

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE
المدرسة الوطنية العليا للفلاحة
الحراش - الجزائر
ECOLE NATIONALE SUPERIEURE AGRONOMIQUE
EL HARRACH - ALGER

THESE

PRESENTEE EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE DOCTORAT
EN SCIENCES AGRONOMIQUES
SPECIALITE : SCIENCES DU SOL

THEME

**FORMATION ET EVOLUTION DES SOLS SOUS FORET EN
CLIMAT MEDITERRANEEN**

PRESENTEE PAR Mme DILMI Amal

Devant le jury

Président :	DJILI Kaddour	Professeur	ENSA
Directeur de thèse :	HADJ MILOUD Samir	Maitre de Conférence A	ENSA
Examineurs :	TOUMI Mohamed	Professeur	Université Alger 1
	ADJERID Zouhir	Professeur	ENS-Kouba

Année universitaire 2022-2023

RESUME

Le présent travail a pour objet la caractérisation des modalités de l'altération des roches métamorphiques en zone subhumide sous forêt méditerranéenne. La démarche adoptée consiste à étudier deux profils pédologiques représentant les types de sols dominants de la zone d'étude qui est la forêt de Bainem.

La première étape consiste à caractériser les profils sur le plan morphologique et physico-chimique, la seconde étape porte l'étude de la géochimie des altérations par la mise en œuvre de certains indices, et la troisième étape porte l'analyse minéralogique de la fraction argileuse des sols.

Les résultats obtenus montrent que les profils sont marqués par deux processus pédogénétiques qui sont le lessivage des argiles et la rubéfaction.

Les tendances géochimiques dans les deux profils indiquent un enrichissement des horizons de surface par la silice et une diminution des sesquioxydes de fer et d'aluminium au cours du processus d'altération. Une tendance à l'élimination du fer de l'horizon éluvial et de sa translocation illuviale vers les horizons argileux est observée dans les deux profils. A partir des résultats de l'indice RR et de l'indice CIA, il s'avère que les niveaux d'altération sont moyens dans les deux profils. La diminution des valeurs de l'indice WIP dans les horizons de surface suggère une élimination des éléments alcalins et alcalino-terreux. Les indices MWPI et STI semblent inadaptés pour la caractérisation de ce type de pédogénèse soustractif.

L'analyse de la fraction inférieure à 2 μm par DRX montre que la roche-mère est un schiste à muscovite. La composition minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 μm des profils est essentiellement constituée de muscovite et de son produit de transformation qui est l'illite. Dans ces sols rouges fersiallitiques lessivés développés sur schistes de la zone d'étude, la part de l'héritage est la principale origine de la fraction argileuse, suivie par la transformation.

Mots clés : sol, pédogénèse, schistes, minéralogie, géochimie, XRF, DRX.

ABSTRACT

The purpose of this work is to characterize the alteration modalities of metamorphic rocks in the subhumid zone under Mediterranean forest. The approach adopted consists of studying two soil profiles representing the dominant soil types in the study area, which is Bainem forest.

The first stage consists in characterizing the profiles on the morphological and physico-chemical level, the second stage carries the study of geochemistry alterations by the implementation of certain indices, and the third stage carries the mineralogical analysis of the soil clay fraction.

The results obtained show that the profiles are marked by two pedogenetic processes which are clay leaching and reddening.

Geochemical trends in both profiles indicate an enrichment of surface horizons by silica and a decrease in sesquioxides of iron and aluminum during the weathering process. A tendency for iron removal from the eluvial horizon and its illuvial translocation to clayey horizons is observed in both profiles. From the results of the RR index and the CIA index, it turns out that the levels of alteration are average in both profiles. The decrease in the WIP index values in the surface horizons suggests an elimination of alkaline and alkaline-earth elements. The MWPI and STI indices seem unsuitable for the characterization of this type of subtractive pedogenesis.

Analysis of the smaller than 2 μm fraction by XRD, shows that the source rock is a muscovite schist. The mineralogical composition of the clay fraction less than 2 μm in the profiles is essentially made up of muscovite and its transformation product which is illite. In these leached fersiallitic red soils developed on shales in the study area, the heritage share is the main origin of the clay fraction, followed by transformation.

Keywords : soil, pedogenesis, shales, mineralogy, geochemistry, XRF, DRX.

الغرض من هذا العمل هو وصف طرق تغيير الصخور المتحولة في المنطقة شبه الرطبة تحت غابات البحر الأبيض المتوسط. تتمثل الطريقة المتبعة في دراسة مقطعي تربة يمثلان أنواع التربة السائدة في منطقة الدراسة وهي غابة باينيم.

تتكون المرحلة الأولى من توصيف الملاح على المستوى المورفولوجي والفيزيائي والكيميائي ، وتحمل المرحلة الثانية دراسة الكيمياء الجيولوجية للتغيرات من خلال تنفيذ مؤشرات معينة ، وتحمل المرحلة الثالثة التحليل المعدني لكسر التربة الطينية.

أظهرت النتائج التي تم الحصول عليها أن الملاح تميزت بعملية تربية هما ترشيح الطين والاحمرار.

تشير الاتجاهات الجيوكيميائية في كلا القطاعين إلى إثراء الأفق السطحية بالسيليكا وانخفاض في سيكوكسيدات الحديد والألمنيوم أثناء عملية التجوية. لوحظ وجود ميل لإزالة الحديد من الأفق الطيني وانتقاله الغريني إلى أفق طينية في كلا ، اتضح أن مستويات التغيير متوسطة في كلا الملفين. يشير الانخفاض في قيم CIA ومؤشر RR الملفين. من نتائج مؤشر غير STI و MWPI في أفق السطح إلى القضاء على العناصر القلوية والقلوية الأرضية. يبدو مؤشرا WIP مؤشر مناسبين لتوصيف هذا النوع من التكوّن الطرحي.

أن صخرة المصدر عبارة عن شست موسكوفيت. يتكون XRD يُظهر تحليل الجزء الأصغر من 2 ميكرومتر بواسطة التركيب المعدني لجزء الطين الأقل من 2 ميكرومتر في التشكيلات بشكل أساسي من المسكوفيت ومنتجها التحولي غير اللامع. في هذه التربة الحمراء المتسربة المطورة على الصخر الزيتي في منطقة الدراسة ، فإن حصة التراث هي الأصل الرئيسي لكسر الطين ، متبوعاً بالتحول.

الكلمات المفتاحية : التربة ، النشأة ، الصخر الزيتي ، علم المعادن ، الجيوكيمياء ،

XRF ، DRX.

REMERCIEMENTS

الحمد والشكر لله تعالى الذي مدنا بالصحة والقوة والثبات لإتمام هذا البحث المتواضع

Je tiens tout d'abord et particulièrement, à exprimer mes remerciements et mes parfaites reconnaissances à mes parents qui m'ont encouragés et soutenus et pour tous les sacrifices qu'ils ont fait pour que je puisse réaliser ce travail. Difficile en quelques mots de leur exprimer tout ce que je ressens pour eux.

Je voudrais exprimer toute ma reconnaissance et mes remerciements à Monsieur HADJ MILOUD Samir, Maître de Conférence A à l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique d'Alger (ENSA), pour avoir accepté de diriger ce travail. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Mes vifs remerciements et mon profond respect s'adressent à Monsieur DJILI Kaddour, Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique d'Alger (ENSA), pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury.

J'exprime également mes sincères remerciements à Monsieur TOUMI Mohamed, Professeur à l'Université d'Alger 1, d'avoir accepté de faire partie de ce jury et d'examiner le travail.

Mes remerciements s'adressent également à Monsieur ADJERID Zouhir, professeur à l'Ecole Normale Supérieure (ENS) de Kouba, pour avoir pris le temps de lire et de juger cette thèse.

Je remercie Monsieur DAOUD Youcef, Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique d'Alger (ENSA), pour sa précieuse aide, ces conseils et sa disponibilité tout au long de ma formation doctorale.

Je veux aussi remercier très chaleureusement Monsieur BELAMERI M., Chef du Département DTN au Centre de Recherche Nucléaire d'Alger et toute son équipe pour toute l'aide et le soutien qu'ils m'ont apportés au niveau de leur laboratoire.

Mes remerciements s'adressent aussi à Monsieur HAMOUDI Abdelkarim, Chargé de Recherche et mon Chef hiérarchique à l'Institut National de Recherche Forestière (INRF), pour toute l'aide qu'il m'a apportée, ces encouragements et ses qualités humaines. Qu'il trouve ici ma parfaite gratitude.

Je tiens à exprimer mes remerciements et toute ma gratitude et ma reconnaissance à mon mari pour son soutien et sa confiance tout au long de ce travail.

Mes remerciements s'adressent aussi à mes frères et sœurs pour leur soutien et encouragements.

Je remercie également mon amie Zahida pour son aide et encouragements.

Enfin, je remercie tous ceux qui m'ont aidée de près ou de loin pour arriver au bout de ce modeste travail.

