur d'omission. Les valeurs de l'UA et de la PA varient entre 0 et 100%. Des valeurs élevées indiquent une bonne performance du modèle (Behrens et *al.*, 2010).

Précision de l'utilisateur (PU): est la proportion de classes correctement prédites par rapport au nombre d'observations dans cette classe.

$$PU = \frac{X_{ij}}{X_i} \times 100\% \dots\dots\dots(11)$$

Où, X_{ij} représente une observation en ligne i et colonne j dans la matrice de confusion ;

X_i représente le total marginal de la ligne i .

Précision du producteur (PP): est la proportion des classes correctement prédites par rapport au total des prédictions pour cette classe.

$$PP = \frac{X_{ij}}{X_j} \times 100\% \dots\dots\dots(12)$$

Où, X_{ij} représente une observation en ligne i et colonne j dans la matrice de confusion ;

X_j représente le total marginal de la colonne j de la matrice de confusion.

Indice Kappa (K) : est une mesure qui montre la différence entre l'accord observé et l'accord attendu par hasard (Grinand et *al.*, 2008). Un score de Kappa de 1 indique un accord parfait, tandis qu'un score de 0 indique qu'il n'y a pas d'accord. De 0,0 à 0,2 correspond à un faible accord ; de 0,2 à 0,4 à un accord acceptable ; de 0,4 à 0,6 à un accord modéré ; de 0,6 à 0,8 à un accord substantiel et de 0,8 à 1,0 à un accord presque parfait entre les classifications observées et prédites (Cohen, 1960).

$$K = \frac{(PG - PE)}{(1 - PE)} \dots\dots\dots (13)$$

Où, PG est l'accord observé

PE est l'accord attendu

2.2. Étude des toposéquences

L'étude des toposéquences c'est pour avoir la relation entre la topographie et les propriétés des sols. Une toposéquences est une suite de profils de sol qui présentent une variation ordonnée des propriétés des sols en fonction de la topographie.

2.2.1. Choix des toposéquences

Afin de mieux comprendre la formation des sols de notre région d'étude qui fait partie de la région de l'Oued Righ, nous avons basé sur une approche séquentielle choisie en fonction de la différenciation pédopaysagiques des sols. Cela nous permet de définir les différentes caractéristiques intrinsèques des solums, et d'expliquer l'aspect évolutif qui dépend des interactions entre les processus de pédogenèse et de morphogenèse. Nous avons choisi trois toposéquences (toposéquence d'El-Goug (I), toposéquence de Nezla-Tebesbest (II) et toposéquence d'El-Mrara (III)), ce choix a été guidé par trois critères :

- Chercher la diversité paysagiques de la région d'étude. Avec ces trois séquences, nous avons essayé de rassembler la majorité des unités paysagiques ;
- Identifier des séquences qui représentent les différentes classes des sous-groupes cartographies précédemment.
- Caractériser les différentes formes d'accumulation de gypse qui représentent la fraction la plus répandue dans la région d'Oued Righ.

Nous nous sommes intéressés à la variation verticale et latérale et à l'organisation des solums en relation avec le relief pour les trois séquences. Nous avons entrepris une étude localisée sur les solums représentatifs de la couverture pédologique.

2.2.2. Description morphologique des solums et classification des sols

Les descriptions morphologiques des solums ont été effectuées en suivant les recommandations de Baize et Jabiol (1995) et de Schoeneberger et al. (2002). Un total de 35 solums, en plus de dizaines de sondages de tarière ont été examinés. Nous avons décrit les paramètres suivants :

- Pour la caractérisation de l'environnement : localisation, date, temps, végétation, aspect de surface et topographie.
- Pour la description morphologique des horizons : épaisseur (cm), couleur (Munsell Soil Color Charts), humidité, texture, structure, matière organique, réaction à l'HCl à 10 %, présence des tâches, charge grossier, porosité, limite et transition entre les horizons.

Des échantillons de sol ont été prélevés à partir de chaque horizon, les échantillons remaniés ont été utilisés pour effectuer des analyses physiques, physico-chimiques, chimiques et minéralogiques. Par ailleurs, d'autres échantillons non perturbés (sous forme de blocs) ont été prélevés en suivant les méthodes proposés par Courty et al. (1989) et Goldberg et Macphail (2003) pour la préparation des lames minces pour effectuer les observations micromorphologique.

Pour la classification des sols, chaque solum a été rattaché aux deux systèmes de classification des sols suivants :

- La classification américaine des sols (Soil Survey Staff, 2014).
- La base de référence mondiale pour les ressources en sols (WRB, 2014).

2.2.3. Analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sols

L'ensemble des analyses physiques, physico-chimiques et chimiques a été effectué au niveau du laboratoire de Biogéochimie des milieux désertique de l'université d'Ouargla, ainsi qu'au laboratoire de Sol-Eau-Végétation du Centre de Recherche Scientifique et Techniques sur les Régions Aride, station Biophysique Touggourt. (CRSTRA)

2.2.3.1. Granulométrie

En raison de fortes teneurs en gypse et pour prévenir la floculation lors de la sédimentation, il est nécessaire d'effectuer deux lavages préliminaires: le premier avec 250 ml d'acétate d'ammonium à une concentration de 200 g/l, et le second avec de l'eau distillée. Ces lavages permettent d'éliminer presque entièrement le gypse lorsque sa concentration est inférieure à 30 %. Par la suite, l'échantillon est séché à 50 °C et pesé avant d'être analysé

granulométriquement. Pour les échantillons très riches en gypse (plus de 30 %), nous avons traité ces échantillons avec du chlorure de baryum, suivant la méthode adaptée par Hess (1976).

L'analyse granulométrique s'effectue sur des échantillons de terre fine (éléments $\leq 2\text{mm}$) séchés à l'air libre, en utilisant la méthode internationale de la pipette de Robinson. Cette analyse vise à déterminer le pourcentage des différentes fractions de particules minérales constituant le sol, après décarbonatation et destruction de la matière organique puis dispersion des particules à l'aide d'héxamétaphosphate de sodium et par agitation mécanique, dont la séparation des différentes classes de particules se fait par sédimentation et prélèvement à des temps échelonnés pour les fractions les plus fines ($\leq 50\text{ }\mu\text{m}$) et par tamisages pour les fractions supérieures (Aubert, 1978).

Cependant pour certains horizons qui ont montré une texture sableuse, nous avons effectué la granulométrie par tamisage de sables en cinq classes pour mieux caractériser ces sols (1-2 mm, 1-0,5 mm, 0,5-0,2 mm, 0,2-0,1 mm et 0,1-0,05 mm).

2.2.3.2. Calcaire total

La détermination de la teneur en carbonate de calcium par la méthode de calcimètre de Bernard, on décompose le carbonate de calcium présent dans l'échantillon de terre en utilisant de l'acide chlorhydrique, puis on mesure le volume de gaz carbonique dégagé à l'aide d'une burette à gaz (Aubert, 1978).

2.2.3.3. Gypse

Le dosage du gypse a été effectué selon la méthode proposée par Coutinet (1965). Le principe de cette méthode est basé sur le dosage des ions sulfates libérés après une attaque aux carbonates d'ammonium. Les ions sulfates sont ensuite précipités sous forme de sulfate de baryum par l'addition de chlorure de baryum. La quantité de sulfate de baryum précipité est proportionnelle à la quantité de gypse présente dans l'échantillon.

2.2.3.4. Matière organique

Le dosage de la matière organique dans les échantillons de sols a été effectué selon la méthode d'Anne. Le principe de cette méthode est basé sur l'oxydation de la matière organique par une solution de bichromate de potassium en milieu sulfurique. L'oxygène consommé au cours de l'oxydation est proportionnel à la quantité de matière organique présente dans l'échantillon (Aubert, 1978).

2.2.3.5. Conductivité électrique

Mesurée par un conductimètre sur des extraits de sols dont le rapport terre/eau est de 1/5 (Aubert, 1978).

2.2.3.6. Potentiel d'hydrogène (pH)

Mesure par un pH-mètre sur des extraits de sols dont le rapport terre/eau 1/2.5 (USDA, 2011).

2.2.4. Étude minéralogique par la diffraction des rayons X

Les analyses minéralogiques ont été réalisées à l'aide des équipements de diffraction des rayons X dans les laboratoires du Centre de Développement des Technologies Avancées, Algérie (CDTA), de l'Institut National de Recherche pour l'Agriculture, l'Alimentation et l'Environnement, Versailles-Grignon, France (INRAE) et du Centre de Recherche Scientifique et Technique en Analyses Physico-Chimiques, Algérie (CRAPC).

L'étude minéralogique a été faite sur la fraction argileuse des échantillons d'horizons, plus ou moins riche en argile, prélevés des sols de l'oued Righ afin de caractériser les différentes phases argileuses et les minéraux associés présents dans ces sols. Alors que la minéralogie des échantillons bruts en poudre (Fraction < 2mm) a été réalisée pour la plupart des sols notamment de croutes et encroutement gypseux et couches salines de surface, pour avoir une idée de leur composition minéralogique.

2.2.4.1. Minéralogie totale (Fraction <2 mm)

La préparation de la poudre fine à partir des échantillons de quelque solums choisis (P27/Aky, P4/Ay, P4/1Cyz, P20/Az, P33/Az, P1/Bky, P1/Bkyz, P2/Btk, P21/A, P21/Cky1, P16/Ckc1, P34/C2 et P22/C1) a été obtenue en passant l'échantillon à travers un broyeur, puis en tamisant et en pressant la poudre pour obtenir une fine lentille de 15 mm de diamètre contenant la poudre non orientée.

Les enregistrements des diagrammes de diffraction des rayons X (DRX) ont été réalisés à l'aide d'un diffractomètre de rayons X Brüker D5000 équipé d'une anticathode en cuivre, utilisant une radiation monochromatique $K\alpha$ de longueur d'onde $\lambda = 1,5406 \text{ \AA}$, sous une tension de 45 kV et une intensité de 30 MA, les échantillons ont été scannés dans des intervalles de 1 à $88^\circ 2\theta$ avec une vitesse de balayage de $0,03 / 2s$. L'interprétation (qualitative et quantitative) des diffractogrammes des échantillons étudiés a été réalisée à l'aide du logiciel X'Pert HighScore Plus 3.0.

2.2.4.2. Minéralogie de la fraction argileuse (Fraction <2 µm sur dépôt orienté)

Les échantillons de fraction argileuse ont été montés sur des lames de verre et scannés à l'aide d'un diffractomètre Siemens D5000 équipé d'une anticathode en Cobalt (longueur d'onde $\lambda_{K\alpha} = 1,789 \text{ \AA}$), fonctionnant à 40 kV et 30 mA. Les scans ont été effectués à une vitesse de $0,017 / 0,5 \text{ s}$ de 2 à $35^\circ 2\theta$. La fraction argileuse a été séparée à partir de quelques échantillons choisis : P27/Bky, P1/C2, P2/Btk, P16/Ckc1, P22/C1, P6/Ckyc1, P7/Cky1, P30/C2, en suivant le protocole décrit par Robert et Tessier (1974).

2.2.4.2.1. Séparation de la fraction argileuse

La séparation des argiles (< 2µm) est réalisée au laboratoire de Sol-Eau-Végétation de CRSTRA station Biophysique Touggourt. Le processus de l'extraction (Figure II.21) commence par la destruction de la matière organique et la décarbonatation des échantillons de sols (fraction < 2 mm), la fraction < 2µm est obtenue après une série de sédimentation conformément à la loi de Stokes. Une fois la fraction < 2 µm séparée, nous passons à l'étape de floculation par l'addition de CaCl_2 . La solution obtenue est centrifugée et lavée plusieurs fois avec de l'eau distillé, puis mis en suspension et homogénéisés pour préparer les dépôts orientés sur des lames de verre 2 à 3 gouttes de cette suspension sont déposées à l'aide d'une pipette dans la rainure de la lame de verre puis on soumise par la suite aux rayonnements X.

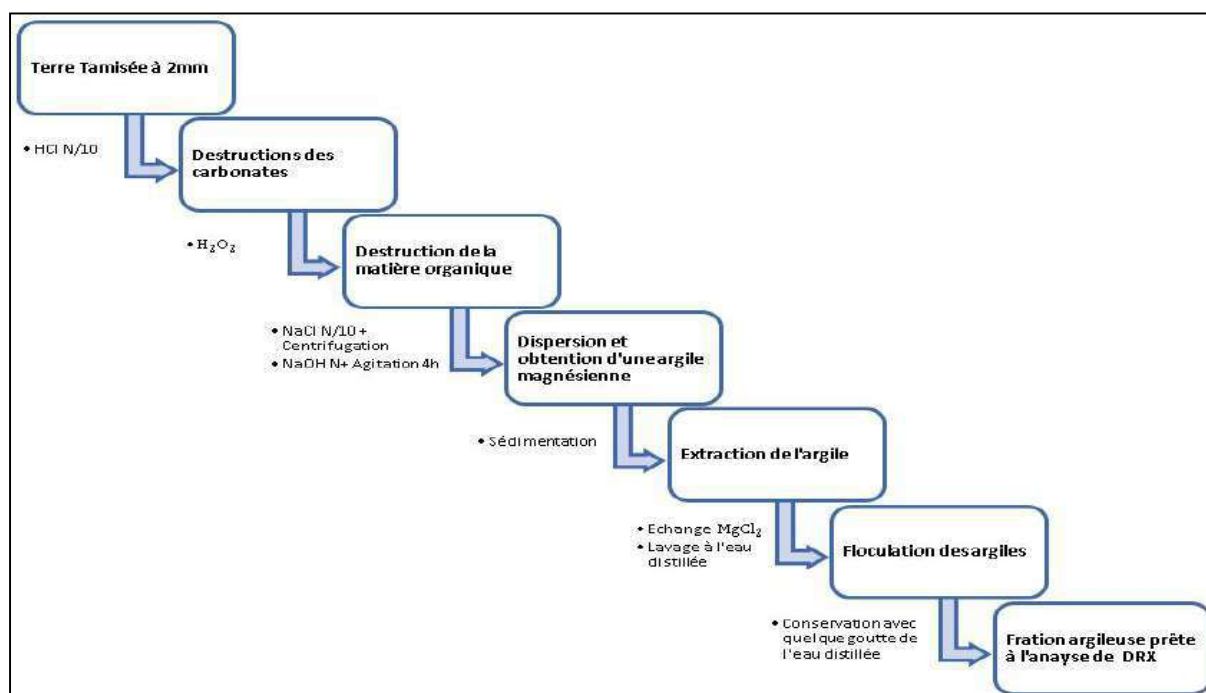


Figure II.23 : Séparation de la fraction argileuse suivant le protocole de Robert et Tessier (1974).

2.2.4.2.2. Identification des minéraux argileux

La détermination des minéraux argileux est basée sur la connaissance de la distance réticulaire des plans, pour certains minéraux ces distances réticulaires basales se déplacent d'une manière caractéristique après certains traitements spécifiques appliqués aux lames. Les étapes de traitement pour l'identification des minéraux argileux sont les suivantes:

- ➡ La nature du cation occupant l'espace interfoliaire influence les comportements physiques et les propriétés structurales des minéraux argileux. La présence de différents cations dans l'espace interfoliaire des minéraux argileux peut parfois être nécessaire pour étudier leur comportement et améliorer la détermination minéralogique. Dans notre situation, cet échange se produit à l'aide d'une solution 1N de CaCl_2 .
- ➡ Un diagramme de DRX est enregistré à partir de la lame séchée à l'air sans traitement. C'est le diagramme de référence (Normal (N)) auquel on se reporte pour juger des déplacements de raies provoqués par les autres traitements.
- ➡ Traitement à l'éthylène glycol (EG). Les lames de verre sont placées dans un dessiccateur à atmosphère d'éthylène glycol pendant une nuit. Ce traitement permet l'identification des minéraux argileux gonflants.
- ➡ Chauffage entre 110 et 350°C : Ce traitement déshydrate les haloysites en métahaloysites et permet également d'obtenir des diagrammes de vermiculite et de smectites déshydratées (déshydratation réversible). Ce chauffage n'est pas appliqué systématiquement, mais uniquement dans des cas spécifiques pour confirmer ou préciser les déterminations (Thiry et *al.*, 2013).
- ➡ Chauffage à 550°C pendant 4 heures: Cette étape permet de détruire les kaolinites et facilite l'identification des chlorites (Pic à 14Å).

2.2.5. Etude micromorphologique

2.2.5.1. Morphoscopie des grains de quartz

La morphologie des grains de sable et les micro-textures à leur surface permettent d'interpréter les environnements sédimentaires et les mécanismes potentiels de transport, car les histoires sont enregistrées sur les grains (Vos et *al.*, 2014). L'étude morphoscopique pour certains horizons des solums (P1, P4 et P34) a été réalisée à l'aide d'un stéréoscope binoculaire (grossissement x 40) sur les sables extraits par l'analyse granulométrique. Les grains de sable sont triés et dénombrés en fonction des types de grains de quartz (NU, EL et RM), puis le pourcentage est calculé pour chaque type de grain.

Grains Non-Usée (NU): se distinguent par leur forme anguleuse et leurs arêtes aigues. Les faces peuvent être soit les faces initiales du cristal, soit être le résultat de cassures, et leur surface peut être soit mate (colorée) soit luisant (transparente). Ils présentent des caractéristiques de transport sur une distance très courte.

Grains Émoussés-Luisants(EL): caractérisent par d'arêtes arrondies à sub-arrondies avec un aspect de surface poli et brillant. Ils sont caractéristiques de longue usure mécanique en milieux aquatiques.

Grains Ronds-Mats (RM): présentent une forme arrondie, avec une surface dépolie et mate. Ces particules sont formées par de multiples chocs avec d'autres particules lors d'un transport éolien.

2.2.5.2. Fabrication et description des lames minces

Un nombre de 16 échantillons non remaniés ont été prélevés des solums étudiés (P1/Cky1, P1/C2, P2/Bky, P2/Bkyz, P4/1Cy, P4/2Cy, P5/Aky, P6/Cky1, P6/Cky2, P9/C2, P13/Cy1, P16/Ckc1, P27/Bky, P34/C2, et P34/C3). Une fois que les blocs du sol ont été séchés bien à l'étuve, on procède à l'induration des échantillons en les imprégnant d'un mélange de résine polyester et de styrène, sous vide partiel (-0.1 bar). Une fois que les échantillons ont été polymérisés, ils sont coupés à la scie diamantée en lames pédologiques de grand format avec une dimension de 13.5×6.5 cm, collées sur des lames de verre orientées verticalement, puis ramenés à l'épaisseur requise pour l'observation microscopique (30 µm) en passant par la rectifieuse. Ces lames minces ont été fabriquées suivant la technique de Guilloire (1985), au laboratoire de micromorphologie de l'UER. DMOS de l'INA-PG (Institut National Agronomique Paris-Grignon).

L'observation des lames minces est réalisée au laboratoire de Sol-Eau-Végétation de CRSTRA station Biophysique Touggourt, à l'aide d'un microscope polarisant trinoculaire OPTIKA B-600POL et au laboratoire de géologie du Sahara. La description des lames minces est basée sur le guide de description micromorphologique des sols de Bullock et al. (1985), ainsi que sur les références de Fedoroff et Courty (1994) et Verrecchia et Trombino (2021). La description micromorphologique repose sur divers critères tels que le type de microstructure, les vides, la fraction grossière, la fraction fine, la masse basale et les traits pédologiques, selon ces études.

Troisième partie

RÉSULTATS ET DISCUSSION

CHAPITRE III

CARTOGRAPHIE NUMÉRIQUE DE SOL

Chapitre III : Cartographie numérique de sol

3.1. Classes des sols identifiés dans la zone d'étude

La classification américaine des sols utilise des critères de différenciation pour définir et identifier les classes de sol à chaque niveau de classification. Les critères les plus utiles sont les caractéristiques des sols qui résultent des processus de formation des sols, tels que les horizons diagnostiques et les classes de minéralogie. Ils englobent également les propriétés du sol qui influencent les processus et le comportement du sol, tels que les régimes de température et d'humidité.

La distribution des classes de sol aux différents niveaux taxonomiques dans la région d'étude est étroitement liée à la géomorphologie générale ainsi qu'aux facteurs et processus de formation des sols de cette région. Dans le contexte de notre région d'étude, deux principaux ordres de sol ont été identifiés : les Aridisols, qui se trouvent dans les environnements arides où l'évaporation dépasse largement les précipitations, et les Entisols, qui se trouvent souvent dans des zones où la formation de sol est relativement récente ou où des conditions environnementales (comme l'érosion ou le dépôt fréquent de sédiments) empêchent le développement des horizons de sol (Tableau III.1).

Aridisols (Ordre, 120 solums) : En fonction de la composition et de l'accumulation des matériaux solubles, deux sous-ordres sont définis : les Salids et les Gypsid. Les Salids (31 solums) se caractérisent par la présence d'un horizon salin à une profondeur de 100 cm. Ils se trouvent dans les dépressions, les limites des lacs et des sebkhas, ainsi que dans des positions du paysage qui reçoivent de l'eau souterraine salée, comme c'est le cas pour la majorité des sols des palmeraies d'Oued Righ. Ces sols étaient fortement salins, parfois humides en raison de la remontée de la nappe phréatique. Deux grands groupes ont été identifiés sous les Salids : les Haplosalids (20 solums) et les Aquisalids (11 solums). Dans notre zone d'étude, deux sous-groupes des Aquisalids ont été identifiés: les Typic Aquisalids et les Gypsic Aquisalids. Les Haplosalids ont été identifiés comme des Typic Haplosalids et des Gypsic Haplosalids.

Les Gypsid (Sous-Ordre, 89 solums) sont caractérisés par la présence d'un horizon gypsique ou pétrogypsique dans les 100 cm de la surface du sol. Les Grands-groupes reconnus comme significatifs sont les Calcigypsid, les Haplogypsid et les Petrogypsid. Les Argigypsid sont limités dans notre zone d'étude, avec 7 solums seulement identifiés. Les sous-groupes suivants ont été identifiés : Typic Calcigypsid, Petronodic Calcigypsid, Typic Argigypsid, Typic Petrogypsid, Calcic Petrogypsid et Typic Haplogypsid.

Tableau III.1 : Nombre et fréquence des solums selon les niveaux taxonomiques du sol (USDA, 2014)

Ordres	N P	Sous-Ordres	N P	Grands-Groupes	N P	Sous-Groupes	N P	%
Entisols	214	Psamments	201	Torripsamments	201	Typic Torripsamments	201	60.18
		Fluvents	5	Torrifluvents	5	Anthropic Torrifluvents	3	0.90
						Typic Torrifluvents	2	0.60
		Orthents	8	Torriorthents	8	Typic Torriorthents	8	2.40
Aridosols	120	Salids	31	Haplosalids	20	Gypsic Haplosalids	17	5.09
						Typic Haposalids	3	0.90
				Aquisalids	11	Typic Aquisalids	8	2.40
						Gypsic Aquisalids	3	0.90
		Gypsids	89	Calcigypsids	37	Typic Calcigypsids	30	8.98
						Petronodic Calcigypsids	7	2.10
				Argigypsids	7	Typic Argigypsids	7	2.10
				Petrogypsids	19	Typic Petrogypsids	11	3.29
						Calcic Petrogypsids	8	2.40
				Haplogypsids	26	Typic Haplogypsids	26	7.78
Total	334		334		334		334	100

Les Entisols, représentant plus de deux tiers des solums de notre base de données, sont l'ordre prédominant dans les régions sahariennes, telles que la région d'Oued Righ. Dans le Sous-Ordre des Entisols, on distingue les Psamments (201 solums), les Orthents (8 solums) et les Fluvents (5 solums). Les Psamments sont le principal Sous-Ordre et se trouvent dans presque toutes les positions du paysage. La superficie occupée par le Grand Erg Oriental est considérable dans notre zone, et ces dunes de sable sont très susceptibles à l'érosion éolienne, le seul grand-groupe significatif identifié dans la zone d'étude est le Torripsamments avec un unique sous-groupe identifié comme Typic Torripsamments.

Concernant les Orthents, Ce sont principalement des sols qui se sont formés récemment suite à des processus d'érosion. On peut les trouver dans des dépôts éoliens ou dans des alluvions récentes. Dans notre zone d'étude, ils se trouvent dans les limites de la daya d'El-Mrara et en quelque endroits vers le sud d'El-Goug. Le seul Grand-Groupe identifié dans la région est le Torriorthents, avec un seul sous-groupe identifié, le Typic Torriorthents. Les Fluvents sont l'un des sous-ordres trouvés dans la région d'Oued Righ, précisément dans la daya d'El-Mrara avec un nombre de 5 solums. Ces sols sont relativement jeunes car ils sont le résultat d'apports récents d'origine hydro-éolienne. Seul le grand-groupe des Torrifluvents est

représenté. Ce sont les fluents qui ont un régime hydrique "torrique". Des sols des sous-groupes Typic Torrifluents et Anthropic Torrifluents ont été identifiés.

La précision de la classification entre les niveaux taxonomiques peut être en partie liée au nombre de classes à chaque niveau taxonomique et à la distribution de fréquence des observations de solums de sol (équilibre des observations entre les classes).

3.2. Construction de modèle de forêt aléatoire

La sélection des valeurs optimales de mtry pour la modélisation par l'algorithme de forêt aléatoire (FA ou RF) pour chaque niveau taxonomique a été réalisée en itérant sur les valeurs de mtry de 1 au 20 de nombre total des covariables. Pour chaque valeur de mtry, le nombre d'arbres (ntree) a été augmenté de 100 à 1000 par incréments de 100 (Tableau III.2). Les paramètres optimaux ont été identifiés comme ceux qui renvoient l'erreur Out-Of-Bag (OOB) la plus faible. L'erreur OOB est une métrique d'évaluation interne qui estime la capacité de généralisation du modèle. Elle est particulièrement utile dans les situations où les données d'entraînement sont limitées et où il est important d'obtenir une évaluation fiable de la performance du modèle.

Le tableau III.2, présente aussi le nombre des solums de sol (total 334 solums) qu'ont été divisées de manière aléatoire en deux ensembles. Le plus grand ensemble a été utilisé pour l'entraînement (ou calibration, $\sim 2/3$) et le plus petit ensemble a été mis de côté pour la validation (ou teste, $\sim 1/3$) pour chaque niveau taxonomique de l'ordre au sous-groupe. Notez que nous avons essayé de préserver la répartition des classes dans l'ensemble de données d'entraînement et de validation (Figure III.1 a, b, c et d).

Tableau III.2: Paramètres optimaux choisis de la forêt aléatoire pour chaque niveau taxonomique

Niveau taxonomique	ntry	ntree	Erreur OOB %	Données d'entraînement	Données de validation
Ordre	5	200	10.91	229	105
Sous-Ordres	6	500	14.47	228	106
Grand-Groupe	5	800	25.45	230	104
Sous-Groupe	5	1000	26.07	236	98

L'erreur OOB est de 10.91% pour le niveau d'ordre, 14.47% pour le niveau de sous-groupe, 25.45% pour le niveau de grand-groupe et 26.07% pour le niveau de sous-groupe (Tableau III.2). L'erreur OOB était positivement lié au nombre de classes taxonomiques à

chaque niveau taxonomique ; il y avait 2 classes au niveau de l'ordre, 5 classe au niveau du sous-ordre, 9 classe au niveau du grand-groupe et 14 classes au niveau du sous-groupe. Cela est dû au fait que l'augmentation du nombre de classes taxonomiques entraîne moins d'observations dans chaque classe taxonomique. Nous avons observé que l'augmentation du niveau de détail taxonomique réduisait la précision des prédictions.

3.3. Évaluation du modèle

Les tableaux (III.3 et III.4) sont dérivés des matrices de confusion des données de calibration et de validation pour chaque niveau taxonomique, permet d'évaluer la qualité statistique des cartes des ordres, des sous-ordres, des grands-groupes et des sous-groupes élaborées.

La validation interne, qui se base sur les données utilisées pour calibrer le modèle, permet d'évaluer la précision intrinsèque de celui-ci. Les taux de précision globaux sont de 96.50% pour le niveau d'Ordre, 98.68% pour le niveau de Sous-Groupe, 99.56% et 99.15% pour le niveau de Grand-Groupe et de Sous-Groupe respectivement. De plus, l'indice de Kappa pour tous les niveaux taxonomiques est supérieur à 0.90, ce qui illustre de la bonne performance intrinsèque du modèle (Tableau III.3).

Tableau III.3 : Paramètre de validation interne de model Foret aléatoire pour chaque niveau taxonomique

Niveau taxonomique	Précision Globale (PG) %	Indice Kappa
Ordre	96.50	0.92
Sous-Ordres	98.68	0.98
Grand-Groupe	99.56	0.99
Sous-Groupe	99.15	0.98

Nous avons également présenté les résultats statistiques de quatre niveaux taxonomiques de sols basés sur les données de validation pour vérifier si le modèle appliqué donne de meilleurs résultats ou non. Dans l'ensemble, et comme le montre le Tableau III.4, nos résultats indiquent une bonne performance de modèle avec une précision globale de 90.48%, 82.08%, 75% et 65.30% des classes de sols correctement classées, ainsi qu'un indice kappa de 0.80, 0.73, 0.56 et 0.47 respectivement pour les niveaux Ordre, Sous-Ordre, Grand-Groupe et Sous-Groupe.

Ces résultats indiquent qu'au niveau de l'Ordre et du Sous-Ordre, la précision globale est supérieure à 80%, ce qui indique une bonne performance. L'indice Kappa, supérieur à 0.60

montre également un accord presque parfait entre les classes observées et prédites aux niveaux de l'Ordre et du Sous-Ordre, respectivement. Cela signifie que les classifications à ces niveaux sont généralement précises et fiables.

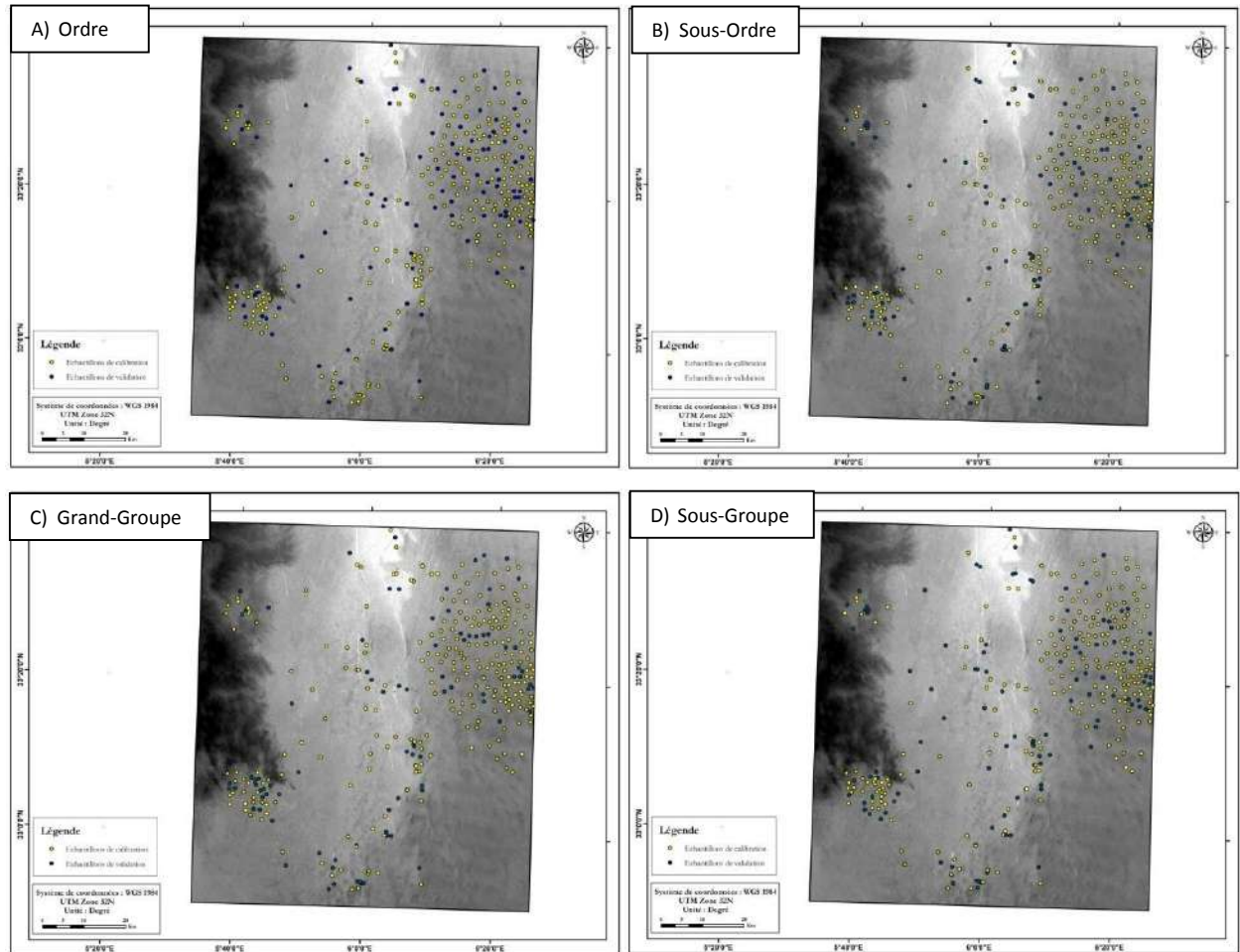


Figure III.1 : Répartition des points de calibration et de validation du modèle Forêt aléatoire pour les quatre niveaux taxonomiques.

Au niveau du grand-groupe et du sous-groupe, la précision globale diminue à 75% et 65,30%, avec un indice Kappa de 0,56 et 0,47 respectivement. Cela indique une performance acceptable et un accord substantiel. Nous avons observé que les valeurs de la précision globale et de l'indice Kappa ont montré une tendance décroissante avec l'augmentation des niveaux taxonomiques (notamment au niveau du grand-groupe et sous-groupe) et avec le nombre des classes par niveau. Cette diminution peut être attribuée à la complexité croissante ou à la similarité accrue entre les différentes classes aux niveaux taxonomiques inférieurs.

Tableau III.4 : Paramètres d'évaluation de la performance de la model Foret aléatoire pour chaque niveau taxonomique

Niveau taxonomique	Nombre des classes	Précision Globale (PG) %	Indice Kappa
Ordre	2	90.48	0.80
Sous-Ordres	5	83.02	0.73
Grand-Groupe	9	75	0.56
Sous-Groupe	14	65.30	0.47

Tableau III.5 : Évaluation de la modélisation spatiale pour les quatre niveaux taxonomiques à partir des données des matrices de confusion obtenues

Niveau taxonomique	Classe taxonomique	Précision de producteur (PP)	Précision d'utilisateur (PU)	Niveau taxonomique	Classe taxonomique	PP	PU
Ordre	Entisols	78.26	100	Sous-groupe	Anthropic Torrifluvents	—	0
	Aridosols	100	85.51		Calcic Argigypsids	50	33.33
Sous-ordre	Orthents	100	33.33		Calcic Petrogypsids	40	66.67
	Fluvents	50	50		Gypsic Aquisalids	—	—
	Gypsids	73.68	93.33		Gypsic Haplosalids	25	43.33
	Psamments	88.71	94.83		Petronodic Calcigypsids	—	0
	Salids	30	42.86		Typic Aquisalids	33.33	50.00
Grand-groupe	Argigypsids	0	0		Typic Calcigypsids	44.44	60
	Calcigypsids	77.78	58.33		Typic Haplogypsids	40	58
	Petrogypsids	50	16.67		Typic Haplosalids	25	55.33
	Torripsamments	87.32	100		Typic Petrogypsids	50	33.33
	Aquisalids	25.00	50		Typic Torrifluvents	—	0
	Haplogypsids	33.33	60.00		Typic Torriorthents	100	50
	Haplosalids	37.50	50.00		Typic Torripsamments	88.14	96.3
	Torrifluvents	100	100				
	Torriorthents	—	25				

Le tableau III.5 présente des résultats variés en termes de précision de producteur et de précision d'utilisateur, évaluant la capacité du modèle à identifier correctement les différentes classes de sol. Les performances du modèle varient selon les classes de sol et les niveaux taxonomiques. Ce tableau montre une précision élevée pour la prédiction des classes d'Ordre des Aridosols et des Entisols, avec une précision d'utilisateur de 100 % et de 85.51 % respectivement, basée sur des ensembles de données de validation. Cependant, des résultats plus mitigés sont observés pour les Sous-Ordres des Orthents et des Salids, avec des précisions d'utilisateur de 33,33 % et 42.86 % respectivement. Concernant les classes de Gypsid et de Psamments, elles ont été correctement prédites avec des précisions d'utilisateur de 93,33 % et de 94,83 %, tandis que les précisions de producteur étaient de 73,68 % et de 88,71 %.

Selon le tableau III.5, il y a une précision d'utilisation variable pour les classes de Grand-Groupe, allant de 0 % pour les Argigypsid à 100 % pour les Torripsamments et les Torrifluents. En dépit du grand nombre d'échantillons pour la majorité des classes et de la superficie importante qu'ils occupent dans la région, les Haplogypsid (UA = 60 %), Calcigypsid (UA = 58.33 %), Aquisalid (UA = 50 %) et Haplosalid (UA = 50 %) ont une précision de l'utilisateur modérée. Pour le Sous-Groupe, les valeurs les plus élevées de précision de l'utilisateur et du producteur ont été enregistrées pour les Typic Torripsamments, avec respectivement 88.14 % et 96.3 %, cette classe représente 60.18 % des solums de la base de sol. En revanche, une précision de l'utilisateur de 0% a été observée pour les Anthropic Torrifluents, les Petronodic Calcigypsid et les Typic Torrifluents. Dans ces cas, les sols identifiés sur le terrain ne correspondaient jamais à ces classifications lors de la vérification. En raison du manque de points de validation, le sous-groupe Gypsic Aquisalid n'est pas estimé.

Ce résultat indique que l'identification précise de ces types de sol est extrêmement difficile, peut-être due à un manque de données, car ces trois Sous-Groupes ne représentent que 3,6 % de notre base de données. De plus, la précision du producteur n'a pas été estimée pour ces classes. Les classes telles que les Calcic Petrogypsid, Typic Calcigypsid, Typic Haplogypsid et Typic Aquisalid ont montré une précision de l'utilisateur modérée variant de 50 % à 66,67 %. Toutefois, elles présentent des valeurs de précision du producteur faibles.

Nous avons observé que la taille des sites d'échantillonnage par rapport à la superficie totale de la région d'étude est un facteur important déterminant la pureté de la carte. Les classes de sol avec des fréquences d'échantillonnage plus élevées ont montré des précisions de prédiction plus élevées. Ces résultats suggèrent que le modèle de forêt aléatoire est capable de

capturer la variabilité des classes taxonomiques, mais que les classes mineures n'ont pas suffisamment d'observations pour garantir un modèle précis.

3.4. Importance des facteurs environnementaux

Le modèle de forêt aléatoire classe les variables utilisées lors de la création des règles de classification et cette importance relative est déterminée en fonction du nombre de fois où la variable est employée dans les nœuds de l'arbre. Une variable qui apparaît fréquemment dans les nœuds est considérée comme importante et, par conséquent, elle joue un rôle discriminant pour certaines classes.

L'importance des covariables dans les cartographies prédictives à différents niveaux taxonomiques des sols d'Oued Righ est mise en évidence dans la Figure III.2A, B, C et D. Toutes les covariables présentent une importance relativement significative. Les résultats ont montré que les covariables environnementales, notamment celles liées aux indices spectraux (comme l'indice de Végétation par Différence Normalisée (NDVI), l'indice de Gypse par Différence Normalisée (Gyps_idx), l'indice de Salinité du Sol 3 (Sali_idx) et le rapport des bandes B/SWIR (SSDS)), ainsi que les facteurs topographiques (tels que l'indice MRVBF (Multi Resolution Valley Bottom Flatness), l'élévation (MNA) et la pente), sont parmi les covariables les plus influentes et se classent en haut de la liste de l'importance pour les quatre niveaux taxonomiques. En revanche, les covariables les moins importantes parmi l'ensemble sont le plan de courbure, la courbure, la géologie et LULC (Land Use and Land Cover) pour tous les niveaux taxonomiques.

L'indice de gypse est la covariable la plus importante pour tous les niveaux taxonomiques, sauf pour le niveau de sous-groupe, où il est classé en deuxième position, comme le montre la figure III.2 (A, B, C et D). Concernant l'indice de Salinité de Surface (SSDS), il est classé comme la deuxième covariable la plus significative pour les ordres, la troisième pour les sous-ordres, et occupe la cinquième position pour les groupes et les sous-groupes, comme l'indique la même figure. L'indice de salinité (Sali_idx) est en première position pour le niveau des sous-groupes et en deuxième position pour les groupes.

La variabilité des classes de sols prédites à différents niveaux taxonomiques dans notre région d'étude est influencée par l'élévation (MNA), la pente et l'indice MRVBF, ces attribues topographiques occupent une position importante dans la hiérarchisation de l'importance relative des covariables

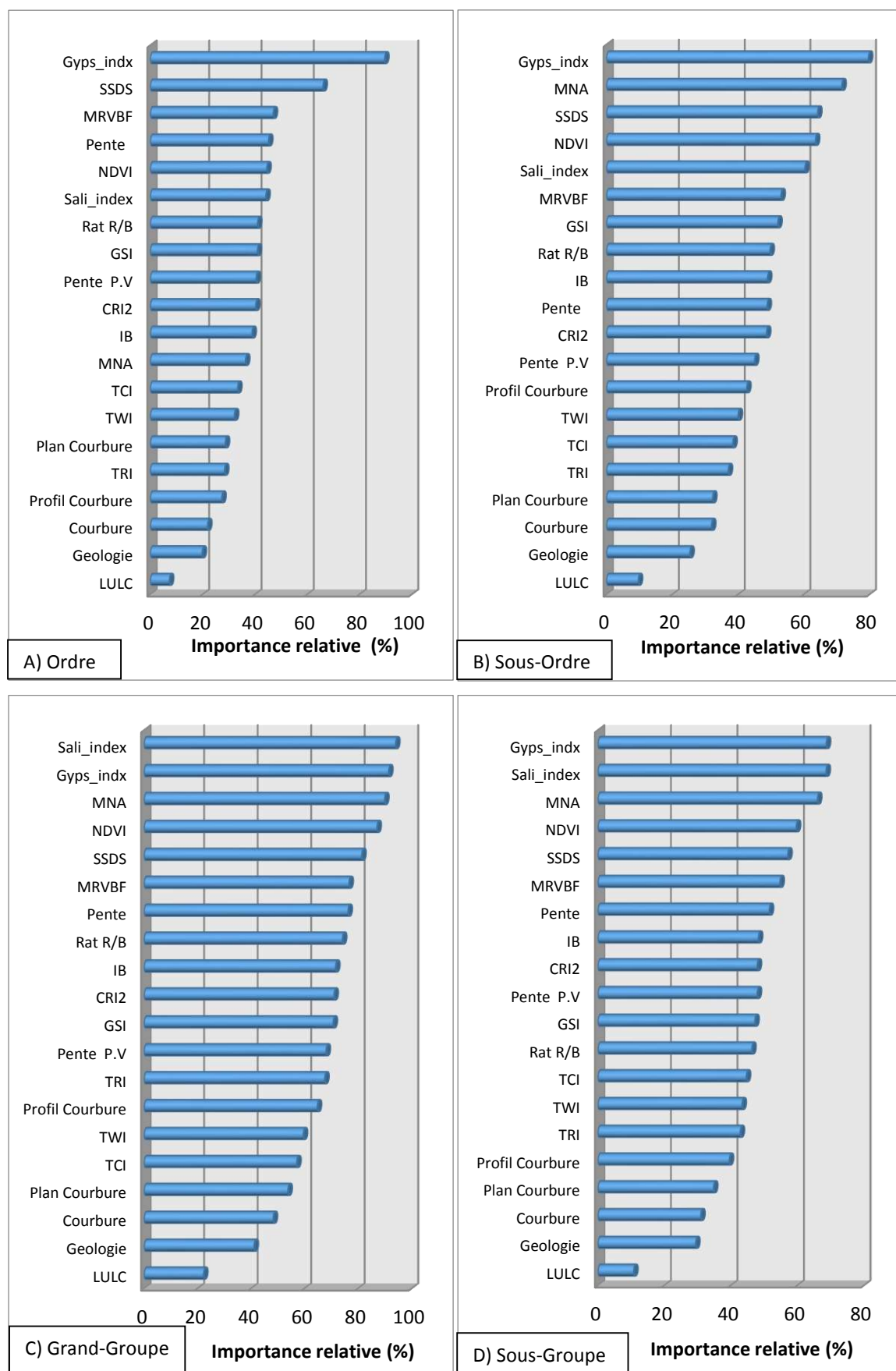


Figure III.2 : Importance relative des covariables utilisées par la forêt aléatoire (%) pour chaque niveau taxonomique de l'USDA (2014)

D'autres variables environnementales telles que la végétation (NDVI), la taille de grain (GSI), et la composition minérale du sol (oxydes de fer (Rat R/B) et le carbonate (CRI2)), etc., jouent également un rôle dans la formation des sols. Ces facteurs interagissent de manière complexe pour influencer la distribution et les caractéristiques des sols à différents niveaux taxonomiques. L'analyse de l'importance des variables dans la cartographie prédictive est cruciale pour identifier les facteurs clés qui influencent la répartition des classes de sols et pour interpréter les motifs spatiaux observés sur les cartes finales.

3.5. Prédiction spatiale des sols

Les cartes de répartition spatiale des classes de sol aux quatre niveaux taxonomiques, modélisées par le modèle de forêt aléatoire pour la région de l'Oued Righ, sont présentées dans les figures III.3, III.4, III.5 et III.6.