DEDICACES

A MES CHERS PARENTS A QUI JE DOIS TOUT APRES ALLAH

A MES CHERS FRERES ET SOEURES

A MON CHER MARI ET MES CHERS ENFANTS

A TOUTE MA FAMILLE

A TOUS MES PROFESSEURS QUI M'ONT TRANSMIS LE SAVOIR TOUT AU LONG
DE MA FORMATION ET ETUDES

JE DEDIE CE MODESTE TRAVAIL

AMAL

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1. Localisation de la zone et des profils étudiés	37
Figure 2. Diagramme ombrothermique de Gaussen et Bagnouls de la forêt de Bainem	40
Figure 3. Représentation graphique des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle	42
Figure 4. Géologie de la forêt de Bainem (Extrait de la carte géologique de Chéraga n° 20 Echelle : 1/50 000, (B3, C6))	43
Figure 5. Carte des sols de la forêt de Bainem (1/10.000) (Ait Benamar et Ahriz, 1993 numérisée par Dilmi et Dahnoun)	45
Figure 6. Plages minéralogiques de l'échantillon P1H6 (micaschistes)	54
Figure 7. Plage minéralogique de l'échantillon P2H4 (Schistes)	55
Figure 8. Photo du profil 1	56
Figure 9. Photo du profil 2	58
Figure 10. Les profils texturaux	59
Figure 11. Profils de distribution des indices d'altération chimique	65
Figure 12. Mobilité élémentaire entre les horizons du profil 1	67
Figure 13. Mobilité élémentaire entre les horizons du profil 2	67
Figure 14 : Diagrammes des DRX de la fraction argileuse du profil 1	71
Figure 15 : Profil de transformation de la muscovite en illite	73
Figure 16. Diagramme de stabilité de certains minéraux argileux	73
Figure 17. Diagrammes des DRX de la fraction argileuse du profil 2	75

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau I. Processus d'altération et minéraux argileux formés dans les sols (Hubert, 2008)	20
Tableau II. Les processus fondamentaux de l'évolution du sol (Hubert, 2008)	22
Tableau III. Les types de sols les plus rependu en région méditerranéenne (Torrent et Hillel, 2005)	33
Tableau IV. Précipitations moyennes annuelles durant la période 1980-2003	38
Tableau V. Températures maximales moyennes (M) et minimales moyennes (m) durant la période 1980-2003	39
Tableau VI. L'évapotranspiration potentielle calculée par la méthode de Thornthwaite (1948)	41
Tableau VII. Indices d'altération chimique utilisés dans l'étude	52
Tableau VIII. Caractéristiques physiques et chimiques des profils étudiés	60
Tableau IX. Composition en éléments majeurs totaux des horizons étudiés (en % en poids) et les valeurs des indices d'altération chimique calculés	62
Tableau X. Composition minéralogique semi-quantitative de la fraction argileuse du profil 1 (%)	72
Tableau XI. Composition minéralogique semi-quantitative de la fraction argileuse du profil 2 (%)	76

LISTE DES ACRONYMES

A	Argile
A	Horizon de surface
Bt	Horizon illuvial ou d'accumulation
C	Horizon d'altération
CIA	Indice d'Altération Chimique
CRD	Centre de Recherche Developpement
CRNA	Centre de Recherche Nucléaire d'Alger
DRX	Diffraction des Rayons X
E	Horizon elluvial ou de lessivage
ETP	Evapotranspiration Potentielle mensuelle
INRAA	Institut National de Recherche Agronomiques d'Algérie
INRF	Institut National de Recherche Forestière
Lf	Limons fins
LG	Limons Grossiers
LPA	Lumière Polarisée et Analysée
LPNA	Lumière Polarisée et non Analysée
MEB	Microscopie Electronique à Balayage
MET	Microscopie Electronique en Transmission
MPWI	Indice Potentiel d'Altération Modifié
O	Horizon Organique
P	Précipitations
PIA	Indice d'Altération des Plagioclases
Q	Quartz
Q3	Quotient d'Emberger
R	Roche- mère
RR	Indice de Ruxton
Sf	Sables fins
SG	Sables Grossiers
STI	Indice d'Altération Chimique Silice-Titan
WIP	Indice d'Altération de Parker
XRF	Spectrométrie de Fluorescence des Rayons X

SOMMAIRE

	Page
INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE I. LA PEDOGENESE EN MILIEU MEDITERRANEEN	4
INTRODUCTION	4
1. LES FACTEURS DE LA PEDOGENESE	4
1.1. Le climat	4
1.2. Les organismes vivants	6
1.3. Le matériau parental	9
1.4. Le relief	11
1.5. Le temps	12
2. LES MECANISMES DE GENESE ET D'EVOLUTION DES SOLS	13
2.1. Les mécanismes de transformation des roches et de leurs constituants	13
2.2. Les mécanismes biologiques et d'accumulation de matières organiques	15
2.3. Les mécanismes de redistribution du complexe d'altération	15
2.4. Les mécanismes d'arrangements et d'agrégation des constituants	17
3. LES FORMES D'ALTERATION	18
4. EVOLUTION DES ELEMENTS AU COURS DES ALTERATIONS	19
4.1. Séquences d'altération	19
4.2. Evolution microstructurale et conditions bioclimatiques générales	20
5. ORIGINE ET ROLE DES MINERAUX ARGILEUX	22
5.1. Origine des minéraux argileux	22
5.2. Rôles des minéraux argileux	24
5.3. Propriétés des minéraux argileux	25
6. METHODES D'ETUDE DE L'EVOLUTION DES SOLS	26
6.1. Spectrométrie de fluorescence X (XRF)	26
6.2. Diffraction des rayons X	27
6.3. Micromorphologie	28
6.4. Calcul des indices d'altération chimique	29
6.5. Quantification des pertes et gains élémentaires	31
7. LES SOLS DE LA REGION MEDITERRANEENNE	32

7.1. La diversité des sols	32
7.2. Les propriétés des sols	33
7.3. Les argiles des sols méditerranéens	35
CONCLUSION	36
CHAPITRE II. MATERIEL ET METHODES D'ETUDE	37
I. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE	37
1. LOCALISATION ET TOPOGRAPHIE	37
2. LE CLIMAT	38
2.1. Les précipitations	38
2.2. Les températures	39
2.3. Les vents	39
2.4. La neige	39
3. SYNTHÈSE BIOCLIMATIQUE	39
3.1. Diagramme ombrothermique de Gaussen et Bagnouls	39
3.2. Quotient pluviométrique d'Emberger	40
3.3. Calcul de l'ETP	41
3.4. L'indice Demartonne	42
4. LA GÉOLOGIE ET L'HYDROGÉOLOGIE	43
5. LES SOLS	44
6. LE COUVERT VÉGÉTAL	47
II. MATERIEL ET METHODES D'ETUDE	48
1. MATERIEL D'ETUDE	48
2. METHODE D'ETUDE	49
2.1. Analyses physico-chimiques	49
2.2. Analyses des teneurs en éléments chimiques majeurs par XRF	49
2.3. Fabrication de lames minces	50
2.4. Analyses par diffraction des rayons X	50
2.5. Les calculs	51
2.5.1. Calcul des indices d'altération chimique	51

2.5.2. Quantification des pertes et gains élémentaires	52
CHAPITRE III. RESULTATS ET DISCUSSION	54
1. DESCRIPTION DES ROCHES MERES	54
1.1. Description micromorphologique du micaschiste	54
1.2. Description micromorphologique du schiste	54
2. DESCRIPTION DES PROFILS	55
2.1. Profil 1	55
2.2. Profil 2	57
3. CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES	59
4. COMPOSITION GEOCHIMIQUE ET INDICES D'ALTERATION	61
4.1. Composition géochimique	61
4.2. Indices d'altération	63
5. LE BILAN DES ALTERATIONS	66
5.1. Profil 1	66
5.2. Profil 2	67
6. LA DIFFERENCIATION DES MINERAUX ARGILEUX	69
6.1. Profil 1	69
6.2. Profil 2	74
7. DISCUSSION	76
CONCLUSION	79
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	81
ANNEXE	

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Les sols sont formés par l'altération des minéraux présents dans les roches ou les sédiments. Sous un même climat, la variabilité des caractéristiques du matériau parental (âge et propriétés physiques et chimiques), du type de végétation et du paysage peuvent affecter la pédogenèse et le degré de fertilité des sols (Taher *et al.*, 2019 ; Ouyang *et al.*, 2021).

La pédogenèse se produit en deux étapes distinctes ; dans un premier temps, l'altération qui entraîne une modification de la composition chimique et minéralogique des minéraux primaires, et dans un second temps l'apport organique et la redistribution du complexe d'altération entraîne la différenciation du profil en horizons (Stoops et Schaefer, 2018).

La pédogenèse implique une altération minérale et une redistribution du complexe d'altération dont les mécanismes sont associés à divers processus pédogénétiques et à l'activité des organismes vivants (Buol *et al.*, 2011).

L'altération implique un ensemble de processus affectant le matériau parental, conduisant à l'altération minérale et à la néoformation de structures très stables entre l'hydrosphère, la lithosphère, l'atmosphère et la biosphère (Ballesteros *et al.*, 2010).

La composition chimique et minéralogique du matériau parental et les facteurs environnementaux (climat et relief) conditionnent les modalités et l'intensité de la pédogenèse (Caner *et al.*, 2014). En outre, en fonction des facteurs de la pédogenèse, des sols se forment aux caractéristiques très diverses telles que des séquences et des épaisseurs des horizons (Buol *et al.*, 2011), la morphologie, la densité et la texture (Taher *et al.*, 2019), la fertilité, la minéralogie, et la teneur en éléments potentiellement toxiques (Ayoubi et Karami, 2019).

L'intensité des processus pédogénétiques est déterminée par les altérations géochimiques et le degré d'altération des minéraux du matériau parental. Par conséquent, l'évaluation pédogénétique basée sur la caractérisation pétrologique du matériau parental, est impérative pour les études de la distribution des sols, ainsi que la planification et la gestion de leur usage (Santos *et al.*, 2016).

Les sols méditerranéens se forment dans les conditions d'un climat caractérisé par l'existence de saisons contrastées, soit une saison fraîche et humide (la saison de contrôle est humide au moins pendant 45 jours après le solstice d'hiver) et une saison chaude et sèche (la saison de contrôle est sèche au moins pendant 45 jours après le solstice d'été). Les sols méditerranéens ont un régime d'humidité xérique, la plupart des précipitations se produisent après le solstice d'hiver, une période sèche relativement longue est observée après le solstice d'été. Le régime

des températures est de type thermique (température moyenne annuelle du sol entre 15 ° et 22° C) ou occasionnellement mésique (8 et 15°C) (Soil Survey Staff, 2003).

La pédogénèse en climat méditerranéen est généralement limitée à la période fraîche et humide. Le type de sol caractéristique de la région méditerranéenne est le sol rouge qui est généralement rattaché aux alfisols de la Soil Taxonomy (Martin-Garcia *et al.*, 1999). Généralement, l'altération des minéraux sous un climat méditerranéen montrent des tendances similaires à celles observées sous les tropiques subhumides (Torrent et Hillel, 2005).

Le résultat de la pédogénèse sous climat méditerranéen est un profil de couleur brun-rougeâtre à rouge, bien structuré, moyennement profond, et une lixiviation éventuelle des minéraux argileux, le développement éventuel d'une couleur rouge, et un complexe colloïdal souvent presque complètement saturé en cations bivalents (Noulas *et al.*, 2009).

Les sols rouges méditerranéens sur des matériaux non calcaires (basalte, le schiste, le granite, le gneiss, le quartzite ou le grès), présentent un profil ABC et leur principale caractéristique édaphique est la présence d'un horizon B textural de couleur rouge foncé et une saturation en bases relativement faible (Verheye et de la Rosa, 2005).

Cependant, Vaudour (1972) souligne que les caractéristiques attribuées aux sols fersiallitiques s'appliquent surtout aux sols développés sur calcaire dur. Alors que, selon la classification française CPCS, les sols fersiallitiques regroupe les sols rouges, presque décalcifiés, de Terra Rossa présentant une saturation en bases élevée et un pH neutre à légèrement acide. Deux groupes sont distingués, les sols fersiallitiques à réserve calcique, généralement peu lessivés, et les sols fersiallitiques sans réserve calcique, souvent lessivés (Verheye et de la Rosa, 2005). Selon Fedoroff et Courty (2013), les processus fondamentaux de la formation des sols rouges méditerranéens sont la rubéfaction et le lessivage.

En Algérie, les sols rouges ont été décrits sur une grande partie la frange la plus septentrionale du pays (Durant, 1956, 1959 ; Hammouche, 1986). Tous ces sols sont similaires par la couleur plus rouge que 5YR. Généralement, ils se caractérisent par la présence d'un horizon rouge d'accumulation d'argile Bt qui peut surmonter ou non un horizon d'accumulation calcaire (Bk ou Ck) en fonction des conditions locales de la pédogénèse. Aussi, de nombreuses études pédologiques et minéralogiques de ces sols ont été effectuées en particulier dans la région subhumide et le Sahel Algérois. Au niveau de cette dernière zone, le cortège minéralogique des sols est essentiellement représenté par des illites et de la kaolinite d'héritage (Lahmar, 1988; Ayache, 2001; Bernou, 2001; Fares, 2006). D'autres études dans les régions semi-aride ont été aussi effectuées en Algérie (Yahia, 1989 ; oueld Bachie, 1997 ; Naimi, 2012).

L'altération chimique est le principal phénomène responsable de la formation des sols, la redistribution du complexe d'altération engendre en suite la différenciation des horizons du sol. L'étude du comportement des éléments durant l'altération permet de caractériser les modalités de la mobilisation et de la redistribution des éléments au cours de la formation du sol. Ainsi, la caractérisation quantitative de l'altération dans les sols utilise des indices d'altération (Price et Velbel, 2003 ; Dubey *et al.*, 2016). Ils sont couramment utilisés pour comparer l'étendue de l'altération chimique dans différents matériaux. Ils sont basés sur le principe selon lequel le rapport entre les concentrations d'éléments mobiles (SiO_2 , CaO , MgO et Na_2O) et les éléments immobiles (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2) devraient diminuer avec le temps au fur et à mesure que la redistribution du complexe d'altération se produit (Price et Velbel, 2003 ; Santos *et al.*, 2016).

L'objet du présent travail porte sur la caractérisation des modalités de l'altération des roches métamorphiques et de la redistribution du complexe d'altération dans deux profils sous forêt méditerranéenne.

CHAPITRE I

LA PEDOGENESE EN MILIEU MEDITERRANEEN

CHAPITRE I. LA PEDOGENESE EN MILIEU MEDITERRANEEN

INTRODUCTION

Les sols méditerranéens sont des sols qui, par définition, se forment sous les conditions d'un climat méditerranéen. La caractéristique principale de ce dernier est l'existence de deux saisons dans l'année ; une période de pluie qui coïncide avec les basses températures (hiver) alors que les étés sont chauds et presque complètement secs (Verheyne et de la Rosa, 2005). Pour la Soil Taxonomy (soil survey staff, 1975), le climat méditerranéen se caractérise par une saison de contrôle sèche pendant au moins 45 jours après le solstice d'été et une saison de contrôle humide pendant au moins 45 jours après le solstice d'hiver.

Selon Pedro (1987), la caractérisation des sols découle de la nature de la pédogénèse qui les a engendrés et des conditions pédoclimatiques qui affectent leur fonctionnement. La pédogénèse consiste en une évolution permanente des constituants minéraux et organiques sous l'action de processus physiques, chimiques ou biologiques (Cornu, 2005).

Dans les zones méditerranéennes, les sols formés ne partagent pas la même morphologie et la même genèse, parce que les facteurs de formation du sol sont très variables. Néanmoins, malgré leur grande diversité, les propriétés des sols dans cette zone les rend significativement différents des sols subtropicaux, tempérés et d'autres régions climatiques (Torrent et Hillel, 2005).

Ruellan (2010), évoque qu'en forêt, les sols par leur origine ne sont pas très différents des sols agricoles. Cependant, ce sont les sols les plus pauvres chimiquement ou ceux dont les propriétés physiques sont les plus défavorables (caillouteux, argileux, etc.) qui ont été réservés à la forêt. Contrairement aux sols agricoles, ils n'ont pas été enrichis par l'homme (fertilisation minérale ou organique, chaulage). Aussi, les sols forestiers ne sont pas ou peu travaillés, ce qui se traduit par une différenciation en horizons et une accumulation importante de matière organique dans les horizons de surface.

1. LES FACTEURS DE LA PEDOGENESE

1.1. Climat

Torrent et Hillel (2005), souligne que dans le système de classification de Köppen, le climat de la Méditerranée est désigné comme chaud, tempéré, pluvieux avec des étés secs, le mois le plus humide de l'hiver reçoit au moins trois fois plus de pluie que le mois le plus sec d'été. Les

zones à climat méditerranéen se trouve principalement autour de la mer Méditerranée et à des latitudes de 30-45° sur la côte ouest de certains continents. Pendant l'hiver, le temps est dicté par les fronts des vents d'ouest, alors que l'été sec reflète la domination de l'anticyclone mid-troposphérique. Les précipitations annuelles moyennes varient de 300 à plus de 1500 mm, avec un ou deux maxima pendant la saison des pluies. La sécheresse d'été dure de moins de 2 à environ 5 mois. La température annuelle moyenne varie d'environ 11 C° à 19 C°, les maxima absolus au-dessus de 45 C° et les minima au-dessous de - 20 C° ont été enregistrées à certains stations. La différence entre les températures moyennes du mois le plus chaud et le plus froid est moins de 8 C° dans certaines zones côtières touchées par le froid des courants océaniques (par exemple, baie de San Francisco, Californie) mais dépasse 20 C° dans les zones intérieures avec peu d'influence océanique. La principale caractéristique du climat méditerranéen est l'alternance d'un climat frais et humide l'hiver et un été chaud et sec. Du point de vue pédoclimat, le contraste en humidité contenu entre l'hiver et l'été a été utilisé comme base pour définir le régime d'humidité (Verheye et De la Rosa, 2005). Exprimé en termes de régimes de température et d'humidité du sol et Selon Soil Survey Staff (2003), les sols méditerranéens ont un régime d'humidité xérique, où la plupart des précipitations se produisent immédiatement après le solstice d'hiver, et est suivie d'une période sèche relativement importante après le solstice d'été. Sous ce régime, le sol affectant la croissance des plantes, la zone est sèche pour plus de 45 jours en été et humide pendant plus de 45 jours en hiver (Verheye et De la Rosa, 2005). Un régime de température qui est thermique (température annuelle moyenne du sol entre 15 C° et 22 C°) ou occasionnellement mésique (8-15 C°), intermédiaire entre les régions tempérées et les tropiques (Soil Survey Staff, 2003). Torrent et Hillel (2005), mentionne que l'influence du climat méditerranéen sur le développement de sol peut être résumée en considérant deux paramètres, à savoir le degré de lixiviation et l'évapotranspiration réelle. D'après Verheye et de la Rosa (2005), la formation et l'altération des sols méditerranéens sont les plus actives pendant la saison des pluies, l'hiver où l'évapotranspiration est minimale. Les conditions sont alors optimales pour une dissolution et lixiviation efficaces de carbonate de calcium et d'autres composés et éléments facilement solubles, ainsi que pour la migration des argiles. Pendant l'été, période chaude et sèche, le sol se dessèche provoquant le développement de composés tel que les oxydes de fer déshydratés rouges (hématite, magnétite) dans le profil (Lamouroux, 1983 ; Vingiani *et al.*, 2018).