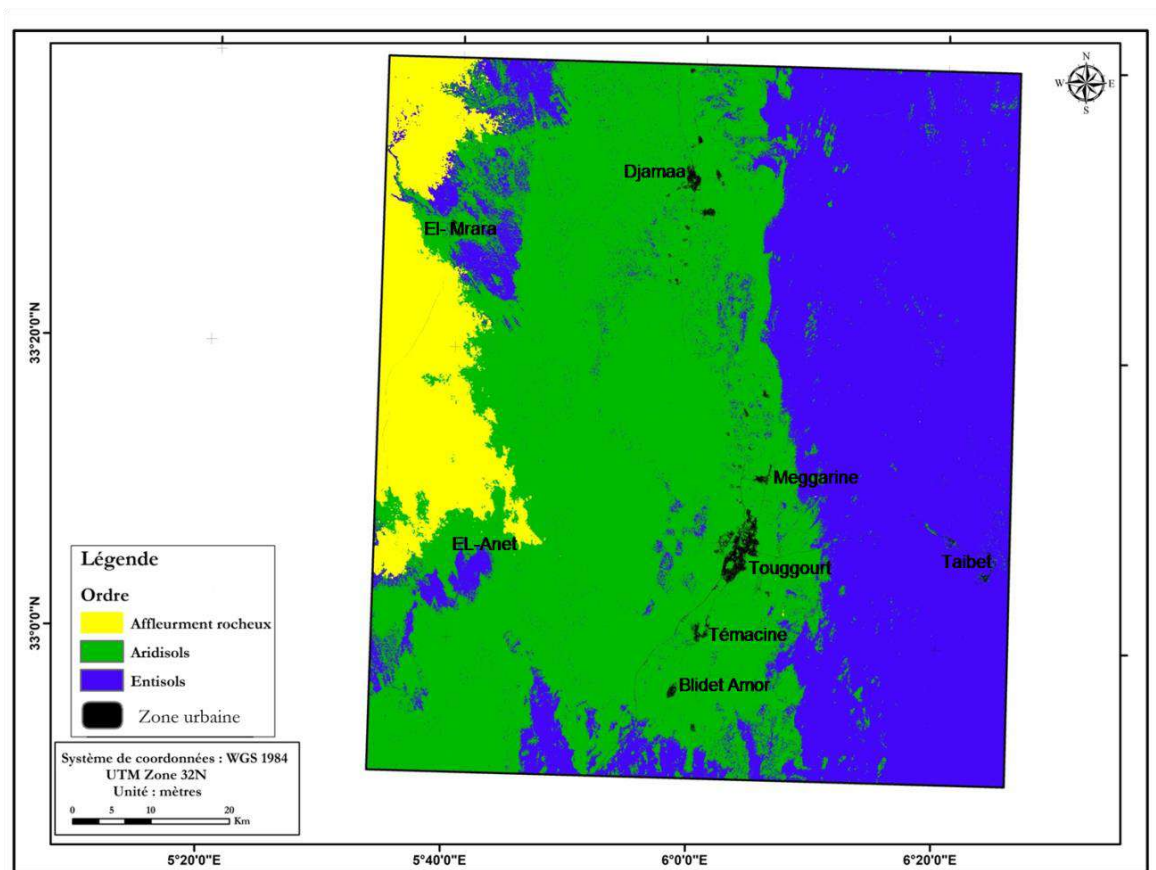


Figure III.3: Carte des classes de sol au niveau des Ordres selon la classification USDA (2014) à l'aide d'un modèle de forêt aléatoire pour la région d'Oued Righ.

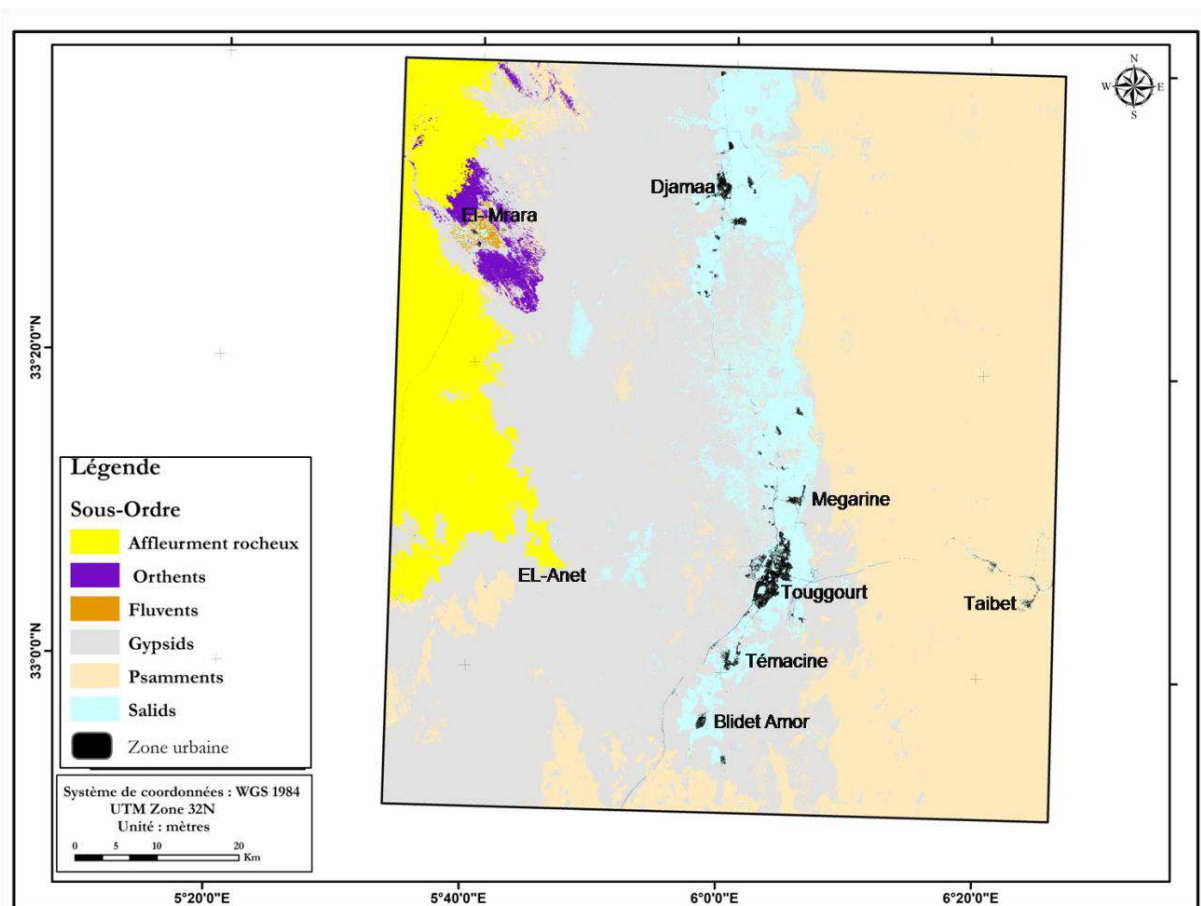


Figure III.4: Carte des classes de sol au niveau des Sous-Ordres selon la classification USDA (2014) à l'aide d'un modèle de forêt aléatoire pour la région d'Oued Righ.

Les classes cartographiées, telles que les Aridosols et les Entisols, couvrent respectivement environ 383 144 hectares et 284 320 hectares, soit 52 % et 39 % de la superficie totale (Figure III.7A). Au niveau des sous-groupes, la majorité de la région étudiée est composée de Gypsids (325 358,35 hectares) et de Psamments (280 553,16 hectares), ces deux classes occupent 82 % de la superficie totale de la région étudiée (Figure III.7B). En ce qui concerne le niveau de grand groupe (Figure III.7C), les classes les plus fréquemment cartographiées sont les Torripsamments, les Haplogypsids et les Calcigypsids, qui couvrent une superficie d'environ 541 418,62 hectares, soit environ 73 % de la superficie totale de notre région d'étude. En revanche, les trois classes les moins prédictives, qui représentent moins de 1 % de la superficie totale, sont les Torrifluvents (0,65 %), les Argigypsids (0,23 %) et les Torriorthents (0,11 %).

La figure III.7D montre la répartition des sous-groupes de sols et leur superficie en pourcentage par rapport à la surface totale étudiée. Les Sous-Groupes de sols les plus

prédominants en termes de superficie sont les Typic Torripsamments, couvrant 358 699,90 ha, ce qui représente environ 49 % de la surface totale. Ensuite, les Typic Haplogypsis et les Typic Calcigypsis constituent également une part importante, chacun occupant plus de 11 % de la zone étudiée.

En revanche, les Anthropic Torrifluents, Petronodic Calcigypsis, Calcic Argigypsis, Typic Torrifluents et les Gypsic Aquisalids couvrent des superficies plus réduites à ce niveau taxonomique, ne dépassant pas 3 305 ha, soit 0,45 % du total. La classe nommée ZU+AR, qui concerne la zone urbaine et les affleurements rocheux, occupe environ 9 % de la superficie totale de la région étudiée.

Ces données offrent un aperçu de la diversité des sols dans la région et de leur répartition respective. L'augmentation du nombre de classes au niveau du sous-groupe, suite à la ramification des classes de niveau supérieur, engendre la diminution de la taille des échantillons pour chaque classe à ce niveau. C'est la principale raison pour laquelle ces sous-groupes sont sous-prédits. Augmenter la taille des échantillons pour ces classes pourrait être la meilleure solution.

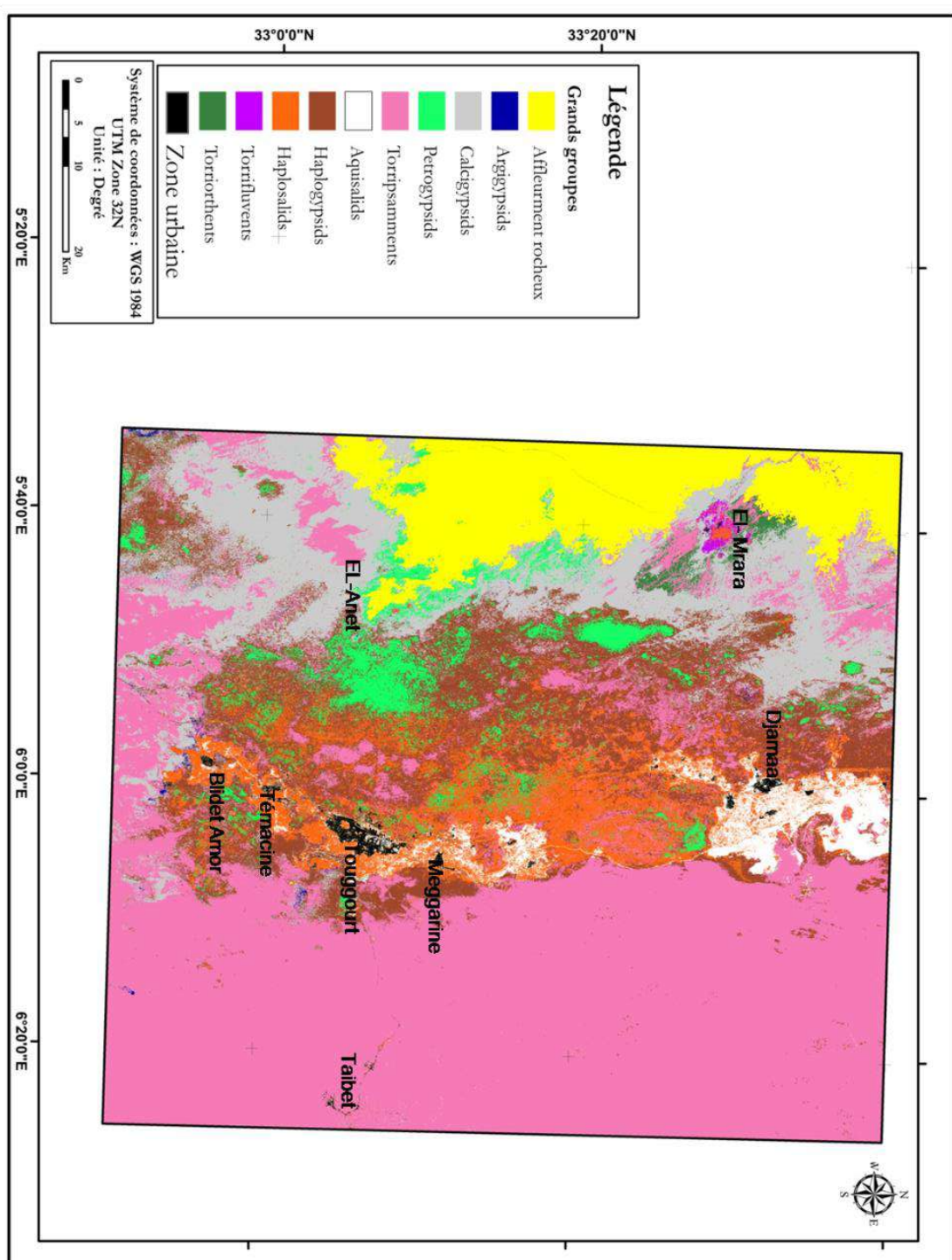


Figure III.5: Carte des classes de sol au niveau des grands groupes selon la classification USDA (2014) à l'aide d'un modèle de forêt aléatoire pour la région d'Oued Righ.

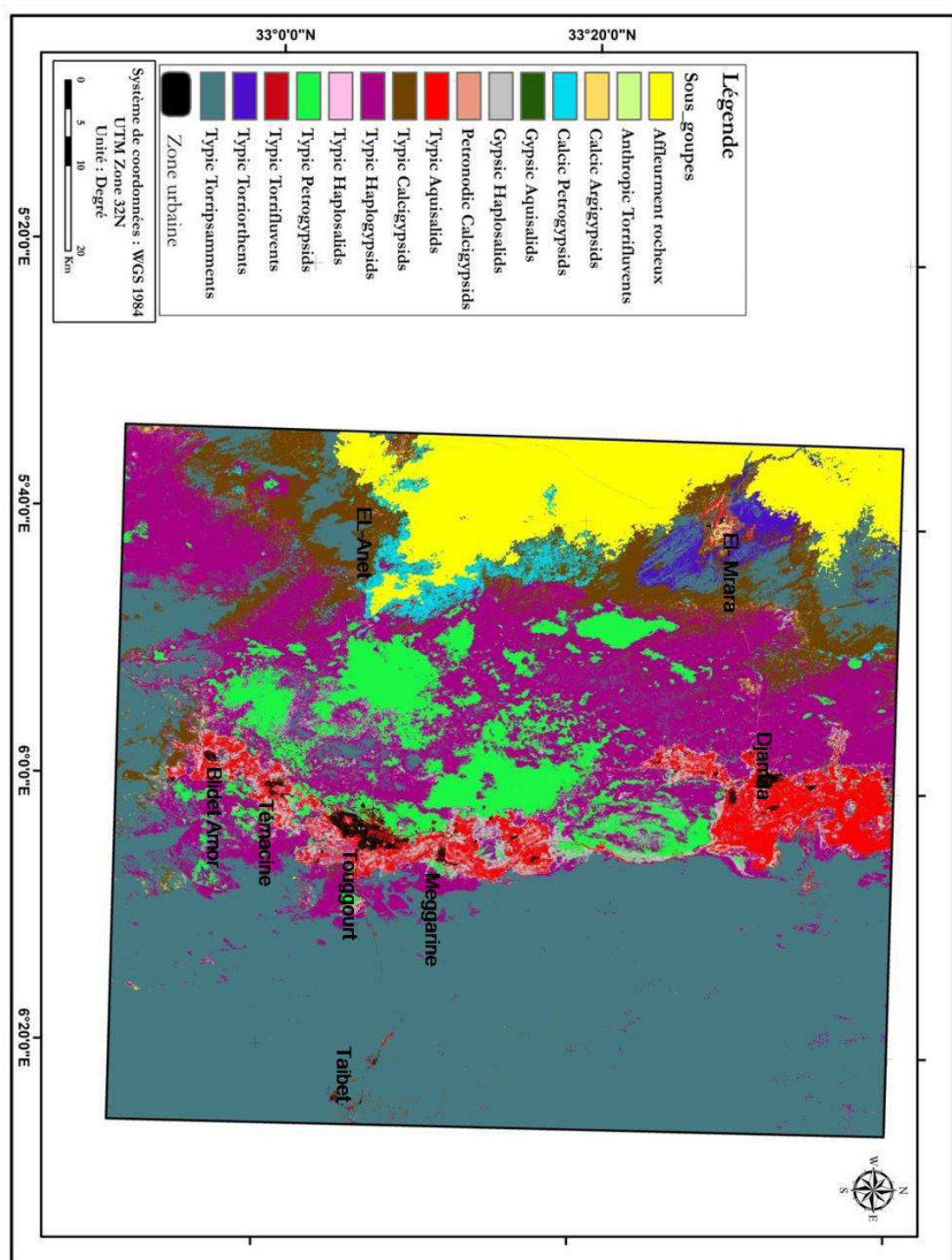


Figure III.6: Carte des classes de sol au niveau des sous-groupes selon la classification USDA (2014) à l'aide d'un modèle de forêt aléatoire pour la région d'Oued Rieh.

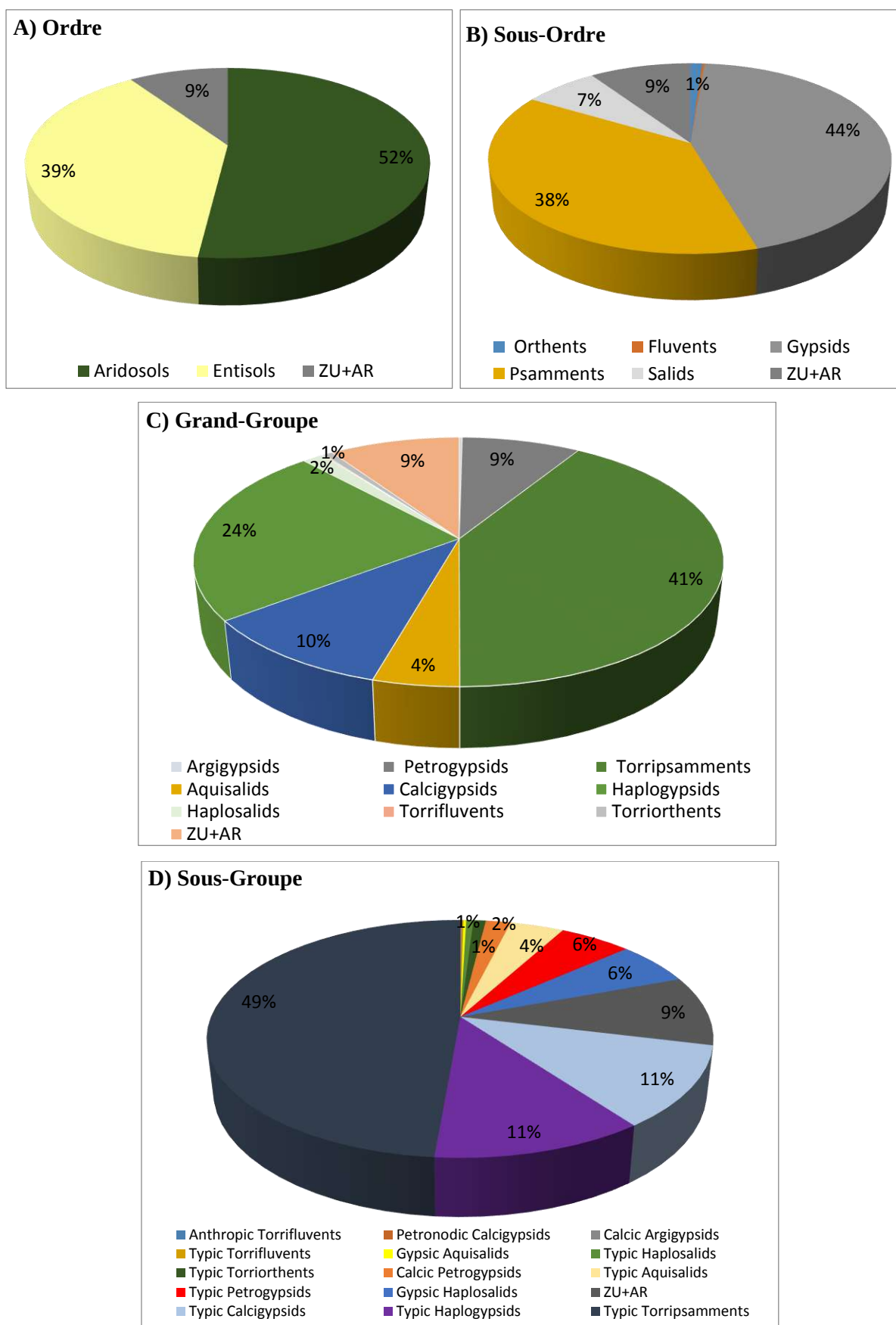


Figure III.7 : Superficie couverte par les classes de sol prédite par le modèle forêt aléatoire pour chaque niveau taxonomique.

CHAPITRE IV

ÉTUDE MACRO, MICROMORPHOLOGIQUE, ANALYTIQUE ET MINÉRALOGIQUE DES SOLUMS

CHAPITRE IV : Étude macro, micromorphologique, analytique et minéralogique des solums

4.1. Approche morphologique et analytique

Les cartes pédologiques représentent la répartition spatiale des classes de différents niveaux taxonomiques et constituent une manière de caractériser les pédopaysages existant dans la région de l'Oued Righ. Si l'on s'intéresse à la genèse, à l'organisation et au fonctionnement de la couverture pédologique, seules des observations à grande échelle, sur des toposéquences nous permettent d'atteindre nos objectifs.

Plusieurs sorties de prospection sur le terrain ont permis de réaliser et de caractériser des solums avec prise d'échantillons. Dans ce chapitre nous abordons la caractérisation morphologique de la couverture pédologique de la région d'Oued Righ à différentes échelles, depuis le paysage jusqu'au niveau microscopique, en incluant une caractérisation physico-chimique et minéralogiques des solums choisis.

4.1.1. Présentation des solums réalisés dans la région d'étude

Dans notre région d'étude, nous avons réalisé 35 solums types en se basant sur la diversité des unités paysagiques, comme le butte témoin, le glacis, la plaine alluviale, la sebkha, la dune et la daya. La variabilité spatiale des classes de sous-groupes est expliquée par cette variation paysagique (Figure IV.1).

Tableau IV.1: La répartition des solums réalisés par unités paysagiques et par Sous-Groupes

Sous-groupe	Unités paysagiques	N de solums réalisés
Typic Torripsamments	Erg et formation dunaire	4
Anthropic Torrifluvents	Daya d'El-Mrara	1
Typic Torrifluvents	Daya d'El-Mrara et fond du lit d'Oued Righ (carrière)	2
Typic Torriothents	Limite de la daya d'El-Mrara et d'oued Retama, glacis	3
Gypsic Haplosalids	Pédiment, dépression	2
Typic Haplosalids	Dépression, limite des palmerais	3
Typic Aquisalids	Sebkhas, palmerais, dépression	3
Gypsic Aquisalids	Dépression, sebkha	3
Typic Calcigypsids	Glacis, Butte témoin, Plain alluviale	3
Petronodic Calcigypsids	Bas plateau, Glacis	2
Typic Argigypsids	Plain alluviale (carrière), Pédiment	2
Typic Petrogypsids	Glacis, butte témoin	2
Calcic Petrogypsids	Glacis et butte témoin	2
Typic Haplogypsids	Plaine surface, pédiment	3

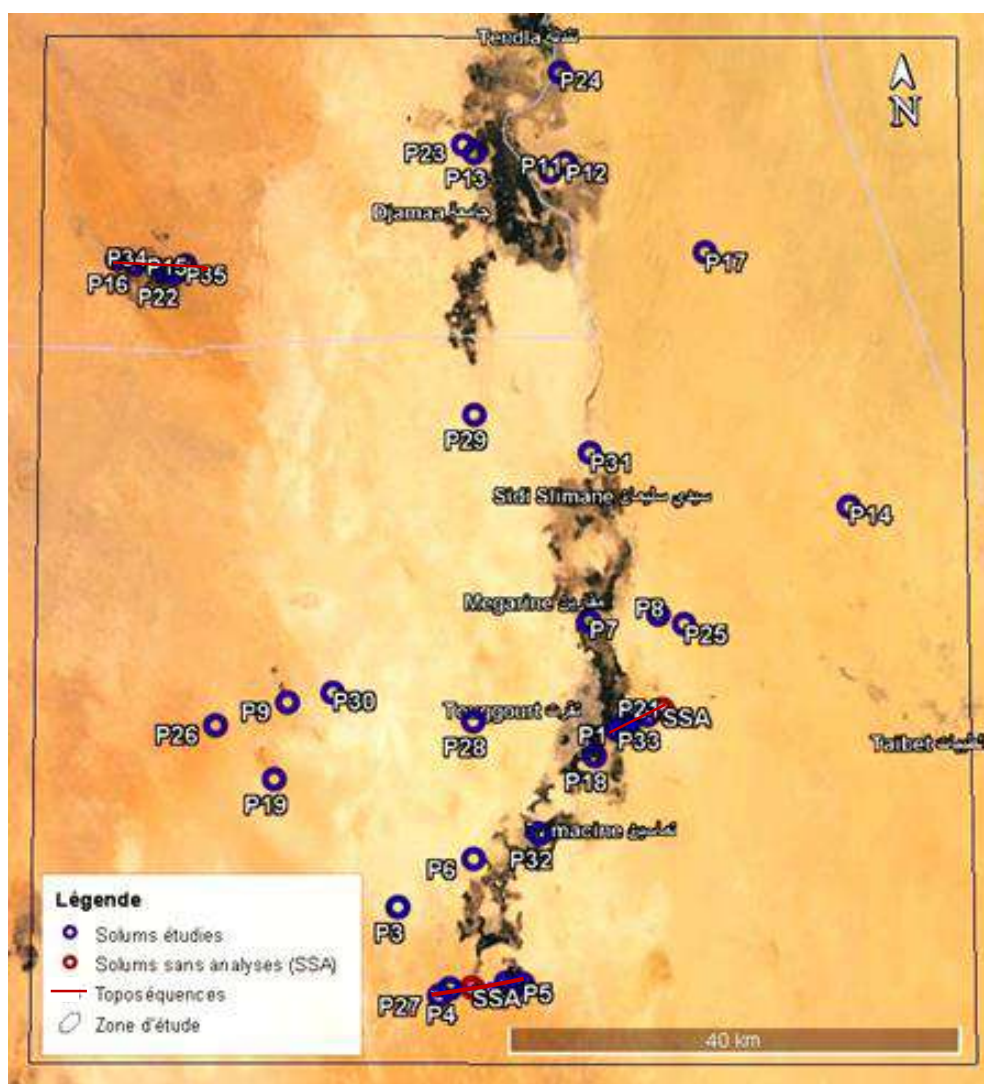


Figure IV.1 : Localisation et répartition des solons réalisés dans la zone d'étude

4.1.2. Caractérisation morphologique et analytique des solons de la toposéquence I d'El-Goug

Cette toposéquence est située au Sud de l'Oued Righ, dans la région d'El-Goug. La séquence s'étale sur 8 km et inclut 6 solons étudiés, ces solons disposés d'Ouest à l'Est, sont : P27, P4, SSA, P20, P10, P5 (Figure IV.2). Son point haut est le sommet des dunes mobiles, caractéristique du côté nord de la route reliant la ville d'El-Goug à la route nationale n° 3. Les points les plus bas se situent dans la sebkha d'El-Goug et au fond des carrières d'argile qui occupent la zone, la dénivellation est d'environ 26 m. Entre ces deux extrémités, la toposéquence est développée sur des matériaux quartzeux et des alluvions argilo-limoneux, gypseux et calcaire.

D'ouest à l'est, le solon P27 présente du haut vers le bas, une couche de sable gypsifère éolien en surface couverte une croûte gypso-calcaire de 135 cm d'épaisseur, elle-

même surmontant une couche de sable gypsifère, caractérisée par d'abondantes accumulations gypseuses sous diverses formes (nodules, manchons de gypse, rosettes de sable, etc). Pas loin, au fond d'une carrière, le solum P4 représente une succession des formations tabulaires argilo-limoneuses entrecoupés de nodules gypseux, ces formations sont intercalées par des strates sablo-gypseux consolidés. Le solum SSA (Solum Sans Analyse) montre des formations sableuses éoliennes (dunes), prédominant dans cette zone. Ces sables gypsifères recouvrent la majeure partie de la toposéquence étudiée.

La sebkha d'El-Goug (solum P20) est l'un des points les plus bas de cette toposéquence, avec une salinité extrêmement élevée (37,2 dS/m) qui se manifeste en surface du sol par des efflorescences blanchâtres et une microtopographie ondulée d'une épaisseur variée de 0,7 à 1,5 cm (figure IV.3). Ces formations sont principalement liées à l'évaporation, à la cristallisation des sels et aux dynamiques de la nappe phréatique. La croûte saline de surface repose sur un substrat sablo-limoneux à limono-sableux. À une profondeur de 25 cm, un horizon de gley de couleur grise (10YR 6/1) marque la partie inférieure du profil, reflétant une hydromorphie liée à l'engorgement de sols.

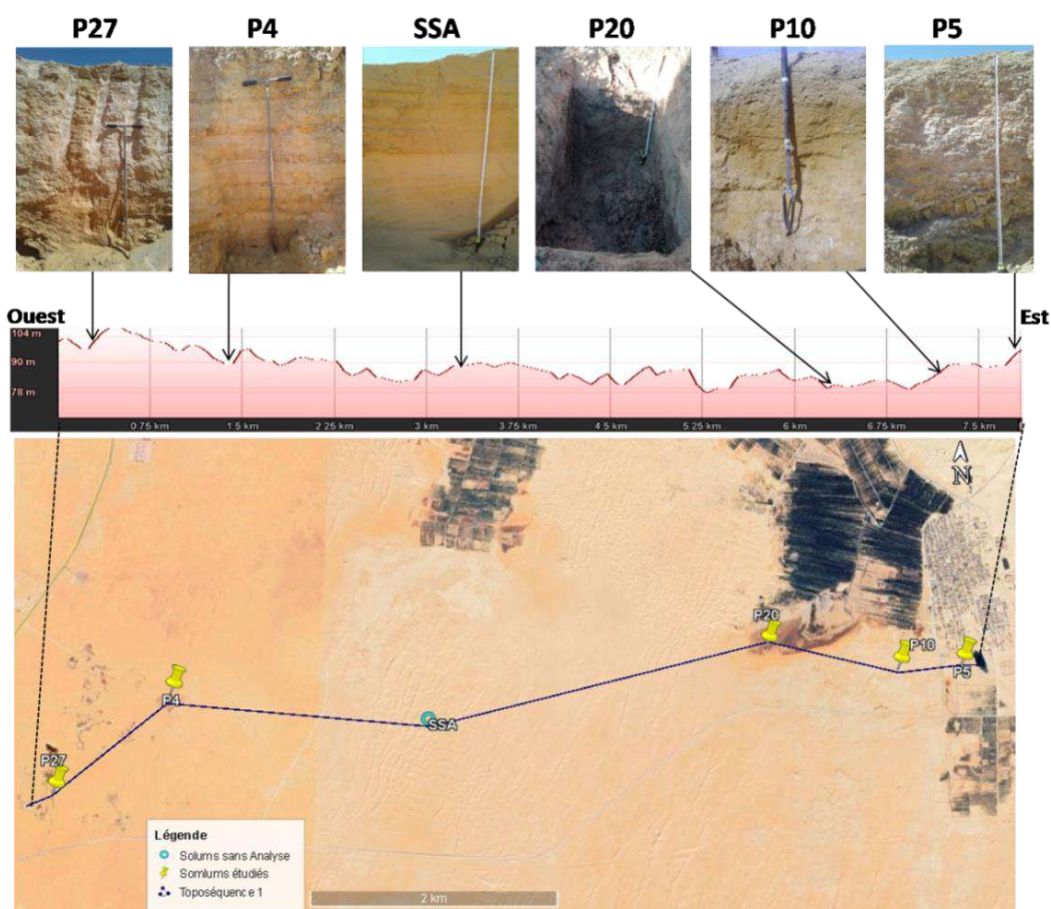


Figure IV.2: les solums de la toposéquence I dans la région d'El-Goug.



Figure IV.3 : État de surface du solum P20 présente la sebkha d'El-Goug. A: vue globale de la sebkha; B: croûte saline à structure soufflée craquante à microrelief ondulé; C: efflorescence saline blanche.

Ce phénomène ancien d'hydromorphie des sols d'Oued Righ (gley et pseudogley) est attribué à la remontée de la nappe phréatique, due à l'irrigation excessive et à l'inefficacité du système de drainage. À l'est de la sebkha d'El-Goug, la description de la coupe P10 montre un horizon de 45 cm d'épaisseur de sable gypsifère consolidé, vers le bas le gypse est dominant et forme un horizon gypso-salin compact qui se distingue par une couleur plus claire. Au sud de l'ancien village d'El Goug, une butte témoin (solum P5) constitué en bas des blocs d'argile verte emboîtés dans des lits gypseux discontinus, inclinés. Cet horizon est surmonté par une croûte gypso-calcaire d'environ 1 mètre d'épaisseur.

La transition morphologique entre les horizons croûteux et les sous horizons est graduelle irrégulière, à l'exception de la croûte saline de surface (solum P20) où la transition est abrupte ondulée. En revanche, la transition entre l'horizon de surface (sable éolien) et l'horizon suivant est distincte régulière. La couleur du sol en état humide pour les croûtes gypseuses et gypso-calcaires est variée entre le brun clair et le brun pâle, les horizons restants présentent des teintes variant entre le jaune et le rouge, tandis que les horizons qui souffrent de mauvais drainage présentent des teintes sombres (gris). La teneur en matière organique dans les sols étudiés oscille entre 0 et 1,5 %, elle est généralement faible dans les zones arides, car elle est directement liée au couvert végétal.

L'analyse de la couverture pédologique de la toposéquence I, montre une uniformité textural de la surface du sol, avec des apports sableux gypsifères d'origine éolienne accumulés sous différentes formes qui caractérisent les zones arides (dune, nebka, voile éolien, etc.). La majorité des solums de cette toposéquence se distinguent par un horizon gypsique sous-sol,

Tableau IV.2: Description morphologique et physico-chimique des solums de la toposéquence I

Solum N° Hz	Paysage			Cordonnées géographiques et élévation			Classification de sols			
							USDA (2014)		WRB (2014)	
	Prof Cm	Couleur (Humide)	Text (USDA)	Stru	Cons	Caractères spéciales	Sable %	Limon	Argile	MO
P27	Plaine alluviale			32°53'20.39"N 5°55'37.27"E E 103m			Typic Calcigypsisols		Petric Calcic Gypsisols	
Aky	0-135	10YR 6/6	S	2cM	st	Croûte gypso-calcaire	89.13	7.8	3.07	0.64
By	135-155	7.5YR5/8	LS	2mM	fr	Rhyzoliths de gypse + rose de sable	85.6	10.3	4.1	0.52
C	>155	5YR 5/6	S	Sg	fr	Rosette de sable + nodule	90.5	7.5	2	0.7
P4	Plaine alluviale (carrière d'argile)			32°52'55.42" N, 5°55'0.83"E E 102m			Typic Argigypsisols		Gypsic Fluviosols	
Ay	0-35	7.5YR 5/8	CL	1f Fr	fr		43.88	21.3	34.82	0.31
Btyz	35-50	7.5YR 5/6	C	1f Fr	fr		38.4	19.5	42.15	0.41
1Cy	50-70	7.5YR 6/4	CL	1m M	st	Veines gypseuses discontinues	44.74	25.5	30.76	0.20
2Cy	70-74	7.5YR 5/6	SCL	2m Fr	st		58.69	16.2	25.12	0.50
1Cy2	74-86	7.5YR 6/4	SL	1m M	st	Nodules de gypse	82.92	6.28	10.8	0
2Cyz2	86-100	7.5YR 5/6	CL	2m Fr	st	Strates argilo-limoneuses	42.2	20	37.82	0.80
R	>100	7.5YR 6/4	SCL	1m M	st		55.33	16.6	28.1	0
SSA	Zone dunaire			32°53'41.76"N 5°57'29.15"E E 88			Typic Torripsamments		Skeletal Arenosols	
A	0-85	7.5YR7/6	S	Sg	vfr	Macro-cristaux de gypse	992	8		--
C	85-130	7.5YR5/8	S	Sg	vfr		89	11		--
P20	Sebkha (zone d'El-Goog)			32°53'53.19"N 5°59'25.11"E E 81m			Gypsic Aquisalids		Gypsic hayoersalic Solonchaks	
Az	0-22	7.5YR6/2	SL	Sg	fr	Croûte saline nodule en surface	69.18	17.25	13.57	0.75
Czy	22-55	7.5YR 4/1	SL	Sg	fr	Nappe phréatique proche (55 cm en été)	62.53	25.50	11.97	1.5
P10	Pédiment			32°53'46.61"N 5°59'53.23"E E 86m			Gypsic Haplosalids		Gypsic Solonchaks	
A	0-12	7.5YR6/6	S	Sg	fr		83	10.5	6.5	0.8
C	12-57	7.5YR6/4	SL	1f M	st		77.5	12.5	10	0.5
Cyz	57-74	10YR8/3	SL	2f M	st	Croûte gypso-saline	71.3	16.3	12.4	00
P5	Butte témoin			32°53'49.53"N 6° 0'21.16"E E 95m			Calcic Petrogypsisols		Calcic Gypsisols	
Aky	0-100	10YR8/2	SL	3mM	st	Croûte Gypso-calcaire	74.10	18.87	9.29	0
Cky	100-145	10YR6/2	C	2c M	st	Blocs d'argile avec des taches d'oxydation	26.25	24.25	49.50	0.5
C	>145	10YR6/3	SCL	2c Fr	st		50.10	15.67	34.23	0

Abréviations: Text= Texture; S=Sandy; SL=Sandy Loam; SCL= Sandy Clay Loam; LS= Loamy Sand; C=Clay; CL= Clay Loam. Stru=Structure: Sg= particulaire; M = massive; Fr =fragmentaire; 1 = peu nette; 2 = nette; 3= très nette; vf = very fine; f = fine; m =moyenne; c = grossière. Cons=Consistance (sec) : vfr = très friable; fr = friable; st = stable.

la principale distinction réside dans la manière dont ce gypse s'accumule et l'épaisseur de la couche.

L'analyse granulométrique de la terre fine des solums (Tableau IV.2) montre que la texture de sous-sols variée entre des sédiments sableux, sablo-limoneux gypsifères consolidés, parfois entrecoupés par des formations argilo-limoneuses à argileuses.

Bien que la région d'étude compte de nombreuses carrières d'argiles, l'apparition des sols argileux dans les solums étudiés est extrêmement restreinte. En effet, ce type de sol est souvent positionné sous des croûtes gypseuses et gypso-calcaires épais recouvertes par des formations dunaires à différentes hauteurs, ce qui limite son étude dans le cadre d'une approche pédologique à une profondeur inférieure à 1m ou 1,5m.

Les données analytiques des paramètres physico-chimiques du sol montrent une variation non significative des valeurs de pH pour tous les horizons des solums de la toposéquence I, les valeurs variées de 7.09 à 8.5, dont le sol des horizons est moyennement à fortement alcalin (Aubert, 1978). Ces valeurs correspondent au sol aride développé sur des substrats gypsique et carbonaté (sels alcalins).

Le critère de salinité est très marqué dans les zones basses de la toposéquence, situées à une altitude inférieure à 90 m, les valeurs de la conductivité électrique mesurée par le rapport 1/5 varient entre 2.13 et 37.09 dS/m (figure IV.4) ; En se basant sur l'échelle de salure pour un extrait 1/5 d'Aubert (1978), nous pouvons dire que le sol dans tous les horizons de cette toposéquence est salé à extrêmement salé. Malgré la compatibilité des conditions d'échantillonnage, la tendance des profils salins des solums étudiés est différente. Les solums P20 et P10 présentent une salinité ascendante sous l'effet de l'évaporation et de l'accumulation de sels en surface du sol, En revanche, les solums P27 et P5 présentent une salinité descendante, probablement due à l'obstacle mécanique imperméable (croûte gypseuse) qui empêche le mouvement des sels vers la surface.

Le teneur de calcaire total et de gypse varient de 0,56 à 30 % et de 10.5 à 67.03 % respectivement (Figure IV.4). D'après Lambert (1975), les sols de la toposéquence I sont peu calcaire à calcaire, tandis que la répartition du calcaire dans les horizons de solums varié. Concernant les teneurs en gypse, les résultats d'analyses de sol des horizons étudiés montrent que la majorité caractérisés par de fortes teneurs en gypse (> 15%) suivant l'échelle de Barzanji (1973).

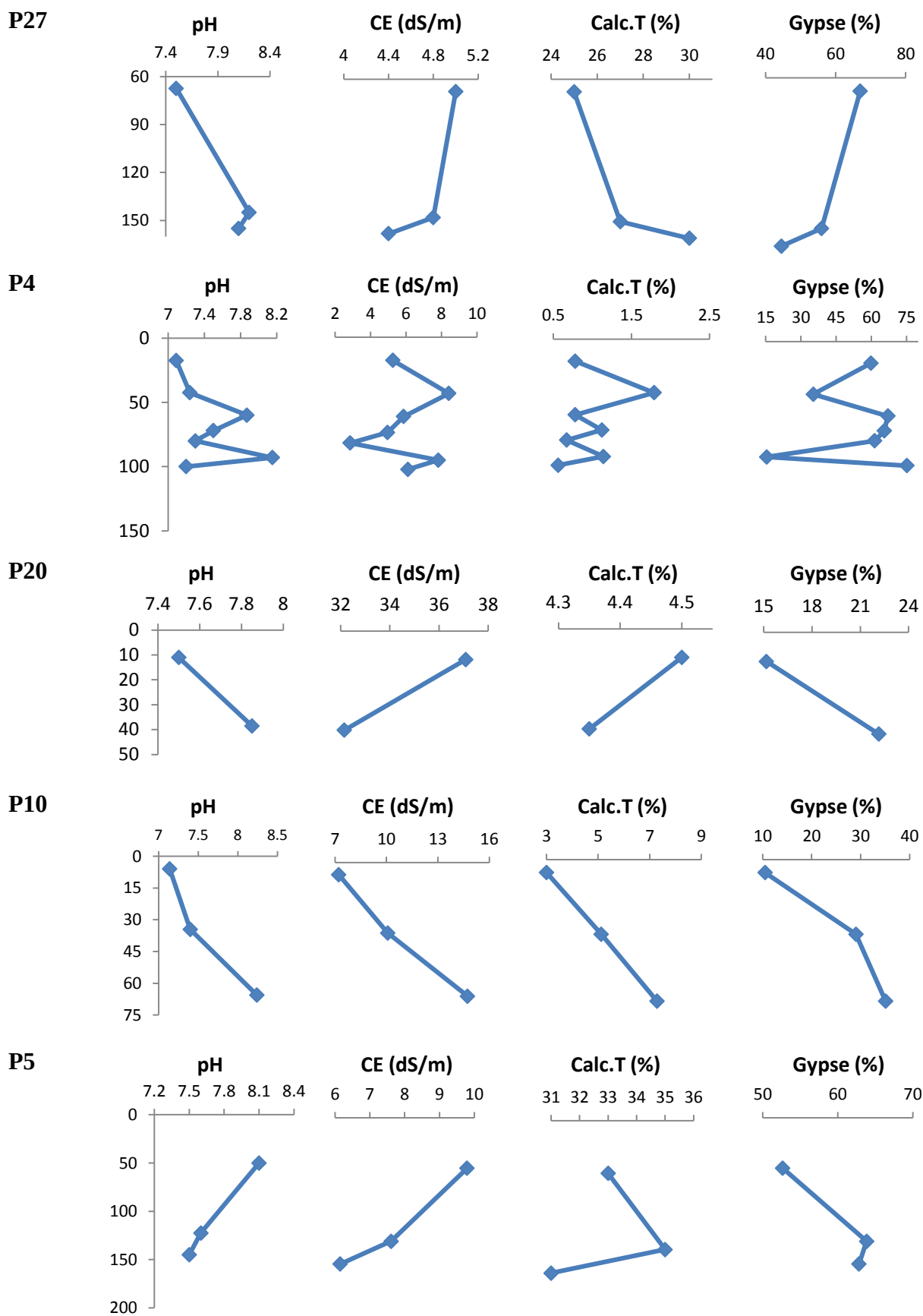


Figure IV.4: Profils pH, salin, calcaire et du gypse des solums de la toposéquence I

Ces quantités importantes dans les sols est en relation avec la présence des roches sédimentaires gypseuses, les apports éoliens et la présence des eaux souterraines et superficielles chargées en Ca^{+2} et SO_4^{-2} . La teneur et la répartition du gypse dans le solum sont affectées par les équilibres chimiques avec d'autres composants solubles, en particulier avec le CaCO_3 et les sels solubles.

4.1.3. Caractérisation morphologique et analytique des solums de la toposéquence II de Nezla- Tebesbest

L'emplacement des solums de la toposéquence II, qui s'étend d'Ouest à l'Est de la région d'Oued Righ dans le sud-est de la daïra de Touggourt, est montré dans la figure IV.5. Ce profil topographique mesure 5,25 km de long et comprend 5 solums étudiés, avec une altitude allant de 63m à 87m.