Aussi, les processus chimiques liés à l'eau disponible du sol se réfèrent en premier à la décomposition, dissolution et lixiviation de composants facilement solubles. Dans les sols développés sur des substrats calcaires, ceci conduit à une diminution progressive du CaCO_3 et finalement à son élimination plus ou moins complète du profil (Ruellan, 2010). Ceci se produit simultanément avec la diminution du pH du sol de 8,0-8,2 à environ 7,0-7,2, et une tendance à une désaturation du complexe adsorbant. Sur substrat non-carbonatés et acides, tels que les granites, gneiss ou grès, la lixiviation naturelle des exsudats acide des végétaux, intensifie les processus d'acidification (pH entre 6,0 et 7,0) et la désaturation pendant la période d'hiver. De plus, dans un sol à drainage libre, les particules d'argile en suspension dans l'eau de percolation du sol migrent dans les couches les plus profondes du profil. L'importance relative de la migration de l'argile varie en fonction de la quantité d'eau de pluie pénétrant dans le sol, la perméabilité du sol, la dispersion des argiles, le matériel parental et le temps.

Pendant la période sèche de l'été, le pédoclimat est complètement différent et la dissolution, la lixiviation et la migration des argiles sont temporairement arrêtées ou même inversées, tandis que la solution du sol est resaturée. Par conséquent, les variations de pH entre l'été et l'hiver sont assez élevées, peuvent atteindre une unité dans le même horizon, en particulier dans les sections de sol avec des teneurs élevées en matière organique. En outre, les composés de fer deviennent oxydés et une couleur rouge de la matrice se développe (Verheye et de la Rosa, 2005).

1.2. Les organismes vivants

Le sol étant un milieu vivant, les êtres vivants initient la formation du sol. Ils agissent sur la structuration du sol (formation des agrégats avec la matière organique, structuration par les racines des plantes, bioturbation de la macrofaune) et sur l'altération de la phase minérale par l'action des microorganismes et les prélèvements d'éléments nutritifs par les plantes (Hubert, 2008).

Les agents biologiques du sol interviennent de différentes façons. Par l'action du type de végétation en forêt, les arbres restituent au sol, sous forme de feuilles ou aiguilles, le carbone pris de l'atmosphère par la photosynthèse. Donc les résidus organiques sont principalement posés à la surface du sol dont ils seront incorporés grâce à l'action de toutes sortes d'animaux (insectes, vers de terre, microorganismes, etc.). En conséquence, seule la partie supérieure du sol est riche en matière organique. Tandis que sous prairie, les racines des graminées

pourrissent sur place en donnant de l'humus. Il en résulte donc une meilleure répartition de la matière organique au sein du profil. La quantité totale de carbone immobilisé est alors plus importante que dans le cas de la forêt (Legros, 2012).

Les micro-organismes de sol, sont les plus nombreux et les plus divers. Il s'agit, principalement, de bactéries et de champignons (Ruellan, 2010). Les sols comportent une densité de micro-organismes pouvant atteindre un milliard par gramme et une très grande diversité. Ils contribuent à la formation des sols, aux cycles géochimiques (azote et carbone), à la santé et à la croissance des plantes (Stengel, 2009).

Les vers de terre et autres invertébrés (termites, fourmis, etc.), sont des bâtisseurs des sols. Ils creusent, ingurgitent, transportent et transforment. L'agrégation et la porosité des sols sont par leur action en permanence renouvelées. Soulignant que, les biodiversités morphologiques et comportementales des invertébrés des sols sont en étroites relations avec les pédodiversités.

Les matières organiques contribuent aussi à la formation des sols, les êtres vivants laissent dans les sols des matières organiques dont les fonctions constructives (agrégats, vides), nutritives (azote, cations échangeables) et accumulatives (carbone) sont essentielles. Dans les sols, faire évoluer les matières organiques fraîches, végétales et animales est l'un des rôles des organismes vivant (Ruellan, 2010). Une relation mutuelle existe entre l'intensité de l'activité biologique, du cycle des éléments et de la production de biomasse d'une part, l'altération nette, ou bilan des pertes par altération, d'autre part. Un cycle biologique intense correspond au système à forte activité biologique (humus mull), une forte production et un flux d'altération réduit, et nul dans un système forestier non perturbé. L'écosystème à humus brut, à faible activité biologique et faible productivité à un fonctionnement inverse l'énergie solaire transmise se manifeste essentiellement en terme d'altération, provoquant généralement une forte aluminisation et une protonisation du milieu organo-minéral, et de la solution interne du sol. Cependant, dans le modèle à forte activité biologique, les cations alcalins et alcalino-terreux, à l'état échangeable et en solution, sont dominants et proviennent essentiellement du recyclage biologique, et pour une faible part de l'altération des minéraux (Souchier, 1984).

Elssas (2005), remarque que dans le cas de micas ferro-magnésiens (trioctédriques) de type biotite-phlogopite, une altération significative se produit sous l'action de racines de plantes cultivées en l'espace de quelques jours. Cette altération se manifeste sur le plan minéralogique par une transformation du mica en vermiculite décelable par diffraction des rayons X et par microscopie électronique à transmission à haute résolution. Elle s'accompagne d'une augmentation de la CEC, sur le plan physico-chimique.

Par ailleurs, Legros (2012) note que la mise en évidence d'un processus de dissolution des phyllosilicates tels que la phlogopite dans la rhizosphère du colza indique que certaines plantes supérieures doivent être considérées comme des agents actifs de l'altération des minéraux, capables de provoquer des phénomènes non seulement réversibles, comme la vermiculitisation, mais également des phénomènes irréversibles, au niveau de la rhizosphère, les plantes peuvent ainsi être responsables de chemins spécifiques d'altération différents de la règle générale imposée par les conditions globales du sol. D'après des investigations *in situ*, la minéralogie des argiles dans la rhizosphère, s'avère légèrement différente de celle trouvée dans le sol en générale. Ces phénomènes d'altération rapide, provoqués par les racines, montre l'intensité des interactions racine-minéral.

L'Homme est aussi parmi les agents biologiques d'évolution du sol, son rôle est considérable, positif ou négatif. Il est responsable de phénomènes de dégradation de la couverture végétale érosion, appauvrissement, salinisation, pollution, etc. mais, son action est généralement positive (il a défoncé les sols, épierré, fertilisé, le terrassement pour limiter la pente, assaini, etc) (Verheye et de la Rosa, 2005). Les zones autour de la mer Méditerranée ont été densément peuplées et intensivement exploités pendant de longues périodes de l'histoire, et donc l'influence humaine sur les sols et leur propriétés est considérable (Raclot *et al.*, 2017). Les actions les plus critiques à cet égard concernent la production végétale, la déforestation, le pâturage et les pratiques connexes. La déforestation et les feux de forêt, liés aux pratiques traditionnelles de pâturage, et l'élimination de la végétation entraînent la perte de la couche superficielle du sol (érosion) (Verheye et de la Rosa, 2005). La suppression de cette couche naturelle modifie aussi le microclimat du sol et affecte indirectement l'activité dans le sol. Les variations du microclimat, particulièrement l'humidité du sol, affectent l'intensité de l'altération physico-chimique et les transformations minéralogique. Sous un sol à couverture végétale dense, les variations de pH peuvent dépasser plus d'une unité entre l'hiver et l'été, résultat de la variation de l'activité de la plante et de la production du CO₂.

Un effet indirect de l'activité humaine se reflète dans le changement climatique, qui est censé entraîner une détérioration globale de la qualité de sol dans les régions méditerranéennes (Raclot *et al.*, 2017). Les effets possibles comprennent la salinisation, perte de matière organique et augmentation de l'érosion éolienne et hydrique. Les sols sous forêt sont confrontés à la perte du carbone suite aux incendies de forêt (Verheye et de la Rosa, 2005).

1.3. Le matériau parental

Selon la composition chimique initiale de la roche à partir de laquelle il s'est formé, un sol sera plus ou moins riche en certains éléments chimiques (Marcoen *et al.*, 2000 ; Legros, 2012). Deux catégories de minéraux sont distingués ; Les minéraux primaires qui sont des minéraux hérités du matériau parental qui se trouve dans le sol, sont plus ou moins fragmentés et peu ou pas altérés. C'est le cas de l'épidote, la tourmaline, le zircon et le rutile qui sont très résistants au processus d'altération. Les minéraux secondaires sont des minéraux primaires altérés, leurs quantités dépendent de la roche et de l'efficacité du processus d'altération (Lavaud, 2010).

Dans les régions à climat méditerranéen, sous végétation naturelle forestière ou steppique, l'épaisseur des sols s'établit à quelques dizaines de centimètres, et peut atteindre un ou deux mètres ; cette épaisseur est suffisante pour le bon développement de l'activité biologique tout en restant en contact avec la roche-mère du sol.

La formation des sols méditerranéens est influencée par le matériel parental à travers sa composition minéralogique, cohérence et perméabilité à l'eau. La minéralogie influence la quantité, la distribution granulométrique et le type de produits d'altération dans lequel le profil de sol se développe ; la cohérence ou la dureté détermine la résistance à l'altération et la vitesse de désintégration ; la perméabilité influence l'intensité de transformations physico-chimiques dans le résidu rocheux original. La variabilité des roches mères dans les zones méditerranéennes est assez grande, bien que les roches carbonatées semblent être le matériau parental le plus étendu. Autour de la mer Méditerranée à roches sédimentaires calcaires (calcaire, dolomite, marne), les termes de la composition minéralogique, la dureté et la perméabilité dominant. Dans le sud, l'Afrique et l'Australie, des roches sédimentaires non calcaires allant du grès au mudstone (argillite) et les schistes sont bien représentés. Dans les autres zones, des roches plutoniques (granite), volcaniques (basalte) et des roches métamorphiques (quartzite, gneiss) sont observées (Verheye et de la Rosa, 2005).

Par ailleurs, un certain nombre de régions méditerranéennes sont montagneuses et présentent une lithologie complexe qui dérive de la forte activité tectonique. Les roches sédimentaires prédominent, mais les roches plutoniques, volcaniques et métamorphiques sont bien représentées dans la plupart des régions. En région Méditerranéenne proprement dite, les calcaires et les dolomites occupent une proportion assez élevée des montagnes. Les épisodes d'érosion et de dépôt sont fréquents depuis le Tertiaire et ont conduit à la formation de grandes surfaces couvertes de sédiments à grain fin au pied des montagnes (Torrent et Hillel,

2005). Ainsi, les roches présentent plusieurs compositions, et chacun de ces composants se comporte différemment en termes de solubilité lorsqu'il est soumis à l'altération et à la désintégration. L'évolution minéralogique sur les roches carbonatées en général, commence par une attaque chimique et la dissolution de carbonate du calcium par l'eau de pluie percolant. Que la dissolution de la roche soit complète ou non, des produits d'altération sont déposés avec une quantité variable de CaCO_3 libre dépendant de la nature et de la dureté du substrat et de la quantité et l'agressivité chimique de l'eau percolant à travers le sol et la roche (Lamouroux, 1965).

La composition minéralogique du matériau parental détermine également la texture du produit d'altération. Les granites contenant de gros grains de quartz, des feldspaths plus fins et des micas, se décomposent en un matériau d'argile et sable grossier, les composants plus grossiers étant dérivés de la fraction de quartz, et la fraction plus fine étant liée à l'altération des feldspaths et des micas. Les roches ignées comme le basalte se décomposeront en matériaux fins. Elles forment des sols argileux rouges sur des pentes bien drainées (car elles contiennent beaucoup de minéraux ferreux) et des vertisols sur les pentes faibles. Pour les roches carbonatées, la distribution de particules granulométriques du matériel d'altération dépendra principalement de la nature et de la composition de résidus insolubles dans l'acide.

La cohérence et la dureté de la roche mère détermine le type d'altération et affecte la vitesse à laquelle le substrat rocheux se décompose en matériau tendre. Les substrats tendres comme le calcaire ou la marne sont facilement dégradés et leur matériau d'altération se compose de fragments grossiers qui reflètent de près la composition minéralogique de la roche mère. De plus, le paysage sur ces roches est gravement érodé, les sols sont constamment rajeunis et restent squelettiques. Sur le calcaire dur la situation est différente, dans le sens où la roche est généralement caractérisée par de nombreux clivages, des assemblages et des cavités de dissolution à travers lesquels l'eau de pluie s'infiltré (Lamouroux, 1965). La lixiviation est donc activée, et les composants de sol facilement solubles (calcium et carbonates de magnésium) sont éliminés du profil. En même temps, le pH diminue et la fraction non carbonatée subit également d'autres altérations. L'intensité par laquelle les processus de lixiviation ont lieu dans le profil dépend de la quantité d'eau qui traverse le sol (régime des pluies) et de la perméabilité du substrat (Verheye et de la Rosa, 2005).

1.4. Le relief

D'après Ruellan (2010), la variation des sols, régionalement et localement, en fonction des reliefs est en raison de trois principaux facteurs, *l'altitude* et *l'exposition*, qui influencent les climats locaux, les variations climatiques induites par les reliefs font que des sols équatoriaux, tropicaux, méditerranéens, tempérés, etc., se retrouvent presque limitrophe ; *la pente*, qui joue un rôle important dans l'évolution de différents types de phénomènes d'érosion (arrachements à l'amont, sédimentation à l'aval, érosion en nappe, en rigoles, en ravins, etc.). Les migrations latérales de matières à l'intérieur des couvertures pédologiques, qui donnent naissance à des systèmes pédologiques en toposéquences, caractérisés par des appauvrissements en amont (en argile, en calcaire, en sels) et des enrichissements en aval ; mais aussi par des hydromorphies en aval (Torrent et Hillel, 2005). De sa part Hubert (2008), mentionne que la pente et l'altitude, sont des facteurs indirects qui agissent sur les conditions hydriques (vitesses d'écoulement vertical et horizontal de l'eau) ou climatiques (exposition par rapport au soleil, température du sol), voir sur le facteur biologique dans le cas de l'altitude (étagement bioclimatique de la faune et de la flore). De plus, dans les régions de montagne, le facteur relief est souvent à l'origine de la mosaïque des sols observés à très courte distance (Mourier, 2008). En effet, les terres sont sèches et superficielles en haut des pentes où elles ne conviennent qu'à la forêt. En bas de pente elles sont profondes et très humides, valorisées par des prairies permanentes. A mi pente, ni trop secs, ni trop humides, les sols permettent les cultures (Legros, 2012). Aussi, en zone plane, la différenciation du sol en horizons se fait suivant la verticale. Par contre sur pente des transferts latéraux de matières solides (argiles), d'ions divers et surtout d'eau sont observées (Hubert, 2008).

Contrairement au climat et au matériau parental qui jouent un rôle essentiel dans la formation de sol, la topographie est un élément inactif qui oriente le développement du profil. De plus, l'exposition de la pente, la pluie et l'interception des rayons solaires, conduit à l'apparition de différents pédoclimats et conditions météorologiques sur les pentes exposées face au soleil ; où l'évaporation est plus intense et l'humidité du sol est moins disponible, pour l'altération et la lixiviation par rapport aux pentes qui ne sont pas face au soleil.

L'abondance de pentes abruptes dans les régions méditerranéennes a contribué à faire de l'érosion hydrique le principal processus de développement de pente, particulièrement actif au Quaternaire avec des précipitations rares ou irrégulières et des sols sans couverture végétale continue. En périodes des pluies plus régulières, le développement des pentes sous une couverture végétale continue était probablement plus marquée (Torrent et Hillel, 2005). Le

rôle de la topographie dans un environnement méditerranéen est donc principalement, d'inciter le développement normal du sol (Verheye et de la Rosa, 2005).

Darmendrail *et al.* (2000), soulignent que l'effet de la topographie sur la genèse des sols est lié à la modification du régime des eaux qu'il impose. Il peut en résulter une érosion globale, un entraînement mécanique de particules fines, un entraînement latéral de composés solubles, ou encore une modification locale des conditions d'oxydoréduction.

1.5. Le temps

L'influence du temps est très différente selon le type de roche mère et les processus de pédogénèse impliqués. Ainsi, il faut de quelques centaines d'années à de nombreux millénaires pour qu'un sol se développe (Hubert, 2008). Selon Ruellan *et al.* (2008), il faut environ 500 ans pour former cinq (5) cm de sol. En effet, le sol se forme lentement, mais ses propriétés évoluent rapidement, c'est le cas de la structure, de la porosité, de l'activité biologique et des teneurs en certains éléments nutritifs. Les propriétés du sol sont différenciées en trois grandes catégories, celles qui changent rapidement, relativement lentement et celles qui ne changent pratiquement pas. Parmi les propriétés qui changent rapidement (1 à 102 ans), les teneurs en matières organiques, la teneur en nutriments, la redistribution en argiles et/ou sesquioxydes ou encore la formation ou déstructuration des agrégats. Les propriétés qui évoluent relativement lentement (102 à 103 ans), sont les migrations d'argiles, du complexes organo-métalliques ou de carbonates dans des horizons d'accumulation. Enfin, les propriétés qui évoluent très lentement (104 à 106 ans) sont caractérisées par des accumulations massives de phases secondaires comme l'opale, les carbonates ou des pertes profondes de minéraux solubles laissant un résidu inerte composé principalement d'oxyde de fer et de kaolinite.

Parce que la région méditerranéenne n'a subi aucune glaciation, son paysage présente des surfaces géomorphologiques d'âge très différent. Certaines surfaces remontent au Pliocène. Les surfaces du Pléistocène inférieur ne sont pas rares, et sont bien représentés (terrasses, etc.). Une mosaïque complexe de la formation du sol avec le temps est donc la règle plutôt que l'exception dans la plupart des régions (Torrent et Hillel, 2005).

Verheye et de la Rosa (2005), indique que les processus d'altération physique et chimique sont souvent lents et il faut du temps avant que leur effets deviennent visibles. Le temps en tant que facteur de formation du sol est donc étroitement lié aux effets combinés du climat, du matériel parental et de l'activité humaine. L'étude du facteur temps implique nécessairement l'évaluation de l'âge du sol. A cet égard, il existe deux écoles de pensée, ceux qui considèrent les sols méditerranéens comme une paléo-formation, et ceux qui supposent qu'ils sont le

résultat des conditions environnementales actuelles. Les principaux promoteurs de la théorie de la paléo-formation étaient Reifenberg (1947) et Durand (1959). Ces auteurs ont estimé que les sols méditerranéens sont principalement des sols qui se sont formés et développés sous des climats tropicaux et subtropicaux beaucoup plus humides ; climats de la fin du Tertiaire et du début du Pléistocène. Bien que cela puisse ne pas être exclu que certains de ces sols aient été initialement formés à cette période ou au moins dans des conditions un peu plus humides que le présent.

2. LES MECANISMES DE GENESE ET D'EVOLUTION DES SOLS

La pédogenèse consiste en une évolution permanente des constituants minéraux et organiques sous l'action de processus physiques, chimiques ou biologiques (Cornu, 2005).

L'adaptation des couvertures pédologiques à leur environnement se fait à travers deux aspects principaux, qui sont d'une part l'établissement d'une nouvelle constitution chimique et minéralogique et d'autre part la mise en place d'une organisation caractéristique, à toutes les échelles (Pedro, 1987). Ainsi, quatre principaux mécanismes sont à l'origine de la pédodiversité et de la formation permanente des sols (depuis 450 millions d'années), transformation des roches, développement des activités biologiques et des accumulations organiques, migrations et accumulations minérales, agrégation (Ruellan, 2010).