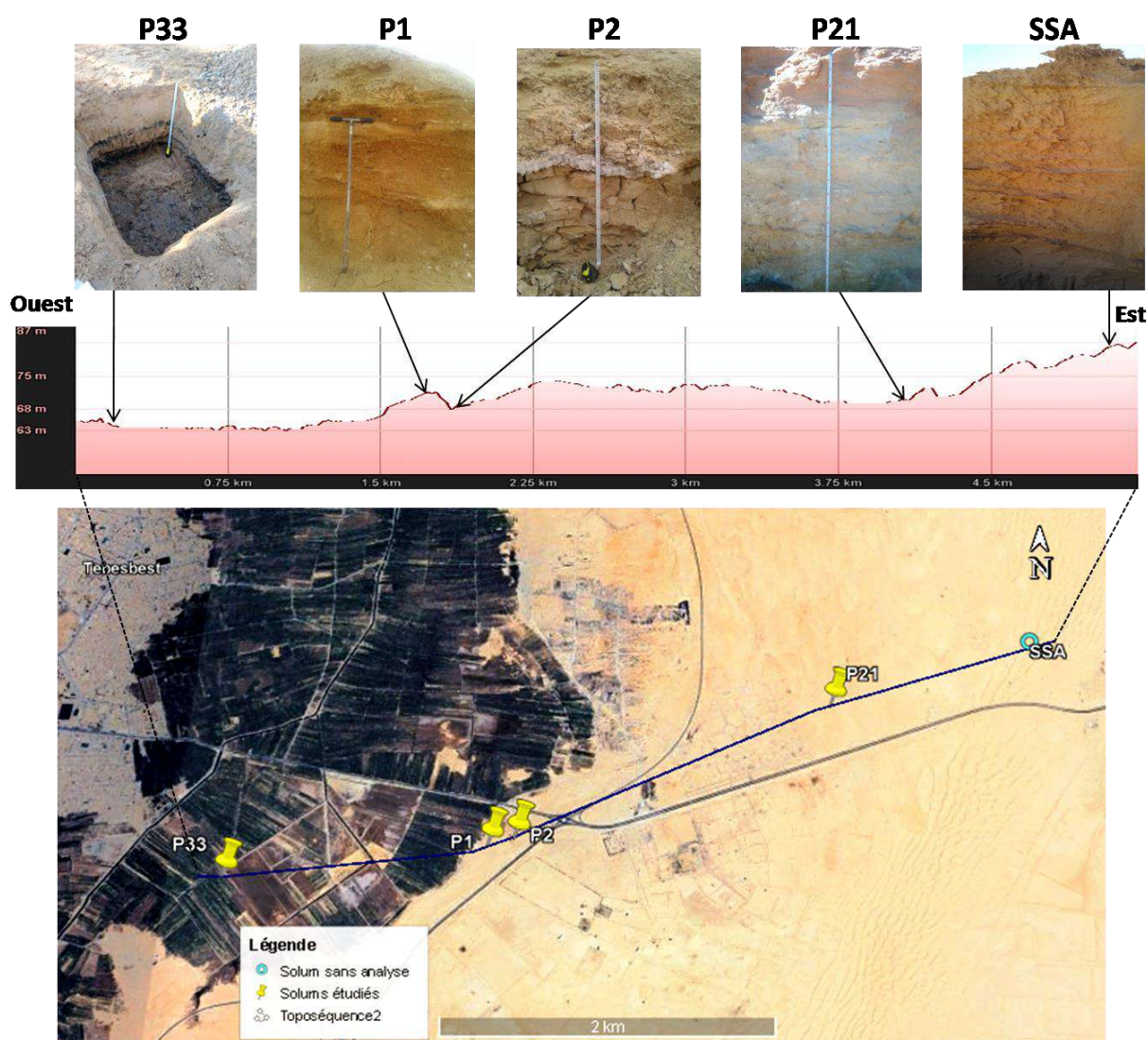


Figure IV.5: les solums de la toposéquence II dans la région de Nezla-Tebesbest.

Les solums sont rangés d'Ouest à l'Est: P33, P1, P2, P21, SSA. La partie basse de toposéquence est occupée par les palmeraies de Beni-Issouid et la partie haute est occupée par les dunes de l'Est (Figure IV.5).

Le solum P33 présente une structure particulière sableuse à sablo-limoneuse, à l'exception de l'horizon de surface qui présente une croûte saline blanche avec une microtopographie ondulée d'une épaisseur inférieure à 1cm. Les horizons profonds se distinguent par un assemblage lâche d'une multitude de très fins cristaux de gypse (amas gypseux), une charge racinaire élevée (morte et vivante) et par la remontée de la nappe phréatique. Dans ces palmeraies, l'hydromorphie est caractérisée par un horizon à gley ou à pseudo-gley et une couleur gris à gris foncé. Ce problème est principalement causé par une mauvaise gestion des systèmes d'irrigation et de drainage.

Le solum P1 est un butte témoin situé à la bordure Est des palmerais de Beni-Issouid, il est caractérisé par un encroûtement gypseux tabulaire compact d'environ 30 cm d'épaisseur, suivi par d'environ 2 m d'alternances de couches de sables gypseux avec une charge importante de racines pétrifiées de gypse (manchon) et des veines de gypse qui se forment dans les fissures du substrat avec des directions variées et des poches limono-sableuses subhorizontales accumulées sur des épaisseurs variées de 5 cm à 35 cm, plus riche en calcaire. Il est possible que cela soit d'origine fluviale. Toutes ces formations situées au-dessus des grès quartzeux jaunes. Le solum P2 se distingue par la présence de sable gypsifère solidifié en surface, tandis que les sous horizons présentent une structure fragmentaire polyédrique riche en calcaire avec une fissuration colmatée par de gypse fibreux (paléo-hydro-fractures). Un réseau de veines interconnectées dans une couche d'argiles miocènes apparent en forme très nette d'une couleur blanche brillante (2.5Y8/1) à l'état sec.

Vers le Nord-Est du précédent solum situé le solum P21, on observe une étendue des formations sableuses (Nebka, petite dune et voile éolien) en surface. Au-dessous de ces formations, on trouve un sol calcigypsids de texture sableuse, bien drainé, avec une croûte calci-gypseuse très épaisse et massive, finement microcristallisée de couleur brun très pâle (10YR7/3) à l'état humide et blanchâtre (10YR8/1) à l'état sec (Tableau IV.3). Ce type de sol est communément appelé deb-deb (Mostephaoui et Bensaid, 2014). Les étendus de Grand Erg Oriental couvrent le côté Est de cette toposéquence, le solum SSA se caractérise par la prédominance de la fraction de sable fin en surface, ainsi que la présence de microcristaux de gypse transportés par le vent.

Tableau IV.3: Description morphologique et physico-chimique des solums de la toposéquence II

Solum N° Hz	Paysage			Cordonnées géographiques et élévation			Classification de sols			
							USDA (2014)		WRB (2014)	
	Prof cm	Couleur (Humide)	Text (USDA)	Stru	Cons	Caractères spéciales	Sable	Limon	Argile	MO
P33	Ancienne palmeraie			33° 5'51.90"N 6° 6'6.52"E E 65m			Typic Aquisalids		Gleyic Solonchaks	
Az	0-35	7.5YR 6/3	LS	Sg	fr	Croûte saline fragile en surface	67.5	25.12	7.38	2.6
Cz	35-68	7.5YR4/1	LS	Sg	fr	Charge racinaire importante + Gley gris foncé	62.40	27.1	10.5	2.9
P1	Butte témoin			33°6'4.17"N 6°6'35.79"E E 73m			Calcic Petrogypsis		Calcic Gypsisols	
Ayy	0-28	7.5YR 4/7	S	Sg	st	encroûtement gypseuse	86	12.8	1.2	0.58
Bky	28-45	7.5YR 6/6	LS	2M	st	Croûte gypso-calcaire	80	15.9	4.1	0.47
Bkyz	45-60	7.5YR 7/4	LS	1m Sg+ M	fr	Nodules+rhizoliths gypseux +rosette de sable	82.2	16.8	1	0.64
Cky 1	60-190	7.5YR 5/6	LS	1m Fr	st	Poches poudreuses Riche en calcaire	80.3	15.6	4	0.93
C 2	>190	7.5YR 5/6	SL	2c Fr	st		78.4	7.8	13.8	0.76
P2	Pédiment			33° 6' 3,7" N 6°6' 42,10"E E 69m			Typic Argigypsis		Luvic Calcic Gypsisols	
Aky	0-40	7.5YR 5/3	SCL	2m Fr	fr	Plaques de veine gypseuse en surface du sol	43.88	21.3	34.82	1
Bky	40-58	7.5YR 5/3	C	3c Fr	st	Fissures colmatées par le gypse	38.4	19.5	42.15	1.6
Bkyz	58-67	7.5YR 6/4	SCL	3c Fr	st	Veines gypseuses fibreuses	44.74	25.5	30.76	1.4
P21	Glacis			33° 6'33.45"N 6° 7'51.74"E E 71m			Typic Calcigypsis		Calcic Gypsisols	
A	0-32	7.5YR6/6	SL	Sg	fr	microcristaux de gypse	82	14.4	3.6	1.9
Cky1	32-160	10 YR 8/1	S	3M	st	Croûte gypso-calcaire	93.7	6.3	-	0.8
Cky2	160-200	10YR7/3	S	2M	st	Nodules+rhizoliths gypseux +rose de sable	92.5	6.5	1	0.7
SSA	Dune			33° 6'51.40"N 6° 8'43.22"E E 86m			Typic Torripsamments		Skeletal Arenosols	
A	0-18	7.5YR6/7	S	Sg	fr	Microcristaux de gypse	92.10	7.90		-
C	18-90	7.5YR 6/8	S	Sg	fr		94.50	5.50		-

Abréviations: Text= Texture; S=Sandy; SL=Sandy Loam ; SCL= Sandy Clay Loam ; LS= Loamy Sand ; C=Clay ; CL= Clay Loam . Stru=Structure: Sg= particulaire; M = massive; Fr =fragmentaire; 1 = peu nette; 2 = nette; 3= très nette; vf = very fine; f = fine; m =moyenne; c = grossière. Cons=Consistance (sec); vfr = très friable; fr = friable; st = stable.

Le tableau IV.3 présente les principales caractéristiques morphologiques des horizons des solums étudiés de la toposéquence II. Les sols contenant des carbonates de calcium, du gypse, ou d'autres sels plus solubles présentent des couleurs claires, tandis que les sols mal drainés et plus lourds ont des couleurs plus sombres. La couleur varie de 10YR 8/1 (blanche) à 7.5YR 4/1 (gris foncé). La transition entre le premier horizon et les horizons sous-jacents est distinguée car l'action éolienne est toujours présente en surface du sol, et l'enrichissement des horizons de surface en sable gypseux est continue. Les formations gypseuses de différentes formes et tailles (Calcic Petrogypsid et Typic Calcigypsid) et la salinité des sols des zones à basse altitude (Typic Aquisalids) sont des caractéristiques distinctives des sols d'Oued Righ.

La figure IV.6 et le tableau IV.3 montrent une diversité significative dans les caractéristiques physico-chimiques des sols de notre toposéquence (II), reflétant les variations dans la composition géologique et les processus environnementaux qui affectent la formation de ces sols. Les données analytiques montrent des variations importantes dans la teneur en calcaire totale et en gypse, le pourcentage de calcaire total varie de 3.45% à 36%, et celui du gypse varie de 8.15% à 67.5%.

Les valeurs les plus basses de gypse et de calcaire sont enregistrées dans les palmeraies, peut être modifiées par un changement d'occupation des sols ou par une intensification des pratiques agricoles surtout l'irrigation. L'agriculture a toujours contribué à la variabilité des caractéristiques de sols aux échelles intra et inter parcellaire. Le pH du sol varie entre 7.4 et 8.5, ce qui suggère que les sols étudiés sont légèrement alcalins à fortement alcalins et la conductivité électrique varie de 7.1 à 22.1 dS/m, ce qui indique des sols fortement salés.

Les pourcentages de calcaire totale et de gypse semblent être liés surtout dans les croûtes et les encroûtements calci-gypseux et il semble que des valeurs de pH plus élevées soient liées à des pourcentages plus élevés de ces minéraux. Toutefois, les niveaux de conductivité électrique présentent une variation plus complexe, ce qui suggère une variété de facteurs qui influencent la salinité des sols. Les pourcentages de matière organique présentent toujours des valeurs faibles sauf dans les sols des palmeraies les valeurs sont moyennement élevées.

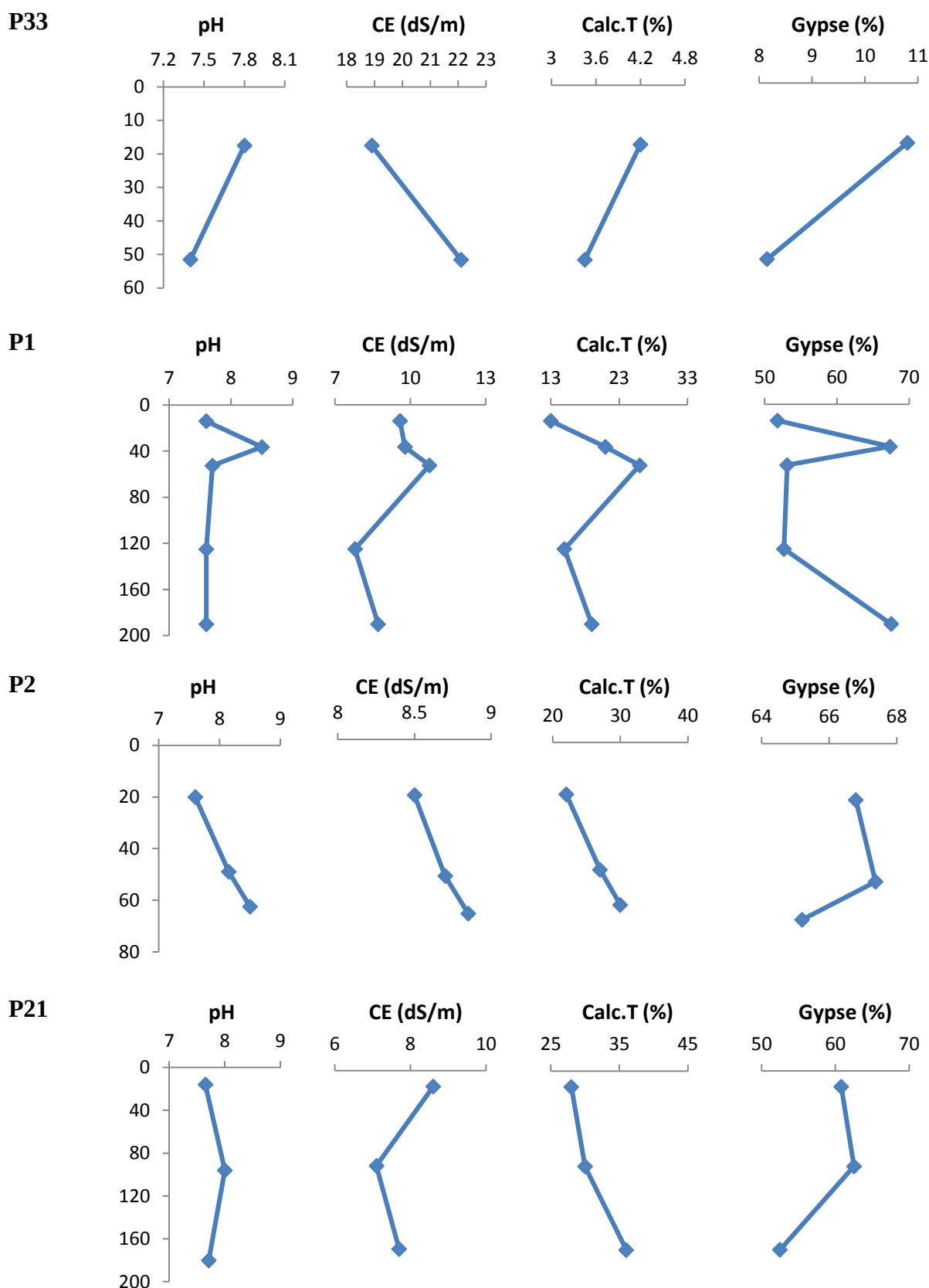


Figure IV.6 : Profils pH, salin, calcaire et du gypse des solums de la toposéquence II.

4.1.4. Caractérisation morphologique et analytique des solums de la toposéquence III d'El-Mrara

On a sélectionné la région d'étude du Daya d'El Mrara, un bassin endoréique retenu par un plateau de formation quaternaire de l'Ouest de l'Oued Righ. Oued Rtem est le principal cours d'eau qui s'écoule et alimente le Daya d'El-Mrara par sa charge alluviale. Il prend sa source dans les piémonts Sud de l'Atlas saharien et déverse sa charge alluviale dans le périmètre d'El-Mrara, qui est son exutoire naturel.

La toposéquence étudiée traverse la daya d'El-Mrara de l'Ouest à l'Est, avec une longueur de 6 km. Les solums étudiés (P16, P34, P22, P15 et P35) sont répartis de manière à

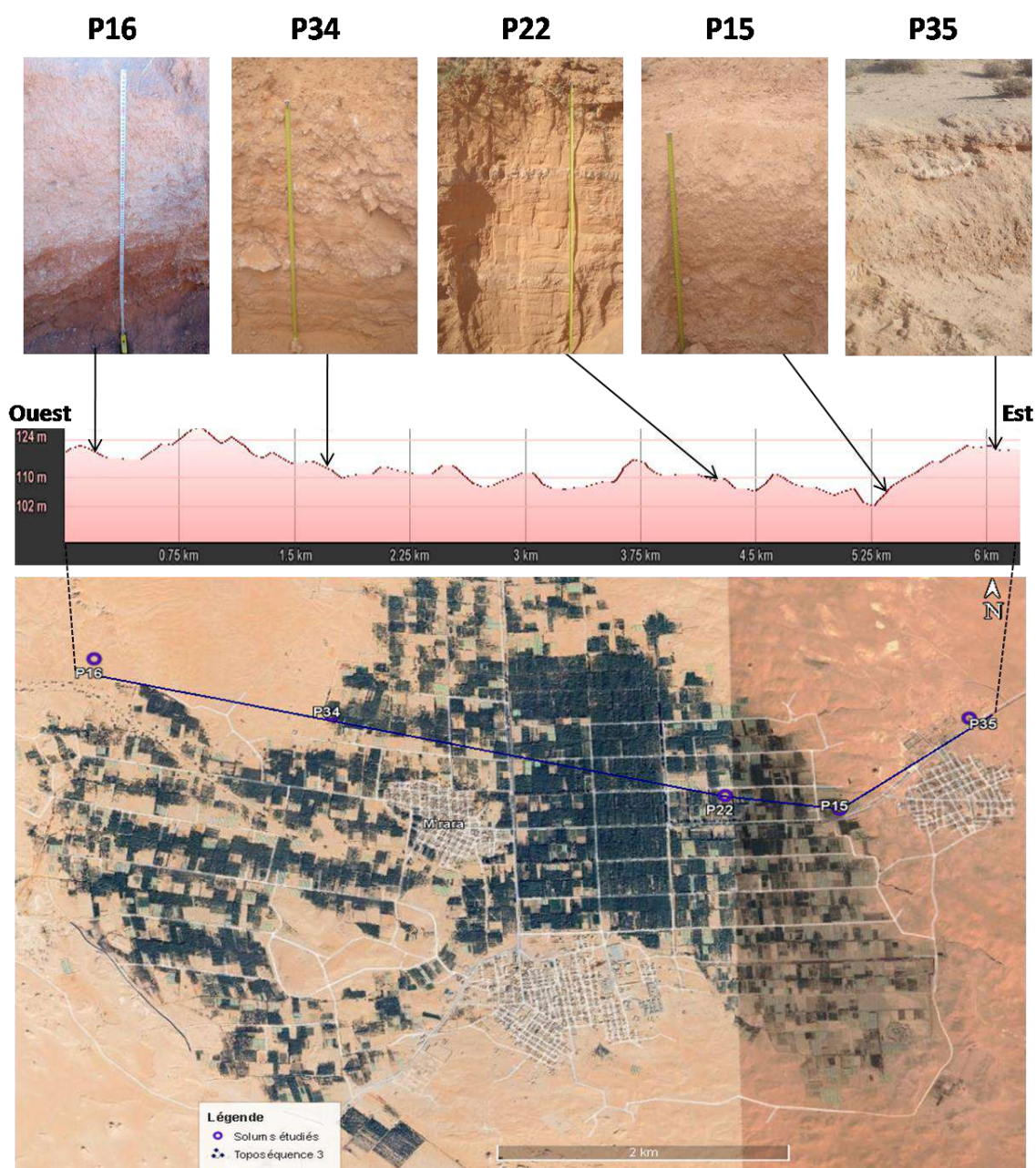


Figure IV.7 : les solums de la toposéquence III dans la région d'El-Mrara.

prendre en compte les différentes formes topographiques de la région, tels que le lit de l'Oued Rtem, les bordures et le fond de la daya. La figure IV.7 et le tableau III.4 illustre les principaux types des sols rencontrés dans le toposéquence III, l'étude morphologique montre que les sols de ce toposéquence portent les caractéristiques des sols alluviaux des régions arides, qui présentent généralement des caractéristiques spécifiques adaptées à leur environnement particulier.

Le solum P16 est localisé à la bordure du lit d'Oued Rtem. Autour de ce solum, l'état de surface est dominé par des surfaces graveleuses et sableuses ainsi qu'une végétation naturelle importante formant des nebkhas avec les apports sableux éoliens. Le sol de ce solum est peu profond, constitué d'une stratification de couches alluviales de nature texturale variable sableuse, graveleuse et caillouteuse reflétant un régime de sédimentation variable. Il présente une charge grossière très importante dès le premier horizon (>30 %) de forme subarrondie à subangulaire, avec une structure continue consolidée. Au niveau de la bordure ouest du daya d'El-Mrara, le solum P34 présente une variation significative en termes de texture et de structure, se manifestant par une stratification de couches graveleuses et sableuses. La couche de surface présente une structure polyédrique sub-angulaire grossière de texture sablo-limoneuse. La charge grossière est faible de taille graveleuse colmatée par une fraction fine limono-argileuse, la présence des accumulations calcaires est remarquable dans cette couche. L'horizon C1 présente une texture fine sablo-limoneuse avec une structure particulière stratifié. Les horizons C2 et C3 présentent des caractéristiques similaires aux horizons A et C1, mais avec une charge grossière plus fine. La transition morphologique entre les horizons est distincte et irrégulière.

Au fond de la daya, se localise le solum P22, dans les périmètres agricoles irrigués. L'horizon de surface (Ap) est modifié par l'action humaine, caractérisé par une activité biologique abondante (charge racinaire importante, taches noires, trous...). Le sol de ce site est profond avec une charge grossière très faible, présente les sols fluents typiques des régions arides sahariennes (Torrifluents), l'alternance des stratifications alluviales et éoliennes est très visible, avec une texture variant entre sableuse, sablo-limoneuse et limono-sableuse. Dans les couches limon-sableuses, la structure est polyédrique lamellaire et particulière dans les couches sableuses, la transition morphologique entre les horizons est nette et régulière. La bordure Est de la daya est présenté par le solum P15 qui présente une charge grossière abondante, similaire au solum P16. Cependant, sa taille est plus fine et la répartition est plus homogène, en particulier au niveau de l'horizon profond. En revanche, présente une

Tableau IV.4: Description morphologique et physico-chimique des solums de la toposéquence III

Solum N° Hz	Paysage			Cordonnées géographiques et élévation			Classification de sols			
							USDA (2014)		WRB (2014)	
	Prof cm	Couleur (Humide)	Text (USDA)	Stru	Cons	Caractères spéciales	Sable	Limon	Argile	MO
							%			
P16	Lit d'Oued Rtem			33°30'16.27"N 5°39'31.72"E E119m			Typic Torriorthents		Calcaric Fluvisols	
A	0-31	7.5YR 6/6	S	Sg	fr	Charge grossière (30%), forme subarrondie à subangulaire	93.07	6.18	0.75	0.34
Ckc1	31-62	5YR 6/6	LS	Sg	st	éléments grossiers (cailloux et graviers) > 40%	80	11.7	8.3	0.28
C2	>62	7.5YR 5/8	S	Sg	fr		88.45	8.05	3.5	0.29
P34	Bordure Ouest de daya			33°29'4.61"N 5°39'7.49"E E 112m			Typic Torrifluvents		Calcaric Fluvisols	
A	0 - 35	7.5YR 4/7	S	1m FR	st	Charge grossière (> 25%)	86	8.5	5.5	1.9
C1	35 - 50	7.5YR 6/6	LS	Sg	fr	Texture fine de sable fin et limon	80.53	14.5	4.9	1.5
C2	50- 66	7.5YR 7/4	LS	2M	st	Nodules et amas calcaire	84.5	10.5	5	1.20
C3	66- 100	7.5YR 5/6	LS	1M	fr	strates sédimentaires très fines	74.10	15	10.9	1
P22	Fond de daya			33°28'39.4"N 5°41'26"E E 106m			Anthropic Torrifluvents		Calcaric Skeletic Fluvisols	
Ap	0-30	7YR 5/8	LS	Sg	vfr	Structure stratifiée	80.22	15.3	4.5	2.15
C1	30-45	5YR 6/6	LS	1Fr	fr		81.6	12.6	5.8	1.20
C2	45-83	7YR 5/6	S	Sg	vfr		95.7	4.3	0	0.77
2C1	83-93	5YR 6/6	SL	2M	ST		83.74	11.9	4.4	1.01
2C2	93-130	5YR 4/6	S	Sg	fr		89.69	7.11	3.2	0.4
P15	Bordure Est de daya			33°28'39.40"N 5°41'26.00"E E 107m			Typic Torriorthents		Calcaric Fluvisols	
A	0-12	2.5YR 6/6	S	Sg	fr	Charge graveleuse (>40%)	90.9	9.10		1.5
C	12-85	2.5YR 5/8	SL	Sg	fr	Charge grossière Caillouto-graveleuse (>55%) + amas et nodules calcaires	88.5	11.5		1.8
P35	Bas plateau			33°29'3.90"N 5°42'2.16"E E 118m			Petronodic Calcigypsid		Calcic Gypsisols	
A	0-18	7.5YR 4/7	S	2M	st	Encroûtement gypso-calcaire	89.10	10.90		1.9
C1	18-90	7.5YR 6/8	S	1M	st	Éléments grossier (<30%)+ barbe et nodules gypseux	94.50	5.50		1
C2	>90	7.5YR6/6	S	1M	st		90.45	9.55		0.8

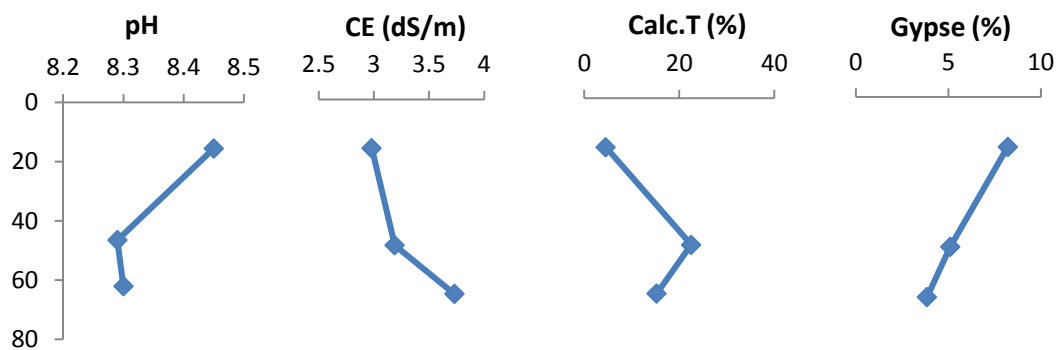
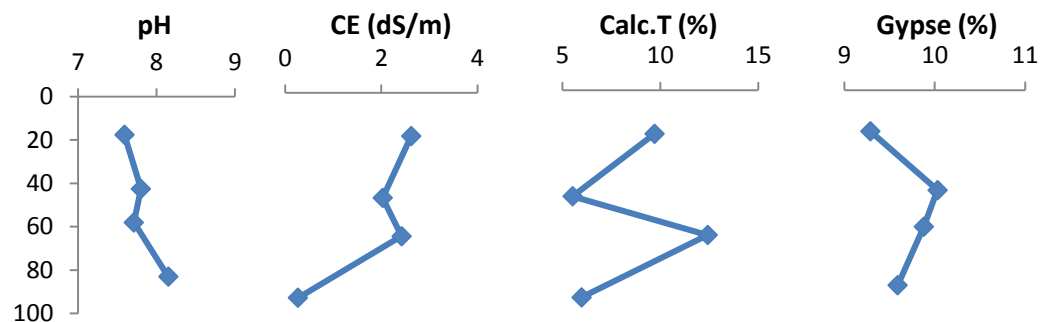
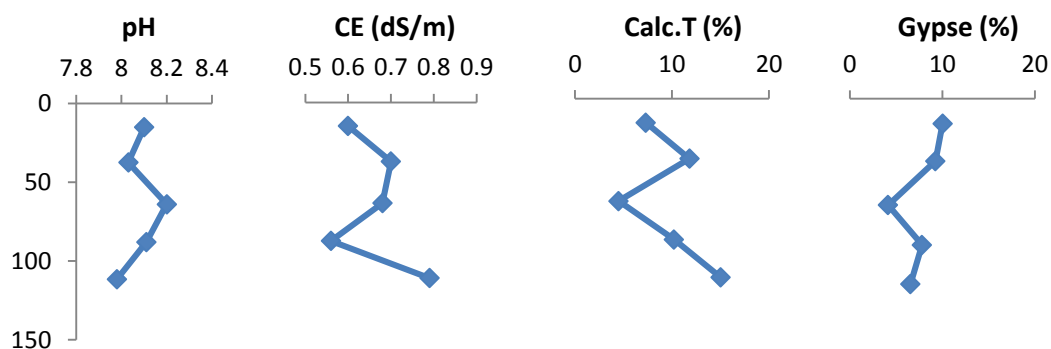
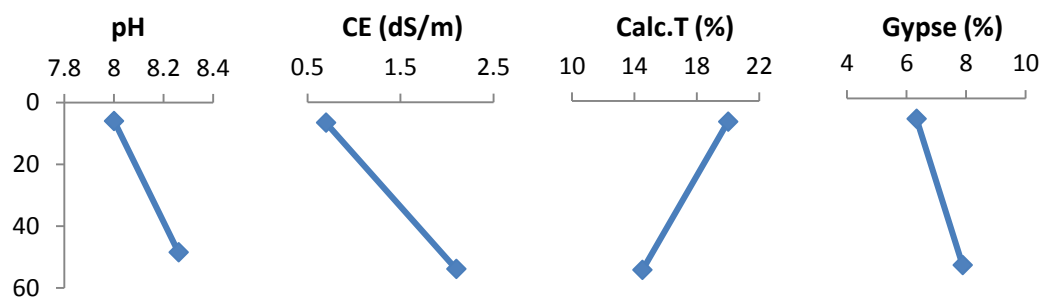
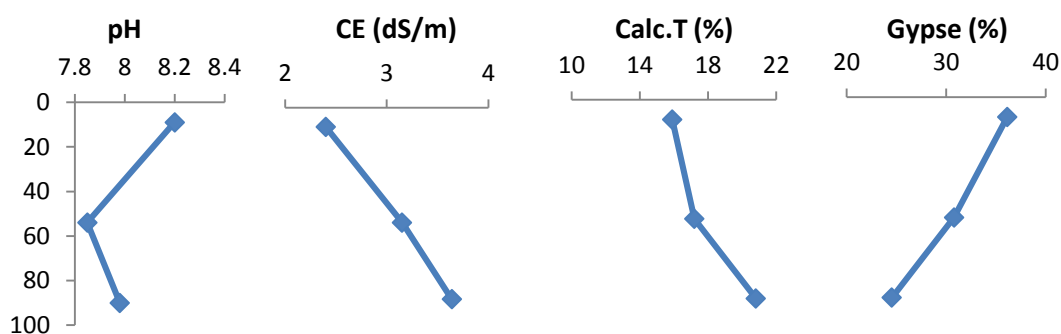
Abréviations: Text= Texture; S=Sandy; SL=Sandy Loam ; SCL= Sandy Clay Loam ; LS= Loamy Sand ; C=Clay ; CL= Clay Loam . Stru=Structure: Sg= particulaire; M = massive; Fr =fragmentaire; 1 = peu nette; 2 = nette; 3= très nette; vf = very fine; f = fine; m =moyenne; c = grossière. Cons=Consistance (sec); vfr = très friable; fr = friable; st = stable.

forme sub-arrondie à arrondie émoussée, ce qui reflète d'une origine allochtone.

L'horizon de surface est composé de sable-graveleux en raison de l'influence des apports éoliens. Le sol du solum présente une profondeur limitée et une structure particulière compactée, avec des traces de racines mortes et des amas et des nodules calcaires et des macrocristaux et barbes gypseux, la transition diffuse avec une limite irrégulière. En amont sur le plateau, le paysage est différent. L'horizon de surface est occupé par un encroûtement tabulaire gypso-calcaire, tandis que la voile éolienne est présente en surface. La charge grossière est moins importante (<20 %) et la végétation est abondante (*zygophyllum album*, *Tamarix galiga*, *Oudneya africana*, *Salsola tetragona*). Le deuxième horizon est chargé de nodules gypseux et de barbes gypseuses sous les éléments grossiers avec une effervescence active avec HCl pour le test de calcaire.

La figure IV.8 et le tableau IV.4 présentent les données analytiques de pH, de conductivité électrique, de gypse, de calcaire total et de matière organique. La conductivité électrique varie entre 0.27 et 3.73 dS /cm, ce qui indique qu'il s'agit d'un sol non salé à très salé. Selon Aubert (1978) le pH de ces sols est légèrement à moyennement alcalin, avec une plage de 7.59 à 8.45. La teneur de gypse présente dans les solums étudiés varie de 3.85% à 36.15%. En général, ces sols présentent une légère concentration de gypse (>10%), à l'exception du solum P35 où des valeurs supérieures à 20% ont été enregistrées et qui est considéré comme un sol extrêmement gypseux. Le calcaire total présente en revanche des valeurs nettement plus élevées en moyenne, avec des teneurs allant de 4,52% à 22 %. Nos sols, selon Lambert (1975) sont calcaires à moyennement calcaires.

Les profils gypseux globalement ont une tendance ascendante par contre les profils calcaire ont une tendance descendante ces derniers ressemblent aux profils salins. La teneur de matière organique est la plus élevée dans le sol des solums de ce toposéquence en comparaison aux autres solums des toposéquences I et II, sans doute en raison de l'activité biologique abondante de ces sols.

P16**P34****P22****P15****P35****Figure IV.8 :** Profils pH, salin, calcaire et du gypse des solums de la toposéquence III.

4.1.5. Autre solums hors toposéquences

En plus des trois toposéquences mentionnées, d'autres observations (9 solums) ont été réalisées. Ces solums ont été sélectionnés afin de garantir la couverture pédologique des différents paysages de la région d'étude et de fournir des exemples représentatifs de chaque classe taxonomique présente dans notre étude cartographique.

Tableau IV.5: Description morphologique et physico-chimique des solums hors toposéquences

Solum N° Hz	Paysage			Cordonnées géographiques et élévation			Classification de sols							
	Prof cm	Couleur (Humide)	Text (USDA)	Stru	Cons	Caractères spéciales	USDA (2014)			WRB (2014)				
							Sable	Limon	Argile	pH	CE dS/m	Cal. T %	Gyp	M.O
P6	Plain alluvial (zone Temacine)			32°59'49,34"N 5°57'43"E E 92m			Typic Calcigypsid							
Aky	0-49	7.5YR 5/6	LS	Sg+M	fr	Croûte gypseuse	80	16.7	3.3	8.17	4.64	25	52.38	0.87
Ckyc1	49-115	7.5YR 5/6	SL	Sg+M	fr	Macrocristaux de gypse (Rosette) + nodules de calcaire	74.4	15.5	10.1	7.5	2.6	30	64.3	1.1
Cky2	115-190	5YR 7/3	SL	2m Sbk	st	Calcaire diffuse	76.1	10.1	13.8	7.55	3.62	26	62.8	0.58
R	>190	7.5YR 5/3	SL	1m M	fr		78.1	12.4	11.5	8.25	2.5	25	50.47	0.7
P7	Surface plaine (zone Meggarine)			33°11'11"N 6°4'39,17"E E 66m			Petronodic Calcigypsid			Yermic calcic Gypsisols				
Aky	0-60	10YR 6/4	S	Sg	fr	Charge grossière gypseuse (20%)	89	8.5	2.5	7.8	4.7	10	58.1	0.52
Ckyc1	60-130	7.5YR 5/6	LS	Sg+M	fr	Macro-cristallisation gypseuse (Rosette de sable)	85.8	9.1	5.1	7.8	3.1	13	47.37	0.85
Cky2	130-163	10YR 7/6	LS	Sg+M	fr		85	11.5	3.5	7.5	3.05	9	41.1	0.29
R	>163	2.5YR 7/6	S	Sg	fr		90.5	8	2.5	7.6	4.15	15	33.07	0.29
P9	Butte témoin (bas plateau à el'Aanate)			33°7'31,40"N 5°47' 12,88"E E 113m			Typic Petrogypsid			Yermic Epipetric Gypsisols				
Ayy	0-54	7.5YR 8/2	S	3c M	st	Croûte tabulaire gypseuse	87.15	10.2	2.7	7.61	7.61	4.80	68.5	0.35
Cy1	54-103	7.5YR 8/6	LS	2f M	fr	>45 % des nodules et des concrétions gypseuses	78	16.1	5.9	7.85	7.85	10.1	50.17	0.23
C2	103-215	7.5YR 7/6	SL	2f Sbk	fr		65	22.7	12.26	8.16	8.16	11.1	43.1	0.47
P11	Limite de la sebkha de Tiguedidine			33°33'32,54"N 6° 3'2.08"E E 30m			Gypsic Haplosalids			Gypsic Solonchaks				
Ayz	0-17	7.5YR 6/4	SL	Sg	Ayz	0-17	7.5YR 6/4	SL	Sg	Ayz	0-17	7.5YR 6/4	SL	Sg
Cyz	17-45	7.5YR 5/2	LS	Sg	Cyz	17- 45	7.5YR 5/2	LS	Sg	Cyz	17-45	7.5YR 5/2	LS	Sg

Suite du tableau IV.5

Solum N° Hz	Paysage			Cordonnées géographiques et élévation			Classification de sols							
							USDA (2014)			WRB (2022)				
	Prof cm	Couleur (Humide)	Text (USDA)	Stru	Cons	Caractères spéciales	Sable %	Limon	Argile	pH	CE dS/m	Cal. T	Gyp %	M.O
P12	Sebkha de Tiguedidine			33°33'59.8"N 6°04'04"E E 23m			Gypsic Aquisalids			Gypsic hayoersalic Solonchaks				
Az	0-15	7.5YR 6/4	LS	Sg	fr	Croûte saline blanche à la surface du sol	83.8	10.1	6	7.06	30.44	1.5	6.64	0.92
Cy	15- 75	7.5YR 6/6	SL	Sg	fr	Niveau de la nappe phréatique à 75 cm	72.5	17.4	10.1	7.15	25.64	0.7	13.5	0.96
P13	Glacis (limite ouest des palmeraies de Djamaa)			33°34'57.5"N 05°58'46.9"E E 44m			Typic Petrogypsis			Gypsic Duric Solonchaks				
Aymm	0-67	7.5YR 5/6	LS	3c M	st	Croûte gypseuse	85.8	9.75	4.45	7.1	11.8	0.3	40.38	0.87
Cy1	67- 131	7.5YR 6/6	LS	1m M	st	Rose de sable + Rhizolithes gypseuses	81.5	11.5	7	7.87	23.76	0.5	29.19	1.05
C2	>131	7.5YR 6/6	LS	Sg+ M	fr		86.9	8.82	4.28	7.36	21.47	1	15.36	1.05
P14	Erg (Erg oriental la zone de Sidi Slimane)			33°17'44,52"N 6°21'32"E E 92m			Typic Torripsamments			Skeletal Arenosols				
A	0-23	7.5YR 5/6	S	Sg	vfr		87.8	9.4	3.8	8.06	2.06	4.5	9.1	0.1
C	23- 110	7.5YR 5/8	SL	Sg	vfr		79.4	14.3	6.3	8.15	2.03	2.88	6.22	0.5
P11	Fond du lit de l'Oued (hors palmeraie)			33°33'54.9"N 6°3'39"E E 27m			Typic Haplogypsis			Gypsic Gleyic Solonchaks				
Ap	0-36	7.5YR 7/6	SL	Sg	Ap	Efflorescence saline à la surface du sol	68.3	19.7	12	7.35	11.17	2.81	10.4	1.10
Bg	36- 62	2.5Y 4/1	LS	Sg	Bg	Gley avec plus de 40 % d'abondance	83.7	11.4	4.9	7.04	9.77	2.19	8.2	1.50
P31	Dépression (limite nord de la ville de Sidi Slimane)			33°19'27.81"N 6° 4'56.88"E E 56m			Typic Haplosalids			Haplic Solonchaks				
Az	0-21	7.5YR 6/6	SL	Sg	vfr	Croûte saline fragile	80	13.2	6.8	7.74	22.4	7.5	5.5	0.5
Cz	21- 76	7.5YR 6/4	SL	Sg	fr		75.5	15.3	9.2	7.85	27.3	5.2	4	0.8

Abréviations: Text= Texture; S=Sandy; SL=Sandy Loam ; SCL= Sandy Clay Loam ; LS= Loamy Sand ; C=Clay ; CL= Clay Loam . Stru=Structure: Sg= particulaire; M = massive; Fr =fragmentaire; 1 = peu nette; 2 = nette; 3= très nette; vf = very fine; f = fine; m =moyenne; c = grossière. Cons=Consistance (sec); vfr = très friable; fr = friable; st = stable.

D'après les solums étudiés (Tableau IV.5 et Figure IV.9), on a remarqué que le Sous-Ordre Gypsis est très répandu dans notre zone d'étude et réparti sur différentes unités paysagiques (P6, P7, P9, P13 et P28), donc la répartition des sols gypsiques n'est pas vraiment liée à un niveau topographique spécifique. Ces sols sont présents dans la plaine alluviale de la zone de Temacine, avec un type de sol Typic Calcigypsis. Dans la surface plaine de la zone de Meggarine, les sols sont classés comme Petronodic Calcigypsis. Pour la butte témoin à El-Anet et le bas glacis à la limite ouest des palmeraies de Djamaa, les sols sont classés comme

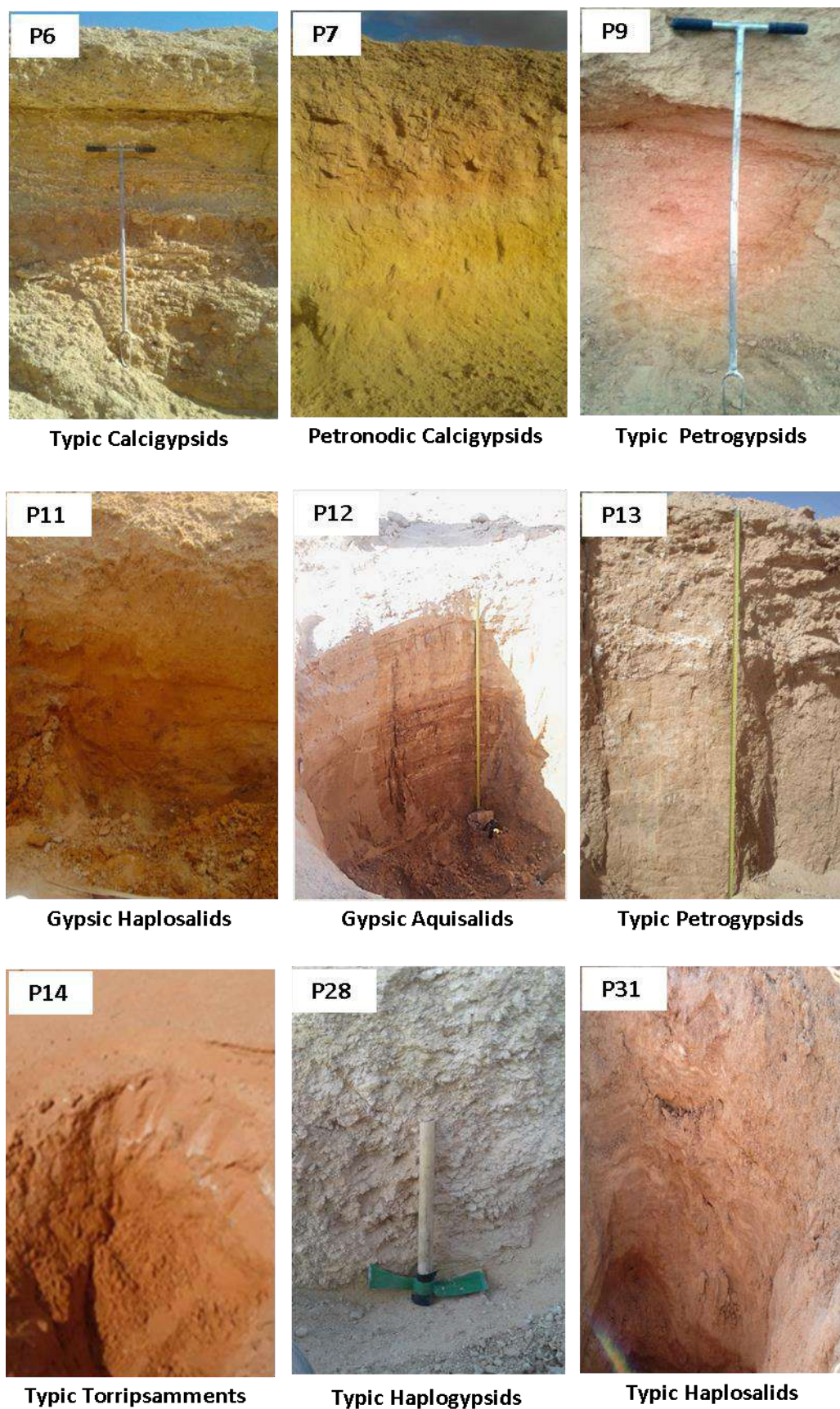


Figure IV.9. Photos des solums étudiés en dehors des toposéquences et leurs classifications (d'après USDA, 2014).

Typic Petrogypsis. Concernant les sols de lit principal de l'Oued Righ hors palmeraies, le sol est Typic Haplogypsis.

Le Sous-Ordre Salids ou les sols salés en sens large est largement répandu dans notre région d'étude, en particulier dans les zones à faible élévation comme les palmeraies en bas-fond de la vallée d'Oued Righ, ainsi que dans les dépressions (à la zone basse au nord de la ville de Sidi Slimane, P31), les sebkhas (Sebkha de Tiguedidine, P12) et à leurs limites (bordure de la sebkha de Tiguedidine, P11).

Les résultats de l'analyse physico-chimiques des échantillons de sol (Tableau IV.5) ont révélé un pH légèrement alcalin à alcalin qui oscillait entre 7.04 et 8.45. Les sols présentent une conductivité électrique allant de 2.03 à 35.2 dS/m, ce qui indique des sols salés à des sols extrêmement salés (Aubert, 1978). Les valeurs les plus élevées sont marquées dans les dépressions salées (P11, P12, P13 et P31) où l'influence de la nappe phréatique est déterminante. La texture des échantillons du sol analysés d'après le triangle de texture USDA sont classés comme sableux, sablo-limoneux et limono-sableux (tableau VI.5). La valeur moyenne des fractions granulométriques d'argile, de limon et de sable était respectivement de 6.90, 13.43 et 79.83 %. Le sable constitue donc la fraction la plus abondante. Les pourcentages de calcaire total et de gypse variaient respectivement de 0.3 à 30 % et de 4 à 68.5 %. La tendance des courbes de calcaire totale et de gypse est indéfinie, inversement à la tendance enregistrée dans les sols des régions arides.

D'une manière générale, les sols de notre zone d'étude sont peu développés en raison de la présence de croûtes gypso-calcaires, gypseuses et pétro-gypseuses à des profondeurs différentes qui restreignent l'infiltration de l'eau et empêchent l'enracinement des plantes. En outre, la texture sableuse qui donne une structure fragile, surtout en surface de sol. De plus, la présence de végétation y est rare, ce qui entraîne une faible addition de matière organique, ce qui rend le sol plus vulnérable à l'érosion éolienne et hydrique. La salinité et l'alcalinité sont des caractéristiques déterminantes des sols de notre région qui influencent leur capacité à soutenir la végétation et à garder la durabilité des écosystèmes.

4.2. Approche minéralogique et micromorphologique des sols de la région d'Oued Righ

4.2.1. Minéralogie de la poudre totale (Fraction <2 mm)

On a réalisé la minéralogie de la poudre totale (fraction < 2mm) sur des échantillons provenant de divers solums situés dans des sites différents. Cette variation d'échantillonnage

nous a permis d'avoir une idée sur le cortège minéralogique qui constitue les sols de notre région d'étude.

Le tableau IV.6 résume les résultats de la minéralogie totale sur poudre, ainsi que les diffractogrammes de rayon X (Figures IV.10 à IV.22). D'un point de vue qualitatif, 15 minéraux ont été identifiés, représentant différents groupes minéraux, qu'ils ont hérités ou/et mobilisés par les facteurs de transports (le vent et l'eau). Grâce au logiciel X'Pert High Score. Cela nous a permis d'identifier les minéraux suivants :

- **Les silicates** : Q-Quartz (SiO_2), F-Feldspar ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), Mi-Microcline (KAlSi_3O_8), Or-Orthoclase ($\text{K}_4\text{Al}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{32}$), Go-Gobbsinite ($\text{Na}_4\text{CaAl}_5\text{Si}_{10}\text{O}_{44}$) et les phyllosilicates (P-Palygorskite, M-Montmorillonite, I-Illite, Mu-Muscovite et K-Kaolinite);
- **Les carbonates**: C-Calcite (CaCO_3), D-Dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) ;
- **Les sulfates**: G-Gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), An-Anhydrite (CaSO_4) ; B-Bassanite ($\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$)
- **Les Halogénures** : Ha-Halite (NaCl).

D'une manière générale, les résultats de l'analyse minéralogique confirment les résultats des analyses chimiques, notamment en ce qui concerne le dosage du gypse, de la salinité et du calcaire total. Dans notre région d'étude, les silicates constituent la classe de minéraux la plus abondante, précisément le quartz, qui représente les pourcentages les plus élevés dans les échantillons analysés par DRX. Les phyllosilicates (Palygorskite, Montmorillonite, Muscovite, Kaolinite et Illite) sont observés dans les échantillons riches en argile avec des taux faibles, à l'exception du palygorskite dans l'échantillon P2/Btk présent avec un taux moyen de 25,10%. Les minéraux restants (Feldspar, Microcline, Orthoclase, Gobbsinite) sont issus du groupe des silicates, du sous-groupe des tectosilicates, plus précisément de la famille des feldspaths qui constituent les minéraux le plus abondants de l'écorce terrestre. Ces minéraux sont présents en quantité faible dans les sols de la région d'étude.

L'abondance du gypse est élevée dans les échantillons de croûte et d'encroûtement gypseux (P27/Aky, P4/Ay, P1/Bky, P21/A, P21/Cky1), tandis que l'anhydrite est présente uniquement dans l'échantillon (P21/Cky1) et la bassanite a été observée dans les échantillons P2/Btk et P22/C1. L'anhydrite et la bassanite sont des produits secondaires produits par la déshydratation du gypse. Ainsi, pour que l'anhydrite et la bassanite se forment, il faut une température plus élevée que celle du gypse.

La calcite est la classe de carbonate la plus abondante, tandis que la dolomite est moins importante et apparaît principalement dans les échantillons de la toposéquence III. L'apparition de dolomite dans les sols alluviaux de la région d'El-Mrara (formations récentes) pourrait être attribuée à une origine détritique, soit par une activité éolienne récente (Coque, 1962), soit par l'érosion hydrique d'après Charle (1976) où l'eau de ruissellement alimente les régions situées en contrebas par ce minéral, cette explication est la plus logique dans notre situation.

L'association de la calcite avec le gypse se manifeste principalement dans les croûtes et les encroûtements gypso-calcaires, mais avec des proportions variables. La présence de calcite est également observée dans les horizons profonds plutôt que dans les horizons de surface, et elle est beaucoup plus liée à la fraction fine (limon et argile), contrairement au gypse qui se trouve plus concentré à la surface. La salinité est une caractéristique fameuse des sols de la région d'Oued Righ, cependant l'analyse minéralogique ne révèle pas toujours cette caractéristique. Les sols très salés P4/1Cyz, P20/Az et P1/Bkyz présentent un taux d'halite élevé, tandis que les sols salés présentent un taux moins faible (< 25 %).

Tableau IV.6 : Estimation semi-quantitative de composition minéralogique des échantillons de sol étudiés par DRX.

	Solum/Hz	Q	G	An	B	C	D	Ha	Go	Mi	F	Or	Mu	P	M	I	K
Toposéquence I	P27/Aky	++	++	-	-	++	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	P4/Ay	+	+++	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	P4/1Cyz	++	++	-	-	+	-	++	-	+	+	-	-	-	-	-	-
	P20/Az	++	+	-	-	+	-	+++	-	-	+	+	-	-	-	-	-
Toposéquence II	P33/Az	+++	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	+	+	-	-
	P1/Bky	+	++	-	-	+	-	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-
	P1/Bkyz	++	-	-	-	+	-	++	-	-	-	-	-	-	+	+	+
	P2/Btkz	+	-	-	++	++	-	-	-	-	-	-	-	++	+	+	+
	P21/A	+++	++	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	P21/Cky1	+	++	+	-	++	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Toposéquence III	P16/Ckc1	+++	+	-	-	+	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-
	P34/C2	+++	+	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	P22/C1	++	+	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+

(-) non détecté, + = <25% (faible), ++ = 25 à 50% (moyen), +++ = >50% (abondant).

Le solum P20 situé dans la sebkha d'El-Goug présente le taux le plus élevé d'halite dans la croûte saline de surface.

Les observations que nous avons retenues, c'est que le cortège minéralogique est relativement homogène, où le quartz, le gypse et la calcite sont les minéraux prédominants dans les sols de la région d'étude et apparaissent en différents paysages. L'halite est apparue aussi dans l'analyse minéralogique et avec des taux importants dans les solums localisés dans le fond de la vallée de l'Oued Righ.

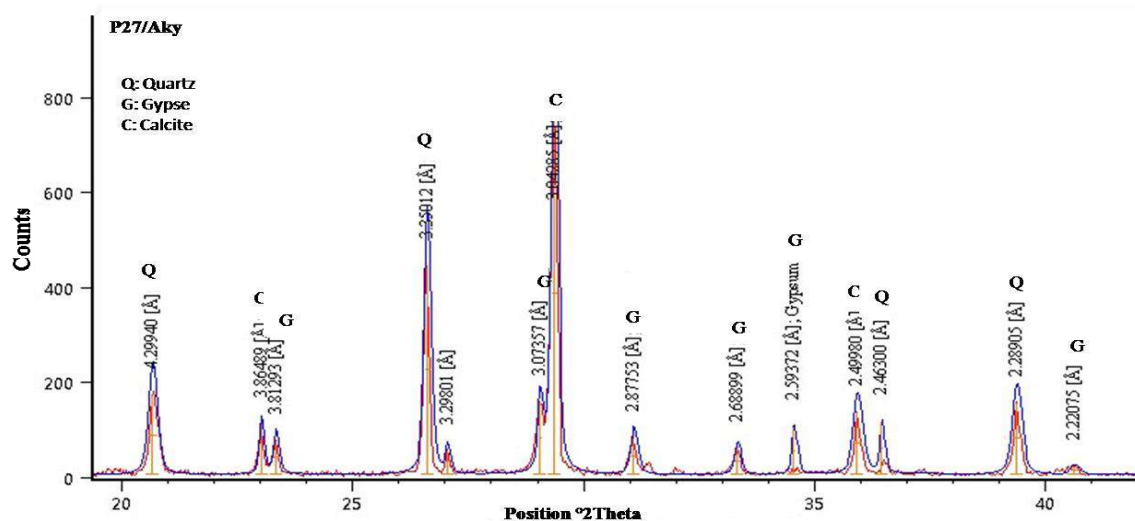


Figure IV.10: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P27/Aky

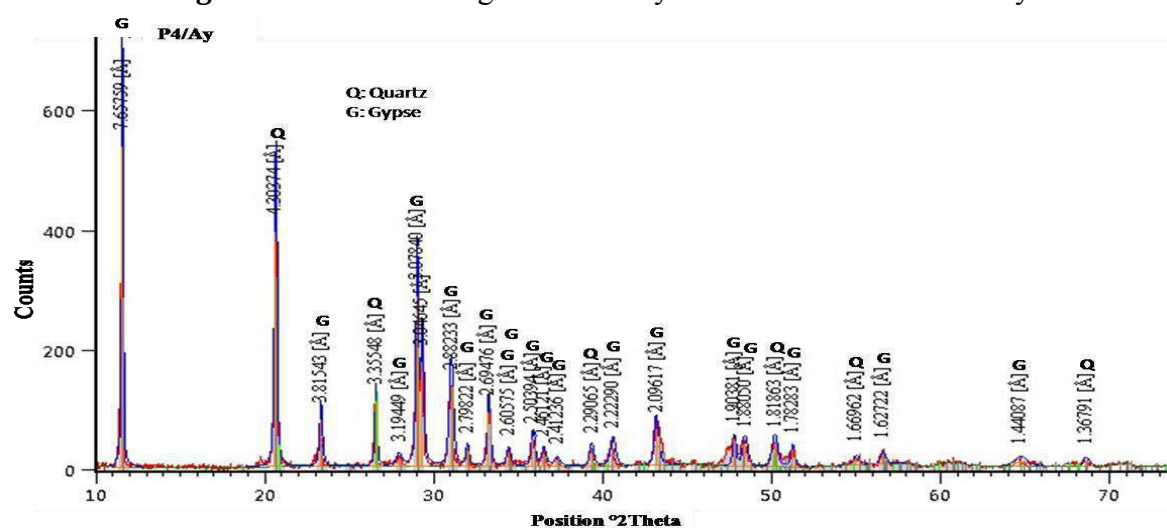


Figure IV.11: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P4/Ay

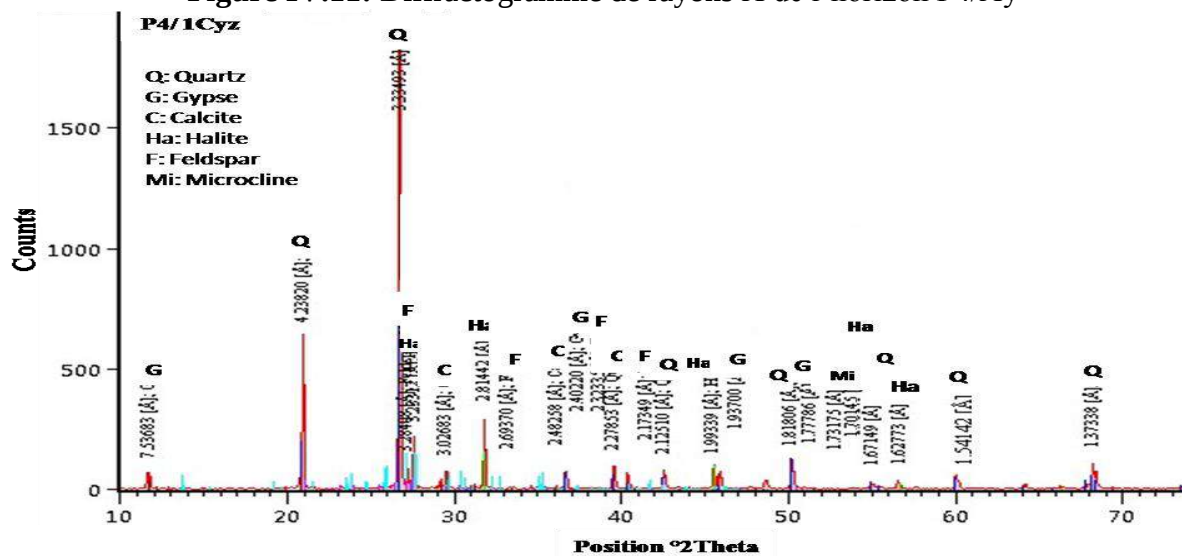


Figure IV.12: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P4/1Cyz.

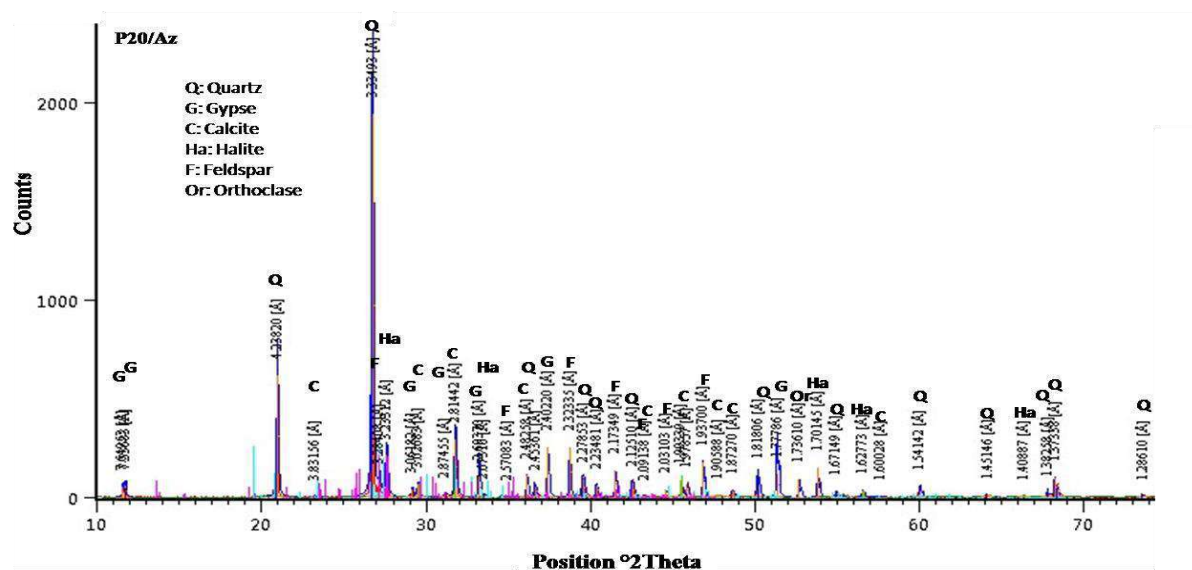


Figure IV.13: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P20/Az.

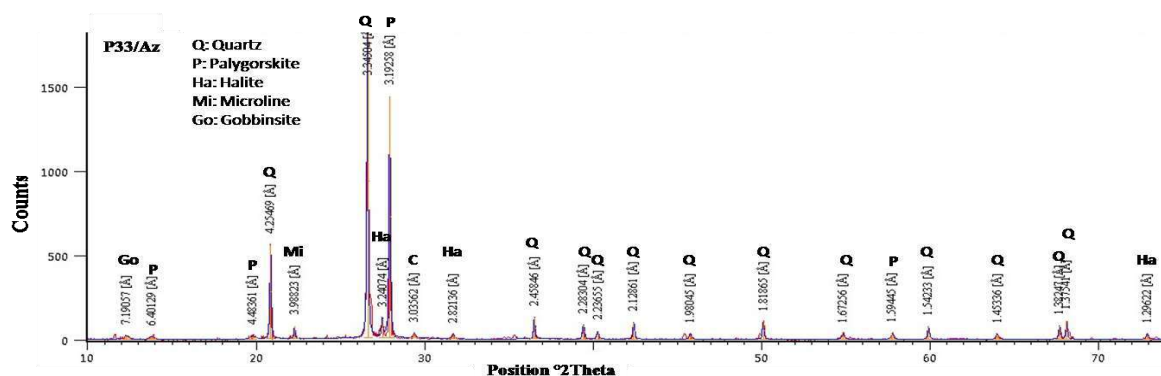


Figure IV.14: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P33/Az.

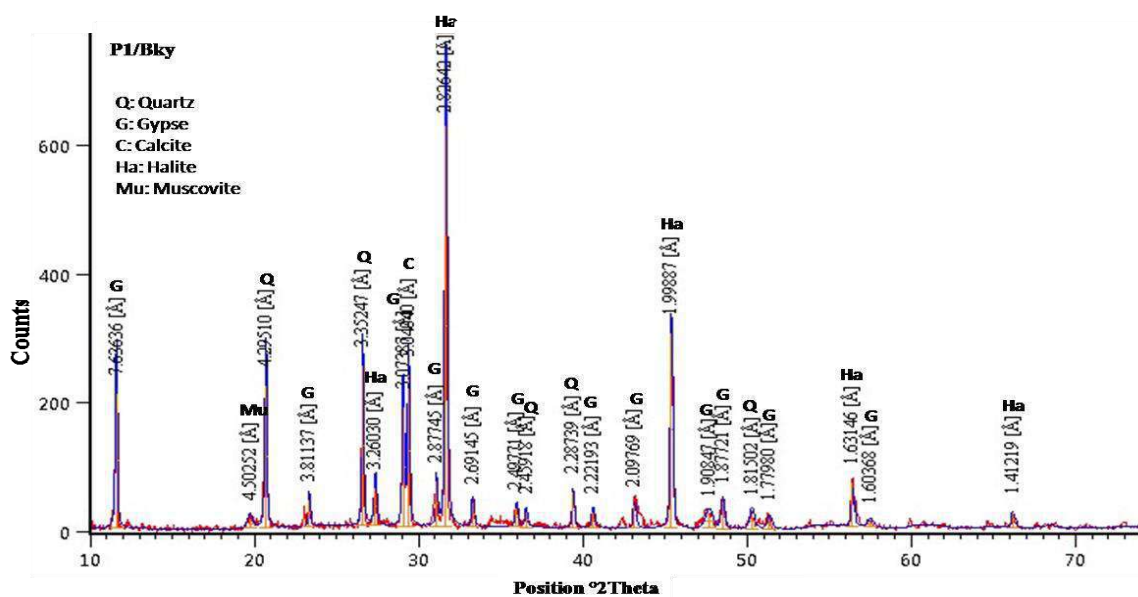


Figure IV.15: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P1/Bky.

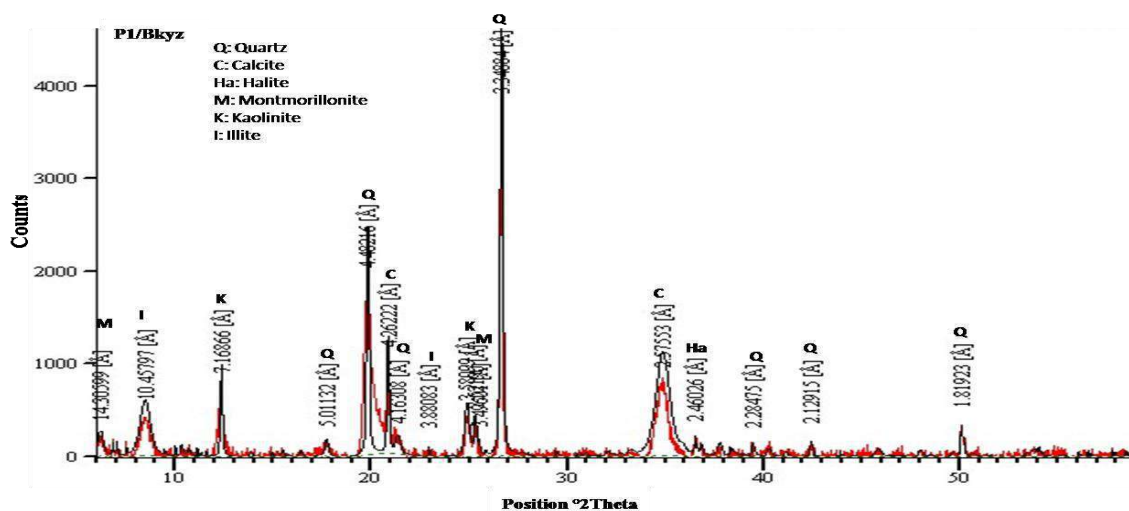


Figure IV.16: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P1/Bkz.

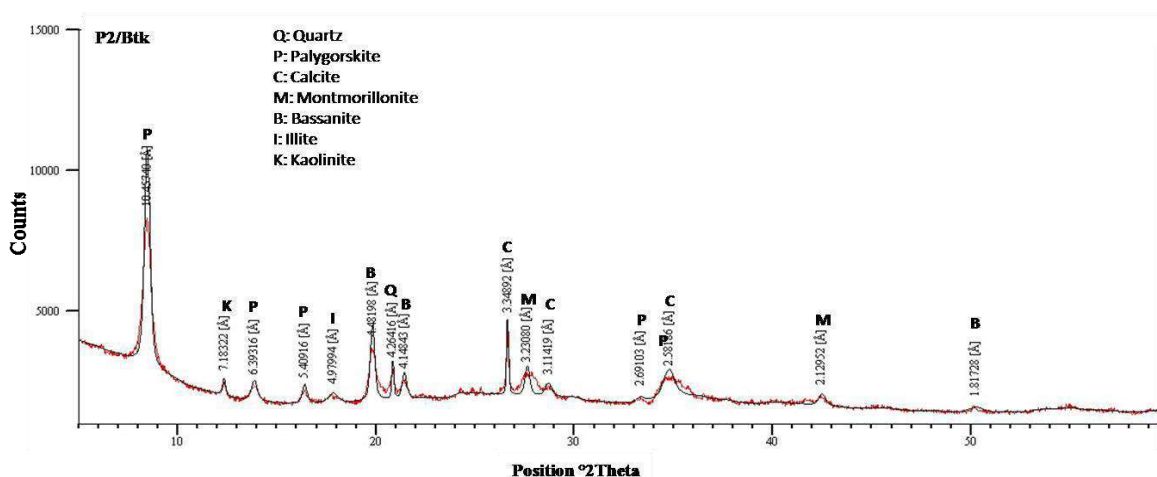


Figure IV.17: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P1/Bkz.

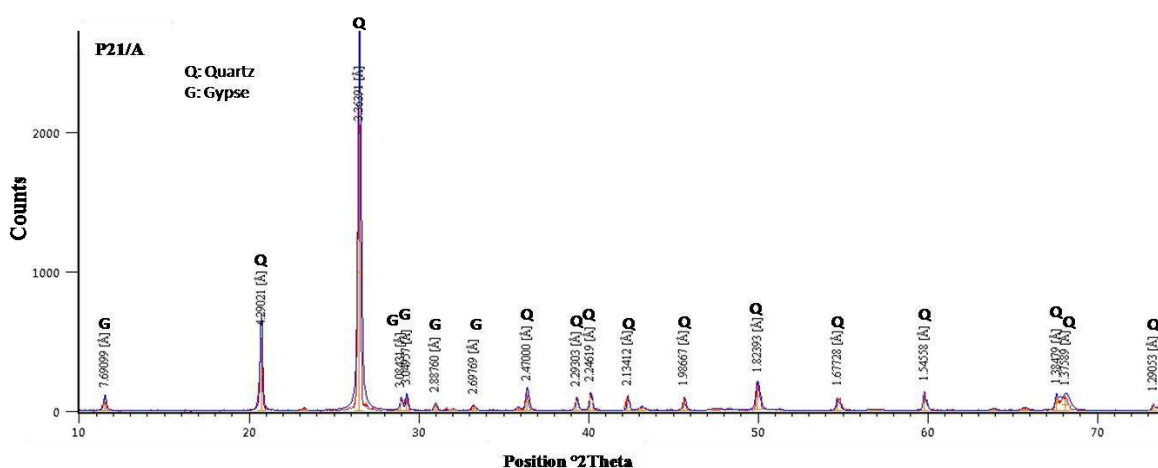


Figure IV.18: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P21/A.

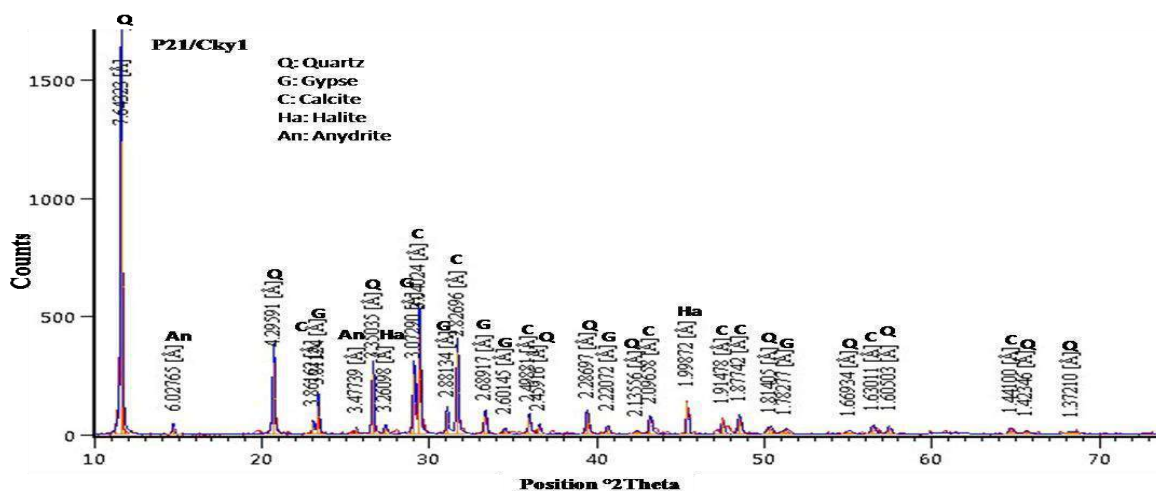


Figure IV.19: Diffractogramme de rayons X de l'horizon P21/Cky1.

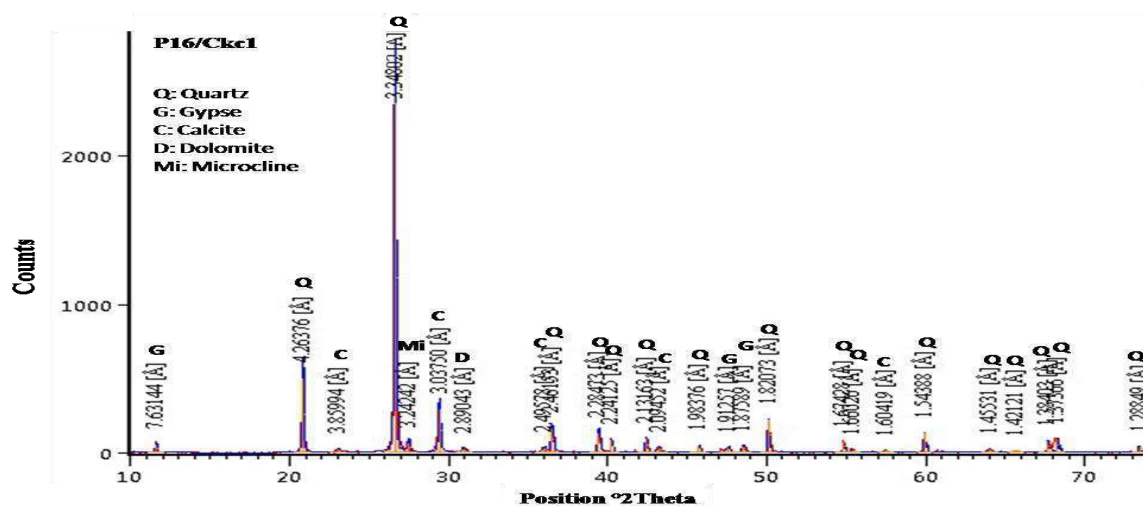


Figure IV.20 : Diffractogramme de rayons X de l'horizon P16/Ckc1.

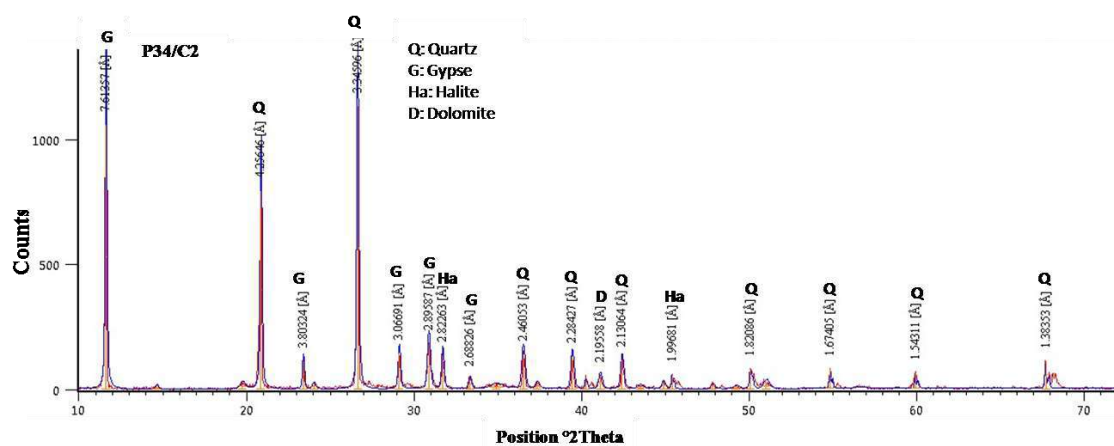


Figure IV.21 : Diffractogramme de rayons X de l'horizon P34/C2.

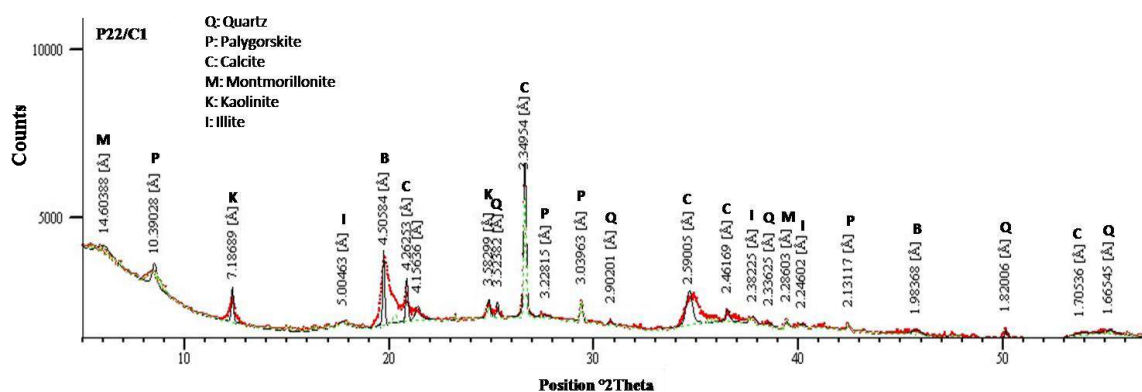


Figure IV.22 : Diffractogramme de rayons X de l'horizon P22/C1

4.2.2. Minéralogie de la fraction argileuse (Fraction <2 µm)

Les minéraux argileux ont été identifiés pour chaque échantillon sélectionné en utilisant les diffractogrammes des rayons X sur dépôt orienté. Les graphiques sont tracés avec les différents traitements : saturation calcium, test de gonflement à l'éthylène glycol et, pour certains, le chauffage à 110, 200, 350 et 550 °C. Afin d'affiner l'identification et l'interprétation des résultats, les diffractogrammes ont fait l'objet d'une analyse par traitement numérique grâce au logiciel X'Pert High Score.

Les diagrammes de diffraction des échantillons analysés montrent un mélange de minéraux argileux simples et interstratifiés comme la palygorskite, l'illite, mica-illite, illite-muscovite, la kaolinite, chlorite et la chlorite-smectite (Tableau IV.7, Figure IV.23.A, B, C, D, E, F, G et H). Les minéraux associés sont le quartz, le gypse et le feldspath. Le fait que les pics d'un minéral soient plus intenses témoigne d'une cristallinité parfaite de son réseau cristallin.

On note une dominance des pics aux positions autour de 7,14 Å et 3,57 Å, mais ils disparaissent après un chauffage à 550 °C, généralement attribués à la kaolinite. La kaolinite présente une distance inter-réticulaire (d_{001}) de 0,715 nm, qui ne change pas lors de son hydratation ou de sa solvatation à l'éthylène glycol.

La présence de minéraux fibreux, tels que la palygorskite (ou attapulgite), est une caractéristique notable des sols des régions arides. Elle était également signalée par les pics à 6,4 Å et 10,4 Å dans les diffractogrammes de rayons X étudiés. La palygorskite se forme généralement dans des environnements arides à semi-arides par des différents processus. Elle est considérée comme un minéral hérité, néoformé ou de transformation diagénèse selon les situations. Des pics autour de 10 et 5 Å indiquent des quantités moyennes de mica-illites et un

pic autour de 4.47 Å correspond à l'illite-muscovite, dont les positions et les intensités n'ont pas changé après aucun traitement diagnostique, tandis que le pic à 14,4 Å dans le diffractogramme de l'échantillon saturé de Ca semble correspondre à la smectite-chlorite.

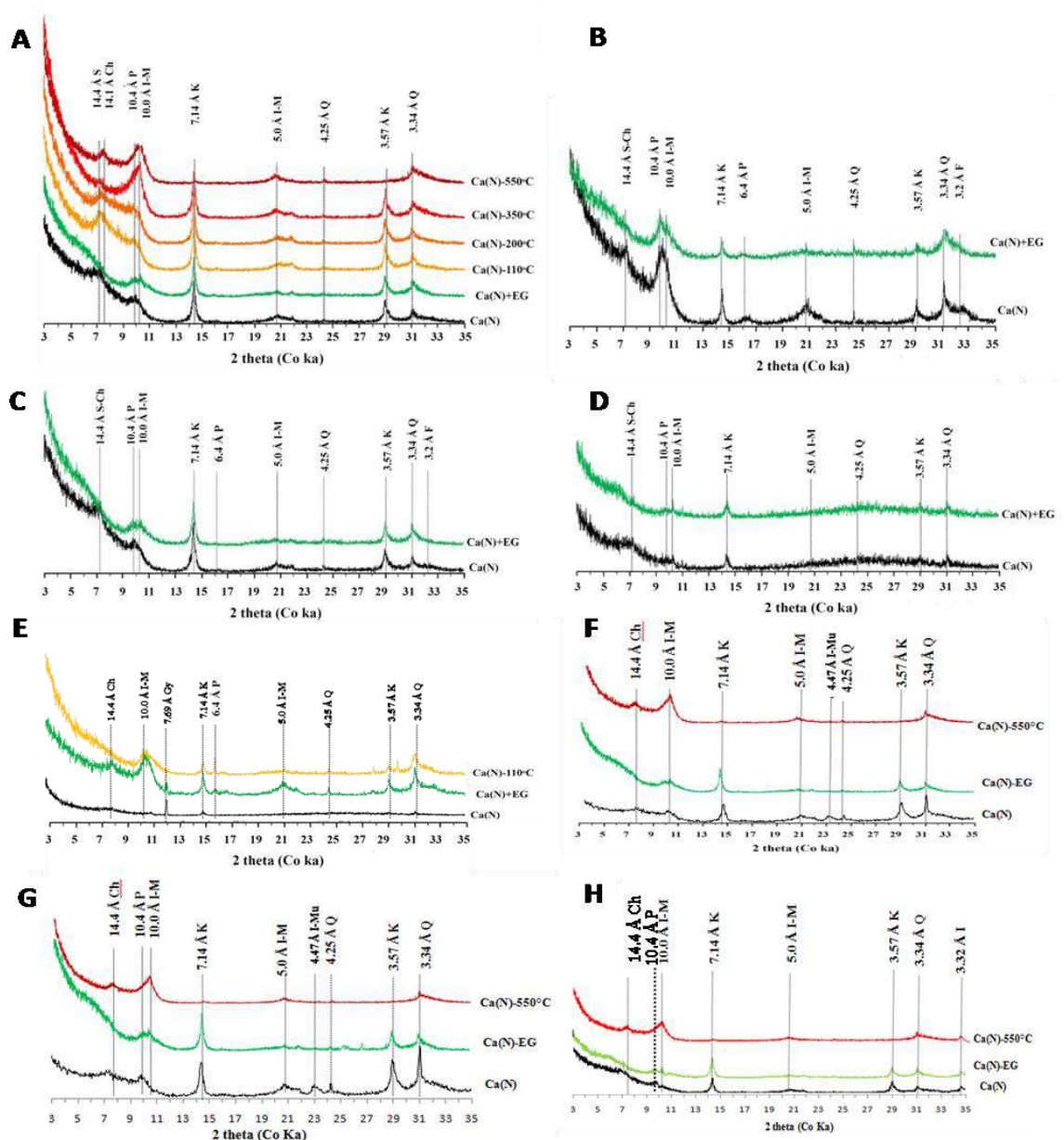


Figure IV.23 : Test de comportement des argiles (<2 μm) pour les horizons étudiés des solums choisis : P6/Ckyc1 (A); P2/Byk (B); P16/Ckc1 (C); P27/Bky (D) ; P7/Cky1 (E) ; P1/C2 (F) ; P30/C2 (G) ; P22/C1 (H). Smectite (S), Chlorite (Ch), Palygorskite (P), Mica (M), Kaolinite (K), Illite (I), Muscovite (Mu), Les minéraux associés : Quartz (Q), Feldspar (F) et Gypse (Gy). Les nombres au-dessus des pics correspondent à l'espacement d en Å. Traitements : Ca (N) échantillons d'argile saturés en Ca; Ca (N) + EG saturé en Ca + Glycerol solvate; Ca (N) – 110 saturé en Ca et chauffé à 110°C ; Ca (N) – 200 saturé en Ca et chauffé à 200°C ; Ca (N) – 350 saturé en Ca et chauffé à 350°C et Ca (N) – 550 saturé en Ca et chauffé à 550°C.

Le chauffage progressif des échantillons saturés en Ca de 110 à 300 °C a déshydraté (fermée) de manière réversible les minéraux 2:1, identifiés comme de la vermiculite et de la smectite. Le pic de faible intensité à environ 3,2 Å a été attribué au feldspath. Les pics de 4,25 et 3,34 Å sont représentés au quartz et le gypse représenté par le pic 7.69 Å. La présence de kaolinite, d'illite, de chlorite-smectite et de palygorskite dans les horizons du sol analysé témoigne de l'homogénéité minéralogique de ces sols. Ces minéraux argileux sont caractéristiques des sols des régions arides et semi-arides. Des résultats similaires ont été trouvés par d'autres auteurs (Abbaslou et Abtahi 2007, Thiry 2000, Sanguesa et *al.*, 2000) et ont été rapportés par (Hamdi-Aissa 2001, Boumaraf 2013, Djili et Hamdi-Aissa 2018) dans les sols sahariens algériens.

Les résultats de l'analyse semi-quantitative des minéraux argileux (Tableau IV.7) montrent que presque tous les échantillons analysés contenaient de la kaolinite, de la palygorskite et de l'Illite-Mica avec des teneurs importantes par rapport aux autres types d'argile; les teneurs moyennes de la kaolinite varient de 13 à 38 %, tandis que les teneurs de palygorskite sont plus élevées, allant de 11 à 48 %. De plus, les teneurs de l'illite-mica montrent des teneurs faibles à moyennes qui varient de 7 à 34 % dans les sols étudiés.

Tableau IV.7 : Estimation semi-quantitative des minéraux argileux déterminés par DRX pour les échantillons choisis

Solum / Hz	Chlorite	Smectite	Palygorskite	Kaolinite	Ill-Mic	Chl-Sme	Ill- Mu	Illite	minéraux associés
P27/Bky	-	-	+	++	+	+	-	-	+
P1/C2	+	-	+	++	++	+	+	-	+
P2/Btkz	-	-	++	+	+	+++	-	-	++
P16/Ckc1	-	-	++	++	++	+	-	-	++
P22/C1	+	-	+	++	++	-	-	+	+
P6/Ckyc1	+	+	+++	++	+	-	-	-	++
P7/Cky1	+	-	++	++	++	-	-	-	+
P30/C2	+	-	++	++	++	-	+	-	++

(-) non détecté, (+) <20% (faible), (++) 20 à 45% (moyen), (+++) >45% (abondant). Chl-Sme=Chlorite-Smectite, Ill-Mic=Illite-Mica, Ill-Mu=Illite-Muscovite.

La chlorite est présente en teneur faible principalement dans les échantillons P1/C2, P6/Ckyc1, P7/Cky1, P30/C2 et P22/C, tandis que la smectite (montmorillonite) est absente dans la majorité des échantillons, présente uniquement dans P6/Ckyc1. L'interstratification chlorite-smectite est présente dans P1/C2, P27/Bky et P16/Ckc1 en faible quantité, ne dépassant pas 14 %, alors que pour l'échantillon P2/Btk la teneur est significative (46 %). L'illite présente en format simple avec une teneur très faible (9 %) uniquement dans

l'échantillon P22/C, pour l'illite-Muscovite, est présente dans P1/C2 et P30/C2 en teneur faible. Il est probable que les argiles responsables de la couleur verte ou gris-verdâtre des couches riches en argile dans la zone d'Oued Righ, sont la chlorite et l'illite de couleur verdâtre, ont été présentes dans tous les échantillons analysés, même en faible quantité, que ce soit en format simple ou interstratifié.

L'apparition des minéraux argileux dans les sols est due à l'un des principaux processus suivants: (1) l'héritage des matériaux parents, (2) la transformation d'autres minéraux argileux, et (3) la néoformation à partir de la solution du sol (Kowalska et *al.*, 2021).

La présence de teneurs faible à modérées en illite et en chlorite dans les sols pourrait être liée à l'héritage des roches-mères (Nadimi et Farpoor, 2013). D'après Owliaie et *al.* (2018), les conditions idéales pour la formation de chlorite dans les sols sont une lixiviation élevée, un pH faible, et l'élimination des hydroxydes intercalaires. Le régime désertique de la zone d'étude n'est pas favorable à la formation pédogénétique de chlorite. Par conséquent, la chlorite des sols étudiés est supposée être hérité des sédiments. Halitim (1988) a trouvé que la quantité d'illite était inversement proportionnelle à la teneur en calcaire et c'est le cas enregistré dans les horizons analysés. L'illite est considérée comme un minéral argileux stable dans le pédoenvironnement aride. Cependant, Singer (1989) a noté que l'accumulation et la distribution du processus d'illitisation dépendent du nombre de cycles de déposition, déflation et humidification-sécheresse. Toutefois, il existe quelques indications selon lesquelles le mica pourrait également se former pédogénétiquement dans les sols arides, mais uniquement dans des conditions spéciales, principalement par fixation du potassium des smectites préexistantes (Sanguesa et *al.*, 2000).

La kaolinite est présente dans presque tous les échantillons analysés. Il est bien connu que la kaolinite se forme principalement à partir de l'altération des feldspaths et du mica sous des conditions bien déterminées. Ce processus se produit dans les sols et les sédiments soumis à un drainage important par les flux d'eau météoriques, qui ont lieu dans des zones à climat chaud et humide (Nadimi et Farpoor, 2013). En fait, ces conditions ne pouvant pas être retrouvées dans la zone étudiée ; donc l'héritage est la source de présence de kaolinite dans les sols étudiés. La présence simultanée de kaolinite et de palygorskite en quantités appréciables suggère que ces minéraux ont subi plusieurs processus. En effet, les conditions de genèse de ces deux argiles sont complètement différentes. On suppose que la genèse de ces deux argiles ne s'est pas produite en même temps (Halitim, 1988).

La palygorskite est un minéral argileux fibreux courant dans les sols et les sédiments des zones arides et semi-arides (Neaman et Singer, 2004). De nombreux chercheurs ont montré que le milieu alcalin particulier constitué par le gypse (Hashemi et *al.* 2011 ; Kowalska et *al.*, 2021) et la calcite (Singer et *al.*, 1995) est favorable à la néoformation de palygorskite. Le pH élevé et les activités de Silicium et de Magnésium dans la solution du sol constituent les meilleures conditions pour la précipitation de la palygorskite (Hojati et Khademi, 2011), en particulier dans les sédiments du Néogène (Khademi et Mermut, 1998 ; Khormali et Abtahi, 2003). Bien que les sols calcaires et gypsifères puissent fournir des milieux alcalins tamponnés, contenant les anions et cations nécessaires à la cristallisation de la palygorskite, les caractéristiques de la chimie de la solution des sols gypsifères peuvent aboutir à un milieu plus favorable à cet effet (Azizi et *al.*, 2011).

Cette hypothèse soutient la corrélation positive entre la présence de palygorskite et la teneur en gypse/calcaire dans les sols de l'Oued Righ. Selon les données minéralogiques obtenues par diffraction des rayons X présentées dans les tableaux IV.6 et IV.7, les solums riches en calcite et en gypse sont également les plus riches en palygorskite. La transformation des minéraux argileux 2:1, principalement l'illite ou la smectite, en palygorskite dans des solutions riches en Si et Mg et pauvres en Al et K est un mécanisme possible, comme l'ont rapporté de nombreux chercheurs (Singer et *al.*, 1995 ; Abbaslou et Abtahi, 2008) dans notre zone d'étude on a besoin de plus des études pour confirmer ces scénarios.

Il est proposé que la palygorskite soit d'origine détritique dans ces sols, largement héritée du matériel parental datant du Mio-Pliocène. Selon les résultats d'une analyse par diffraction des rayons X, Chellat et *al.* (2014) ont observé que la palygorskite est le minéral argileux prédominant dans les roches du Mio-Pliocène, avec des concentrations variant de 30 à 65 %. La formation de la palygorskite dans le Sahara aurait eu lieu durant des périodes plus humides qu'actuellement, notamment pendant les phases plus sèches (Fedoroff et Courty, 1989). Par conséquent, sa formation sous des conditions hyperarides est exclue. Ce minéral reste stable dans les zones où les précipitations annuelles sont inférieures à 300 mm (Singer, 1989), et ses conditions de stabilité n'ont pas connu de changements significatifs au fil du temps, ce qui a permis sa conservation dans les sols sahariens. Les minéraux interstratifiés de chlorite-smectite, illite- muscovite ou illite-mica sont observés dans la fraction argileuse des sols situés dans le fond de la vallée, peut être considérée comme un stade intermédiaire de transformation de ces minéraux, en raison d'une altération supplémentaire et du transport des matériaux.