2.1. Les mécanismes de transformation des roches et de leurs constituants

Un sol est une formation meuble qui se développe à partir d'une roche mise à l'affleurement et est de ce fait soumise à des conditions climatiques fragilisantes. La pédogenèse progresse par altération des minéraux sous l'effet des agents météoriques et biologiques, ce qui entraîne la désagrégation de la roche mère. Les paléosols sont distingués des sols anciens, et des sols jeunes, et les sols peu évolués, des sols évolués suivant l'âge, la durée et l'intensité des phénomènes d'altérations pédologiques auxquels ils ont été soumis (Elssas, 2005).

Un double processus de transformation de la roche qui conduit à la formation de la fraction minérale du sol :

Une désagrégation physique et mécanique des minéraux primaires de la roche. Elle est la conséquence du climat (variation des températures, alternance gel/dégel, érosion par l'eau, par le vent).

Une altération chimique agissant sur ces minéraux primaires et qui conduit à la formation de minéraux secondaires, notamment des argiles. Elle se produit en présence d'eau qui véhicule

les éléments dissous chimiquement actifs comme l'oxygène, le gaz carbonique, les acides minéraux et organiques. L'altération est d'autant plus importante que la température du milieu est plus élevée.

Généralement, la production de minéraux argileux dans les sols à partir de l'altération des roches mères, s'accompagne d'une soustraction des ions contenus dans la roche mère. Elle se produit suite à l'augmentation de l'intensité de l'altération chimique au cours de l'hydrolyse, elle concerne dans un premier temps les ions les plus mobiles, comme Na, K, Ca, Mg et Sr (Liu *et al.*, 2012).

Les différentes étapes de la pédogenèse des sols méditerranéens sur calcaire peuvent donc être associées à une séquence de couleurs comprenant une phase initiale blanc-grisâtre, suivie d'un stade de maturité intermédiaire brun (allant du brun jaunâtre au brun rougeâtre), et se terminant par une étape de développement maturité rouge. L'intensité avec laquelle la fraction CaCO_3 est dissoute est directement influencée par la dureté de la roche et l'agressivité du climat (Verheye et De la Rosa, 2005).

Cependant, sur d'autres roches non carbonées comme le basalte, le schiste, le granite, le gneiss, le quartzite ou grès, il n'existe pas de décalcification du matériau d'altération (phase blanche), et le stade de développement initial est formé par un sol squelettique peu profond, dominé par des fragments de roche qui ne sont que des produits de la décomposition physique du substrat sous-jacent. La couleur du sol dans ce cas est un reflet direct de la teinte de la roche mère, c'est-à-dire des teintes sombres pour les sols développés sur le basalte, des teintes jaunâtres sur schiste, teintes blanc grisâtre sur granite et gneiss.

Les sols rouges méditerranéens sur des matériaux non calcaires forment le troisième et dernier stade d'altération sur ces matériaux. Ils ont un profil ABC, et leurs principales caractéristiques édaphiques est la présence d'un horizon B textural avec une couleur rouge foncé et une saturation en bases relativement faible. Ce sont des formations sédimentaires de l'ère de pliocène, de plusieurs mètres d'épaisseur et comprenant des fragments de quartzite, schiste, serpentine noyée dans une argile rougeâtre ou une masse de sol argilo-sableux (Torrent et Hillel, 2005).

2.2. Les mécanismes biologiques et d'accumulation de matières organiques

Les sols réservés à la forêt sont les plus pauvres chimiquement ou ceux dont les propriétés physiques sont les plus défavorables (caillouteux, argileux, etc.). Ils n'ont pas été enrichis par l'homme (fertilisation minérale ou organique, chaulage) et ils ne sont pas ou peu travaillés, ce qui se traduit par une différenciation en horizons et une accumulation importante de matière organique dans les horizons superficiels (Ranger *et al.*, 2000). Les teneurs élevées en matière organique de ces sols, influence l'ensemble de leur fonctionnement physique (ciment efficace de l'agrégation), physico-chimique (source d'éléments nutritifs, rôle important dans la rétention ionique, source d'acides faibles, acides et complexant) et biologique (support énergétique pour la microflore). Elle a un rôle critique dans le cycle du carbone et de nombreux éléments qui, dans certains sols, présentent une phase organique dominante (N, P et S). Il existe une relation étroite qui lie le carbone et l'azote dans les écosystèmes forestiers (Ruellan, 2010). La qualité et le stockage de carbone organique dans les sols dépendent de plusieurs paramètres tels que le climat général, le microclimat (lumineux et hydrique), la production végétale et l'activité biologique (Souchier, 1984).

Les évolutions récentes montrent que les sols forestiers sont susceptibles d'évoluer rapidement par acidification, désaturation et modification de leur statut organique. Ces évolutions sont le résultat de contraintes diverses, la production, le climat de pollution diffuse, les changements d'occupation des sols, voire les changements climatiques, etc. (Ranger *et al.*, 2000).

En climat méditerranéen, la minéralisation de la matière organique est plus rapide et il en résulte un risque accru d'érosion mécanique lors des orages violents, tandis qu'en climat tropical, l'influence des couches organiques sur les peuplements est instantanée en sol pauvre (Ranger et Nys, 2003). Néanmoins, et comme il a été souligné par Ranger *et al.* (2000), le rôle de la matière organique est complexe et n'est pas continuellement favorable, les couches holorganiques des sols acides peuvent gêner la régénération naturelle. Les humus bruts se caractérisent par la production d'acides organiques, aptes à dégrader les horizons superficiels du sol, et l'accumulation de litière qui s'accompagne le plus souvent d'une réduction de la biodiversité. C'est le cas des zones humides, où la tourbe se forme et s'accumule.

2.3. Les mécanismes de redistribution du complexe d'altération

D'après Torrent et Hillel (2005), divers processus pédogénitiques sont à l'origine de la formation et de la diversité des sols méditerranéens :

-Lixiviation et redistribution de la calcite et de la silice : la lixiviation hivernale faible à modérée permet l'altération de silicates et la translocation significative de cations basiques. Ainsi, les sols matures qui se sont développés sur des matériaux parentaux pauvres en bases présentent des valeurs de pH acide dans les horizons de surface, avec un pH et une saturation en base généralement croissante avec la profondeur. Si le matériau parental contient de la calcite, de la dolomite ou du matériau riche en Ca, les minéraux et la lixiviation hivernale sont rares à modérés, Ca précipite en tant que carbonate de calcium secondaire et forme de la calcite dans certains horizons pédologiques. La profondeur à laquelle le carbonate s'accumule est fonction de non seulement du climat et du matériel parental, mais aussi du relief et du temps en particulier.

-L'altération des silicates libère du Si en solution : la silice dissoute est transloquée et peut précipiter sous forme de nodules ou de croûtes (duripans). Ce processus est généralement limité aux zones plus sèches, à condition que le matériau parental contient des silicates hautement altérables. Donc, la silice et le mélange silice-carbonate sont moins abondants que les accumulations de carbonate dans les sols méditerranéens.

-L'illuviation ou la translocation des argiles est un processus majeur dans la genèse des sols méditerranéens, en particulier dans les zones et les périodes les plus humides. Ceci est en raison de l'effet flocculant élevé des ions Ca^{++} . Ainsi, il se produit une décalcification des particules d'argile qui vont être dispersées et transportées par l'eau de percolation. Néanmoins, la translocation des argiles est parfois observée dans les sols calcaires ; elle est favorisée par la sécheresse de sol en développant les fissures, à travers lesquelles les argiles passent et seront facilement dispersées et transportées par l'eau de percolation après les premières pluies d'automne.

-La Rubefaction (couleur rouge due à la formation de l'hématite pédogénitique) est assez commune en région méditerranéenne (Vingiani *et al.*, 2018). Il s'ensuit une décalcification parce que le pH élevé des sols calcaires entrave l'altération et la libération de Fe et de minéraux primaires. Or, les conditions environnemental approprié pour la formation de l'hématite (produit initial de l'altération de minéraux Fe) comprennent une température élevée, activité de l'eau inférieure à 1, faible teneur en matière organique, pH presque neutre, et de fortes concentrations de Ca^{2+} et de Mg^{2+} . En l'absence d'une ou de plusieurs de ces conditions, seule la goethite (un oxyde de fer jaune) est formée (Torrent et Hillel, 2005).

En effet, certains sols méditerranéens à teinte rouge vif appelés 'Terra Rossa' ou 'sols méditerranéens rouges' ont été introduit dans certains systèmes de classification des sols est utilisé par les pédologues pour désigner les différents sols méditerranéens de couleur rouge

(Vingiani *et al.*, 2018). L'hématite pédogénique possède un pouvoir pigmentant élevé, avec une concentration souvent de plus de 10 g /kg de sol.

Les chronoséquences de sol indiquent que la rubéfaction et l'illuviation de l'argile se développent à des taux similaires une fois que les horizons supérieurs de sol ont été décalcifiés (Torrent et Hillel, 2005).

Toutefois, Ruellan (2010) a indiqué que d'autres facteurs peuvent intervenir dans le déroulement de la formation de sol :

- des migrations et des accumulations de différentes substances autre que les particules d'argiles (hydroxydes de fer et d'aluminium, matières organiques, silice, calcaire, gypse, sels), peuvent se produire pour créer des horizons d'accumulation ;
- la formation d'horizons hydromorphes au sein desquels les phénomènes d'oxydoréduction se traduisent par des taches et des volumes colorés (rouges, jaunes, grises, noires, vertes, bleues, etc.) ; en milieu acide, des phénomènes d'hydrolyse (dissolution et migration) des particules minérales les plus fines se produisent induisant la dégradation ;
- création d'horizons nouveaux (horizons anthropiques Ap) par l'intervention humaine, suite à des labours, des tassements, des apports d'engrais et d'amendements. Des sols entièrement nouveaux peuvent être créés par l'Homme : sols des milieux urbains et sols en terrasses.