Les analyses minéralogiques révèlent que l'assemblage argileux dans les horizons des solums étudiés présente une similarité, surtout dans les sols gypseux et gypso-calcaires. Malgré la différence de positionnement paysagique des solums étudiés, la nature du cortège minéralogique argileux ne montre pas une différence significative, ce qui suggère que la présence abondante de ces minéraux argileux dans cet environnement aride est probablement due à la présence de conditions favorables à leur conservation et/ou à leur néoformation.

4.2.3 Étude micromorphologique des sols de la région d'Oued Righ

4.2.3.1. Analyse morphoscopique des grains de quartz

La morphologie des grains de quartz et les micro-textures à leur surface permettent l'interprétation des environnements sédimentaires et des mécanismes de transport potentiels qui sont enregistrés sur les grains (Vos et *al.*, 2014). Les résultats des observations stéréoscopiques des grains de quartz (100 grains) après les processeurs de l'analyse granulométrique, avec un grossissement $\times 40$ (Figure IV. 24) ont montré la présence de diverses formes avec des morphologies irrégulières.

La morphologie des grains de sable de l'horizon de surface (voile éolien) pour les solums étudiés (P4, P34 et P1) a montré un mélange de grains mats arrondis à sub-arrondis émoussés caractéristiques des grains de sable ayant subi un long transport par l'action du vent (Figure IV. 24 C). Elle a révélé de nombreuses traces de choc et de dissolution sur leur surface et qu'ils sont agglutinés par des revêtements blancs, avec une forte présence des fractions du gypse associées aux grains de sable (Figure IV. 24 A). L'analyse de ces échantillons par diffraction des rayons X (XRD) a confirmé la nature gypseuse de ces revêtements.

Un mélange de grains est observé dans les solums P1 et P4, plus précisément dans les horizons profonds du sol. L'omniprésence de grains émoussés brillants sub-arrondis est nette, souligne l'origine hydrique (transport par l'eau), la présence d'un enduit rouge (ferrugineux et/ou argileux) sur quelques grains indique, selon Chellat (2014), le début d'une diagenèse ou pédogenèse (altération chimique). Des grains anguleux-brillants sont également présents, produits par la désagrégation du grès, et des grains émoussés-anguleux ne présentent pas de traces réelles d'actions mécaniques, ces grains ayant été transportés à une distance très courte. (Figure IV. 24 B et D). On observe une prédominance de type Émoussés-Luisants dans pratiquement tous les domaines étudiés.

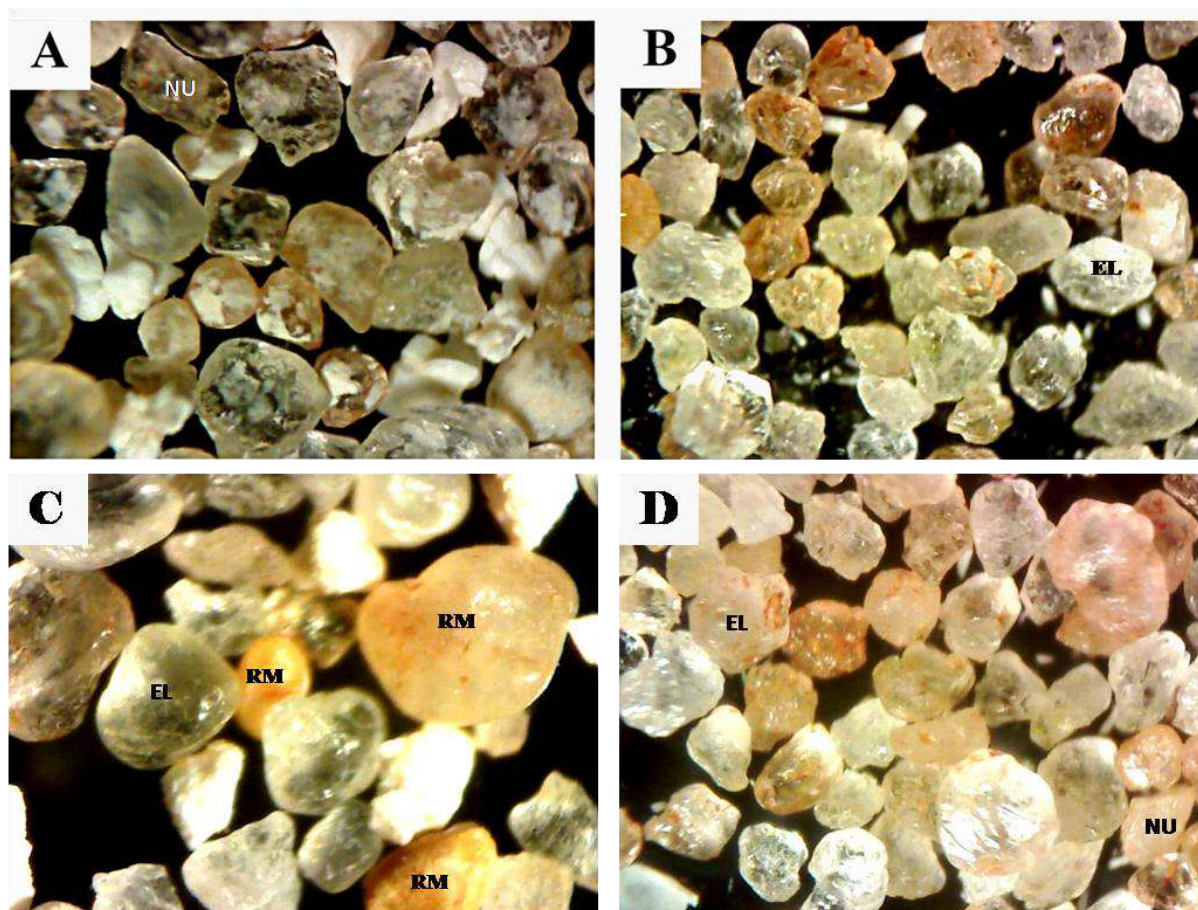


Figure IV.24 : Morphoscopie des grains de quartz ($\times 40$) : (A) fractions de sable (0.5–2 mm), grains de quartz non-usés (NU) et sub-anguleux agglutinés par le gypse avec forte présence de gypse (P4/Ay); (B) fraction de sable (200–500 μm), mélange de grains de quartz mats sub-arrondis et des grains brillants sub-angulaires avec une revêtement rouge sur quelques grains (P4/2C2) ; (C) grains ronds-mats (RM) et émoussés, fraction (0.5–2 mm) de solum (P34/A) ; (D) mélange de différents types des grains émoussés et grains émoussés-luisants (EL) reflète la dominance de l'apport hydrique, fraction de sable (0.5–2 mm) de solum (P1/C2).

4.2.3.2. Caractérisation micromorphologique des sols étudiés

La micromorphologie des matériaux du sol est un outil puissant qui fournit des informations complémentaires aux observations macromorphologiques sur le terrain des sols récents et des paléosols (Tabor et *al.*, 2017). Donc, Il est crucial de mener une étude micromorphologique des sols de notre région d'étude afin d'approfondir notre compréhension des caractéristiques et des dynamiques des sols dans ces environnements arides, ce qui facilite leur gestion et leur préservation. De nombreuses études ont abordé les concepts et la terminologie de la description des lames minces, l'origine et l'interprétation des traits pédologiques en relation avec la genèse et l'évolution du sol. Parmi celles-ci, on peut citer

Bullock et *al.* (1985), Stoops et *al.* (2010), Poch et *al.* (2018), Mees et Tursina (2018) et Verrecchia et Trombino (2021).

Les propriétés micromorphologiques des lames minces de sols varient à la fois verticalement et latéralement dans les solums étudiés, présentant des degrés variables de développement de la microstructure et de caractéristiques micro-pédologiques. Le tableau IV.8 présente une brève description de quelques propriétés micromorphologiques des lames minces des horizons sélectionnés. La microstructure globale des sols étudiés variait entre massive, spongique, particulaire et granulaires. Les vides observés sont généralement des chambres et des canaux. L'absence de porosité dans certaines lames minces indique un système très fermé en accord avec une forte cimentation observée dans la morphologie des solums comme dans les solums P2, P13 et P27.

La fraction grossière se compose principalement de grains de quartz sub-arrondis à arrondis, avec des fractions de feldspath, de calcaire et de gypse (Figure IV.25, 26 et 27). La rondeur des grains de quartz augmente avec la profondeur. Les grains de feldspath sont généralement plus petits que les grains de quartz. En général, la majorité des horizons de surface sont constitués de la teneur importante des fractions grossières. D'autre part, dans les horizons cimentés les plus profonds, ces fractions grossières et la porosité diminuent avec l'augmentation des fractions fines. La fraction fine de sols des échantillons étudiés est de nature limono-argileuse à argileuse de couleur rouge-brun à brun clair. Le rapport entre les fractions grossière/fine (G/F) varie de 1/9 dans l'échantillon P2/Bkyz à 8/2 dans l'échantillon P34/C3, les types d'assemblage de ces fractions sont des mélanges d'assemblage chitonique, gefurique, porphyrique et enaulique. Les traits pédologiques les plus représentés dans les horizons étudiés sont les traits cristallins et les traits texturaux et amorphe.

4.2.3.2.1. Les traits gypseux

La présence de gypse dans diverses profondeurs du sol de la zone d'étude a mis en évidence que les conditions environnementales locales (faibles précipitations et forte évaporation) maintiennent les formes gypseuses dans le sol et empêchent le lessivage de ce minéral. Les diverses formes de cristaux de gypse présents dans les sols étudiés d'après Hamdi-Aissa (2002) sont associées aux modifications micro-environnementales pendant la formation des sols.

Tableau IV.8: Principales caractéristiques micromorphologiques des horizons sélectionnés

Solum / horizon	Microstructure		Masse basale			Traits pédologiques	
	Type	Type et abondance des vides	G.	F.	Rapport G/F et type d'assemblage	Traits texturaux	Traits cristallins
P1/Cky1	Peu développé massive	Chambres <10 %	QGy	A/L	5/5 porphyric	- Accumulations et revêtements de fraction fine dans les parois internes des vides et autour des grains de sable. - Nodules rouges de l'oxyde de Fe	- Mosaique de moyen à grand cristaux de gypse lenticulaire avec des traces de dissolution et des inclusions poikilotopique calcitique dans des cristaux lenticulaires de gypse.
P1/C2	Peu développé massive	Vide d'entassement simple <15 %	QGy	A/L	6/5 porphyric	- Croûte sédimentaire des couches alternées argilo-limoneuses et sableuses avec une distribution aléatoire des nodules de Fe/Mn	- Repartitions des cristaux granulaires gypseux altérés
P2/Bky	Microstructure peu fissuré	Fissures et cavités 20-30%	Q C	A/L	7/3 Chitonic	- Remplissage de la macroporosité fissurale par des grains de quartz en taille différente	- Micro-masse enrichis en calcite microsparite
P2/Bkyz	Subangulaire faiblement à modérément développé	Cavités chenaux 10-20 %	Q C	A/L	1/9 porphyric	- Imprégnation d'oxydes Fe/Mn rougeâtre foncé à noir dans la matrice	- Revêtement de calcite sparitique le long d'une fissure horizontale et dans les cavités
P4/1Cy	Subangulaire faiblement à modérément développé	Cavités chenaux 30 %	Q Gy	A	7/3 Chitonic-porphyric		- Fragmentation et dissolution des cristaux lenticulaire du gypse
P4/2Cy	Subangulaire peu développé -massive	Cavités <5 %	Q Gy C	A	6/4 Porphyric	- Revêtements argileux des grains de quartz et des cristaux de gypse et de calcite	-Remplissage calcitique dense cimenté des cristaux de gypse lenticulaire
P5/Aky y	Massive	Cavités <5 %	Gy C	A	4/6	- Taches noires de matière organique	- Masses de gypse granulaires cohérentes dans une matrice calcitique
P6/Cky1	Particulaire compacte	Cavités 20-25 %	Q C	A	5/5 Chitonic-Porphyric	- Taches rouges d'oxydation de Fe	- Nodule calcitique pédorelique noyés dans une matrice de grains de sable détritique
P6/Cky2	Particulaire compacte	Cavités 20-25%	Q C	A/L	5/5 Chitonic 7/3 Chitonic	- Revêtement et remplissage argilo-limoneux fin micro-stratifié jaune-brun -Hypo- et quasi-revêtement ferrugineux superposé sur un revêtement argileux jaune-brun	
P9/C2	Subangulaire peu développé	Cavités <15 %	Q C	A/L	7/3 Porphyric	- Micro-masse poussiéreuse de limon et argile enrichis en micro-sparite.	-Microfossile de nature calcique - Granulaire micro-cristallin gypseux
P13/Cy1	Subangulaire peu développé	Cavités 25%	Q Gy	A/L	7/3 Enaulic	- Tache noire de Matière organique	- micro-assemblage fragmenté de gypse microcristallin et de cristaux lenticulaires, mélangés à un matériau détritique fin
P16/Ckc 1	Massive	Cavités 5-10%	Q C	A/L	7/3 Chitonic-Enaulic	- Revêtements argileux de couleur rouge-brun autour d'une nodule calcaire	- Nodule calcaire
P27/Bky	Subangulaire peu développé	Cavités Fissures 15%	Q Gy	A/L	3/7 Chitonic-porphyric	- Micro-masse argilo-limoneux	- Gypse vermiciforme, agrégats d'anhydrite dans les vides

						-Accumulation argileux brun autour les agrégats gypseux	
P34/C2	Subangulaire peu développé	Cavités chenaux 30 %	Q C	A/L	7/3 Chitonic-porphyrice	- Fragments et revêtements noirs de matière organique à l'intérieur de vide	- Accumulations calcitiques sur les grains de quartz
P34/C3	Particulaire compacte	Vides d'entassement <10%	QC	A/L	8/2 Gefuric-chitonic	- Tri granulométrique à deux couches alternées des grains de sable arrondies à sub-arrondies de différentes tailles cimentées partiellement par l'argile et la calcite - Présence des nodules ferrugineux - Taches noires abondantes de matière organique	- Revêtement calcique sur les grains de quartz et sur les vides

G.: fraction grossière; F.: fraction fine; G/F: rapport fraction Grossière/fraction Fine; Gy: Gypse; Q: Quartz; L: Limoneuse; A: Argileuse; M.O.: matière organique.

Les observations micromorphologiques ont étudié les traits gypseux dans les solums : P1/Cky1 (butte tabulaire), P4/1Cyz et P4/2Cy (plaine alluviale), P5/Akyy (butte témoin), P13/Cy1 (glacis) et P27/Bky (plaine alluviale). Dans les sols d'Oued Righ, on peut observer divers traits gypseux tels que les différentes formes de cristaux et micro-assemblages cristallins gypseux (Figure IV.28. B, C, D, F), la pseudomorphose du gypse lenticulaire par la calcite (Figure IV.28. A) et la dissolution et la fragmentation des cristaux gypseux (Figure IV.28. E). La présence de gypse dans diverses profondeurs du sol de la zone d'étude a mis en évidence que les conditions environnementales locales (faibles précipitations et forte évaporation) maintiennent les formes gypseuses dans le sol et empêchent le lessivage de ce minéral. Les diverses formes de cristaux de gypse présents dans les sols étudiés d'après Hamdi-Aissa (2002) sont associées aux modifications micro-environnementales pendant la formation des sols.

Les cristaux lenticulaires (Figure IV.25. A, B, D, E), granulaires (Figure IV.25. D, C) et spongieux (Figure IV.25. F) sont les pédoformes dominantes observées dans les lames minces. On note également la présence de la forme fibreuse dans les sols étudiés. Le gypse lenticulaire représente la morphologie du gypse la plus courante dans les sols et a été décrit par de nombreux auteurs (Amit et Yaalon, 1996; Hashemi et al., 2011, Poch et al., 2018). Le gypse lenticulaire n'a pas d'orientation préférée et a été trouvé dans différents types de matrices du sol et à l'intérieur des vides. Jafarzadeh et Burnham (1992) pensaient que les cristaux de gypse lenticulaires pouvaient se former dans n'importe quelle condition environnementale. Cependant, Amit et Yaalon (1996) citent deux processus majeurs proposés pour la cristallisation du gypse lenticulaire : les impuretés ioniques dans la solution du sol ou la

cristallisation dans un système de vides où l'espace n'est pas limité. Selon Cody et Cody (1988), une augmentation de la teneur en NaCl peut entraîner une diminution de la densité de nucléation et la production de cristaux lenticulaires.

Poch et *al.* (2018) ont prouvé que les croûtes massives ou les horizons pétrogypsiques souterrains étaient caractérisés par de gros cristaux lenticulaires (Figure IV.25. A, B, E pour les échantillons P1/Cky1 et P4/1Cy- 2Cy successivement) dont la formation a probablement pris beaucoup de temps. Nos résultats indiquent que les cristaux de gypse lenticulaires sont plus abondants dans les horizons souterrains que dans les horizons de surface. Jafarzadeh et Burnham (1992) ont rapporté des observations similaires dans les régions arides d'Iran.

La plupart des macrocristaux de gypse forment des tissus inclusifs ou incorporatifs (cristaux poikilotopiques) qui contiennent des impuretés de même taille et composition que celles des matériaux matriciels environnants (Figure IV.25. A, B, et E). Les impuretés sont constituées de cristaux de carbonate et de quartz, dispersés avec une orientation aléatoire. L'abondance relative des pseudomorphoses de gypse lenticulaire en calcite à l'intérieur d'une masse microsparitique caractérise la profondeur des sols gypso-salins de la région du Haut Oued Righ (solums P1 et P4). Hamdi-Aissa (2002) et Poch et *al.* (2018) ont interprété comme des indicateurs d'un climat plus aride dans le passé, suivi de conditions plus humides. Une autre caractéristique observable dans certaines matrices riches en calcite est un processus de décalcification qui semble accompagner la formation de gypse. La zone autour des poches de gypse peut être décalcifiée, de sorte que la calcite a fourni le calcium nécessaire à la formation du gypse.

Les cristaux de gypse corrodés et fragmentés sont fréquents dans les horizons souterrains des solums P1, P4, et P13 (Figure IV 25 A, E, D). La désagrégation de certains cristaux de gypse est observée le long d'un côté des cristaux lenticulaires et dans l'autre le long de toutes les marges des cristaux. Parfois, ces marges sont légèrement à fortement enfoncées et englouties, remplies de fractions d'argile et de carbonate. Selon Aref et Mannaa (2021), la profondeur et la morphologie des marges enfoncées et englouties du gypse corrodé varient en fonction de l'intensité de l'altération entre les cristaux adjacents.

Dans les régions arides, l'anhydrite est localisée à proximité de la surface du sol et est principalement constituée par la déshydratation totale du gypse à des températures plus élevées. Le manque de concordance entre les résultats de DRX et la lame mince de notre étude peut être attribué à l'instabilité de l'anhydrite ou de la bassanite.

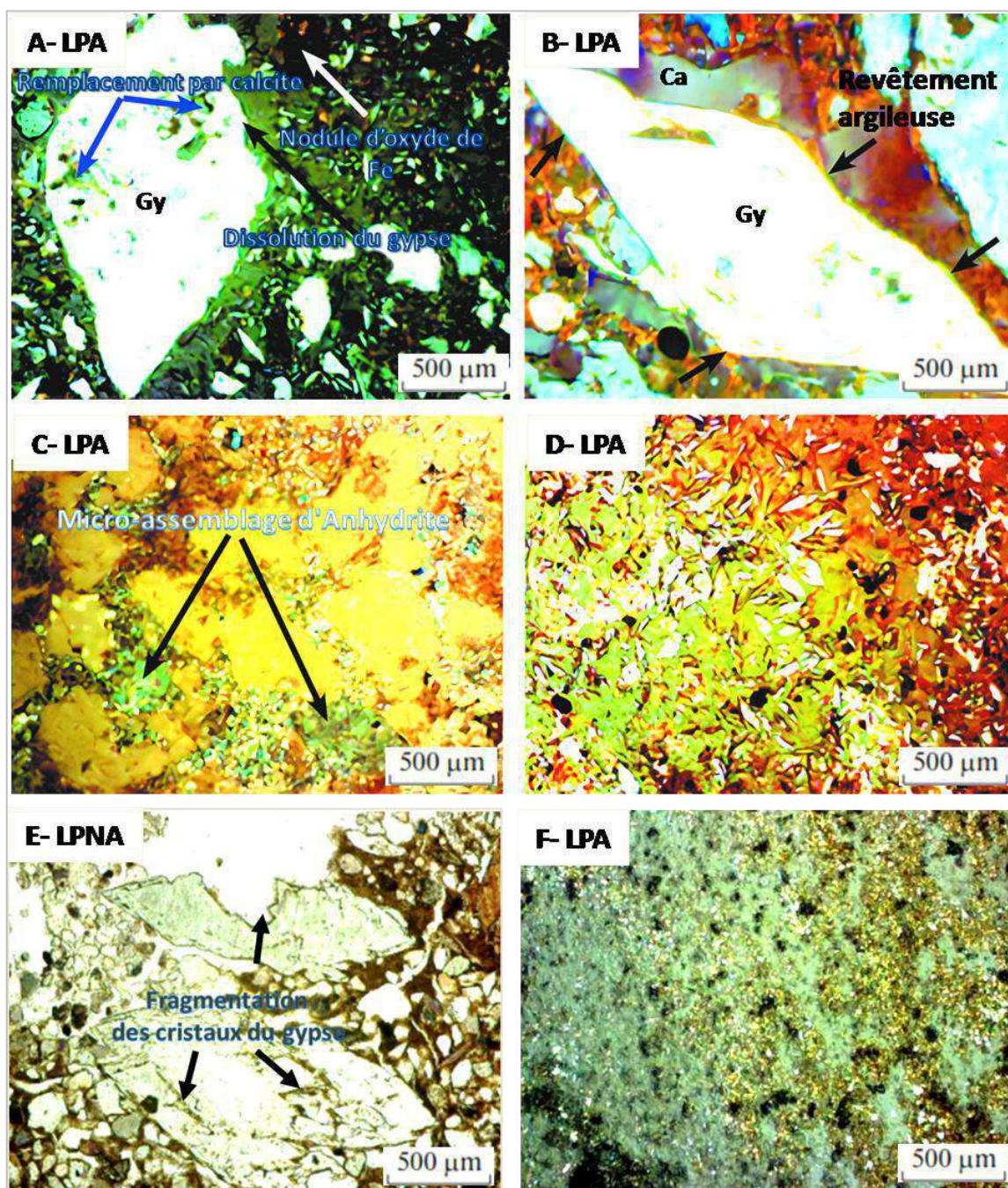


Figure IV.25 : Photomicrographes des traits gypsiques dans les sols de la région d'Oued Righ, (LPA = Lumière Polarisée Analysée, LPNA = Lumière Polarisée Non Analysée). A- Cristaux de gypse granulaires et lenticulaires ; gros cristaux de gypse lenticulaires (Gy) en cours de pseudomorphose du gypse par la calcite (flèche bleue) et impuretés de sable provenant de la matrice entourée, avec des caractéristiques de dissolution (flèche noire), la flèche blanche montre également des nodules d'oxyde de fer répartis dans la masse basale (P1/Cky1), B- Revêtement de matériau détritique fin argileux (flèche noire) avec remplissage calcitique dense (Ca) cimentant des cristaux de gypse lenticulaire (Gy) (P4/2Cy), C- Agrégat de cristaux d'anhydrite dans les vides (P27/Bky), D- micro-assemblage fragmenté de gypse microcristallin et de cristaux lenticulaires, mélangés à un matériau détritique fin (P13/Cy1), E- Fragmentation et dissolution des cristaux lenticulaires du gypse (P4/1Cy), F- structure spongieuse de gypse dans une matrice calcitique (P5/Aky).

Les observations micromorphologiques dans la présente recherche ont révélé la formation et la croissance de cristaux d'anhydrite après la formation de vermiforme de gypse dans un matériau fin brunâtre de nature argileuse. Le remplacement des cristaux de gypse par de la bassanite ou de l'anhydrite peut entraîner la formation d'agrégats parfaitement pseudomorphes (Mees et Tursina, 2018). L'anhydrite se présente sous forme de pseudomorphes de cristaux de gypse dans le solum P27(Bky) (Figure IV.25.C).

4.2.3.2.2. Les traits calcitiques

L'observation micromorphologique révèle trois principaux types de trait calcitique (Tableau IV.8, Figure IV.25 et 26) :

1. Des traits calcitiques d'origine biogénique (microfossiles) (Figure IV.26.C) ;
2. Des cristallisations sparitiques à micritiques sous forme de nodules de tailles différentes (Figure IV.26. D) et des revêtements sur grains et remplissage de vides (Figure IV. 25. A, C) ;
3. Nodule calcitique pédorelique avec des limites nettes noyé dans une matrice détritique (Figure IV. 25.B).

Ces traits sont parmi les caractéristiques les plus fréquemment observées dans les sols des zones arides et semi-arides (Durand et *al.*, 2010). D'après Sarmast et *al.* (2019) différentes caractéristiques pédocalciques témoignent certaines conditions environnementales, telles que des processus de dissolution, de migration et de sédimentation qui ont eu lieu lors de leur formation. Le type et la morphologie des traits calcitiques sont principalement déterminés par les régimes d'humidité et de température du sol, comme le souligne Khormali et *al.* (2006).

Les zones plus arides présentent une faible quantité de nodules calcitiques (de tailles différentes), principalement répartis de manière aléatoire dans la matrice de grains de sable détritique. Cela peut être dû à une précipitation plus faible qui ralentit le processus de dissolution-récristallisation et donc limite la formation de nodules (Khormali et *al.* 2006). La morphologie des nodules calcitiques orthiques (Figure IV.26.C et D) et leur arrangement dans la matrice du sol suggèrent qu'ils se sont formés par dissolution/récristallisation in situ. La taille des nodules augmente avec la concentration en cristaux de calcite. En général, les nodules calcitiques pédoréliques présentent une microfabrication interne plus semblable que les substrats carbonatés de la source (Figure IV.26.B). La forme arrondie des nodules reflète leur transport et leur redéposition par les eaux de crue (allochtones). L'eau dissout une partie des carbonates de la croûte calcaire pendant les phases humides, tandis que la dispersion des fragments de calcrète a permis le déplacement de ces fines particules par le vent pendant la

phase aride. L'alternance de phases d'érosion éolienne et hydrique provoque l'enfouissement des pédoréliques dans le matériel sableux détritique. et que les revêtements s'étaient formés pendant les périodes arides (Durand et *al.*, 2010).

D'autre part, la recristallisation du carbonate de calcium illuvié à partir des horizons de surface a entraîné la formation de revêtements calcitiques, tels que dans le solum P2(Btkz) (Figure IV.26.A). La couleur claire des revêtements met en évidence l'absence d'impuretés associées au carbonate de calcium.

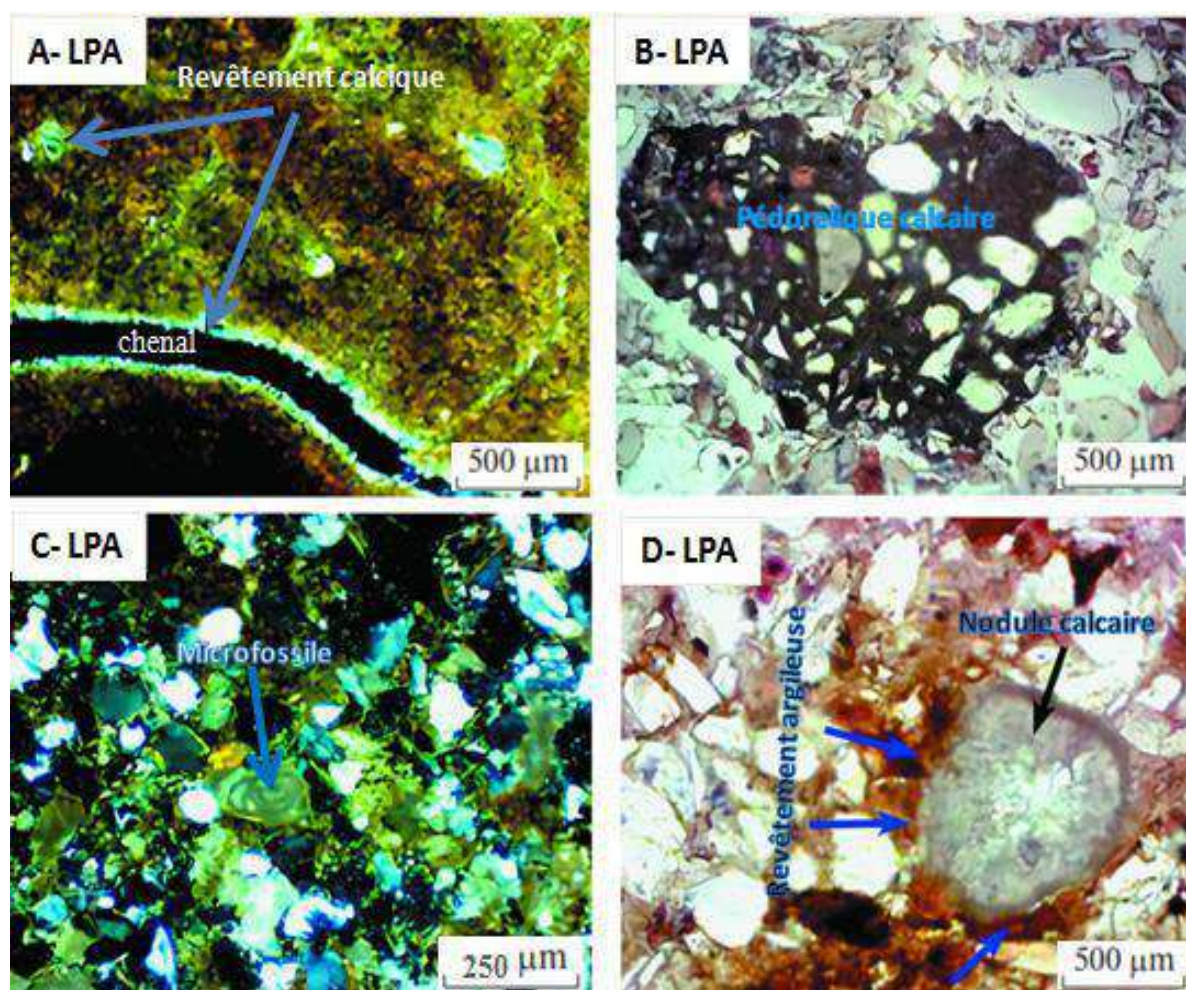


Figure IV.26: Photomicrographes des traits calcique trouvés dans les sols de la région d'Oued Righ, (LPA = Lumière Polarisée Analysé). A- Revêtement calcitique dans les vides (P2/Btkz), B- Nodule calcitique pédorelique noyé dans une matrice détritique (P6/Cky1), C- Microfossile de nature calcique (P9/C2), D- Revêtement argileux autour une nodule calcaire (P16/Ckc1).

Dans les conditions arides de la région, les remplissages calcitiques semblent se produire lorsque les cristaux solubles de carbonate pédogénique remplissent progressivement les espaces poreux entre les grains. De plus, des masses carbonatées et des revêtements argileux ont été observés dans les horizons argileux et calcitiques (Figure IV. 26.A). Le climat aride actuel n'a pas assez d'humidité pour former ces horizons (USDA., 2014) et la translocation de l'argile a eu lieu durant des périodes plus humides et a été déposée pendant les périodes plus sèches. Les cycles répétés d'humidification et de dessèchement ont provoqué la formation des caractéristiques morphologiques mentionnées sur une surface stable. La présence de carbonate dans les sols de l'Oued Righ indique un paléoclimat plus humide dans l'histoire de la région ; les observations micromorphologiques soutiennent ces conclusions. Les processus d'accumulation de calcite ont été discontinus à l'échelle géologique, d'après Fedoroff et *al.* (2011), les discontinuités résultent des variations dans la profondeur de la nappe phréatique, l'intensité de l'évaporation, la composition de l'eau du sol et l'intensité de l'aggradation de la fraction calcitique.

4.2.3.2.3. Les traits argileux et amorphes

Les solums P1/C2 et P6/Cky2 ont présenté des revêtements argileux de couleur jaunâtre-brunâtre avec une biréfringence claire autour des grains de quartz (Figure IV.27.D et G). La formation de ces revêtements argileux dans les sols des milieux arides est un indice de paléoclimat plus d'humidité que l'état actuel (Sarmast et *al.*, 2019). Chellat et *al.* (2014) ont noté que l'aspect rougeâtre des dépôts en grains de sable au nord-est du Sahara algérien est le produit d'un héritage des anciennes formations ayant subi une détérioration lors du dépôt ou du transport, donnant des éléments fins et des oxydes de fer enveloppant les grains de quartz.

Selon Sullivan (1990), les revêtements argileux se forment dans les matériaux sableux en évaporant lentement, ce qui entraîne une diminution progressive des ménisques d'eau et la rétention des suspensions d'argile à la surface des grains de sable grâce à l'adsorption et aux forces capillaires. Enfin, entre les grains de sable se forment des ponts d'argile très stables, concaves et parfois convexes.

En général, les processus d'éluviation et d'illuviation des sols sont liés aux particules fines d'argile. Il est possible de catégoriser ce processus en trois étapes (dispersion de l'argile, transport descendant et dépôt d'argile), favorisées par des conditions humides et sèches alternées (Fedoroff et Courty, 1987). Les particules d'argile en suspension s'écoulent à travers des pores conducteurs s'infiltrant dans des horizons plus profonds et plus secs sous forme

d'écoulement laminaire le long des parois des pores (Figure IV.37.G). Selon Stoops et *al.* (2010), l'épaisseur des revêtements d'argile formés sur les matériaux sableux est directement liée à la concentration d'argile dans la suspension. Ainsi, plus la concentration d'argile est élevée, plus les revêtements d'argile seront épais dans ce type de matériau.

Les revêtements argileux stratifiés avec des limites nettes (Figure IV.27.E) sont un support pour la présence de plusieurs processus d'illuviation au cours du temps. La fragmentation et la déformation des traits argileux semblent constituer une phase pédogénétique indépendante (Zerboni et *al.*, 2011).

Selon Stoops (2003), la fragmentation sans déformation évidente du revêtement argileux avec une structure striée suggérant une bioturbation. La réorganisation et l'incorporation des anciens revêtements dans la matrice récente sont liées à des phénomènes de stress, comme l'argilloturbation. L'exposition extrême des microstrates d'argile (lamelles) avec une forte biréfringence dans la matrice de l'horizon P6/Cky2 est une preuve de la grande stabilité de cette surface géomorphique (butte témoin). La formation de revêtements stratifiés avec des couches d'argile et de limon s'est probablement produite dans des phases différentes les particules de limon ont été transportées par le mouvement rapide de l'eau lors de fortes pluies. Alors que la translocation d'argile fine s'est effectuée pendant une percolation lente, le transport lent de l'argile explique le bon tri.

Traits pédologiques amorphes sont généralement associés à un mauvais drainage des sols et à un excès d'eau pendant certaines périodes. Dans les échantillons étudiés, les nodules sont la forme la plus courante de traits ferrugineux et manganifères, et une grande variété de nodules existe en forme et en taille. Aussi les traits étudiés dans l'horizon Cky2 (solum P6) sont les hypo- et quasi-revêtements ferrugineux, superposés à un revêtement d'argile (appelé ferriargillans selon Brewer, 1964), se trouvant sur les parois des vides (Figure IV. 30.G). Les oxydes de fer étaient principalement observés sous forme de revêtement rouge foncé. Les revêtements argileux et amorphes se forment dans des conditions humides, et la juxtaposition des revêtements amorphes sur les revêtements texturaux révèle une période d'humidité accrue (Cumba et Imbellone, 2004).

La matière organique sous la forme des taches noires dispersées dans la masse basale est très répandue dans les horizons profonds tels que Cy1 (solum P13) et C3 (solum P34) (Figure IV.28.D et Figure IV.27.A) et dans certains cas, on trouve des fragments de matière

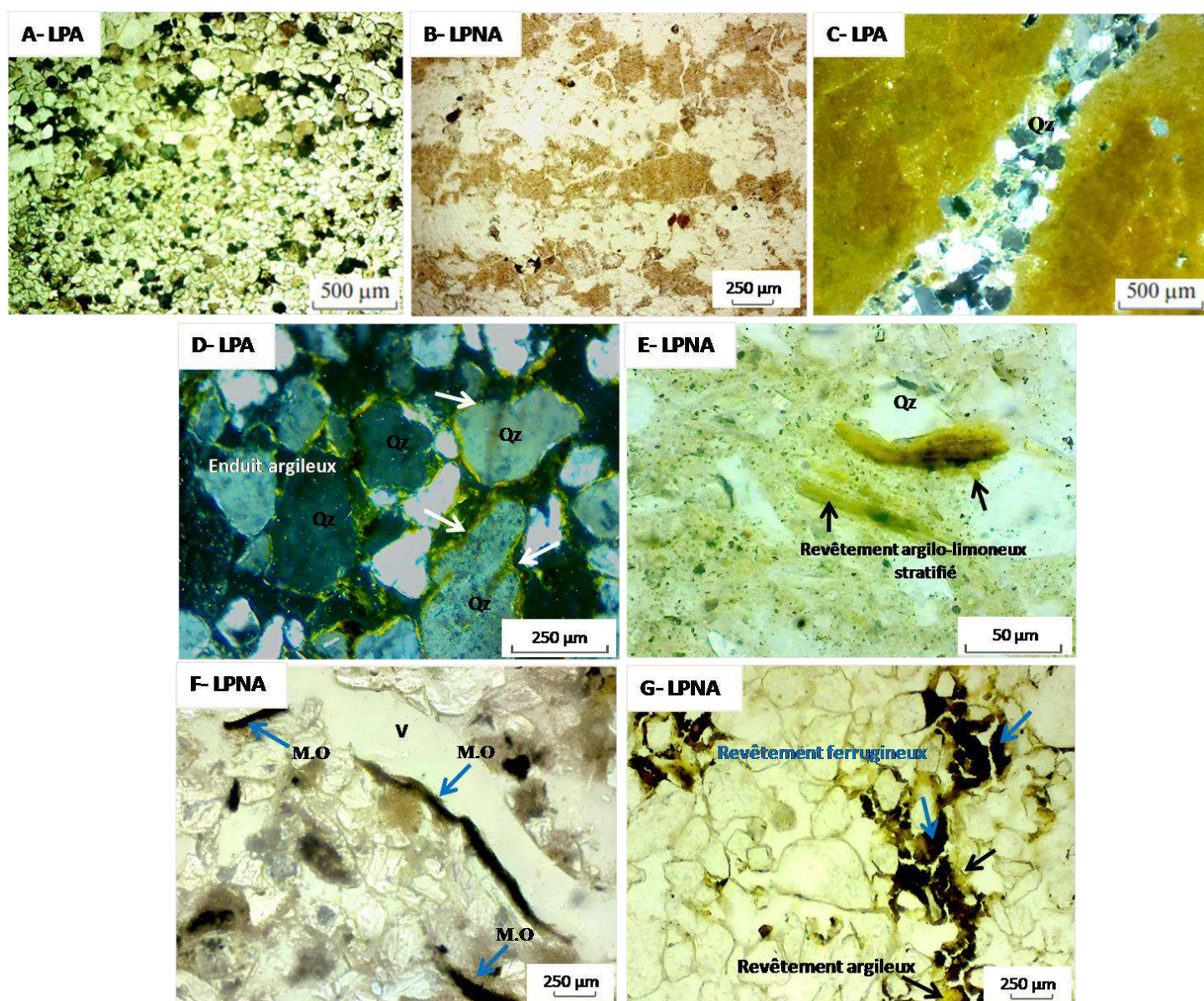


Figure IV.27 : Photomicrographes des traits texturaux et argileux trouvés dans les sols de la région d'Oued Righ, (LPA = Lumière Polarisée Analysé, LPNA = Lumière Polarisée Non Analysé). A-Tri granulométrique à deux couches alternées de différentes tailles des grains de sable cimentés par la calcite en présence des nodules et des revêtements ferrugineux et des taches noire de M.O (P34/C3), B-Croûte sédimentaire des couches alternées argilo-limoneuses et sableuses avec une distribution aléatoire des nodules de Fe/Mn et des cristaux de gypse altérés (P1/C2), C- Remplissage de la fissure par des grains de quartz en taille différente (P2/Bky), D- Revêtement d'argile limpide (flèche blanche) sur des grains de quartz (P1/C2), E-Revêtement et remplissage argilo-limoneux fin micro stratifié jaune-brun (P6/Cky2), F-Fragments et revêtements noire de matière organique (M.O) à l'intérieur de vide (P34/C2), G-Hypo- et quasi-revêtement ferrugineux (flèche bleu) superposé sur un revêtement argileux jaune-brun (flèche noire) (P6/Cky2).

organique noire ou des revêtements noirs à l'intérieur de vides (Figure IV.27.F), ce sont des traces des racines mortes.

Le triage granulométrique observé dans les horizons profonds des solums étudiés, tels que l'alternance de deux couches de sable de tailles différentes (solum P34/C3) et l'alternance des couches argilo-limoneuses et sableuses (solum P1/C2), témoigne de variations dans les conditions de dépôt, probablement influencées par des variations de l'énergie des environnements de sédimentation (par exemple, des variations du débit de l'eau). Ceci pourrait aussi indiquer des cycles d'humidité et de sécheresse, où des conditions plus humides favorisent le dépôt de particules fines, tandis que des conditions plus sèches favorisent le dépôt de sables plus grossiers. La présence des nodules et des revêtements ferrugineux et des cimentations calcitiques entre les particules dans les deux solums étudiés (Figure IV.27 .A et B) révélant des interactions complexes entre les processus de dépôt, de diagenèse et de pédogenèse.

Dans l'horizon Bky de solum P2, au sein d'une masse basale argileuse sur la lame mince, on a observé des remplissages des vides par des grains de quartz de différentes dimensions et des cristaux de gypse altérés (Figure IV.27. C). Ces vides sont principalement des fissures causées par la dessiccation ou les pressions mécaniques exercées sur l'argile. La diversité de la taille des grains de quartz et l'aspect corrodé des cristaux de gypse peuvent témoigner de différentes conditions de transport et de dépôt. Cette hétérogénéité texturale fournit des indices sur les conditions paléoenvironnementales et nous permet de comprendre la pédogénèse de ces sols arides.

L'apparition de différents types de traits pédologiques au sein des sols étudiés généralement superposés, est due à des phases successives de pédogenèse dans des conditions pédoclimatiques différentes. Selon Kuhn et *al.* (2018), nous pouvons caractériser les épisodes d'altération ultérieurs en fonction de la distribution des traits pédologiques et de leurs positions relatives. Différents processus pédologiques sont évidents et les étapes chronologiques de leur formation peuvent être définies. La phase la plus ancienne est caractérisée par la croissance de nodules ferrugineux; une deuxième phase est représentée par l'illuviation argileuse ; la troisième phase est marquée par une forte redistribution de calcite, une fragmentation et un déplacement des revêtements d'argile (Zerboni et *al.*, 2011).

CHAPITRE V

DISCUSSION GENERALE

Chapitre V : Discussion générale

5.1. L'apprentissage machine au service des sols d'Oued Righ

5.1.1. Performance du modèle

Selon la taxonomie des sols américaine (USDA., 2014), les solums de la zone d'étude ont été répartis en deux Ordres, cinq Sous-Ordres, neuf Grands-Groupes, quatorze Sous-Groupes de sols. L'évaluation de la précision des résultats de la cartographie numérique des sols repose sur l'analyse de plusieurs paramètres de performance calculés à partir des matrices de confusion. L'évaluation globale de la performance se base sur deux principaux indicateurs : les valeurs de précision globale (PG) et l'indice de Kappa (K).

Pour le modèle de forêt aléatoire (RF), la précision globale dépasse 60 % pour tous les niveaux taxonomiques, 90.48 % pour le niveau d'Ordre, 82.08 % pour le niveau de Sous-Groupe, 75 % pour le niveau de Grand-Groupe et 65.30 % pour le niveau de Sous-Groupe. On a observé la même allure des valeurs de l'indice kappa à tous les niveaux taxonomiques, de 0.80, 0.73, 0.56 et 0.47 du niveau de l'Ordre jusqu'au niveau du Sous-Groupe (Tableau III.4). Selon les valeurs de Kappa, un accord très bon a été distingué entre les classes observées et prédites au niveau de l'Ordre et de Sous-Ordre, respectivement, tandis que cet accord était modéré au niveau de Grand-Groupe et de Sous-Groupe. Les valeurs d'PG ont montré une tendance décroissante similaire avec l'augmentation des niveaux taxonomiques, et cette diminution était plus reconnaissable aux niveaux du Sous-Groupe (Tableau III.3).

La précision de la prédiction des classes de sol peut être influencée par de nombreux facteurs tels que :

- Le choix des paramètres optimaux du modèle pour chaque niveau taxonomique : les paramètres *ntry* et *mtree* choisis du modèle FA ont donné des valeurs minimales d'erreur OOB. Une erreur OOB de 10.91% a été obtenue avec 200 arbres et 5 variables dans chaque arbre, pour le niveau de l'ordre. Pour les niveaux de Sous-Ordre, Grand-Groupe et Sous-Groupe, les valeurs d'erreur OOB sont 14.47% (500 arbres et 6 variables), 25.45% (800 arbres et 5 variables) et 26.07% (1000 arbres et 5 variables) respectivement (Figure III.2). Barthold et al. (2013) ont atteint une erreur de prédiction OOB de 51% pour la prédiction des classes de sol de niveau supérieur avec la classification WRB, Brungard (2009) a obtenu une erreur de prédiction de 62% pour la prédiction des sous-groupes de sol avec 300 profils de sol sur une superficie de 30 000 hectares. Mousavi et al. 2019 ont rapporté des valeurs d'erreur OOB de 16.67%, 41.67%, 56.25%, 62.5% et 85.5% pour les niveaux taxonomiques

de l'ordre à la famille respectivement, avec 600 arbres et 10 variables pour chaque arbre. La comparaison des résultats obtenus avec ceux des autres chercheurs mentionnés ci-dessus montre que les erreurs obtenues sont inférieures à la plupart d'entre eux, ce qui signifie une précision de prédiction importante.

La relation entre la fréquence d'échantillonnage et l'erreur OOB suggère que le modèle forêt aléatoire est capable de capturer la variabilité des classes taxonomiques, mais que les classes mineures n'ont pas suffisamment d'observations pour un modèle précis. L'erreur OOB globale et individuelle des classes taxonomiques pourrait être réduite si les classes avec peu d'observations étaient échantillonnées de manière plus intensive.

- Niveau taxonomique : les niveaux taxonomiques supérieurs comme l'ordre et le sous-ordre montrent un pourcentage de précision important dépassant 80 %, vers le sous-groupe la valeur s'abaisse jusqu'à 65 %. Plusieurs chercheurs ont expliqué que l'augmentation des niveaux taxonomiques réduisait la précision des prédictions (Barthold et al. (2013) ; Pahlavan Rad et al. 2014 ; Taghizadeh-Mehrjardi et al. 2015 et Mosleh et al. 2017). Par exemple le grand nombre de solums a été classé comme Aridosols (120 solums), pour les Salids (31 solums), les Haplosalids (20 solums), les Typic Haplosalids (3 solums) (Tableau I.1). Tout simplement cela s'explique par le fait que l'augmentation du nombre de classes taxonomiques aux niveaux inférieurs (la diversité de sol augmente) entraîne une diminution des observations (solums) dans chaque classe taxonomique et par la plus grande similarité entre les différentes classes aux niveaux taxonomiques inférieurs. Les résultats de la précision utilisateur (UA) et de la précision producteur (PA) des classes de sols montrent aussi des valeurs faibles pour les classes minoritaires des sous-groupes (Tableau III.5). Par contre, les classes majoritaires dans chaque niveau taxonomique montrent une précision utilisateur importante.
- Nombre des échantillons par classe : En général, les classes avec des fréquences d'échantillonnage plus faibles étaient modélisées avec moins de précision. Le nombre d'observations insuffisantes aux niveaux taxonomiques inférieurs montre une faible précision de prédiction ($K = 0.56$ et 0.47 pour les groupes et sous-groupes respectivement); tout simplement parce que pas assez d'observations pour distinguer de telles classes dans la zone caractérisée. Par exemple, dans la zone d'étude, le nombre des solums qui ont été faits pour les Anthropic Torrifluents ($n = 3$), les Petronodic Calcigypsid ($n = 7$), et les Typic Torrifluents ($n = 2$) est insuffisant. Le faible nombre est cause d'une mauvaise classification

entre les classes similaires (non identiques) ou totalement n'est pas estimé dans la validation (par exemple : sous-groupe Gypsic Aquisalids) aux niveaux taxonomiques inférieurs. Ces résultats sont similaires avec les données présentées par d'autres chercheurs (Taghizadeh-Mehrjard et *al.*, 2015 ; Barthold et *al.*, 2013 ; Brungard et *al.*, 2015 ; Asgari et *al.*, 2020 ; Neyestani et *al.*, 2021). En effet, d'après Brungard et *al.* (2015), certains modèles nécessitent plus de trois observations pour chaque classe afin de déterminer les estimations de probabilité. Dans cette étude, on a des sous-groupes de sols ayant trois observations ou moins.

- Type et résolution des covariables environnementaux utilisés : Il existe des classes aux niveaux taxonomiques inférieurs qui ne peuvent pas être capturées par l'ensemble des covariables environnementales en raison de la surface restreinte de ces classes et de leurs distributions spatiales comme les sous-groupes Anthropic Torrifluents, Typic Torrifluents et Typic Haplosalids, la même remarque noté par Asgari et *al.* (2020), ce qui correspond à nos résultats.

En plus des facteurs cités précédemment, il existe de nombreux facteurs qui peuvent avoir un impact sur la précision de la prédiction de la cartographie numérique des sols. Parmi ces facteurs, on trouve le système de classification des sols utilisé, le nombre de points et le type d'échantillonnage, la superficie de la zone d'étude et le type de modèle d'apprentissage utilisé.

5.1.2. Variables environnementaux contrôlant la distribution des sols

La cartographie numérique des sols (DSM) est une méthode largement utilisée pour prédire la distribution spatiale des sols en fonction de la relation sol-environnement (McBratney et *al.* 2003). La sélection d'un ensemble approprié de covariables, capable de représenter efficacement cette relation, est une étape clé dans la modélisation DSM.

Les figures III.2. A, B, C et D, montrent les 20 variables environnementales utilisées pour la prédiction, classées par ordre d'importance à différents niveaux taxonomiques. Les indices de gypse (Gyps_idx) et de salinité (Sali_idx et SSDS) ont été les variables les plus performantes pour prédire toutes les classes de différents niveaux taxonomiques. Celles-ci sont importantes car elles représentent la composition chimique et l'évolution des sols de la région d'Oued Righ. Les variables mentionnées précédemment sont importantes en raison de la réflectance spectrale élevée de surface des sols gypseux, salins et gypso-salins, ainsi que de la répartition étendue de ces composants minéralogiques dans la zone d'étude.

Selon Zeraatpisheh et *al.* (2017), l'implication des indices de télédétection dans la prédiction spatiale des classes de sols a démontré la forte relation entre la distribution spatiale des sols et la réflectance de surface.

Dans l'ensemble, Il convient également de noter que les indices spectraux (NDVI, GSI, IB et Rat R/B) ainsi que les variables dérivées du MNT (MRVBF, MNA, la pente et la pente P.V) figurent parmi les dix variables les plus importantes utilisées dans tous les processus de prédiction de tous les niveaux taxonomiques.

Le relief et le matériau parental ont joué un rôle prépondérant dans la répartition des sols dans notre région d'étude. D'après Jafari et *al.* (2013) et Assami et Hamdi-Aissa (2019), la diversité des sols dans le paysage dépend de la nature des processus impliqués par l'action de la topographie en particulier l'élévation (MNA) comme les processus d'érosion et de sédimentation qui sont liés aux facteurs de transport (hydrique ou éolien) et à la mobilité géochimique dans le sol (phénomènes tels que la lixiviation, l'infiltration, le lessivage et précipitation...).

La majorité des oasis sont situées dans les régions d'artésianisme, ce qui les rend souvent exposées à l'influence d'une nappe phréatique (Hatira et *al.*, 2007). Actuellement, la nappe phréatique dans les oasis d'Oued Righ est moins profonde en raison d'une mauvaise gestion de l'eau d'irrigation et d'un système de drainage peu efficace. La pédogenèse actuelle est caractérisée par l'évolution des processus de salinisation et d'hydromorphie qui ont un impact total ou partiel sur le profil pédologique. Cette situation démontre la prédominance des classes Aquisalids pour les sols des palmerais et Haplosalids pour le sol hors palmeraies. Dans les niveaux taxonomiques inférieurs (groupe et sous-groupe), l'effet de l'élévation est évident, avec un classement en troisième position dans la liste d'importance des covariables. Cependant, la contribution de la pente à la distinction des classes de sol est moins significative, en raison de l'absence d'un relief peu accentué dans la région d'étude.

L'indice de végétation (NDVI) est parmi les covariables les plus importantes aux différents niveaux taxonomiques (pour les ordres classés en cinquième position pour les autres classé en quatrième position). Dans de nombreuses études, l'importance des indices de végétation dans la prédiction des classes de sols a été confirmée (Mosleh et *al.* 2017 et Afshar et *al.*, 2018). Comme l'ont soulignée Pahlavan-Rad et *al.* (2016), la grande contribution des indices de végétation peut être due à l'influence de l'eau sur la végétation et la classification taxonomique des sols étudiés. En général, les zones présentant des conditions de saturation (les

sols avec des préfixes "aqui" dans cette étude) ont une couverture végétale plus dense et par conséquent, l'indice de végétation plus élevé.

Le MRVBF, parmi les facteurs topographiques, occupe une position importante dans la liste de classement de l'importance relative des covariables. Cette variable peut être interprétée comme un indicateur de la présence de dépôts sédimentaires, ce qui facilite la distinction entre les zones d'érosion et les zones de sédimentation. Par conséquent, le fond plat de la vallée d'Oued Righ est considéré comme une zone de sédimentation favorisée. Les travaux de Taghizadeh-Mehrjardi et al. (2015), Assami et Hamdi-Aissa (2019), ainsi qu'Asgari et al. (2020) font partie des études menées dans des régions arides qui mettent en évidence l'importance du MRVBF en tant que facteur explicatif de la répartition des classes de sols.

Un lien étroit existe, en effet, entre les types de sols, l'origine géologique des matériaux et leur localisation dans le paysage. Dans notre cas, cette relation n'est pas vraiment apparue. La carte géologique n'a pas pu être sélectionnée comme covariable environnementale importante (classée avant-dernière dans la liste des covariables) dans la prédiction de tous les niveaux taxonomiques de notre région d'étude, à cause de la grande échelle de la carte géologique disponible (résolution très grossière) (échelle 1/500.000) par rapport à la résolution des covariables environnementales dérivées de l'image Landsat 8 et de la MNA.

5.1.3. Prédiction spatiale des classes de sol

Les Figures III.3, III.4, III.5 et III.6 montrent la distribution spatiale prédite des classes de sols aux niveaux des ordres, sous-ordres, grands-groupes et sous-groupes modélisées par le modèle de forêt aléatoire. Les cartes finales issues de cette approche semblent prometteuses. Cela s'explique par le fait qu'elles coïncident avec notre compréhension de la distribution spatiale des classes de sol dans notre zone d'étude, telle que déterminée par les divers facteurs SCORPAN, en particulier la topographie, le matériau parental, ainsi que les impacts biotiques et humains sur la formation des sols.

La zone d'étude est caractérisée par des surfaces résiduelles apparaissant en buttes-témoins à relief plus ou moins accidenté, des piémonts proportionnels, des plaines alluviales, des sebkhas, la daya, des zones agricoles. Néanmoins, dans le climat aride prévalent, la zone a connu différentes époques paléoclimatiques influentes, entraînant des discontinuités évolutives différentes pour les formes géomorphologiques de la région d'Oued Righ. Les conditions paléoclimatiques ont développé diverses combinaisons d'horizons argileux, gypseux et calcaire

dans les sols formés sur des piémonts stables, résultant en des Haplo, Argi, Petro et Calcigypsids. Plus de 42% de la superficie totale de la région d'étude (environ 737400 ha) est occupée par les Gypsids, qui se trouvent à des altitudes moyennes sur des glacis et sur des anciennes terrasses (voir Figure III.5 et Figure III.7 C). Les Haplogypsids, Calcigypsids et Petrogypsids occupent environ 173601 ha, 75564 ha et 63566 ha respectivement (24%, 10%, et 9% de la superficie totale). Au niveau des sous-groupes les Typic Haplogypsids et Typic Calcigypsids sont le plus cartographiés avec respectivement 12% et 11% de la superficie étudiée.

Les superficies cartographiées pour les autres sous-groupes (Petronodic Calcigypsids, Calcic Argigypsids, Calcic Petrogypsids et Typic Petrogypsids) dérivés du grand-groupe de Gypsids sont très faibles (environ 8 % de la superficie totale), malgré la grande répartition de ces classes de sol dans la région d'Oued Righ. D'après Minasny et McBratney (2007) et Assami (2020), la taille insuffisante des échantillons et la similarité taxonomiques avec les sols du même groupe sont parmi les principales contraintes qui peuvent limiter la précision de ces classes.

Les Argigypsids (accumulations d'argile en sub-surface combinées avec le gypse) ont été prédits sur des surfaces plus stables et planes, qui ont eu probablement suffisamment de temps pour permettre la formation et/ou la translocation de l'argile dans le sol. La superficie de cette classe est limitée à environ 1667.11 ha (0.23%). L'occupation réelle de ces sols argileux n'est pas vraiment représentée par ce chiffre, car les formations éoliennes rendent la prédiction de ce type de sol plus complexe en raison des effets du taux de recouvrement et des apports éoliens qui masquent les sols et perturbent leur détection.

Les sols de bas fond de la vallée d'Oued Righ (les sols agricoles) sont principalement caractérisés par un ou plusieurs horizons salins avec une hydromorphie au centre de la vallée, tandis que dans les zones périphériques (hors zone agricole), la salinité est associée avec le gypse. Les types de sol présents dans cette dépression allongée de la vallée sont les Typic Aquisalids, Gypsic Aquisalids, Typic Haplosalids et Gypsic Haplosalids. La superficie occupée est similaire à celle de la zone agricole, ainsi qu'aux chotts et sebkhas répartis dans la région d'étude (environ 79219 ha, 11% de la surface totale de la zone d'étude).

La mise en valeur par l'irrigation dans la région d'Oued Righ a été conditionnée par une amélioration du drainage de l'ensemble de la vallée depuis longtemps à cause de la topographie

de la région qui en fait un espace en forme de gouttière très aplatie (Dubost, 2002) et à l'utilisation des eaux salées (salinité supérieure à 3 g/l) mais aussi aux caractéristiques climatiques et hydro-pédologiques de la zone (Koull et *al.*, 2013). Depuis 1925, la réalisation d'un grand drain central et l'amélioration du lessivage ont permis la mise en valeur de nouvelles terres en contrebas des vieilles palmeraies. Selon les types de sol caractérisant cette zone, l'environnement hydro-édaphique de la région présente divers problèmes, notamment l'hydromorphie et la salinisation de sol, généralement d'origine agricole, tels que la mauvaise gestion de l'irrigation et du drainage. Malheureusement, les problèmes sont aggravés par le temps avec les aménagements agricoles inadéquats appliqués.

Les Entisols occupent 39 % de la superficie totale de la zone étudiée; ils comprennent des sols peu ou pas évolués, n'ont aucun horizon diagnostique. Les Entisols se rencontrent sur les plaines ayant des dépôts de sable éolien récents ainsi que sur des pentes abruptes en érosion active, et les dunes de la grande Erg orientale, au côté Est de la vallée d'Oued Righ. Les Psamments sont parmi les grands-groupes dominants dans la zone d'étude, couvrant plus de 41 % de la surface totale, les Orthents sont mineurs avec moins de 1 % (Figure III.7). Au niveau de sous-groupe, la superficie prédite comme Typic Torripsamments est présente dans presque la moitié de la région d'étude; cette dominance est due à la fréquence élevée d'échantillonnage plus de 60 % de la base de données (Tableau. III. 1) et à l'effet du taux de recouvrement des apports éoliens (dunes et couches de sable mobiles) qui masquent d'autres types de sol (faute de classement). Les sables transportés par le vent recouvrent une grande partie du paysage de la région d'Oued Righ, sous forme de dunes et de couches de sable. Certains sols, comme les sols du côté sud et sud-ouest de Touggourt (Typic Calcigypsids, Typic Argigypsids et Typic Haplogypsids), se forment principalement dans des dépôts alluviaux, mais présentent une couverture de sable éolien récemment déposé d'une épaisseur de quelques dizaines de centimètres.

Le Grand-Groupe Torrifluvents a été prédit en superficie faible, inférieure à 1 % de la superficie totale, dans les zones d'épandage des grands Oueds, telles que la daya d'El-Mrara, zone de dépôt d'Oued Rtem. Les sols rencontrés dans cette daya sont assez homogènes dans l'ensemble et relativement jeunes puisqu'il s'agit d'apports successivement récents et sont classés comme des sols peu évolués non climatiques d'apport alluvial (CPCS., 1967) et Calcaric Fluvisols (WRB., 2014). Ces sols alluviaux ayant un intérêt agronomique important sont considérés comme les sols les plus fertiles des régions arides.

La classe nommée ZU+AR occupe environ 9 % de la superficie totale de la région étudiée. Cette classe concerne la zone urbaine (ZU) et les affleurements rocheux (AR) qui rassemblent les formes paysagiques qui dépassent 130 m d'altitude précisément les formes montagneuses escarpées d'El Annate et les buttes témoins réparties dans la zone d'étude. Ces zones ne présentent aucun intérêt pour la mise en valeur en irrigué.

5.2. Caractérisation et fonctionnement des sols de la région d'Oued Righ

Selon la classification américaine des sols (USDA., 2014) appliqué aux sols d'Oued Righ, la faible expression des horizons diagnostiques dans les Aridisols et les Entisols est attribuée à des contraintes environnementales telles que le climat aride, la nature de la roche-mère ou l'âge limité du sol. Néanmoins, au sein de ces ordres, des développements pédogénétiques plus marqués sont observés à des niveaux taxonomiques inférieurs (ex : Torrifluvents, Argigypsid, Calcigypsid), révélant l'influence combinée de différents facteurs de formation. La présence de carbonates de calcium et de sulfate de calcium dans la roche-mère induit l'apparition d'unités taxonomiques spécifiques, suggérant des processus d'adaptation particuliers à ces conditions locales.

Les principales caractéristiques morphologiques et physico-chimiques des solums étudiés sont liées à la présence de gypse, de calcaire, des sels et à la composition texturale du sol. Ces composants sont déterminants pour comprendre les propriétés physiques et chimiques du sol, ainsi que sa capacité à soutenir une activité biologique. Le transport et la redistribution de ces composantes dans les paysages d'Oued Righ constituant des différents traits pédologiques (traits gypseux, traits calcitiques, traits argileux et amorphes). Des températures élevées et une grande disponibilité en eau contrôlent les processus pédogénétique de formations de ces traits pédologique (Stoops et Buol, 1985). Le régime hydrologique actuel dans la zone d'étude n'est pas compatible avec toutes ces exigences, et donc, il n'explique pas de tels processus ; par conséquent, les solums doivent être considérés comme des paléosols puisqu'ils comprennent des relictés.

Bien que de nombreuses études ont été publiées à l'échelle mondiale sur la micromorphologie des sols, les données micromorphologiques sur les sols arides d'Oued Righ sont très rares malgré la grande superficie occupée par cette région (Boumaraf, 2013 ; Helimi et Hamdi-Aissa, 2019 et 2022 ; Samia et *al.*, 2023). Parmi les problèmes rencontrés pendant l'étude des sols de ces régions arides, on note la difficulté d'échantillonnage non remanié des sols fragiles et à la préparation de lames minces (de 25 à 30 μm d'épaisseur), particulièrement

pour les horizons sableux de surface (sur une épaisseur de 10 à 15 cm) et les sols salins. D'après Gerasimova et Lebedeva (2008), la profondeur de sol la plus informative en termes de pédogenèse actuelle est la couche superficielle de 2-5 cm, elle est responsable de la diversité et du fonctionnement des sols arides. Tandis que Les sous-sols des régions arides sont fréquemment considérés comme des paléosols conservant des indices de processus antérieurs, caractérisés par une prédominance des éléments de la roche-mère et des phénomènes liés aux sels.

Les observations que nous avons retenues, c'est que le cortège minéralogique dans notre zone d'étude est relativement homogène, où les silicates (Quartz, Feldspar, Microcline, Orthoclase, Gobbinsite et les phyllosilicates), les carbonates (Calcite et Dolomite) et les sulfates (Gypse, Anhydrite et Bassanite) sont les minéraux prédominants dans les sols de la région d'étude et apparaissent en différents paysages avec des proportions différentes. L'halite est apparue aussi dans l'analyse minéralogique et avec des taux importants dans les solums localisés dans le fond de la vallée de l'Oued Righ. La nature du cortège minéralogique argileux montre qu'un mélange de minéraux argileux simples et interstratifiés (la palygorskite, l'illite, illite-mica, illite-muscovite, la kaolinite, chlorite et la chlorite-smectite) ne montre pas une différence significative, ce qui suggère que la présence abondante de ces minéraux argileux dans cet environnement aride est probablement due à la présence de conditions favorables à leur conservation et/ou à leur néoformation. L'héritage est probablement la principale source de kaolinite, smectite, chlorite et illite, tandis que la néoformation in situ dans un environnement salin et alcalin peu profond pourrait être la cause dominante de la présence de palygorskite dans les roches sédimentaires.

Cependant, selon Boumaraf (2013), il convient de tenir compte de la différence entre l'amont et l'aval de l'Oued Righ. La partie supérieure de l'Oued Righ, dans le cadre du climat saharien actuel et d'un déficit notable de précipitations, ne présente pas de conditions propices à une réorganisation des minéraux silicatés qui étaient initialement altérés. Le vent demeure l'unique force capable de déplacer les particules et de générer une répartition des minéraux secondaires au-delà des frontières du bas Sahara. En aval, les variations saisonnières du niveau de la nappe phréatique offrent aux minéraux silicatés (par exemple, l'illite et la chlorite) de trouver des environnements riches en ions basiques, offrant ainsi des conditions propices à leur conservation ou même leur transformation par la dégradation de leurs systèmes cristallins.

5.3. Organisation spatiale des pédopaysages de la région d'étude

L'analyse morpho-analytiques des sols des toposéquences sélectionnées (chapitre IV) et les cartes des différents types de sols générés dans la zone d'étude (chapitre III) permettent d'identifier six catégories de pédopaysages caractérisant la région d'Oued Righ: le pédopaysage gypso-calcaire, le pédopaysage gypseux, le pédopaysage gypso-salin, le pédopaysage salin et le pédopaysage alluvio-éolien. Chaque pédopaysage est associé à une ou plusieurs classes de Grands-groupes ou de Sous-groupes de sol, chacun possédant ses propres caractéristiques physico-chimiques et morphologiques. L'allure générale de répartition des pédopaysages caractérisant la région d'Oued Righ est présentée dans la figure V.1.

5.3.1. Pédopaysage gypso-calcaire :

Le pédopaysage gypso-calcaire est typiquement observé dans les régions arides et semi-arides, où les conditions climatiques favorisent la formation de sols riches en gypse et en calcaire (Halitim, 1985). Ces sols, qui présentent un régime hydrique aridique avec des teneurs variables en calcaire et en gypse, souvent plus élevées en gypse, ainsi qu'une forte salinité parfois, sont bien représentés dans tous les solums étudiés de ce pédopaysage dans notre zone d'étude.



Photo V.1 : Vue globale d'un pédopaysage gypso-calcaire

Les formes de calcaire observées dans notre zone d'étude se présentent sous forme de poches poudreuses, de différents types de nodules et de revêtements calcitiques dans les horizons Bk ou Ck. Ces formations se sont développées dans des plaines alluviales, des buttes, des dayas et des glacis, ce qui indique que la calcite est d'origine sédimentaire et/ou pédogénique. La présence de calcaire, à la fois entre et dans les horizons gypsiques, constitue

une combinaison particulière, apportant une preuve de la genèse polyphasée des sols et un indice d'un changement climatique ayant affecté la région de l'Oued Righ.

La supériorité de taux de gypse par rapport au taux de calcaire et ces formes d'accumulations simple est expliquée d'après Halitim (1988) par le fait que le gypse envahit, détruit et freine l'évolution des accumulations calcaires, car la pression de cristallisation du gypse (1100 km/cm^2) détruit les agrégats carbonatés.

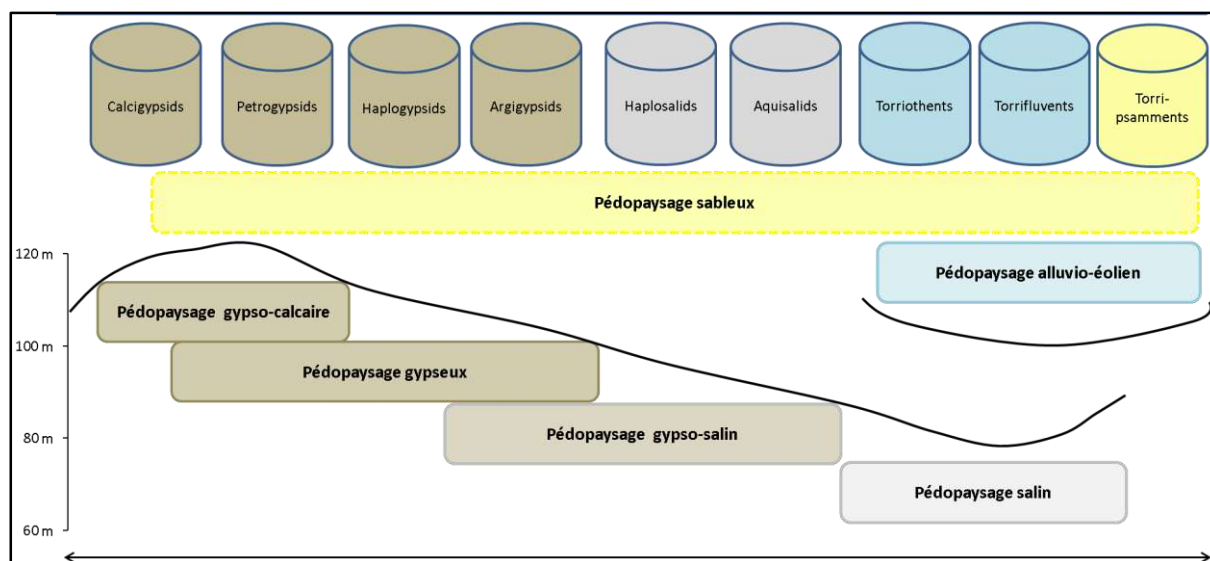


Figure V.1 : Répartition des pédopaysages et des grands-groupes correspondants dans la région d'étude.

Plusieurs auteurs ont signalé ce type de combinaison en Algérie (Durand, 1963; Halitim, 1988; Bensaid, 1999; Hamdi-Aissa, 2001; Mostephaoui et *al.*, 2017). Selon la classification américaine (USDA, 2014), trois sous-groupes sont présents: Petronodic Calcigypsids, Typic Calcigypsids et Calcic Petrogypsids, qui correspondent en réalité à des sols à croûte gypso-calcaire. Situé en amont des toposéquences étudiées, il correspond au vaste paysage du bas plateau, des buttes témoins et des glacis de niveau quaternaire ancien. D'après Hamdi-Aissa (2001), ce pédopaysage ne semble pas actuellement fonctionnel, excepté les couches superficielles

L'étude minéralogique a permis de montrer une présence significative de gypse, principalement, de calcite, ainsi que de quartz, présent dans tous les horizons. La présence de palygorskite de kaolinite et de l'assemblage Illite- Mica (Tableau IV.7) est signalée pour tous

les solums représentant ce pédopaysage. Ces mêmes résultats ont été évoqués par Bensaid (1999), Hamdi-Aissa (2001) et Youcef (2016).

5.3.2. Pédopaysage gypseux

Dans les régions arides, on peut trouver du gypse d'origine pédogénétique à différentes échelles du paysage ou dans différents niveaux du profil pédologique. La forte teneur en gypse relevée dans tous les sols d'Oued Righ est certes due à la composition minéralogique du matériau parental, mais leur répartition dans le profil pédologique est liée aux fluctuations de la nappe phréatique. Effectivement, ces dernières contribuent à la concentration du sulfate de calcium dans ces horizons. Du fait du gypse dissous dans la nappe phréatique et la remontée par ascensum dans les périodes sèches. D'après Herrero et *al.* (1992), l'accumulation de gypse dans le sol dépend fortement du régime hydrique, et non du régime thermique. Les sols gypsifères sont plus fréquemment rencontrés dans les régimes hydriques arides, et la micromorphologie des cristaux de gypse présente des variations notables liées aux régimes hydriques du sol. Dans un régime d'humidité aridique, les formes de cristaux les plus courantes sont les formes lenticulaires, granulaires et fibreuses, et ce sont les formes enregistrées dans notre zone d'étude.



Photo V.2 : Vue globale d'un pédopaysage gypseux.

Au sein de ce pédopaysage (Figure V.3, Photo V.2) qui s'étend sur une grande superficie de la zone d'étude, les solums analysés présentent un taux élevé de gypse, avec plus de 60 % pour certains d'entre eux. Ces sols appartiennent au Sous-Ordre des Gypsid, regroupés 89 solums répartis en 4 Grands-Groupes et 6 Sous-Groupes.

D'après Mostephaoui (2015), la distribution des teneurs en gypse montre parfois une forte variabilité spatiale aléatoire, qui peut se manifester sur de courtes distances pour un même type de sol. Cette variabilité est liée aux changements d'occupation des sols ou à l'intensification

des pratiques agricoles. De plus, l'activité agricole contribue à intensifier la variabilité spatiale des sols, tant à l'échelle intra-parcellaire qu'inter-parcellaire.

Selon l'importance et la forme de l'accumulation gypseuse, on distingue plusieurs groupes de pédopaysages : à croûte, à encroûtement ou à banc cristallin gypseux. Ces formes sont très répandues dans ce système. Des croûtes de surface, très dures avec une surface de sol ensablé, ce qui constitue le cas majoritaire dans la région d'Oued Righ. On observe également des surfaces polygonales (Figure V.3), notamment du côté d'El-Anet et au sud de la Daya d'El-Mrara, ainsi que des plaques gypseuses dans le sud-est de Temacine. Des bancs gypseux sont présents dans les buttes témoins de Tendla et Djamaa (Figure V.4), tandis que des encroûtements à rose de sable se rencontrent à l'est de l'ancien Méggarine. D'autres formes d'accumulations discontinues de gypse, telles que des amas, des nodules, des macrocristaux ou des rhizolithes, sont également présentes, avec une densité de répartition variable.

Selon Hamdi-Aissa (2001), les croûtes et les encroûtements de surface de ce type de système sont hérités d'un fonctionnement passé, actuellement inactif, le positionnement de ces formations gypseuses correspondant à un niveau statique plus haut qu'aujourd'hui des nappes phréatiques (Youcef, 2016) ou aux paléo-lacs. Pouget (1968) mentionne que l'aridité croissante du climat a progressivement réduit leur aire de formation actuelle.

Ces formations gypseuses de nappe constituent un facteur limitant très important, en particulier pour la mise en valeur de ces terres. L'exploitation de ces sols nécessite une élimination partielle ou totale de cet obstacle mécanique, qui bloque la croissance des racines en profondeur. Pratiquement, des centaines d'hectares qui sont mis à l'agriculture dans la région d'Oued Righ souffrent de ce problème.

5.3.3. Pédopaysage gypso-salin

Ce pédopaysage occupe les bordures des structures endoréiques gypso-salines, regroupant les Chotts, les Sebkhas et les dépressions non inondées, situées entre 60 et 85 m d'altitude, c'est la zone des dépressions et les plaines qui entourent les palmeraies de la région d'Oued Righ. L'horizon gypsique est toujours présent, bien que sa teneur en gypse soit moins élevée par rapport aux deux pédopaysages mentionnés précédemment, avec des dépôts alluviaux en profondeur. Pendant la période néolithique, ces Chotts et Sebkhas étaient alimentés naturellement par des eaux souterraines. Actuellement, ils reçoivent des eaux d'origine anthropique par l'infiltration des excédents d'eau d'irrigation des palmeraies et des eaux usées,

entraînant une élévation remarquable de la nappe phréatique dans l'aquifère peu profond. Lors des périodes chaudes et sèches, ces zones s'assèchent en raison de la forte évaporation, formant des croûtes gypso-salines (Medjani et *al.*, 2021).

Dans ce pédopaysage, la salinité présente généralement une allure descendante, avec une salinité maximale enregistrée dans les couches profondes. Ce type de distribution est lié à la présence de croûtes et d'encroûtements gypseux en surface. En revanche, lorsque ces croûtes ou encroûtements se trouvent en profondeur, l'allure de salinité devient ascendante. Ce processus est observé dans les sols influencés par une nappe salée peu profonde, situés dans les zones basses, correspondant au pédopaysage salin. Ces observations s'accordent aux résultats de Boumaraf (2013) et Halitim (1988).



Photo V.3 : Vue globale d'un pédopaysage gypso-salin

Les sous-groupes identifiés dans ce pédopaysage sont le Gypsic Haplosalids et le Gypsic Aquisalids, qui couvrent environ 44 899 ha. En réalité, la superficie des sols gypseux affectés par la salinité dans notre zone d'étude dépasse ce chiffre. Ce système met en jeu les mécanismes d'aggradation du gypse et de salinisation. La fluctuation actuelle de la nappe phréatique, riche en eaux sulfaté-calciques, active le fonctionnement de ce système, favorisant le rajeunissement des croûtes gypseuses déjà présentes grâce à l'alimentation en eaux sulfaté-calciques de la nappe phréatique superficielle.

5.3.4. Pédopaysage salin

Ce système se trouve principalement dans les anciennes palmeraies et aux zone des Sebkhas et des Chotts de la région d'Oued Righ. Selon Saker et al. (2011), au cours de la

dernière décennie, la remontée de la nappe phréatique a atteint une situation critique, entraînant de graves conséquences sur l'environnement oasien. Ce phénomène résulte d'une activité anthropique intense, exacerbée par la faible pente de la région. L'extension des sols engorgés d'eau est particulièrement marquée, notamment durant la période hivernale, lorsque le niveau de la nappe phréatique se situe entre 25 et 45 cm de profondeur. Bouchahm et al. (2013) concluent que les sites les plus importants de remontée, tant en nombre qu'en superficie, se situent dans le Haut et le Moyen Oued Righ (où se trouve notre zone d'étude), caractérisés par une pente très faible. La salinité des eaux de ces sites varie entre 6 et plus de 70 g/l. Cette remontée contribue à une salinisation accrue des sols, laquelle s'intensifie avec la forte évaporation estivale, entraînant un blanchissement de la surface du sol, considéré comme un indicateur majeur.

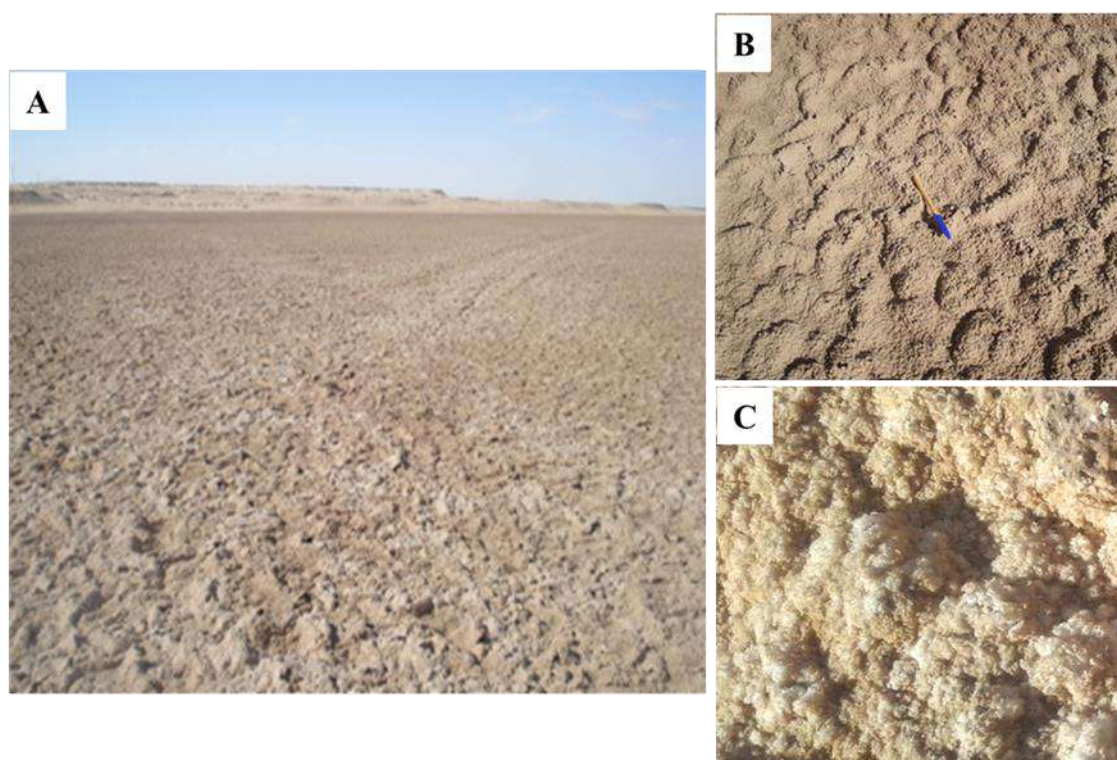


Photo V.4 : Pédopaysage salin présenté par la sebkha de Tiguedidine avec la distribution en mosaïque des différents états de surface saline (A), croûte de surface brun souflée (B), efflorescence saline blanche riche en halite et en gypse (C).

Ces zones salines, à l'exception de la zone phoenicicole, se caractérisent par une couverture floristique faible et une diversité limitée d'espèces végétales, qui possèdent des degrés de tolérance au sel élevés (halophytes). Koull (2015) a indiqué que la salinité et l'humidité des sols influencent la distribution de la végétation dans les zones humides salines.

Cette observation est corroborée par d'autres études, qui montrent que ces deux variables exercent une influence significative sur la distribution des plantes dans les habitats salins (par exemple, Bouchahm et *al.*, 2013 ; Baameur, 2021).

Le caractère hydromorphe se traduit par des tâches d'oxydo-réduction et parfois, par l'apparition de pseudogley ou de gley. La diminution du taux de gypse par dissolution dans les eaux de percolation est remarquée dans les couches superficielles, tandis qu'en profondeur, elle reste minime. La texture des horizons superficiels et peu profonds est sablo-limoneuse à limono-sableuse, avec une fraction argileuse majoritairement faible (inférieure à 15 %). En profondeur, la texture devient plus fine, passant à limono-argileuse et argilo-limoneuse.

Pédopaysage salin, formé par les Sous-groupes Typic Haplosalids et Typic Aquisalids, couvre une superficie d'environ 34320 ha, soit près de 5 % de la surface totale. Ce pédopaysage, considéré comme un système actuellement fonctionnel, présente des variations dans le temps mais restent dans un même espace géographique. Tous simplement, il s'agit d'un système limité dans l'espace, lié à un niveau topographique bas. L'étude minéralogique des solums de ce pédopaysage, indique un taux élevé d'halite, supérieur à 70 %. Le gypse est également présent, mais en quantités moindres. En plus, de l'apport éolien qui contribue à la présence de cette composition, le gypse étant considéré comme une fraction constitutive des sols dans la région Oued Righ.

5.3.5. Pédopaysages sableux

Ce pédopaysage est rencontré dans les différents niveaux paysagiques, en forme de nappe de sable et des dunes de différentes tailles et formes. La carte des grands groupes montre une superficie d'environ 308080 ha (42% de la surface totale) occupé en majorité par les Torripsammets ; pour les Torriorthents la superficie est inférieure à 1% de la surface totale de la zone d'étude. Plus à la zone dunaire sud de la vallée d'Oued Righ, le côté nord-est est occupé par les dunes du Grand Erg oriental qui représente une source importante de sable pouvant menacer les infrastructures et les palmeraies environnantes. Les zones de côté de ces accumulations sableuses sont également influencées par des minéraux transportés par le vent, tels que le sel et le gypse, et contiennent souvent un mélange de cristaux de gypse avec les grains de sable.

Les couches superficielles des dépôts de sable éoliens sont remaniées, érodées et redéposées, ce qui limite la pédogenèse de ces sols. Ces sables, mélangés avec du gypse,

présentent une couche de sable éolien récemment déposée d'une épaisseur de quelques dizaines de centimètres, recouvrant réellement la surface de tous les types de sols de la zone d'étude, en particulier ceux des fonds de vallée d'Oued Righ. Ces sols contiennent une très forte proportion de cristaux de gypse de toutes tailles, qui doivent être pris en compte dans la détermination de la fraction sableuse lors de l'analyse granulométrique. Celle-ci ne comprend donc pas uniquement des sables au sens strict. Ce mélange est effectivement confirmé par l'analyse minéralogique au DRX.



Photo V.5 : Vue globale d'un pédopaysage sableux.

La morphoscopie des grains de sable éolien de surface (Figure IV.27) montre l'action des différents modes de transport que subissent ces grains. C'est le même cas enregistré pour les grains de sables du Grand Erg Oriental, où les traces de l'action hydrique et éolienne sont claires sur les grains. Selon Sebaa (2021), il est important de noter que les grains de quartz de l'Erg Oriental ont principalement été influencés par le transport par l'eau et la dynamique fluviale. Ces grains proviennent des formations gréseuses du Tassili et des formations granitiques du massif du Hoggar, suite à des cycles d'érosion intense durant le Quaternaire, causés par le vent et les pluies torrentielles pendant les périodes humides. On peut dire que les sables de l'Erg sont d'origine fluviale, l'effet formatif du vent est seulement secondaire.

5.3.6. Pédopaysages alluvio-éolien

Les interactions entre les processus alluvio-éoliens ont des implications importantes pour la géomorphologie du paysage dans les régions arides. Pédopaysages alluvio-éolien se rencontrent à des altitudes d'environ 100 à 120 m. Il correspond à la daya d'El-Mrara, au fond des carrières d'argile et glacis au sud de Touggourt. Les constituants des sols en bordure de la daya sont dominés par des alluvions grossières, caillouteuses et graveleuses, présentant des formes émoussées, arrondies ou sub-arrondies, de nature dolomitique, quartzique et gypseuse.

Selon Dutil (1971), ces formes résultent d'une forte érosion hydrique, reflétant une allochtonie et révélant un remaniement par roulement plus ou moins prolongé. En revanche, au fond de la daya, le sol est profond et dominé par des alluvions grossières et fines, stratifiées avec des couches de sable éolien, ce qui est également observé dans certaines carrières de Touggourt. Ces sols sont classés en tant qu'Anthropic Torrifluents, Typic Torrifluents et Typic Torriorthents, et ils occupent une superficie très limitée (moins de 2 % de la surface totale).

L'hétérogénéité texturale observée dans les horizons profonds des solums étudiés indique une différenciation des systèmes de sédimentation, où l'interaction entre les processus alluvio-éoliens est remarquable. Boumaraf (2013) note que les phases d'érosion et



Photo V.6 : Vue globale d'un pédopaysage alluvio-éolien

de comblement du fond de la vallée d'Oued Righ sont responsables de la formation profonde des sols, contrairement aux horizons superficiels qui résultent d'une action éolienne. Rognon (1994) cité qu'au nord de Touggourt, des graviers provenant du Paléozoïque ont été découverts par des sondages hydrauliques dans l'Oued Righ, ce qui pourrait confirmer les apports alluviaux provenant du Hoggar et déposés au fond de la vallée d'Oued Righ. Les sols de fond de l'Oued Righ peuvent être considérés comme des paléo-alluvio-sols. L'enrichissement des sols de l'Oued Righ en sels, notamment en gypse, a conduit à leur reclassification en sols gypsiques et saliques.

5.4. Processus de formation des sols de la région d'Oued Righ

La formation des sols est résultat d'interactions complexes de processus physiques, chimiques et biologiques qui se produisent dans le sol au fil du temps. Malgré leur complexité, ces processus peuvent être généralisés en quatre catégories : ajouts, éliminations, transferts et transformations. Ceux-ci sont tous liés plus au moins à la géomorphologie (Pain et *al.*, 2016).

5.4.1. Hydromorphie

L'engorgement des sols de l'Oued Righ est un phénomène ancien qui a conduit à l'apparition de caractéristiques hydromorphes (gley ou pseudogley), ces dernières étant d'autant plus marquées que la texture du sol est fine (SOGREAH., 1970). Dans son étude hydrologique de la nappe phréatique de la région de l'Oued Righ, Serrai (2009) a noté que le niveau moyen de cette nappe ne dépasse pas 1 m dans la plupart des palmeraies, tandis que le substratum imperméable se situe en moyenne à 2,5 m de profondeur.

La nappe phréatique a connu une remontée très significative dans presque toutes les palmeraies de la région d'étude, ce qui a causé des dommages sur les plans écologique, agricole et économique. L'extension des sols hydromorphes est liée au réaménagement des terres agricoles ainsi qu'au fonctionnement du système de drainage et du canal principal de l'Oued Righ.

5.4.2. Salinisation

La salinisation est le processus responsable de l'accumulation de sels solubles dans le sol. Dans la région d'Oued Righ, en plus de la salinité des matériaux parentaux du sol, la salinité du sol se produit en raison du mouvement ascendant d'une nappe phréatique saline. L'accumulation de sels est généralement significative en raison de l'intensité de l'évaporation, ainsi que de l'aréisme ou de l'endoréisme dans de nombreuses régions (UNESCO. 1977). Cette concentration de sels conduit à la formation d'un horizon salin et atteint son maximum dans le fond des dépressions, comme la sebkha le Chott et les zones agricoles. Les caractères morphologiques d'halomorphie observés dans les sols salés de notre zone d'étude incluent l'apparition d'efflorescences salines sur la surface du sol ou des croûtes salines d'une épaisseur de quelques centimètres. Un motif polygonal de fissures peut se développer dans la croûte à mesure que les cristaux de sel croissent et s'étendent, provoquant un soulèvement de la surface de quelques centimètres de hauteur (Photo I.1).

5.4.3. Calcification et Gypsification

Les processus responsables de l'accumulation et à la redistribution de carbonate de calcium et/ou de gypse dans les sols arides appelés calcification et gypsification. Le carbonate de calcium et le gypse sont les deux solubles dans l'eau et peuvent donc être relativement facilement dissous, déplacés, puis re-précipités dans le sol. Cela se produit le plus souvent sur des formes de terrain humidifiées suffisamment.

Les accumulations de carbonate de calcium observées dans le sous-sol de la zone d'étude se présentent sous forme de revêtements, d'amas et de nodules plus durs. La présence d'accumulations de carbonate de calcium dans le solum suggère un paysage stable, car il faut un temps considérable pour que le carbonate soit dissous, lessivé et redéposé. Cependant, les carbonates ne se sont pas accumulés dans les couches superficielles, où l'on les trouve principalement sous forme de fractions très fines (forme diffuse) qui se sont dispersées dans les alluvions fines ou les sables éoliens.

Les teneurs importantes en gypse enregistrées dans presque tous les sols étudiés de l'Oued Righ ont montré l'intensité de processus de gypsification qu'est étroitement liée aux conditions climatiques et au positionnement topographiques. L'accélération de ce phénomène est en relation avec la fluctuation de la nappe phréatique chargée en ions Ca^{2+} et SO_4^{2-} . Ceux-ci contribuaient à concentrer le sulfate de calcium dans les horizons du sol. La présence ou l'absence de gypse dans le sol doit être prise en compte dans les décisions de gestion. Les sols riches en gypse peuvent poser des problèmes de gestion tant pour l'agriculture que pour le développement urbain.

Malgré les pourcentages plus ou moins importants de calcaire total enregistré dans les sols surtout dans les sols gypso-calcaire, mais pas des formes d'accumulation nette de calcaire en présence de différentes formes d'accumulation de gypse. Selon Vieillefon (1979) et Florea et Al-Joumaa (1998), il existe une interconnexion entre le gypse et le calcaire dans le sol : une diminution de la quantité de calcaire entraîne une augmentation de celle de gypse. Halitim et Robert (1987) affirment que le gypse envahit et bloque l'évolution des accumulations calcaires. Ils suggèrent que ce phénomène résulte de la pression de cristallisation du gypse (1100 kg/cm^2), qui détruit les individualisations calcaires suite de l'arrivée continue des solutions sulfato-calciques et leurs précipitations.