Enfin, si les effets de l'altération de la roche-mère sont plus rapides que les phénomènes de dissolution et de migration au sein du sol et les phénomènes d'érosion, la couverture pédologique s'épaissit ; dans le cas contraire, le sol reste mince, voire s'amincit.

2.4. Mécanismes d'arrangements et d'agrégation des constituants

Le sol est un assemblage de particules et d'agrégats dont les dimensions s'échelonnent de quelques nanomètres, pour les particules argileuses les plus fines, à quelques centimètres pour les éléments graveleux les plus grossiers. Suivant les conditions climatiques en place, la phase solide du sol est soumise à l'activité biologique et à des réactions physiques et chimiques faisant intervenir la phase liquide du sol. Les phénomènes d'altération impliquent des processus de dislocation, dissolution/cristallisation, et entraînent une modification de taille, d'abondance, de composition et d'organisation des constituants (Elssas, 2005).

En effet, l'altération des roches et la formation des constituants et des structures des sols sont accompagnées de phénomènes de dissolution et de migration, vers les profondeurs et vers les rivières de constituants minéraux et organiques (cations alcalino-terreux, silicium, fer, aluminium, particules fines d'argile, humus...). Il en résulte que le sol constitue par rapport à

la roche un milieu nettement appauvri et nettement plus poreux. Sur toute l'épaisseur du sol, ces phénomènes se poursuivent en permanence, depuis la roche jusqu'à la surface, où l'érosion contribue à faire disparaître l'horizon superficiel.

Ainsi, ces quatre groupes de mécanismes sont à l'origine de la formation de tous les sols du globe. Ils donnent naissance à divers aspects de la morphologie des sols (couleurs, agrégats, vides, traits, etc.). Cependant, selon leur localisation géographique, âge, les climats, les couverts végétaux, les roches-mères et les reliefs, les sols qui prennent naissance se différencient les uns des autres parce que les équilibres entre les divers mécanismes sont différents (Ruellan, 2010).

3. LES FORMES D'ALTERATION

Lamouroux (1967) classe les formes d'altération en quatre groupes en fonction du climat, du milieu, des teneurs en calcaires :

- *Les altérations ponctuelles* : généralement, elles se produisent en milieu aéré et sec où les pluies sont faibles, l'évaporation est forte et l'eau stagne dans les fissures ou les creux. Des microzones se créent grâce à des dissolutions limitées, et donnent à la surface des roches des aspects caractéristiques (altérations en peau de tortue, en mie de pain, etc). Ces phénomènes d'altération se produisent généralement sous des pluviométries d'environ 400 mm. En montagne, les précipitations se font sous forme de neige, et les crêtes ou plateaux balayés par les vents sont très secs, le pédoclimat y est de type semi-aride. Il se produit une pédogénèse de type semi-aride, localisée et des microzones voisines de zones d'intense altération.
- *Les altérations internes* : elles se produisant dans des diaclases, les fissures, les multiples cavités de la roche. Ainsi, un calcaire bleu, relativement poreux, ne conserve intact qu'un noyau alors que le pourtour sur plusieurs décimètres, est déjà altéré (de couleur ocre-jaune et a perdu environ, 6 % de ses carbonates).
- *Les altérations progressives* : similaires à celles observées habituellement sur roches non carbonatées. Cette altération, se produit suivant cinq stades allant de la roche saine au sol, est assez rare sur calcaires durs, mais fréquente sur calcaires tendres. Elle est facilitée par un pédoclimat très humide, des calcaires grossièrement cristallisés et riches en éléments non carbonatés, donc rapidement altérés.
- *Les altérations périphériques ou pelliculaires* : elles sont produites sur une mince épaisseur de la roche, allant de quelques millimètres à des épaisseurs inappréciables.

4. EVOLUTION DES ELEMENTS AU COURS DES ALTERATIONS

L'altération des minéraux (primaires et/ou secondaires) engendre une augmentation de la porosité du milieu dont la géométrie et surtout la connectivité varie au cours du temps. L'activation de nouveaux microsystemes et l'altération de nouvelles phases primaires est induite par l'augmentation de la connectivité de la porosité. Ensuite, la formation de phases secondaires sur les parois des pores diminue leur taille en augmentant leur tortuosité, entraînant un ralentissement de l'altération des phases préexistantes (primaires et secondaires). Ce ralentissement de l'altération est principalement dû : à l'augmentation de la distance entre les deux pôles extrêmes du gradient de potentiel chimique ; à une diminution intrinsèque du potentiel chimique des ions de la solution, les phases secondaires formées étant de plus en plus proches de l'équilibre avec la solution percolant à travers la porosité.

Si le microsysteme est respectivement fermé, partiellement ouvert ou ouvert, dans le cas de la néoformation de minéraux argileux, l'altération des feldspaths potassiques peut engendrer la formation concomitante d'illite, de smectites et de kaolinite, ou de kaolinite seule. Sous climat tempéré, si les conditions induisent les microsystemes ouverts (cas de sols sur pentes importantes favorisant une lixiviation forte), la gibbsite peut se former directement à partir d'une altérite granitique sans qu'il y ait formation de minéraux argileux.

Le nombre de microsystemes différents diminue pour tendre vers un type unique de microsysteme, même si la vitesse d'altération peut ralentir, l'altération progresse avec le temps et sur des temps longs (allant du millier aux millions d'années dans les sols et les altérites). D'un point de vue minéralogique, le milieu est homogénéisé, et les stades d'altération extrêmes sont atteints. C'est par exemple le cas des formations d'horizons enrichis en oxydes Fe et Al dans les sols latéritiques où il est possible de trouver des horizons uniquement composés d'oxydes de fer ou d'aluminium et où l'ensemble des minéraux argileux a disparu (Mourier, 2008).

4.1. Séquences d'altération

Selon Meunier *et al.* (2007), le concept de séquence d'altération résulte d'une équation générale caractérisant le système d'évolution de la fraction minérale dans les conditions superficielles :

$$\text{Minéral primaire} + \text{Réactif en solution} = \text{Minéral secondaire} + \text{solution de lessivage}$$

Les principaux paramètres influençant cette équation sont : la composition chimique et minéralogique du minéral primaire ; la composition chimique, le pH et la concentration des éléments dans la solution ; la température et le temps de contact (vitesse de circulation des solutions selon le débit et/ou la granulométrie). Cette équation générale peut être appliquée pour caractériser le stade d'altération où un seul type de microsysteme est dominant, et donc donner les principaux types de minéraux argileux vers lesquels l'altération du sol tend, en fonction des conditions du milieu à l'échelle macroscopique (principalement température, précipitation, ETP et nature de la roche mère). Il a été défini deux types majeurs de mécanismes physico-chimiques conduisant à l'altération de la phase minérale du sol, l'hydrolyse (eau et acide carbonique dissout) et l'acidolyse (eau et acides organiques hydrosolubles). Ces deux mécanismes conduisent à différents types d'altération géochimique (tableau I).

Tableau I. Processus d'altération et minéraux argileux formés dans les sols (Hubert, 2008)

Type d'évolution	Degré des principaux mécanismes géochimiques	Evolution géochimique	Processus d'altération dominant	Minéraux argileux secondaires caractéristiques	Répartition à l'échelle du globe*
Acidolyse	Totale	Podzolisation	Solubilisation	Solubilisation complète	16%
	Partielle	Aluminisation	Transformation	chlorites, vermiculites, smectites	12,5%
Hydrolyse	Totale	Monosiallisation	Néof ormation	kaolinite, halloysite	31%
		Allitisation	Néof ormation	Absence de formation de minéraux argileux	
	Partielle	Bisiallisation réelle	Néof ormation	smectites	26,5%
		Bisiallisation apparente	Transformation	vermiculites, smectites	

* les derniers 14% représentent des zones sans sol ni couverture altérée (désert, glacier, etc.)

4.2. Evolution microstructurale et conditions bioclimatiques générales

Selon Pédro (1987), les critères humidité-aridité qui sont les paramètres clés intervenant dans la caractérisation des systèmes plasmiques des sols peuvent être mis en relation avec les grands ensembles pédogénétiques. De ce fait, l'évolution des sols aboutit à un ensemble très cohérent au plan de la constitution minéralogique (plasma) et de l'organisation

microstructurale, pour des conditions climatiques données (tableau II). Dans les régions tempérées et méditerranéennes, les sols et les systèmes pédologiques diffèrent fortement selon que la roche-mère est calcaire ou non : sur roche calcaire, les sols sont peu à moyennement différenciés ; alors que sur roche acide, les systèmes pédologiques avec horizons lessivés très différenciés sont fréquents.

Les sols développés sur des roches calcaires dures, très compactes, très riches en CaCO_3 : le calcaire dur fond très lentement ; le calcaire libéré est lessivé au fur et à mesure de l'altération ; le résidu argileux, non calcaire, s'accumule dans les poches de dissolution (karst). Ainsi, naissent des sols fersiallitiques, non calcaires, très argileux et finement structurés, sur des roches-mères qui contiennent jusqu'à 99 % de calcaire ; selon les conditions climatiques et de drainage, ces sols seront rouges s'ils sont très bien drainés, ou bruns s'ils le sont moins. Ces sols sont très fertiles : ils ont un horizon argileux, à forte capacité d'échange, saturé (principalement par du calcium), finement structuré et ils sont riches en matière organique dans les horizons A ; ce sont les sols rouges méditerranéens, alimentant de nombreuses civilisations méditerranéennes. Aujourd'hui très érodés, beaucoup de ces sols sont menacés de dégradation (Ruellan, 2010).