La présence notable de pseudomorphoses de gypse lenticulaire transformées en calcite au sein d'une masse microsparitique est une caractéristique des sols gypso-salins observés à Oued Righ. Une autre observation dans certaines matrices riches en calcite est le processus de décalcification, qui semble être lié à la formation de gypse. En effet, la zone entourant les dépôts de gypse peut subir une décalcification, permettant à la calcite de fournir le calcium nécessaire à cette formation (Figure IV.28 A et B). Ces combinaisons particulières sont la preuve d'une genèse du sol polyphasée.

5.4.4. Mouvement de sable éolien

Les sables transportés par le vent recouvrent une grande partie du paysage de notre zone d'étude, sous forme de dunes, de nappes sableuses et de voiles de sable. Certains sols, comme les Haplosalids, les Argigypsids et les Haplogypsids, se forment dans des dépôts alluviaux, mais présentent une couverture de sable éolien récemment déposé, d'une épaisseur de quelques dizaines de centimètres. D'autres sols, tels que le Torripsamments, se trouvent dans des zones de dépôts de sable épais sur des dunes et des zones sableuses. En raison de leur manque de cohésion et de leur texture grossière, les sols éoliens sont très sensibles à l'érosion éolienne, et des mesures de protection doivent donc être adoptées. Ces sols sableux présentent une faible fertilité (faible teneur en argile et en matière organique). D'autres sol, comme les Calcigypsids et les Torriothents, ont vu le sable être emporté de la surface, laissant une croûte de surface nue ou une concentration de gravier qui recouvre la surface, protégeant contre l'érosion éolienne supplémentaire.

Les sols des régions arides sont tous vulnérables à l'érosion, bien que cette sensibilité varie. Cela souligne l'importance des techniques de fixation, de conservation et de restauration des sols. L'urgence de mettre en œuvre ces méthodes est accrue, notamment dans les cas où l'on trouve des paléosols issus de climats passés, qui ne peuvent pas se reconstituer en cas de destruction.

5.5. Les accumulations gypseuses dans les sols d'Oued Righ

La distribution et l'accumulation du gypse dans le sol varient en fonction de la concentration de gypse dans la solution du sol et du degré de précipitation. D'après les différents travaux (SOGREAH. 1970 ; Herrero et *al*, 1996 ; Bensaid, 1999, Boumaraf, 2013), on distingue deux types d'accumulation gypseuse: les accumulations discontinues (comme le gypse diffus, les pseudo-mycéliums, les amas, les nodules, la rose de sable et les racines gypsifères) et les accumulations continues (comme les croûtes et les encroûtements). Ces accumulations gypseuses, qui sont très fréquentes dans les régions sahariennes, peuvent aider à reconstruire les caractéristiques paléoenvironnementales, car certaines accumulations sont des indices d'un fonctionnement passé du sol.

L'étude morphologique et analytique des solums étudiés, nous a permis de distinguer différentes formes d'accumulation du gypse dans la région d'Oued Righ, comme les macrocristaux de gypse (rose et rosette de sable), les barbes gypseuses, les manchons de gypse, les amas et les nodules, la croûte et l'encroûtement gypseux et les veines fibreuses de gypse (Figure V.2 et V.3). On a remarqué que ces accumulations gypseuses caractérisées peuvent se

localiser à différents niveaux du paysage et dans différentes parties du profil pédologique. Ces formations sont les résultats de précipitation par les ruissellements des eaux ou une origine de nappe ancienne, soit une origine d'activité biologique ou lagunaire (Mostephaoui, 2015; Youcef, 2016). Ces accumulations ont montré que leur formation a certainement nécessité une grande quantité d'eau et de ce fait des conditions climatiques plus humides que les conditions d'hyperaridité actuelles. Le vent est également un autre élément climatique important des régions sahariennes qui contribue à cette répartition.

Les formes discontinues ou localisées sont très répandues dans notre zone d'étude, notamment les nodules, les amas et les revêtements gypseux. Ces formes se rencontrent dans presque tous les solums et les différentes unités géomorphologiques étudiées, favorisant les horizons à texture fine. Les macrocristaux de gypse, tels que les roses de sable et/ou les rosettes de sable, présentent des cristallisations lenticulaires de gypse dont la disposition rappelle celle des pétales de roses. Ils se forment principalement par évaporation de l'eau infiltrée sur des grains de sable, représentant parfois plus de la moitié de la masse. Ces structures se trouvent généralement dans les horizons sableux ou sablo-limoneux, situés sous les croûtes gypseuses (Figure V.2 A, C et D).

Les manchons de gypse, également connus sous le nom de rhizolithes ou de racines pétrifiées (Figure V.2. B, G et F), se forment couramment dans les horizons de sub-surface et semblent être le résultat d'une activité biologique des anciennes racines (Hamdi-Aissa, 2001). L'absorption par les racines de l'eau pendant les périodes de forte évapotranspiration entraîne progressivement une augmentation de la concentration en SO_4^{2-} et Ca^{2+} dans la solution du sol autour des radicelles. Cette absorption favorise la cristallisation du gypse, ces conditions sèchent la plante bien avant que le dépôt ne se produise. La taille et la densité de ces racines pétrifiées semblent être proportionnelles à celles du système racinaire des anciennes plantes.

Les formations croûteuses gypseuses et gypso-calcaires tabulaires (morphologie feuilletée) ont été observées dans le bas plateau (à l'ouest de l'Oued Righ) et sur les buttes témoins réparties dans notre région d'étude (Ex : P5, P1 et P35), cela témoigne de l'origine fluvio-lacustre de ces formations qui se caractérisent par des épaisseurs variables et une dureté élevée. On peut également observer des croûtes de type gypseux et gypso-calcaire dans les unités paysagiques, qui sont moins élevées que le plateau (glacis et piedmonts) et au fond de la vallée d'Oued Righ. Ces croûtes sont de structure massive, épaisse et compacte.

Plusieurs chercheurs ont discuté l'origine des croûtes gypseuses (Pouget 1968; Watson, 1988; Youcef et Hamdi-Aissa, 2014; Herrero et *al.*, 2018), et différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer leur formation. Les croûtes gypseuses résiduelles de surface d'après Watson (1988) sont dérivées de la dégradation d'accumulations souterraines et de la dissolution de gypse par les eaux météoriques, suivie d'une conservation au sol jusqu'à ce que l'évaporation précipite ces sels solubles.

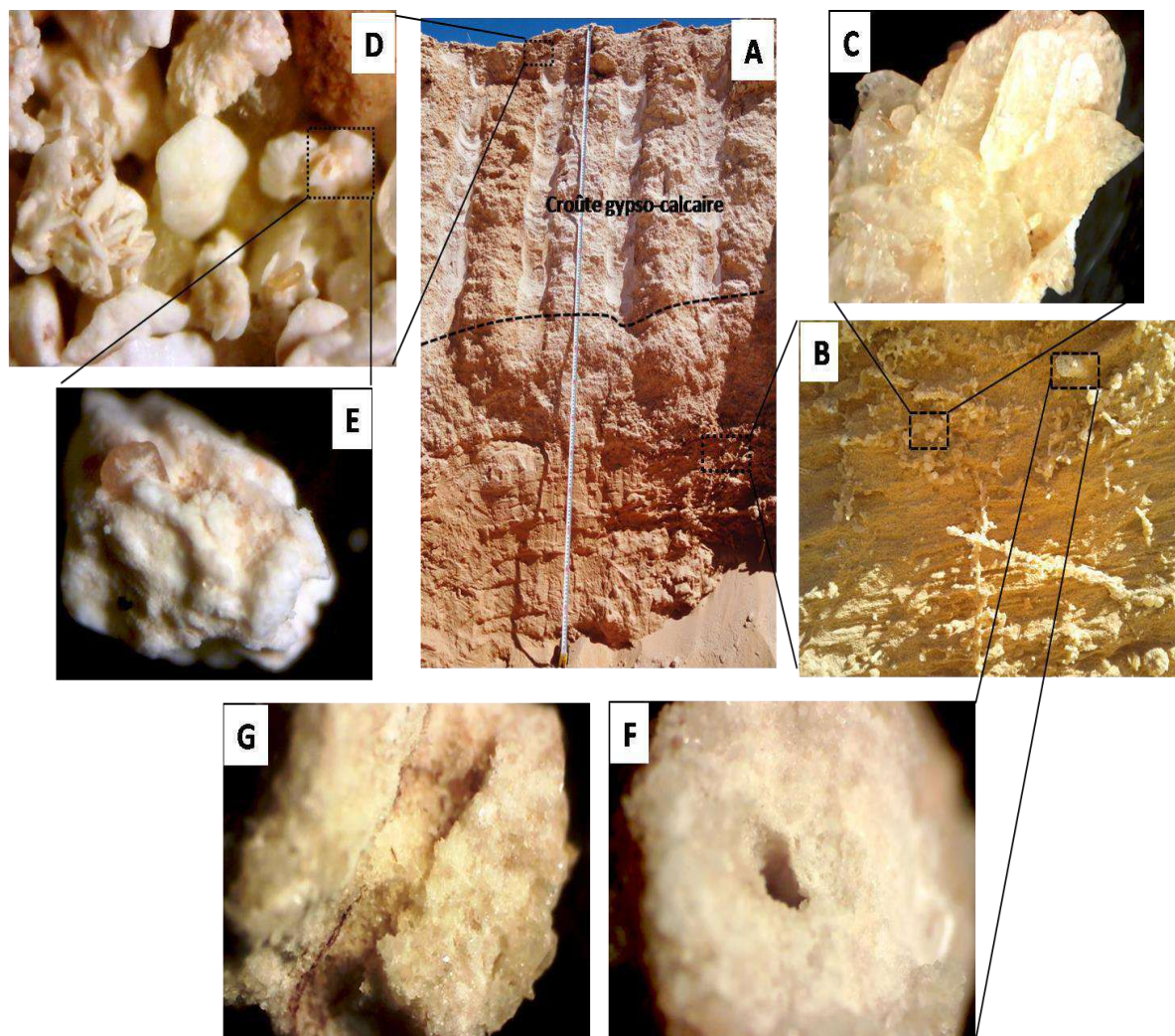


Figure V.2 : Quelques accumulations gypseuses répondues dans les sols de la région d'étude. A: Le solum (P27) présente une croûte gypso-calcaire superficielle très épaisse; B: agglomération des rosettes de sable et des manchons de gypse (Rhizoliths gypseux); C: vue microscopique d'une rosette de sable avec une cristallisation lenticulaire; D: vue microscopique de la fraction de sable grossier de la croûte (×40); E: grains de sable enveloppés par le gypse; F: vue agrandie (×20) d'une coupe perpendiculaire d'un manchon de gypse; G: vue agrandie (×20) d'une coupe longitudinale d'un manchon de gypse avec des traces des racines mortes à l'intérieur du vide.

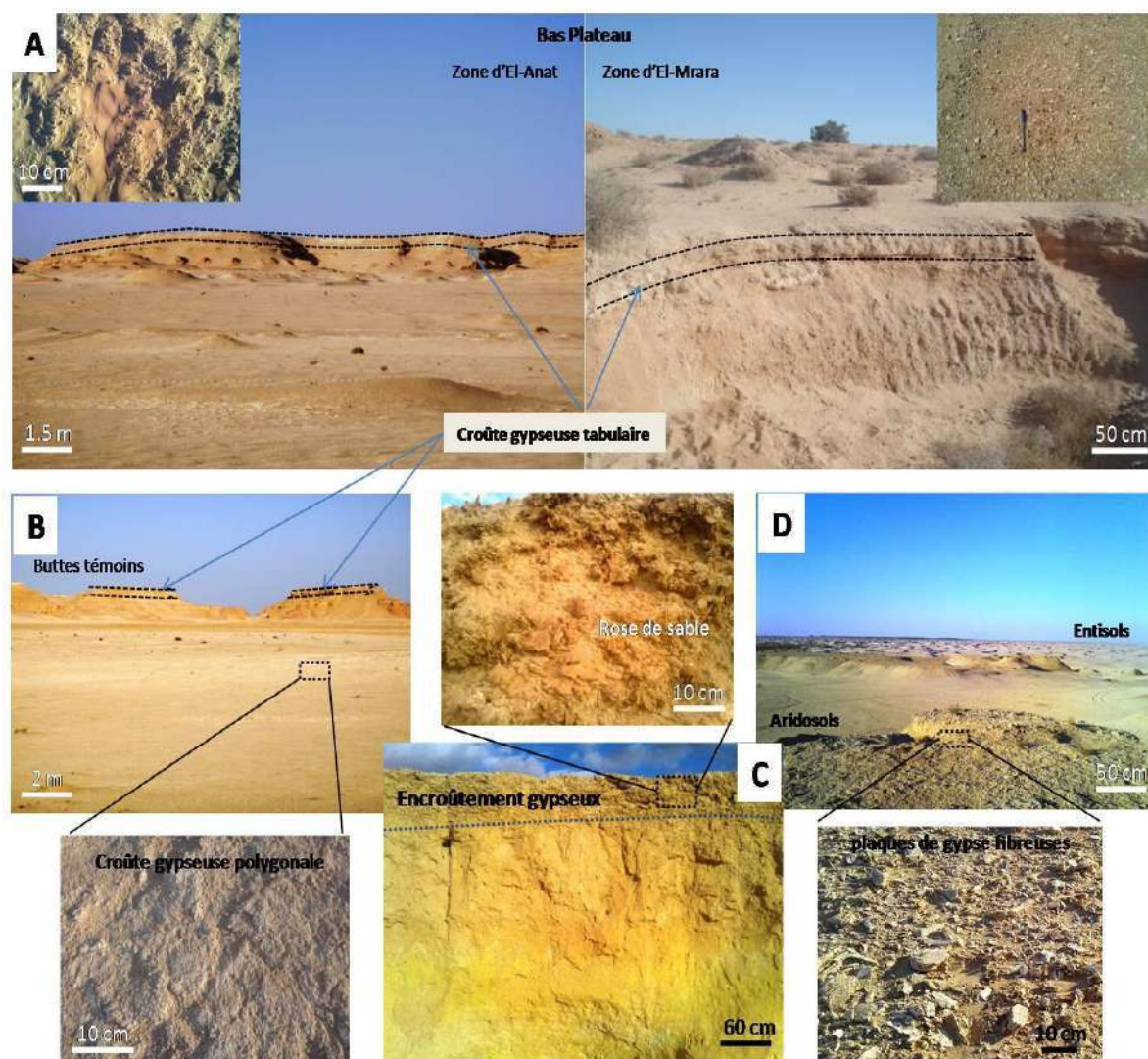


Figure V.3 : Croûte et encroûtement gypseux de surface dans la région d'étude. A : des vues globales de bas plateau dans la zone d'El-Anat et la zone d'El-Mrara, la croûte gypseuse tabulaire de surface (délimitée par les lignes noires) avec l'état de surface correspondant; B: aspect de surface à croûte gypseuse polygonale avec un réseau de fissures complètement colmaté par des fines particules sablo-gypseuses; C: encroûtement gypseux avec une charge colmatée des roses de sable en différentes tailles dans la région de Méggarine (solum P7); D: vue globale d'une transition qui montre le positionnement topographique des Aridosols et des Entisols dans le côté sud-est de la région de Temacine, l'aspect de surface à des filons de gypse disloqués.

Cependant, Dutil (1971) a attribué l'origine de ces croûtes à un niveau plus élevé de la nappe phréatique. Selon Pouget (1968), depuis le début du Quaternaire, les niveaux statiques des grands bassins artésiens ont baissé de plusieurs mètres; il n'est pas surprenant de trouver d'anciennes formations gypseuses de la nappe phréatique dans des endroits aujourd'hui topographiquement élevés. De plus, le gypse est un composé très mobile dans le paysage du bas Sahara, malgré sa solubilité modérée dans l'eau; de tels déplacements impliquent des conditions d'humidité très différentes de celles actuelles.

Ces formations croûteuses ont des différents aspects de surface; des aspects de surface recouvertes d'une couche sableuse éolienne en différentes épaisseurs avec ou sans éléments grossiers (Figure V.3 A), des aspects nus (croûte gypseuse polygonale) (Figure V.3 B) et des aspects à bloc gypseux fibreux (Figure V.3 D).

L'une des formes d'accumulation de gypse caractéristiques de la région d'Oued Righ est constituée par les veines gypseuses (filons gypseux). Ces veines, formées principalement de sulfate de calcium hydraté, résultent de processus géologiques complexes impliquant l'action passée de l'écoulement de l'eau et la fracturation associée. Selon Pierre et Rouchy (2020), pour qu'une veine se forme, il doit y avoir un liquide, une source de matière, une fracture fournissant de l'espace, ainsi que des conditions de pression et de température adéquates pour la précipitation de la matière.

Les caractéristiques des veines gypseuses, telles que leur morphologie et leur orientation, peuvent fournir des informations sur les processus hydrologiques passés et les mécanismes qui ont conduit à la formation de ces structures (Philipp, 2008; Zhao et al., 2020). Deux types de veines sont identifiés en fonction de la forme de la veine: les veines ataxiales (où les cristaux s'étirent d'une paroi à l'autre de la veine) et les veines antitaxiales (où les cristaux se développent d'une zone médiane vers les parois de la veine) (Figure V.4 A et B).

On a distingué de différentes directions de veines étudiées, on a *des veines obliques, perpendiculaires, subparallèles et parallèles* par rapport au plan de stratification. Il y a également des veines en réseaux interconnectés (Figure V.5).

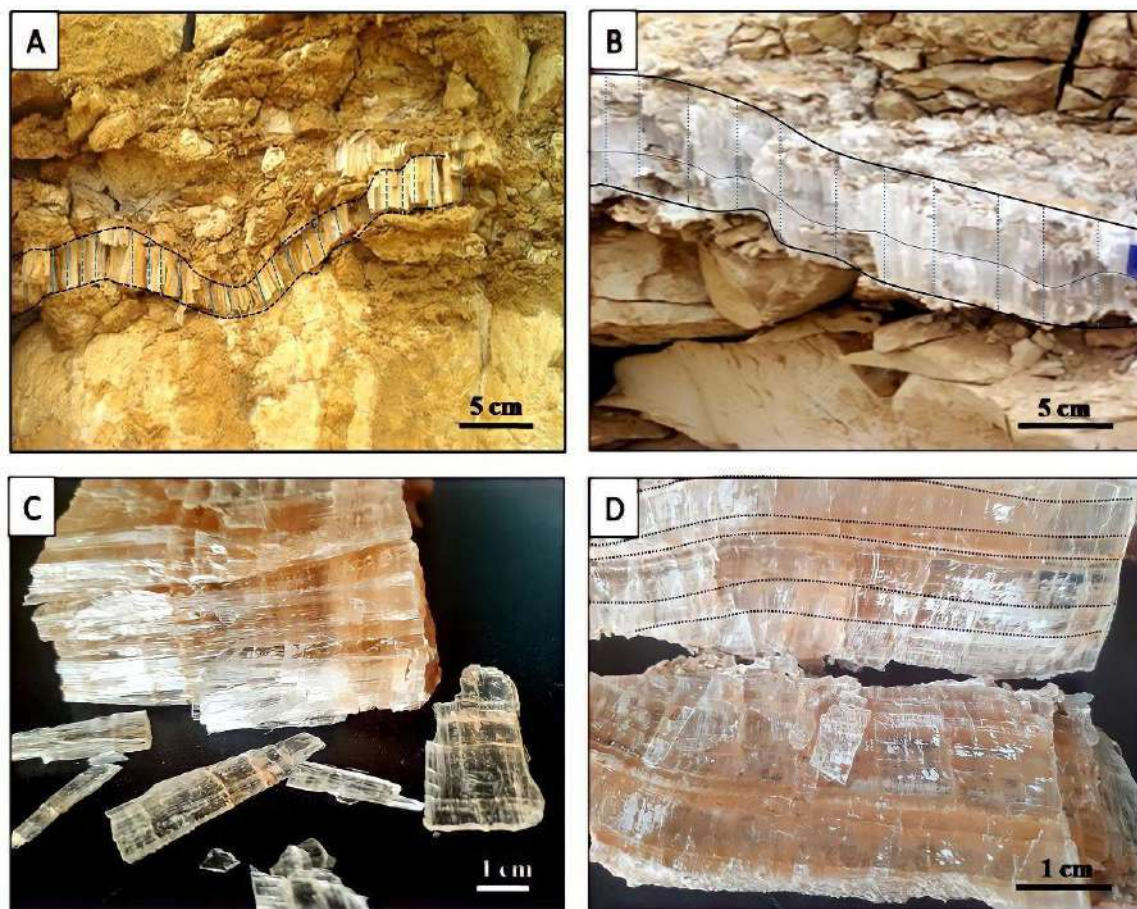


Figure V.4 : Morphologie des veines de gypse. A : Veine ataxiale B : Veine antitaxiale, la ligne centrale de "suture" est indiquée la zone médiane de la veine, la direction des fibres de la veine indiquée par des lignes pointillées fines bleus ; D: Multi zones médianes parallèles constituées de multiples matériaux de roches hôtes ; C : vue macroscopique montre clairement la cristallisation fibreuse de la veine de gypse.

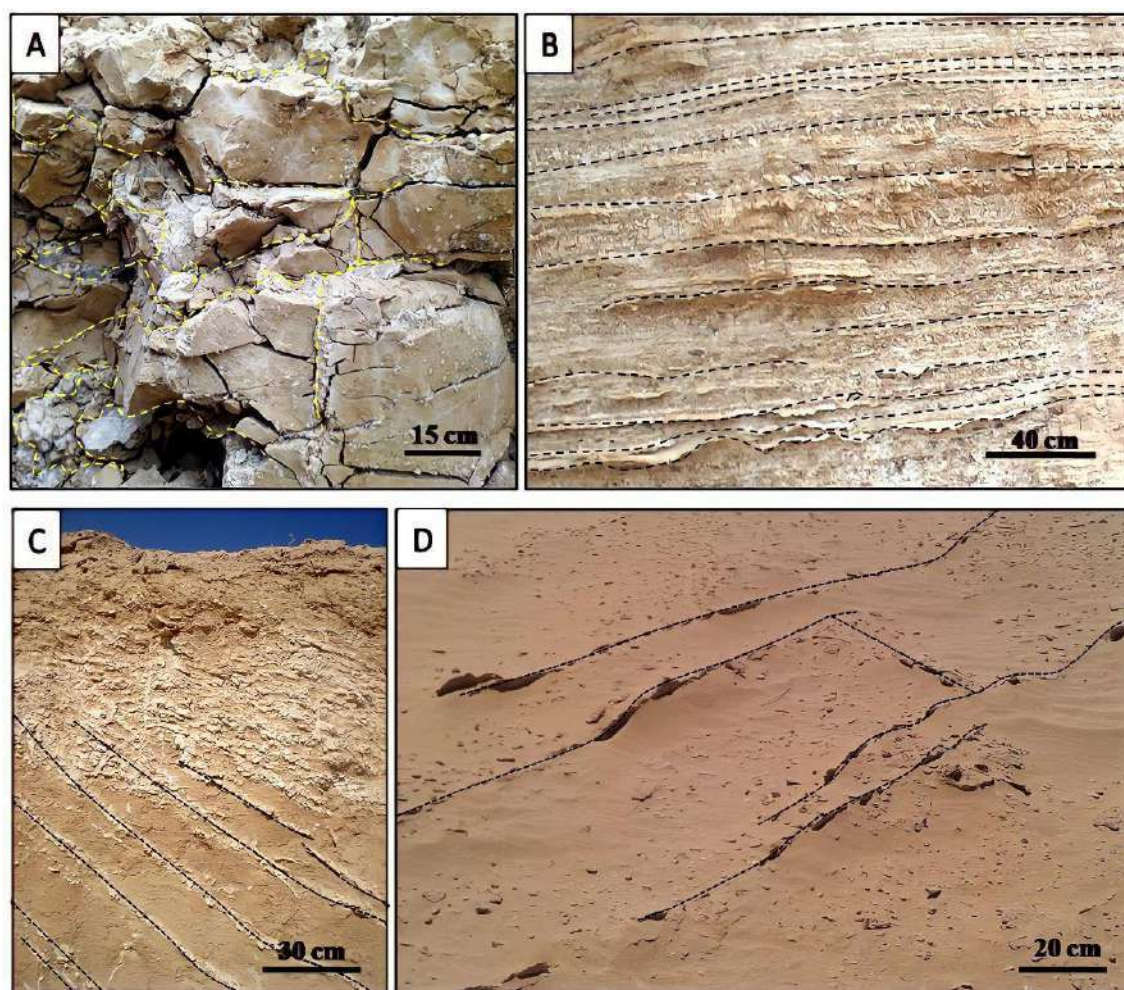


Figure IV.5 : L'orientation des veines de gypse: A- Réseaux de veines interconnectées dans une couche d'argiles marneuses miocènes; B- Gypse primaire; veines de gypse (satin spar) formées sub-parallelles au plan de stratification intercalées avec des couches argile-limoneuses dans la région de Djamaa ; C et D- Veines de gypse obliques et perpendiculaires au plan de stratification dans la région d'El-Goug.

La zone médiane occupe généralement la partie centrale de la veine, divisant les zones de fibres en deux parties (Figure V.4 B), parfois on a plus d'une zone médiane (Figure V.4 D), certaines se forment plus près du côté de la paroi de la veine. Les zones médianes contiennent parfois des matériaux de l'hôte (argile et limon) ou des grains de gypse en blocs. Les cristaux en blocs sont répartis de manière aléatoire, indiquant la précipitation dans l'espace ouvert au stade initial de la formation de la veine. Au niveau de la paroi de la veine. Pour les veines antitaxiales, les fibres de chaque côté de la zone médiane sont simultanément poussées vers les

parois opposées de la veine (Zhao *et al.*, 2020). Ces structures internes indiquent que la plupart des veines de gypse de la zone d'étude sont de type antitaxial.

5.7. Formation des veines gypseuses

D'après Philipp (2008), La formation des veines de gypse résulte de plusieurs processus interdépendants, tels que la fracturation, la dissolution des minéraux, le transport et la précipitation. Ces processus peuvent se produire simultanément et se répéter à plusieurs fois pour créer une seule veine minérale. Ainsi, pour qu'une veine se forme, il est nécessaire d'avoir une solution, une source de matière, une fracture qui crée un espace, ainsi que des conditions de pression et de température favorables à la précipitation de cette matière (Figure V.6).

La figure V.6 est un schéma inespéré de modèle conceptuel proposé par Philipp (2008) qui représente les étapes successives de la formation des veines dans la même couche. (1) est un gros plan de la partie encadrée dans (A). L'eau chargée en sulfate de calcium, transportée depuis des niveaux plus profonds du bassin sédimentaire, et circulée dans les fissures et les vides le long d'une faille et forme des nodules de gypse (en couleur blanche) par des précipitations successives. L'augmentation du volume des nodules, en plus de la faible perméabilité de la couche hôte (argilo-limoneuse), a conduit à l'accumulation d'une forte pression d'excès de l'eau minéralisée (P) dans les nodules, créant des concentrations élevées de pression de traction aux extrémités des grands axes des nodules (Figure V.6.2). Les hydro-fractures résultantes ont relié les nodules de gypse et ont entraîné une pression élevée dans le nodule suivant (Figure V.6.3). À la fin, tous les nodules d'une couche sont reliés pour former une veine de gypse. Sous l'effet de la pression et de la température, le gypse se transforme en anhydrite (Figure V.6 B).

Le temps nécessaire pour la formation d'une veine individuelle varie généralement entre 103 à 106 ans (Fisher et Brantley, 1992). Philipp (2008) indique que lorsque suffisamment de solution a pu pénétrer un nodule et que la pression des fluides a augmenté, une hydro-fracture a été déclenchée et s'est propagée, souvent en suivant des veines déjà présentes. Cette hydro-fracture a ensuite permis la précipitation progressive de petites quantités de matériau veineux. Les veines minérales résultent fréquemment de multiples injections de fluide. Par exemple, dans le mécanisme de "remplissage des fissures" (Ramsay, 1980), les cycles de remplissage peuvent se répéter des centaines de fois. À chaque injection, l'épaisseur de la veine augmente généralement de 10 à 100 μm ou, au maximum 1 mm (Fisher *et al.*, 1995).

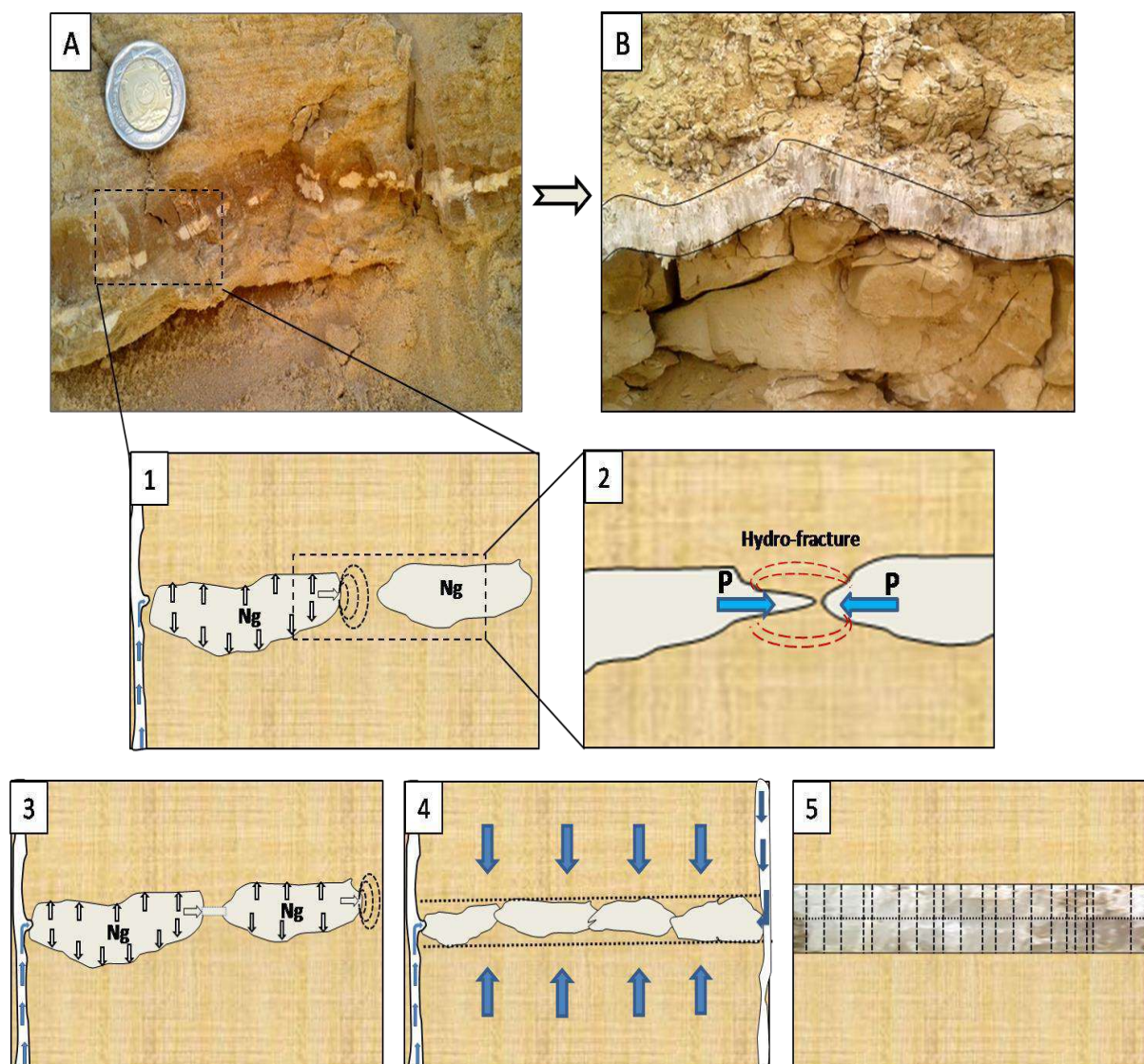


Figure V.6: A Vers B; Gypse nodulaire blanc (Ng) (État initial) dans une couche laminaire argile-limoneuse qui sera connecté pour former une veines horizontale de gypse (État final).

Les veines minérales, considérées comme des paléo-hydro-fractures, fournissent des indications sur le transport et les réseaux d'écoulement des eaux dans le passé (Brenner et Gudmundsson 2005). L'analyse des veines minérales est donc essentielle pour comprendre comment les eaux et les minéraux se déplacent dans les roches et les réservoirs. Néanmoins, le mécanisme de formation des veines de gypse reste un sujet de débat. Parmi les mécanismes proposés incluent la précipitation de minéraux dans des fractures ouvertes près de la surface (Schreiber et Warren, 1998), la formation causée par la pression de cristallisation, ainsi que la surpression hydraulique (Shearman et *al.*, 1972).

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

Classification de sol

L'étude des pédopaysages des sols de la région d'Oued Righ s'inscrit dans une démarche globale visant à mieux connaître les sols sahariens algériens, qui restent encore peu étudiés à ce jour. En l'absence d'une carte pédologique détaillant les différents types de sols dans cette région, il a été nécessaire de recourir à une approche de cartographie numérique pour fournir un support pédologique.

La base de données a été élaborée à partir de 334 solums collectés à partir des études pédologiques réalisées dans notre zone d'étude depuis 2010 (10 dernières années), la collection est complétée par un travail de terrain pour vérifier et compléter le manque des données. Les solums choisis sont classés selon le système de classification américain (2014), de l'Ordre jusqu'au niveau de Sous-Groupe. Dans la classification américaine des sols (USDA), les classes à tous les niveaux de classification sont définies et identifiées par un ou plusieurs critères de différenciation. Les critères jugés les plus utiles sont les caractéristiques des sols qui résultent des processus de formation des sols, tels que les horizons diagnostiques et les classes de minéralogie. Ils incluent également les propriétés du sol qui influencent ou contrôlent les processus et le comportement du sol, telles que les conditions de température et d'humidité de sol

Dans la région étudiée, deux grands ordres de sols ont été distingués : les Aridisols et les Entisols. Les Aridisols se divisent en Gypsisols et Salids, tandis que les Entisols sont répartis en Psamments, Fluvents et Orthents. Bien que les paysages semblent uniformes, ils révèlent en réalité une diversité de caractéristiques et d'horizons souterrains permettant de catégoriser 14 classes de sols au niveau de Sous-Groupe. Selon la classification mondiale des sols WRB (2014), les sols ont été classés en Gypsisols, Arenosols, Fluvisols et Solonchaks.

La région d'Oued Righ présente une grande diversité en termes des unités paysagiques et pédologiques. Les types de sols et leur distribution sont le résultat de nombreux facteurs topographiques, climatiques, géologiques et biologiques. Les principaux processus pédogénétiques dans les conditions hyper-arides en général et dans notre zone d'étude en particulier, sont la salinisation, la calcification, la gypsification et l'ensablement, et sont étroitement associés au résultat de la classification des sols selon le système américain (USDA,

2014). Ces différents types de sols possèdent des propriétés uniques qui peuvent être adaptées à des usages spécifiques, mais présentent également des limitations pour d'autres.

Les sols sableux (Psamments et Orthents), qui sont les plus courants dans la zone d'étude, occupent les dunes, les bancs de sable et les surfaces ensablées. Ces sols sont pauvres en fertilité intrinsèque, et leur utilisation nécessite des améliorations par l'ajout des amendements et des engrais. De même, les sols gypsiques (Calcigypsid, Argigypsid, Petrogypsid et Haplogypsid) doivent être utilisés avec grande prudence, en particulier pour le développement agricole, car ces sols sont très répandus dans la région d'étude. Les dépressions et les niveaux topographiques bas sont représentés par les sols salins (Haplosalid et Aquisalid), qui limitent la croissance des plantes, mais peuvent être améliorés par le choix de cultures tolérantes et l'utilisation de techniques d'irrigation et de drainage appropriées. Les plaines alluviales et les dayas sont dominées par des Orthents et des Fluvents. En résumé, les données relatives aux sols de notre zone d'étude, y compris leur distribution, leur composition et leur classification, sont particulièrement utiles pour guider les gestionnaires dans la planification et l'utilisation rationnelle de ces terres.

L'approche cartographique des sols d'Oued Righ

Nous avons utilisé la cartographie numérique des sols pour la cartographie des classes de sols dans la région d'Oued Righ, en appliquant la technique de la forêt aléatoire (RF). Cette méthode nous a permis de prédire et de représenter les classes taxonomiques des sols de la région, ainsi que de mettre en évidence, par ordre d'importance, les facteurs influençant la répartition de ces sols.

- ✓ La forêt aléatoire a montré une bonne précision en termes de précision globale et de valeur Kappa. La précision globale variait de 90,48 %, 82,08 %, 75 % et 65,30 % pour les niveaux d'Ordre, de Sous-Groupe, de Grand-Groupe et de Sous-Groupe, respectivement. Nous avons observé une tendance similaire des valeurs de l'indice Kappa à tous les niveaux taxonomiques, avec des valeurs de 0,80, 0,73, 0,56 et 0,47 du niveau de l'Ordre au niveau du Sous-Groupe.
- ✓ L'erreur hors sac (OOB) est entre 10.91%, 14.47%, 25.45% et 26.07% en fonction du niveau taxonomique. Cette erreur était positivement liée au nombre de classes à chaque niveau taxonomique. En général, les classes taxonomiques individuelles ayant des fréquences d'échantillonnage plus élevées avaient une erreur OOB plus faible.

- ✓ Les principaux facteurs environnementaux contrôlant la distribution spatiale des classes de sol dans la région d'étude, pour les différents niveaux taxonomiques, sont les indices spectraux qui reflètent la composition minéralogique de surface du sol (comme les indices de gypse (Gyps_indx) et de salinité (Sali_indx et SSDS)), ainsi que la couverture végétale (NDVI). De plus, les paramètres de relief tels que l'élévation, la pente et le MRVBF jouent également un rôle important.
- ✓ L'incertitude de répartition de certaines classes de sol dans la zone d'étude peut probablement être attribuée à la taille de l'échantillon d'apprentissage, à l'existence d'une similarité taxonomique entre les classes de sol, ainsi qu'à un déséquilibre des données entre ces classes.

L'approche pédologique

Les facteurs topographiques influencent non seulement les processus pédogénétiques mais les variations de la forme du relief peuvent aussi refléter des changements sous-jacents dans le matériau parental et des différences d'âge du profil pédologique. Dans la zone d'étude, une forte interrelation a été observée entre les caractéristiques topographiques et les types de sol. Les différences dans les propriétés des sols sont principalement dues à la variabilité topographique, qui influence la redistribution de l'eau, la couverture végétale, l'action de l'érosion et de la déposition dans l'environnement aride.

L'approche cartographique et l'étude des trois toposéquences ont permis d'identifier six pédopaysages caractéristiques de la région d'étude : le pédopaysage gypso-calcaire, le pédopaysage gypseux, le pédopaysage gypso-salin, le pédopaysage salin, le pédopaysage sableux et le pédopaysage alluvio-éolien. Les pédopaysages gypseux et gypso-salin dominent la région, occupant les zones situées entre les altitudes de 120 et 70 m, correspondant à la vallée proprement dite de l'Oued Righ. Le système à croûte gypseuse en surface est actuellement peu ou non fonctionnel, tandis que le système gypso-salin à croûte saline de surface est actif dans les conditions pédoclimatiques actuelle. Cette zone présente une large superficie avec une forte réflectance sur les images satellitaires. Le pédopaysage sableux est un pédopaysage fonctionnel grâce à l'action importante des vents, représentant plus de 42 % de la surface totale et regroupe toutes les formes sableuses présentes dans la zone d'étude. La délimitation réelle entre ces systèmes pédopaysagiques est difficilement perceptible visuellement, car les critères de différenciation se situent généralement en profondeur ou sont dissimulés par des formations pédologiques exogènes.

Les caractéristiques physico-chimiques, minéralogiques et micromorphologiques des sols étudiés ont été étroitement influencées par la position topographique, le matériau parental et les conditions paléoenvironnementales. Les sols de la zone d'étude sont généralement alcalins, avec une forte proportion de gypse sous différentes formes d'accumulation, fortement salins, pauvres en matière organique et aérés en surface. Des sols plus développés ont été trouvés dans les paysages stables comme le plateau et la plaine alluviale ancienne. L'apparition d'horizons gypso-calcaires dans les solums étudiés est le résultat de la distribution spatiale des formations géologiques gypso-calcaires dans la région d'étude. L'hétérogénéité texturale observée dans les horizons profonds résulte de phases successives d'érosion et de remplissage du fond de la vallée, alors que les horizons supérieurs ont une origine éolienne. Le climat hyperaride de la région de l'Oued Righ favorise la concentration et la cristallisation des sels dans le sol, tant en surface qu'en profondeur, en fonction des conditions environnementales. Les sols deviennent hydromorphes dans les zones mal drainées composées de fines alluvions, telles que les dépressions salées et les anciennes palmeraies situées au fond de la vallée de l'Oued Righ.

Le gypse et ses diverses formes d'accumulation sont largement présents dans les sols de la région de l'Oued Righ. La forte teneur en gypse trouvée dans les sols d'Oued Righ semble être due à la composition minéralogique du matériel parental, mais leur distribution dans le sol dépend des mouvements de la nappe phréatique et de l'action de vent. La différenciation des formations gypseuses est liée à des facteurs environnementaux et pédogénétiques spécifiques, la formation de ces accumulations gypseuses, qu'elles soient superficielles ou profondes, continues ou discontinues, a nécessité des quantités d'eau importantes, impliquant ainsi des conditions climatiques plus humides que celles d'hyperaridité actuellement observées. Cette phase a été suivie par une période aride, entraînant une évaporation intense qui a favorisé la cristallisation du gypse et la conservation de ces formes gypseuses dans la région étudiée.

Les analyses minéralogiques par diffraction des rayons X (DRX) sur la poudre totale (fraction < 2 mm) ont permis d'identifier 15 minéraux provenant de différents groupes minéraux, qui ont été soit hérités, soit transportés par les agents éoliens ou hydriques. Les diffractogrammes des rayons X obtenus sur dépôt orienté de la fraction argileuse montrent la présence de palygorskite, illite-mica et kaolinite dans tous les échantillons des solums étudiés. La chlorite et la chlorite-smectite sont moins fréquentes, tandis que la smectite et l'illite apparaissent en quantités plus faibles. Les résultats de la minéralogie des argiles suggèrent que l'héritage pourrait être la source principale de ces minéraux ou d'une origine détritique. Les

analyses minéralogiques montrent qu'aucune différence significative n'a été observée dans la composition du cortège minéralogique argileux, notamment dans les sols gypseux et gypso-calcaires. Bien que la localisation paysagique des solums soit variée. Cela laisse supposer que l'abondance de ces minéraux argileux dans cet environnement aride pourrait être due à la disponibilité de conditions favorables à leur conservation et/ou à leur transformation.

Les observations micromorphologiques ont clairement montré des enregistrements du sol relatifs à différentes conditions climatiques dans l'histoire de la région de l'Oued Righ ; des revêtements et des remplissages argileux, des revêtements de calcite sur les grains et les vides, des nodules de calcite, des cristaux de gypse et des nodules d'oxydes de fer et de manganèse. Les divers traits pédologiques qui se manifestent dans les sols étudiés, généralement superposés, sont le résultat de phases successives de pédogenèse dans des conditions pédoclimatiques différentes. On observe plusieurs processus pédologiques et on peut caractériser les épisodes d'altération ultérieurs en fonction de la distribution des traits pédologiques et de leurs positions relatives. La phase la plus ancienne est caractérisée par la formation de nodules ferrugineux; une deuxième phase est représentée par l'illuviation argileuse ; la troisième phase est marquée par une forte redistribution de calcite, une fragmentation et un déplacement des revêtements d'argile.

Les différentes approches utilisées dans notre étude (cartographique, physico-chimique, minéralogique, micromorphologique...) pour caractériser les différents pédopaysages de la région d'Oued Righ nous a permis de conclure que :

- L'utilisation de la plateforme GEE permet un accès rapide et un prétraitement complexe des séries temporelles des images Landsat 8 sans nécessiter de téléchargements locaux. De plus, l'algorithme Forêts aléatoire (RF) a été utilisé pour générer des cartes de distribution spatiale des classes de sol aux différents niveaux taxonomiques avec une grande précision.
- Les fortes teneurs en gypse et ses différentes formes d'accumulation observées dans tous les sols de l'Oued Righ sont certes dues à l'héritage. Cependant, leur répartition dans le paysage et le profil pédologique est liée à la fluctuation de la nappe phréatique et à l'action éolienne.
- L'halomorphie et l'hydromorphie sont deux phénomènes caractéristiques des sols de la région d'Oued Righ depuis longtemps, mais l'action anthropique aggrave la situation et accélère la dégradation de ces sols par salinisation.

- L'érosion éolienne est actuellement très présente dans les paysages aval, tandis que l'érosion hydro-éolienne, d'origine plus ancienne, est influencée par les conditions pédoclimatiques.
- Les indices du fonctionnement passé des paysages de notre région d'étude sont nombreux, tels que : les croûtes et encroûtements gypseux, les pseudomorphoses de gypse en calcite, les accumulations calcaires, les microfossiles et les revêtements argileux, qui peuvent être utilisés comme moyens pour comprendre les changements paléoenvironnementaux.

Perspectives et recommandations

La cartographie des sols est un outil précieux pour la planification du territoire dans les régions arides, permettant de mieux comprendre la répartition des sols et d'adopter des politiques de développement durable prenant en compte les spécificités locales.

- L'intégration de l'intelligence artificielle à l'étude de sols : Cette étude présente une nouvelle approche pour la cartographie des sols de la région d'Oued Righ en utilisant le modèle d'apprentissage automatique, la forêt aléatoire. Donc les travaux futurs sur les sols de la région devront être concentrés sur l'utilisation de diverses techniques d'intelligence artificielle, telles que l'apprentissage automatique (les autres modèles : Support Vector Classification (SVC), Multilayer Perceptron (MLP), Multilayer-Perceptron Neural Network (MLP)...) et l'apprentissage profond, pour minimiser le temps et les coûts du processus de cartographie, tout en augmentant la certitude de ces supports cartographiques.
- Renforcement de la source d'information: Pour améliorer la qualité des cartes produites, il est nécessaire de réaliser un échantillonnage représentatif sur le terrain, tout en choisissant des images satellitaires et des modèles numériques de terrain à haute résolution spatiale. Il est donc essentiel de mettre en place un système de collecte de données fiable et régulièrement mis à jour sur les caractéristiques des sols dans la région, en s'appuyant sur des technologies de télédétection et des capteurs sur le terrain.
- Exploitation des compétences de GEE: L'utilisation de la plateforme GEE peut considérablement améliorer l'efficacité des chercheurs scientifiques. Elle a été largement appliquée dans la recherche scientifique dans de nombreux domaines à l'échelle régionale et mondiale. Cette plateforme permet un accès rapide et un pré-traitement complexe des séries temporelles de différents types d'images (Sentinel, Landsat, MODIS, etc.), sans

nécessiter de téléchargements. De plus, elle offre des fonctions d'algorithmes pour générer des cartes de distribution spatiale à haute précision.

- Suivi de la qualité des sols : L'analyse des types de sols ne fournit pas une compréhension directe de leur fonctionnement. Cependant, une approche diachronique peut apporter des renseignements précieux sur différents processus, tels que le déplacement des dunes, l'évolution du couvert végétal et, en particulier, l'extension de la salinisation des sols. La cartographie numérique permet de localiser précisément les zones touchées et de surveiller leur évolution, facilitant la mise en place de mesures correctives.
- Modernisation des techniques d'irrigation et de drainage : La vallée de l'Oued Righ fait face à de graves problèmes d'aménagement hydro-agricoles, principalement liés à la gestion de l'irrigation et à l'efficacité du système de drainage, qui est influencée par l'état du canal principal de l'Oued Righ. Afin d'optimiser l'utilisation de l'eau et de préserver la qualité des sols, l'intégration de technologies modernes est essentielle.
- Renforcer la collaboration interinstitutionnelle : De nombreuses études ont été menées dans la région. Cependant, les résultats de ces recherches ne sont pas intégrés dans les programmes de développement agricole locaux, bien qu'ils proposent des solutions aux défis rencontrés. Il est donc essentiel d'encourager la coopération entre les institutions scientifiques, les autorités locales, les services administratifs agricoles et les agriculteurs, afin de favoriser le partage de données et l'élaboration de stratégies de gestion des sols adaptées aux défis spécifiques de la région d'Oued Righ.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

- Abbaslou, H., & Abtahi, A. (2008). Origin and distribution of clay minerals in calcareous, gypsiferous, saline soils and sediments of Bakhtegan lake bank, southern Iran. *Iran Agricultural Research*, 25(1.2), 71-86.
- Abid, F. (1995). *Caractérisation des sels des sols de l'Oued Righ*. Thèse Ing. Agro Université de Batna, 47 p.
- Afshar, F. A., Ayoubi, S., & Jafari, A. (2018). The extrapolation of soil great groups using multinomial logistic regression at regional scale in arid regions of Iran. *Geoderma*, 315, 36-48.
- Ahmad, A., Lopulisa, C., Imran, A. M., & Baja, S. (2019, December). Mineralogy and micromorphology of soil from gneissic rock in East Luwu, South Sulawesi. In IOP Conference Series: Earth and Environmental Science (Vol. 393, No. 1, p. 012082). IOP Publishing.
- Amit, R., and Yaalon, D. H. (1996). The micromorphology of gypsum and halite in Reg soils—The Negev Desert, Israel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(12), 1127-1143.
- ANRH. (2004). *Étude géologique du Continental Terminal*, ANRH Alger, Algérie, 22p.
- Aref, M. A., & Mannaa, A. A. (2021). The significance of gypsum morphology in interpreting environmental changes caused by human construction, Red Sea coastal evaporation environment, Saudi Arabia. *Environmental Earth Sciences*, 80(2), 1-21.
- Asgari, N., Ayoubi, S., Jafari, A., & Demattê, J. A. (2020). Incorporating environmental variables, remote and proximal sensing data for digital soil mapping of USDA soil great groups. *International Journal of Remote Sensing*, 41(19), 7624-7648.
- Assami, T. (2020). *Analyse de l'organisation spatiale des sols dans un paysage aride par l'approche de la cartographie numérique du sol* (Doctoral dissertation, Université Kasdi Merbah Ouargla).
- Assami, T., & Hamdi-Aïssa, B. (2019). Digital mapping of soil classes in Algeria—A comparison of methods. *Geoderma Regional*, 16, e00215.
- Aubert, G. (1960). Les sols de la zone aride: étude de leur formation, de leurs caractères, de leur utilisation et de leur conservation. Actes coll. Unesco de Paris sur les problèmes de la zone aride, 127- 150.
- Aubert, G. (1978). *Méthodes d'analyses des sols*. C.R.D.P., Marseille, 189 p.
- Azizi, P., Mahmoodi, S., Torabi, H., Masihabadi, M. H., & Homaei, M. (2011). Morphological, physico-chemical and clay mineralogy investigation on gypsiferous soils in southern of Tehran, Iran. *Middle-East Journal of Scientific Research*, 7(2), 153-161.
- Baameur, M. (2021). *Étude écologique de la flore spontanée du Sahara septentrional est-algérien* (Doctoral dissertation, Université Kasdi Merbah Ouargla).
- Badoux, H. (1989). *Cours de géologie générale*. DUNOD. Paris. 144 p.
- Bagnouls, F., & Gaussen, H. (1953). The dry season and the xerothermic index.

- Baize, D., et B. Jabiol. (1995). Guide de description des sols. Paris: AFES-INRA.
- Ballais, J. L. (2010). Des oueds mythiques aux rivières artificielles: l'hydrographie du Bas-Sahara algérien. *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, (Volume 4), 107-127.
- Barthold, F. K., Wiesmeier, M., Breuer, L., Frede, H. G., Wu, J., & Blank, F. B. (2013). Land use and climate control the spatial distribution of soil types in the grasslands of Inner Mongolia. *Journal of arid environments*, 88, 194-205.
- Barzanji, A. F. (1973). *Gypsiferous soils of Iraq* (Doctoral dissertation, Ghent University).
- Behrens, T., Zhu, A. X., Schmidt, K., & Scholten, T. (2010). Multi-scale digital terrain analysis and feature selection for digital soil mapping. *Geoderma*, 155(3-4), 175-185.
- Bel, F., & Cuche, D. (1969). Mise au point des connaissances sur la nappe du Complexe Terminal. *Ed. ERESS, Ouargla*.
- Benguergoura, S. (2014). La vallée de Oued Righ: pollution de la nappe et dégradation des palmeraies. Thèse de doctoral, univ Blida. 277p.
- Benhaddya, M. (2007). Contribution à l'inventaire des éléments traces dans les sols et dans les eaux souterraines dans la région de l'Oued Righ : leur origine et leur impact sur l'environnement.
- Bensaid, R. (1999). Les sols à accumulations gypso-calcaires de la région de Ain-Benoui (Biskra).
- Berbouche, A. (1979). Etude agro-pédologique de M'RARA, Doc annexe.
- Bétier, G., TerMier, H., & et LaFitte, R. (1951). Carte géologique détaillée de Sidi Aich, feuille N° 46 (1/50 000e).
- BNEDER. (1992). Agro-Pedological Study in the Region of Ouargla, Study Report.
- Bock, M., Böhner, J., Conrad, O., Köthe, R., & Ringeler, A. (2007). XV. Methods for creating functional soil databases and applying digital soil mapping with SAGA GIS. *JRC Scientific and technical Reports, Office for Official Publications of the European Communities, Luxemburg*.
- Bouchahm, N., Chaib, W., Drouiche, A., Zahi, F., Hamzaoui, W., Salemkour, N., ... & Djabri, L. (2013). Caractérisation Et Cartographie Des Sites De Remontée Dans La Région De L'Oued Righ (Bas Sahara Algérien). *J Algérien des Régions arides*, 76-88.
- Boumaraf, B. (2013). *Caractéristiques et fonctionnement des sols dans la vallée d'Oued Righ, Sahara Nord oriental, Algérie* (Doctoral dissertation, thèse de doctorat, option: Pédologie, Université de Reims Champagne-Ardenne en France).
- Bouznad, I. E. (2009). Ressources en eau et Essai de la gestion intégrée dans la vallée Sud d'Oued Righ (W. Ouargla) (Sahara septentrional algérien). *Mémoire de Master en Science, Université de Annaba*, 155p.
- Bouznad, I., Zouini, D., Nouiri, I., & Khelfaoui, F. (2016). Essai de Modélisation de la Gestion des ressources en eau dans la vallée d'Oued Righ (Sahara septentrional algérien) par l'Utilisation d'un outil d'aide à la décision WEAP. *Rev. Sci. Technol. Synth*, 33, 56-71.
- Breiman, L. (2001). Random forests. *Machine learning*, 45, 5-32.

- Brungard, C. W. (2009). *Alternative sampling and analysis methods for digital soil mapping in southwestern Utah*. Utah State University.
- Brungard, C. W., Boettinger, J. L., Duniway, M. C., Wills, S. A., & Edwards Jr, T. C. (2015). Machine learning for predicting soil classes in three semi-arid landscapes. *Geoderma*, 239, 68-83.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., & Tursina, T. (1985). *Handbook for soil thin section description*. Waine Research Publications, Wolverhampton. 152 p.
- Busson, G. (1967). Le Mésozoïque saharien. 1ère partie: L'Extrême Sud-tunisien. *Centre de Recherches sur les zones arides, Série Géologie*, (8).
- Busson, G. (1970). Le Mésozoïque saharien. 2ème partie: Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. *Paris, «Centre Rech. Zones Arides», Géol*, 11, 811.
- Camera, C., Zomeni, Z., Noller, J. S., Zissimos, A. M., Christoforou, I. C., & Bruggeman, A. (2017). A high resolution map of soil types and physical properties for Cyprus: A digital soil mapping optimization. *Geoderma*, 285, 35-49.
- CDARS. (1998). Etude du Plan Directeur Général de Développement des Régions Sahariennes Lot 1 : Etudes de base Phase II A2 : Monographies spécialisées des ressources naturelles Ressources en sols Atlas au 1/200 000 des Spatiocartes et Interprétation d'Images Satellitales.
- Charles, G. (1976). Remarques sur la genèse et l'âge des «croûtes carbonatées de la région méditerranéenne. *Annales INA*, Alger. Vol n°1, année 1976, pp 159-162.
- Chellat, S., A. Bourefis, B. Hamdi-Aïssa, and A. Djerrab. (2014). Paleoenvironnemental reconstitution of Mio-Pliocenes sandstones of the lower-Sahara at the base of exosopic and sequential analysis. *Pensee Journal* 76:34–51.
- Cody, R. D., & Cody, A. M. (1988). Gypsum nucleation and crystal morphology in analog saline terrestrial environments. *Journal of Sedimentary Research*, 58(2), 247-255.
- Cohen, J. (1960). A coefficient of agreement for nominal scales. *Educational and psychological measurement*, 20(1), 37-46.
- Coque, R. (1962). La Tunisie présaharienne : étude géomorphologique. Thèse de doctorat, Faculté des lettres, Paris. 488 p.
- Cornet, A. (1964). Introduction à l'hydrogéologie saharienne. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 61, 5-72.
- Cornet, A., & Gouskov, N. (1952). The waters of the Lower Cretaceous Continental in the Algerian Sahara (known Albian Nappe). *XIX Cong. Geol. Inter. geology and water problems in Algeria*, 2, 144-169.
- Coutinet, S. (1965). Méthodes d'analyses utilisables pour les sols salés, calcaires et gypseux. *Analyses d'eaux*.
- CPCS. (1967). Classification des sols. Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols, France.
- Cumba, A., & Imbellone, P. (2004). Micromorphology of paleosols at the continental border of the Buenos Aires province, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(1), 18-29.

- Djili, B., & Hamdi-Aïssa, B. (2018). Characteristics and mineralogy of desert alluvial soils: Wadi Zegrir, Northern Sahara of Algeria. *Arid Land Research and Management*, 32(1), 1-19.
- Douaoui, A.E.K., Nicolas, H., Walter, C. (2006). Detecting salinity hazards within a semiarid context by means of combining soil and remote-sensing data. *Geoderma* 134, 217–230.
- Dubief J. (1950). Evaporation et coefficients au Sahara. *Travaux de l'institut de recherches Sahariennes* 6: 13-44.
- Dubief J. (1959). Le climat du Sahara. Ed. Institut de Recherches Sahariennes, Alger. Mémoire hors-série. Tome I. 307p.
- Dubost, D. (2002). *Ecologie, Aménagement et développement Agricole des oasis algériennes*. Ed Centre de recherche scientifique et technique sur les régions arides (Doctoral dissertation, Thèse Doctorat. 423 p).
- Durand, J. H. (1963). Les croûtes calcaires et gypseuses en Algérie: formation et âge. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(6), 959-968.
- Durand, N., Monger, H. C., & Canti, M. G. (2010). Calcium carbonate features. In 'Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths'. (Eds G Stoops, V Marcelino, F Mees) pp. 149–194.
- Dutil, P. 1971. Contribution à l'étude des sols et des paléosols du Sahara. Thèse doc. d'état, faculté des sciences de l'université de Strasbourg, 346 p.
- El Hafed, K., Kaouthar, L., Yamina Kh Tedjani, B., Sam, B., Mammar, I., & Abdelkamel, S. (2010). Atlas floristique de la vallée d'Oued-Righ par écosystème. *Centre de Recherche Scientifique et Technique sur la Région Aride, Station Milieu Biophysique*.
- Eldeiry, A.A., Garcia, L.A., 2010. Comparison of ordinary kriging, regression kriging, and cokriging techniques to estimate soil salinity using LANDSAT images. *J. Irrig. Drain. Eng.* 136, 355–364 (Asce).
- FAO. 1992. Foresterie en zones arides: guide à l'intention des techniciens de terrain. 143 p
- Fedoroff, N., & Courty, M. A. (1987). Morphology and distribution of textural features in arid and semiarid regions. In *soil Micromorphology*, Pp. 213-219, A.F.E.S., Paris.
- Fedoroff, N., & Courty, M. A. (1994). Organisation du sol aux échelles microscopiques. *Pédologie*, 2, 349-375.
- Fedoroff, N., Courty, M.A. & Guo, Z. 2011 .Palaeosoils and Relict Soils. In: *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. (Ed. G. Stoops, V. Marcelino & F. Mees), pp. 623-662. Elsevier.
- Fedoroff, N.; Courty, M.A.(1989). Indicateurs pédologiques d'aridification; exemples du sahara. *Bulletin de la société géologique de France*, v. 5, n. 1, p. 43-53.
- Fisher, D. M., & Brantley, S. L. (1992). Models of quartz overgrowth and vein formation: deformation and episodic fluid flow in an ancient subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B13), 20043-20061.

- Fisher, D. M., Brantley, S. L., Everett, M., & Dzvonik, J. (1995). Cyclic fluid flow through a regionally extensive fracture network within the Kodiak accretionary prism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12881-12894.
- Florea, N., & Al-Joumaa, K. (1998). Genesis and classification of gypsiferous soils of the Middle Euphrates Floodplain, Syria. *Geoderma*, 87(1-2), 67-85.
- Gallant, J. C., & Dowling, T. I. (2003). A multiresolution index of valley bottom flatness for mapping depositional areas. *Water resources research*, 39(12).
- Gerasimova, M., & Lebedeva, M. (2008). Contribution of micromorphology to classification of aridic soils. *New trends in soil micromorphology*, 151-162.
- Gericke, O. J., & Du Plessis, J. A. (2012). Evaluation of the standard design flood method in selected basins in South Africa. *Journal of the South African Institution of Civil Engineering= Joernaal van die Suid-Afrikaanse Instituut van Siviele Ingenieurswese*, 54(2), 2-14.
- Goldberg, P., & Macphail, R. I. (2003). Short contribution: strategies and techniques in collecting micromorphology samples. *Geoarchaeology: an international journal*, 18(5), 571-578.
- Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., & Moore, R. (2017). Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote sensing of Environment*, 202, 18-27.
- Gray, R. (2017). How can we manage Earth's land. BBC News.
- Grinand, C., Arrouays, D., Laroche, B., & Martin, M. P. (2008). Extrapolating regional soil landscapes from an existing soil map: Sampling intensity, validation procedures, and integration of spatial context. *Geoderma*, 143(1-2), 180-190.
- Guilloré, P. (1985). Méthode de fabrication mécanique et en série des lames minces .2nde édition, I.N.A. Paris-Grignon, Grignon, 52 p
- Hafouda, L. (2005). Caractérisation et quantification de la salinité du sol et de la nappe phréatique dans la vallée de l'oued. Mémoire Magister Hyd, Institut national agronomique-El Harrach–Alger, p27.
- Halilat, M. T. (1998). *Etude expérimentale de sable additionné d'argile. Comportement physique et organisation en conditions salines et sodiques* (Doctoral dissertation, Institut National Agronomique Paris Grignon).
- Halitim, A. (1985). Contribution à l'étude des sols des zones arides (hautes plaines steppiques de l'Algérie): morphologie, distribution et rôle des sels dans la genèse et le comportement des sols. Thèse de doctorat, Rennes, 384 p.
- Halitim, A. (1988). Arid soils in Algeria. *OPU, Alger*, 384p.
- Halitim, A., & Robert, M. (1987). L'analyse de la genèse de la Palygorskite dans les fortes accumulations calcaires en zone aride d'Algérie.
- Hamdi-Aissa, B. (2001). Le fonctionnement actuel et passé des sols du Nord Sahara (cuvette d'Ouargla) : approche micromorphologique, géochimique et minéralogique et organisation spatiale. Thèse de doctorat, Institut National Agronomique, Paris Grignon. 307p.

- Hashemi, S.S., Baghernejad, M. & Khademi, H. (2011). Micromorphology of Gypsum Crystals in Southern Iranian Soils under Different Moisture Regimes. *Journal of Agriculture Science Technology* 13: 273-288.
- Hatira, A., et al. (2007). "Analyse de sensibilité du système oasien et mesures de sauvegarde de l'oasis de Métouia (Tunisie)." *Revue des sciences de l'eau* 20.1 (2007): 59-69.
- Helal, F., & Ourihane, D. (2004). Etude hydrogéologique du Continental Intercalaire et du Complexe Terminal de la région de Touggourt. *Aspect hydro-chimique et problèmes techniques posés.(Ingénieur), USTHB, Alger*. 129p.
- Helimi, S., et Hamdi-Aissa, B. (2019). Caractérisation micro-morphologique des sols du Sahara septentrional Algérien: cas de la région d'Oued Righ .SENAFORA Touggourt, les 26 et 27 novembre 2019.
- Helimi, S., et Hamdi-Aissa, B. (2022).Relation sol-paysage de la région d'Oued Righ (Sahara Nord-Est) : Approche minéralogique et mico-morphologique. 1ères Journées Internationales des Sciences de la Nature et de la vie (JISNV 2022) Ouargla.
- Helimi, S., Hamdi-Aissa, B., et Bouhnik, A. (2019). Les accumulations gypseuses dans les sols du Sahara septentrional Algérien : cas de la région d'Oued Righ, Journées d'Étude des Sols Rouen-Normandie France.
- Hengl, T., Heuvelink, G. B., Kempen, B., Leenaars, J. G., Walsh, M. G., Shepherd, K. D., & Tondoh, J. E. (2015). Mapping soil properties of Africa at 250 m resolution: Random forests significantly improve current predictions. *PloS one*, 10(6), e0125814.
- Herrero Isern, J., Poch, R. M., Porta, J., Boixadera, J., Bosch, À., Pedrol, J., & Roca, J. (1996). Soils with gypsum of the central catalan depression. Excursion guide: International Symposium on Soils with Gypsum, Lleida 15-21 September 1996.
- Herrero, J., Porta, J., & Fedoroff, N. (1992). Hypergypsic soil micromorphology and landscape relationships in Northeastern Spain. *Soil Science Society of America Journal*, 56(4), 1188-1194.
- Hesse, P. R. (1976). Particle size distribution in gypsic soils. *Plant and soil*, 44(1), 241-247.
- Hjerdt, K. N., McDonnell, J. J., Seibert, J., & Rodhe, A. (2004). A new topographic index to quantify downslope controls on local drainage. *Water resources research*, 40(5).
- Jafarzadeh, A. A., & Burnham, C. P. (1992). Gypsum crystals in soils. *Journal of Soil Science*, 43(3), 409-420.
- Jenny, H. (1994). *Factors of soil formation: a system of quantitative pedology*. Courier Corporation.
- Jus, H (1879). Les Oasis de l'Oued Rir' en 1856 et 1879, suivies du Résumé des travaux de sondages exécutés dans le département de Constantine de 1878 à 1879, Constantine, 34p.
- Karpoff, R. (1952). CR Congress Geol. *Internat. Alger*, 233-241.
- Kempen, B., Brus, D. J., Heuvelink, G. B., & Stoorvogel, J. J. (2009). Updating the 1: 50,000 Dutch soil map using legacy soil data: A multinomial logistic regression approach. *Geoderma*, 151(3-4), 311-326.

- Khademi, H., & Mermut, A. R. (1998). Source of palygorskite in gypsiferous Aridisols and associated sediments from central Iran. *Clay minerals*, 33(4), 561-578.
- Khadraoui A. (2005). Sols et hydraulique agricole dans les oasis algériennes : caractérisation-contraintes et propositions d'aménagement. 323p.
- Khaledian, Y., & Miller, B. A. (2020). Selecting appropriate machine learning methods for digital soil mapping. *Applied Mathematical Modelling*, 81, 401-418.
- Khan, N. M., Rastoskuev, V. V., Sato, Y., & Shiozawa, S. (2005). Assessment of hydrosaline land degradation by using a simple approach of remote sensing indicators. *Agricultural Water Management*, 77(1-3), 96-109.
- Khormali, F., & Abtahi, A. (2003). Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran. *Clay minerals*, 38(4), 511-527
- Khormali, F., Abtahi, A., & Stoops, G. (2006). Micromorphology of calcitic features in highly calcareous soils of Fars Province, Southern Iran. *Geoderma*, 132(1-2), 31-46.
- Kilian, C. (1932). Des principaux complexes continentaux du Sahara. *Comptes Rendus Sommaires des Séances de la Société Géologique de France*, 9, 109-111.
- Koull, K., Kherraze, M. H., Lakhdari, K., Benzaoui, T., Helimi, S., Laouissat, M. S., & Benazzouz, M. T. (2013). Eaux d'irrigation et salinisation des sols des perimetres irrigues dans la vallee de l'oued righ. *J Alg Rég Arid*, 12, 97-102.
- Koull, N. (2015). *Etude phytoécologique spatiotemporelle des zones humides du Nord-est du Sahara septentrional algérien (Région d'Ouargla et de l'Oued Righ)* (Doctoral dissertation).
- Kowalska, J. B., Skiba Michał, Maj-Szeliga Katarzyna, Ryszard, M., & Tomasz, Z. (2021). Does calcium carbonate influence clay mineral transformation in soils developed from slope deposits in southern poland? *Journal of Soils and Sediments*, 21(1), 257-280.
- Kühn, P., Aguilar, J., Miedema, R., & Bronnikova, M. (2018). Textural pedofeatures and related horizons. In *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths* (pp. 377-423). Elsevier.
- Lambert, J. (1975). Une technique de minéralisation rapide des végétaux en vue du dosage en série de N, P, K, Na, Ca, Mg, Fe, etc. Note analytique.
- Levi, M.R., Schaap, M.G., Rasmussen, C., 2015. Application of spatial pedotransfer functions to understand soil modulation of vegetation response to climate. *Vadose Zone J.* 14.
- McBratney, A. B., Santos, M. M., & Minasny, B. (2003). On digital soil mapping. *Geoderma*, 117(1-2), 3-52.
- Medjani, F., Djidel, M., Labar, S., Bouchagoura, L., & Rezzag Bara, C. (2021). Groundwater physico-chemical properties and water quality changes in shallow aquifers in arid saline wetlands, Ouargla, Algeria. *Applied Water Science*, 11(5), 82.
- Mees, F., & Tursina, T. V. (2018). Salt minerals in saline soils and salt crusts. *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*, 289-321.

- Merroukhi, K., Cherfouh, R., & Dejridj, A. (2011). Eaux d'irrigation et comportement des cultures sous palmier dattier dans l'oued Righ (Sud-Est algérien). WATARID 3ed international conférence, France. 10p.
- Minasny, B., & McBratney, A. B. (2007). Incorporating taxonomic distance into spatial prediction and digital mapping of soil classes. *Geoderma*, 142(3-4), 285-293.
- Mirakzehi, K., Pahlavan-Rad, M. R., Shahriari, A., & Bameri, A. (2018). Digital soil mapping of deltaic soils: A case of study from Hirmand (Helmand) river delta. *Geoderma*, 313, 233-240.
- Morris, M., Cervigni, R., Guo, Z., & Koo, J. (2016). The central role of drylands in Africa's development challenge. in *Confronting Drought Africa's Drylands Oppor. Enhancing Resil.* (2016), pp. 27–36.
- Mosleh, Z., Salehi, M. H., Jafari, A., Esfandiarpour Borujeni, I., & Mehnatkesh, A. (2017). Identifying sources of soil classes variations with digital soil mapping approaches in the Shahrekord plain, Iran. *Environmental earth sciences*, 76, 1-10.
- Mostephaoui, T. (2015). *Les sols gypseux* (Doctoral dissertation, UB1).
- Mostephaoui, T., & Bensaid, R. (2014). Caractérisation des sols gypseux dans les zones arides par télédétection. Cas du sous-bassin versant d'oued djedi-biskra. *Lebanese Science Journal*, 15(1), 99-115.
- Mostephaoui, T., Bensaid, R., Sakaa, B., & Merdas, S. (2017). Apport des statistiques spatiales et les si g dans la caracterisation des sols gypseux dans une région aride: cas d'El Hadjeb–Biskra. *Courrier du Savoir*, (22), 103-112.
- Mousavi, S. R., Sarmadian, F., Rahmani, A., & Khamoshi, S. E. (2019). Digital soil mapping with regression tree classification approaches by RS and geomorphometry covariate in the Qazvin Plain, Iran. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 42, 773-777.
- Mutin, G. (1977). La Mitidja: décolonisation et espace géographique. Alger.
- Nadimi, M., & Farpoor, M. H. (2013). Genesis and clay mineralogy of soils on different geomorphic surfaces in Mahan-Joupar area, central Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(3), 825-833.
- Neaman, A. and Singer, A. (2004). The effects of palygorskite on chemical and physico-chemical properties of soils: a review. *Geoderma* 123: 297–303.
- Nesson, C. (1978). L'évolution des ressources hydrauliques dans les oasis du Bas-Sahara algérien. In : *Recherche sur l'Algérie*, (ed. CNRS), pp 7-100, Paris.
- Neyestani, M., Sarmadian, F., Jafari, A., Keshavarzi, A., & Sharififar, A. (2021). Digital mapping of soil classes using spatial extrapolation with imbalanced data. *Geoderma Regional*, 26, e00422.
- Nield, S. J., Boettinger, J. L., & Ramsey, R. D. (2007). Digitally mapping gypsic and natric soil areas using Landsat ETM data. *Soil Science Society of America Journal*, 71(1), 245-252.
- OSS (2003). Système Aquifère du Sahara Septentrional, Rapport interne. Annexes. Tunis, Tunisie, 229p.

- Owliaie, H., Ghiri, M. N., & Shakeri, S. (2018). Soil-landscape relationship as indicated by pedogenesis data on selected soils from Southwestern, Iran. *Eurasian Journal of Soil Science*, 7(2), 167-180.
- Ozenda P. (2004). Flora and vegetation of the Sahara. 5th edition. C.N.R.S, p. 622.
- Pahlavan Rad, M. R., Toomanian, N., Khormali, F., Brungard, C. W., Komaki, C. B., & Bogaert, P. (2014). Updating soil survey maps using random forest and conditioned Latin hypercube sampling in the loess derived soils of northern Iran. *Geoderma*, 232, 97-106.
- Pahlavan-Rad, M. R., Khormali, F., Toomanian, N., Brungard, C. W., Kiani, F., Komaki, C. B., & Bogaert, P. (2016). Legacy soil maps as a covariate in digital soil mapping: a case study from Northern Iran. *Geoderma*, 279, 141-148.
- Pain, C. F., Abdelfattah, M. A., Shahid, S. A., & Ditzler, C. (2016). Soil-landform relationships in the arid Northern United Arab Emirates. *Geopedology: An Integration of Geomorphology and Pedology for Soil and Landscape Studies*, 211-225.
- Pei, J., Wang, L., Huang, N., Geng, J., Cao, J., & Niu, Z. (2018). Analysis of Landsat-8 OLI imagery for estimating exposed bedrock fractions in typical karst regions of Southwest China using a karst bare-rock index. *Remote Sensing*, 10(9), 1321.
- Philipp, S. L. (2008). Geometry and formation of gypsum veins in mudstones at Watchet, Somerset, SW England. *Geological Magazine*, 145(6), 831-844.
- Pierre, C., & Rouchy, J. M. (2020). Origin of the gypsum veins associated with the diagenetic dolomite nodules from the Neogene Marls of South-East Spain. *Chemical Geology*, 542, 119597.
- Pison, G., & Poniakina, S. (2024). Tous les pays du monde (2024). Population & Sociétés, 626(9), 1-8.
- Pizzi, G., & Sartori, L. (1984). Interconnected groundwater systems simulation (IGROSS)—description of the system and a case history application. *Journal of hydrology*, 75(1-4), 255-285.
- PNUD, (1971). *Oued Righe, cadre physique, étude des ressource en eau Définition du projet*. Ed du Programme des Nations Unies pour le Développement (fond spéciale 119p).
- Poch, R. M., Artieda, O., & Lebedeva, M. (2018). Gypsic features. In Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths (pp. 259-287). Elsevier.
- Pouget, M. (1968). Contribution à l'étude des croûtes et encroûtements gypseux de nappe dans le sud tunisien. *Cahiers ORSTOM série pédologie*, 6, 309-365.
- Ramsay, J. G. (1980). The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, 284, 135-139.
- Riley, S. J., DeGloria, S. D., & Elliot, R. (1999). Index that quantifies topographic heterogeneity. *intermountain Journal of sciences*, 5(1-4), 23-27.
- Robert, M., & Tessier, D. (1974). Preparation of soil clays for mineralogical investigations.
- Rognon, P. (1994). Biographie d'un Désert: le Sahara.

- Roy, D. P., Wulder, M. A., Loveland, T. R., Woodcock, C. E., Allen, R. G., Anderson, M. C., ... & Zhu, Z. (2014). Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research. *Remote sensing of Environment*, 145, 154-172.
- S. S. Soil, "Keys to soil taxonomy," (USDA) Soil Conserv. Serv.12, 410 (2014).
- Saker, M. L. (2000). Les contraintes du patrimoine phoenicicole de la région de l'Oued Righ et leurs conséquences sur la dégradation des palmeraies. Problèmes posés et perspectives de développement (Doctoral dissertation, Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg).
- Saker, M. L., Daddi Bouhoun, M., Brinis, A., & Brinis, L. (2011). L'agriculture saharienne: réalités et perspectives: cas de la vallée de l'oued Righ sud est algérien.
- Samia, H., Hamdi-Aïssa, B., & Tewfik, M. (2023). Mineralogical and micromorphological properties of oued Righ region soils in the northern Sahara of Algeria. *Eurasian Soil Science*, 56(10), 1479-1497.
- Sanguesa, F. J., Arostegui, J., & Suarez-Ruiz, I. (2000). Distribution and origin of clay minerals in the Lower Cretaceous of the Alava Block (Basque-Cantabrian Basin, Spain). *Clay Minerals*, 35(2), 393-410.
- Sarmast, M., Farpoor, M. H., Jafari, A., & Esfandiarpour Borujeni, I. (2019). Racing environmental changes and paleoclimate using the micromorphology of soils and desert varnish in central Iran. *Desert*, 24(2), 331-353.
- Schoeneberger, P. J., D. A. Wysocki, E. C. Benham, and Soil Survey Staff. (2002). Field book for describing and sampling soils, Version 3.0. Lincoln, NE: Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center.
- SEBAA, A. K. (2021). *Etude du rôle des Drâas dans l'évacuation des dunes menaçant les routes dans le Bas-Sahara algérien: expérimentations sur modèles réduits* (Doctoral dissertation, Université de Tlemcen-Abou Bekr Belkaid).
- SERRAI, O. (2009). *La dégradation de l'Oued Righ et son impact sur les oasis périphériques* (Doctoral dissertation).
- Singer, A. (1989). Palygorskite and sepiolite group minerals. *Minerals in soil environments*, 1, 829-872.
- Singer, A., Kirsten, W., & Bühmann, C. (1995). Fibrous clay minerals in the soils of Namaqualand, South Africa: characteristics and formation. *Geoderma*, 66(1-2), 43-70.
- SOGREAH, (1970). *Participation à la mise en valeur de l'Oued Righ*. Étude agro-pédologique, Doc. Poly .MTPC. Alger.
- SONATRACH et SCHLUMBERGER (1990). Géologie de l'Algérie. Centre de Recherche et Développement et Division Petroleum Engineering et Développement, 93p.
- Sreenivas, K., Dadhwal, V. K., Kumar, S., Harsha, G. S., Mitran, T., Sujatha, G., ... & Ravisankar, T. (2016). Digital mapping of soil organic and inorganic carbon status in India. *Geoderma*, 269, 160-173.
- Stoops, G. J., & Buol, S. W. (1985). Micromorphology of oxisols. *Soil micromorphology and soil classification*, 15, 105-119.
- Stoops, G. 2003. *Guidelines for the Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections*. Soil Science Society of America, Madison, WI.

- Stoops, G., Marcelino, V., & Mees, F. (2010). Micromorphological features and their relation to processes and classification: general guidelines and keys. In *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths* (pp. 15-35). Elsevier.
- Sullivan, L. A. (1990). Micromorphology and genesis of some calcite pseudomorphs after lenticular gypsum. *Soil Research*, 28(4), 483-485.
- Tabor, N. J., Myers, T. S., & Michel, L. A. (2017). Sedimentologist's guide for recognition, description, and classification of paleosols. In *Terrestrial depositional systems* (pp. 165-208). Elsevier.
- Taghizadeh-Mehrjardi, R., Nabiollahi, K., Minasny, B., & Triantafyllis, J. (2015). Comparing data mining classifiers to predict spatial distribution of USDA-family soil groups in Baneh region, Iran. *Geoderma*, 253, 67-77.
- Tesco-Viziter : Etude de réaménagement et de l'extension des palmeraies d'Oued Righ, synthèse de l'étude, Budapest, Avril 1989.
- Thiry, M. (2000). Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews*, 49(1-4), 201-221.
- Thiry, M., Carrillo, N., Franke, C., & Martineau, N. (2013). Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des Rayons X et introduction à l'interprétation des diagrammes.
- Toutain. G (1979). *Eléments d'agronomie saharienne de la recherche au développement*. Ed : INRA, Paris ,276p.
- Tulcanaza, J. E. (2022). Applicability of multispectral Sentinel data for mineral exploration by use of remote sensing and geospatial technologies: A case study in Northern Chile (Doctoral dissertation).
- UNESCO (1972). Etude des Ressources en Eau du Sahara Septentrional, et rapport sur les résultats du Projet REG-100, UNESCO, Paris (1972).
- Verrecchia E.P. and Trombino, L. (2021). A Visual Atlas for Soil Micromorphologists. Springer Nature Switzerland AG (open access publication).
- Vieillefon, J. (1979). Contribution à l'amélioration de l'étude analytique des sols gypseux. *Cah . ORSTOM .Ser, péd, XVII N° 3*, pp195-223.
- Vos, K., Vandenberghe, N., & Elsen, J. (2014). Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. *Earth-Science Reviews*, 128, 93-104.
- Watson, A. (1988). Desert gypsum crusts as palaeoenvironmental indicators: a micropetrographic study of crusts from southern Tunisia and the central Namib Desert. *Journal of Arid Environments*, 15(1), 19-42. [https://doi.org/10.1016/S0140-1963\(18\)31002-4](https://doi.org/10.1016/S0140-1963(18)31002-4)
- Xiao, J., Shen, Y., Tateishi, R., & Bayaer, W. (2006). Development of topsoil grain size index for monitoring desertification in arid land using remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, 27(12), 2411-2422.
- Yahiaoui, I., Douaoui, A., Zhang, Q., & Ziane, A. (2015). Soil salinity prediction in the Lower Cheliff plain (Algeria) based on remote sensing and topographic feature analysis. *Journal of Arid Land*, 7, 794-805.

- Yang, L., He, X., Shen, F., Zhou, C., Zhu, A. X., Gao, B., & Li, M. (2020). Improving prediction of soil organic carbon content in croplands using phenological parameters extracted from NDVI time series data. *Soil and Tillage Research*, 196, 104465.
- Youcef, F. (2016). *Contribution à la reconstitution du paléoenvironnement au Sahara septentrional dans les sols de bassins endoréiques: Cas de la région d'Ouargla* (Doctoral dissertation).
- Zaiets, O., & Poch, R. M. (2016). Micromorphology of organic matter and humus in Mediterranean mountain soils. *Geoderma*, 272, 83-92.
- Zeraatpisheh, M., Ayoubi, S., Jafari, A., & Finke, P. (2017). Comparing the efficiency of digital and conventional soil mapping to predict soil types in a semi-arid region in Iran. *Geomorphology*, 285, 186-204.
- Zerboni, A., Trombino, L., & Cremaschi, M. (2011). Micromorphological approach to polycyclic pedogenesis on the Messak Settafet plateau (central Sahara): Formative processes and palaeoenvironmental significance. *Geomorphology*, 125(2), 319-335.
- Zhao, B., Li, R., Wu, X., Qin, X., Zhao, D., Khaled, A., & Liu, F. (2020). Petrography and isotopic geochemistry of bedding-parallel fibrous gypsum veins in the Neogene Qingshuiying Formation of the Ningnan Basin, North China: Insights for growth model of antitaxial fibrous veins. *Journal of Structural Geology*, 132, 103973.
- Zhi, J., Zhang, G., Yang, F., Yang, R., Liu, F., Song, X., ... & Li, D. (2017). Predicting mottic epipedons in the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau using Random Forest. *Geoderma Regional*, 10, 1-10.
- Ziadat, F.M., (2005). Analyzing digital terrain attributes to predict soil attributes for a relatively large area. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 1590–1599.

ANNEXE

Tableau 1: Les sources de solums utilisées pour la création de la base de données

Type de document	Référence	Nombre des solums exploités
Mémoire Master	Bouhorera, B., & Mriouma, A. (2017). Caractérisation morphologique et analytique de quelques sols d'apport alluvial dans l'écosystème Saharien (cas de la région d'Oued Righ), Université de Kasdi Merbah, Ouargla.	9
Mémoire Master	Bouhnik, A. (2017). Étude de quelques accumulations gypseuses dans les sols de la région d'Oued Righ, Université de Kasdi Merbah, Ouargla.	7
Mémoire d'Ingénieur d'État	Cheradid, S. (2013). Etude de quelques accumulations du gypse et du calcaire dans les sols du Sahara Septentrional (Cas de Djamaa). Université de Kasdi Merbah, Ouargla.	7
Mémoire Master	Boukarkar, F., & Mimouni, A. (2018). Contribution à l'étude des sols gypseux du Sahara septentrional: cas de la région de Touggourt. Université de Kasdi Merbah, Ouargla.	10
Mémoire Master	Djoughi Z, & Semra A. (2017). Contribution à l'étude du paléoenvironnement dans la région de Touggourt : Apport de la paléopédologie. Université de Kasdi Merbah, Ouargla.	10
Mémoire Master	Enhamida K., & Guemmoula N. (2018). Diagnostic participatif sur les potentialités et contraintes de l'environnement édaphique des palmeraies de l'Oued Righ: cas de la palmeraie de Nezla. Université de Kasdi Merbah, Ouargla.	4
Thèse magister	Helimi, S. (2010). Inventaire des états de surface des sols alluviaux en zones arides. Mémoire magister, Univ. Kasdi Merbah, Ouargla.	3
Thèse magister	Khadraoui, M.(2011). Les indicateurs paléo-écologiques dans les sols alluviaux. Mémoire magister, Univ. Kasdi Merbah, Ouargla.	5
Rapport d'étude	Bureau d'étude BESTHA. (2015). Étude préliminaire des périmètres de concession agricole sur 700ha Temacine, Touggourt	10
Rapport d'étude	Bureau d'étude OASISCOM. (2014). Etude de faisabilité Technico-Economique de mise en valeur des terres par la Concession : Perimetre Meggarine N°02 (500 ha)	2
Rapport d'étude	Sarl El-Bahdja HYDRO-AGRO. (2015). Étude préliminaire des périmètres de concession agricole sur 1160ha, Temacine (Danoune et Marda Djadida), Touggourt	8
Rapport d'étude	BNEDER. (2013). Etude de faisabilité Technico-Economique de mise en valeur des terres par la Concession, Taibet (Périmètre Sailouba, Djahfa, Arsa Oumia Lahdjar)	91

Rapport d'étude	BNEDER. (2013). Etude de faisabilite Technico-Economique de mise en valeur des terres par la Concession, Taibet (Périmètre Bennaceur, M'Nageur)	69
Rapport d'étude	Équipe MEV-CRSTRA, Rapport final de projet FNR. (2013). Recherche des indicateurs de la salinité sur quelques périmètres irrigués dans la vallée de l'Oued Righ et méthodes de réhabilitation des sols dégradés.	6
Rapport d'étude	Équipe MEV- CRSTRA, Rapport final de projet FNR. (2016). Promouvoir les systèmes d'irrigation ancestraux et adaptation des systèmes d'irrigation moderne dans la vallée d'Oued-Righ	5
Rapport d'étude	BNEDER. (2018). Etude de faisabilite Technico-Economique de mise en valeur des terres par la Concession, Meggarine (Sidi Slimane Est).	8
Rapport d'étude	BNEDER. (2018). Etude de faisabilite Technico-Economique de mise en valeur des terres par la Concession, Meggarine, Sidi Slimane (Périmètre Tamdoughaine Extension)	8
Rapport d'étude	BNEDER. (2018). Etude de faisabilite Technico-Economique de mise en valeur des terres par la Concession, Meggarine (Périmètre Ghamra 03).	6
Rapport d'étude	BNEDER. (2018). Etude de faisabilite Technico-Economique de mise en valeur des terres par la Concession, Dbidibi 2 (600 ha) et Merkh Ennaam2 (500 ha)	10
Rapport d'étude	BNEDER. (2018). Etude de faisabilite Technico-Economique de mise en valeur des terres par la Concession, Hassi Doula 2 (8000 h)	13
Rapport d'étude	BNEDER. (2018). Etude de faisabilite Technico-Economique de mise en valeur des terres par la Concession, El Alia (Al-Anat 2 (1985 ha).	8

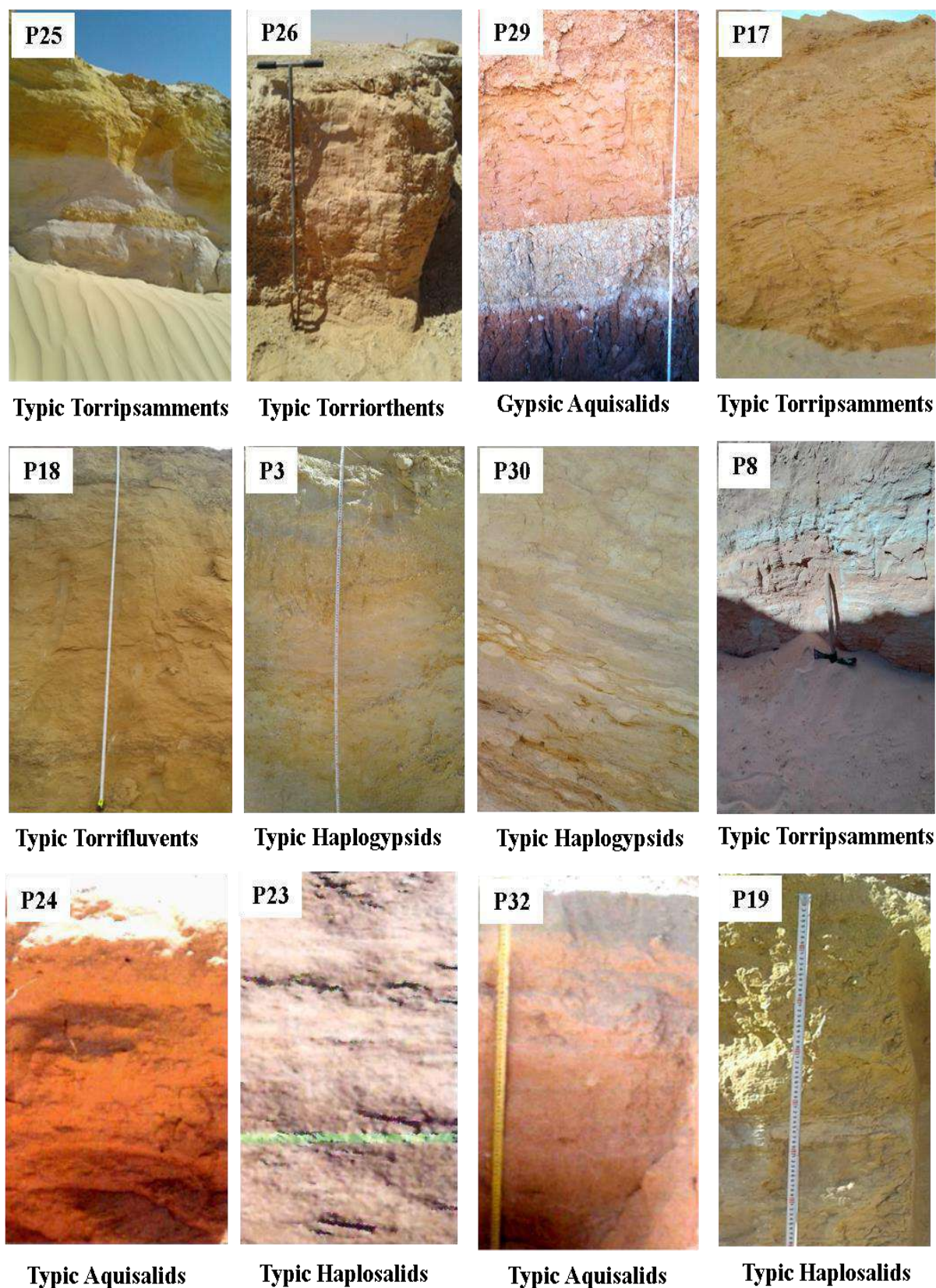


Figure 1 : Le reste des solums identifiés lors de l'étude