Tableau II. Les processus fondamentaux de l'évolution du sol (Hubert, 2008)

Processus	Description	Caractères pédologiques	Principales références (Baize, 1995)
<i>Processus à base d'altération géochimique prolongée (climats méditerranéens, tropicaux, équatoriaux)</i>			
Fersiallisation	Forte néoformation d'argiles. Cristallisation importante et rapide des oxydes de fer libérés par l'altération (rubéfaction).	Dominance des argiles 2/1. Sol coloré en rouge par les oxydes de fer (horizon FS).	Fersialsols
Ferrugination	Altération forte des minéraux primaires. Fortes pertes en bases. Désilification plus ou moins importante.	Dominance des argiles 1/1 néoformées. Baisse du taux de saturation. Lessivage réduit.	Ferrisols (sols ferrugineux)
Ferrallitisation	Altération complète des minéraux primaires à l'exception du quartz. Evacuation quasi totale de la silice. Néoformation complète d'argiles de type 1/1.	Pas d'argiles 2/1. Sol très épais, atteignant plusieurs mètres. Cristallisation de l'aluminium (gibbsite) allitisation et des oxydes de fer (ferrallitisation).	Ferralsols (Sols ferrallitiques)
<i>Processus liés aux conditions physico-chimiques de la station (tous climats)</i>			
<i>a) Processus de réduction liés à l'eau</i>			
Hydromorphie	Réduction et ségrégation locale du fer, par saturation permanente ou temporaire des pores par l'eau (réductrice). Hydromorphie temporaire de surface (horizon g) ou permanente de profondeur (horizon G).	Formation des horizons An, g ou G. Taches d'oxydation du fer dans les zones temporairement aérées (horizon Go). Teinte gris-vertâtre dans les zones réduites (horizon Gr).	Histosols, Hedoxisols, Heductisols.
<i>b) Intervention de l'ion sodium</i>			
Salinisation	En présence d'une nappe salée à teneurs comparables en sels de sodium et alcalino-terreux, augmentation de la part de Na ⁺ sur le complexe d'échange.	Remontée du sel par capillarité et précipitation en surface sous forme d'efflorescences blanches. pH < 8,7. Structure grumeleuse et aérée. Rapport Na/T < 15 % (horizon Sa).	Salisols
Sodisation	Augmentation forte de la saturation du complexe absorbant en sodium.	Rapport Na/T > 15%, atteignant souvent 30 % (horizon Na). Structure devenant poudreuse.	Sodisols
Alcalinisation	En présence d'eau douce (pluies, abaissement de la nappe salée), lessivage et hydrolyse des argiles sodiques, qui libèrent du Na ⁺ dans la solution du sol.	Formation d'un horizon BT natrique, a pH > 9. Rapport Na/T atteignant 50% ou plus.	Sodisols
Sulfatoréduction	Processus faisant intervenir le soufre, variant d'état en fonction du Eh (sulfures ou sulfates).	Structure massive. Couleur gris verdâtre parsemée de tâches noires (sulfures de fer, horizon TH) dans les zones les plus réduites, ou de tâches jaunes et rouille dans les zones temporairement aérées (sulfates de fer, horizon U).	Sulfatosols Thiosols.

5. ORIGINE ET ROLE DES MINERAUX ARGILEUX

5.1. Origine des minéraux argileux

Meunier et al. (2007) notent que l'origine des minéraux argileux des sols a été largement étudiée, notamment par l'école française et l'école anglo-saxonne. Ces travaux issus de la science du sol se basent tous sur les processus d'altération à l'origine des minéraux argileux : la séquence d'altération. C'est une succession de réactions transformant irréversiblement les phyllosilicates de haute température (micas, chlorite) en interstratifiés puis smectite puis kaolinite puis gibbsite. Cette chaîne de réactions décrit les grandes tendances observables à l'échelle des zones climatiques de la planète.

Généralement, les roches qui affleurent à la surface du globe ne sont pas en équilibre avec les conditions qui règnent dans le milieu superficiel (Millot, 1964). C'est un double processus de transformation de la roche qui conduit à la formation de la fraction minérale du sol. Il se produit :

-Une désagrégation physique et mécanique des minéraux primaires de la roche. Elle est la conséquence du climat (variation des températures, alternance gel/dégel, érosion par l'eau, par le vent, etc.).

-Une altération chimique agissant sur ces minéraux primaires et qui conduit à la formation de minéraux secondaires, notamment des argiles. Elle se produit en présence d'eau qui véhicule les éléments dissous chimiquement actifs comme l'oxygène, le gaz carbonique, les acides minéraux et organiques. L'altération est d'autant plus importante que la température du milieu est plus élevée (Pédro, 1967). Elles évoluent en donnant naissance à un nouveau matériau (sol), ce qui implique non seulement une perte de massivité, mais encore un changement plus ou moins important dans la composition chimique et la constitution minéralogique. Ainsi, Millot (1964) distingue trois origines des minéraux argileux du sol.

-- *l'héritage* : le minéral argileux est directement issu de la roche mère sans modification de ses caractéristiques cristallographiques. C'est un minéral argileux primaire (micas et illite de plusieurs dizaines de microns ; chlorite trioctaédrique, etc.).

-- *la transformation* : les conditions de surface entraînent une modification des caractéristiques cristallographiques du minéral argileux, néanmoins sa structure de base originelle reste conservée. Le minéral argileux peut subir une altération biogéochimique (dépend de la solution du sol et/ou de l'action des microorganismes) et/ou physique (microdivision). Dans ce cas, c'est un minéral argileux secondaire issu de l'altération d'un minéral argileux primaire (illite de quelques dizaines de nanomètres dans sols sur dépôt de loess ; vermiculite alumineuse des sols acides).

-- *la néoformation* : les conditions de surface entraînent la dissolution des minéraux primaires contenus dans la roche mère (argileux et/ou non argileux). Les cations et anions issus de cette dissolution passent dans la solution du sol. Si les conditions de nucléation et de croissance d'un minéral argileux sont réunies, un nouveau minéral argileux est formé dans le sol. Le minéral argileux est dans ce cas un minéral argileux secondaire néoformé (kaolinite des sols latéritiques, smectite des vertisols en bas de toposéquence).

Les facteurs qui interviennent dans l'origine de l'assemblage des minéraux argileux d'un sol sont les mêmes que ceux qui conditionnent la formation du sol, c'est-à-dire la nature de la

roche mère, le climat (température, précipitation), les organismes vivants (faune, flore et microorganismes), le relief (altitude et pente) et le temps (Hubert, 2008).

Dans le cas de la néoformation de minéraux argileux, l'altération des feldspaths potassiques peut engendrer la formation concomitante d'illite ; de smectite et de kaolinite, ou de kaolinite seule si le microsysteme est respectivement fermé, partiellement ouvert ou ouvert. La gibbsite peut se former directement à partir d'une altérite granitique sans qu'il y ait formation de minéraux argileux sous climat tempéré si les conditions induisent les microsystemes ouverts (cas de sols sur pentes importantes favorisant une lixiviation forte) (Hubert, 2008). En effet, les minéraux des sols sont nombreux et leur nature dépend des roches sur lesquelles les sols se sont formés (Sposito, 2008). De plus, les argiles de sol ne sont pas seulement des produits d'altération d'origine géologique. Les apports atmosphériques sont une source importante de composés organiques et inorganiques (Elsass, 2005).

5.2. Rôles des minéraux argileux

Le sol est un milieu hétérogène. Les fractions fines des sols sont particulièrement réactives et jouent un rôle important dans les propriétés physiques et chimiques des sols (Hubert, 2008). Les argiles occupent une place centrale pour retracer la dynamique d'altérations déjà anciennes et les évolutions pedogénétiques, ou pour caractériser les mécanismes de fonctionnements actuellement actifs dans les profils de sol (Elsass, 2005). Les minéraux argileux étant des constituants élémentaires des sols, ils interviennent sur de nombreuses propriétés comme la structure et la porosité ; la circulation et la rétention de l'air et de l'eau ainsi que l'ensemble des phases dissoutes ou non qu'ils contiennent ; l'enracinement des plantes et la nutrition des organismes vivants.

Les constituants des sols offrent une variabilité continue de facies, de réseau cristallin et de composition chimique dans des gammes étendues.

Les minéraux issus de la pédogenèse sont perpétuellement en voie de transformation. Les argiles de sol sont des indicateurs du fonctionnement du sol, précis et rapides. Elles sont des phases réactives à court terme, en secondes pour les phénomènes de sorption, en jours (voire en heure) pour les phénomènes de dissolution/cristallisation.

Dans les phénomènes de transport, le départ des particules fines, les plus sensibles au lessivage, peut modifier profondément les caractéristiques physiques et chimiques du sol. Lors de leur incorporation dans la matrice minérale du sol, les composés organiques du sol (l'humus) réagissent avec les surfaces des minéraux, et en particulier avec les surfaces des

minéraux argileux. Des liaisons diverses s'établissent (liaison électrostatique, liaison hydrogène...) et des complexes complexe argilo-humique et/ou oxydes-matières organiques sont ainsi formés.

Les minéraux argileux sont les traceurs de la pédogénèse : ils peuvent être soit hérités de la roche mère soit résulter d'une évolution (transformation ou néoformation). Les processus d'altération qui conduisent à leur évolution à l'échelle des microsystèmes peuvent donner lieu à des assemblages complexes de minéraux argileux. Les mécanismes physico-chimiques qui se produisent à l'échelle macroscopique dans le sol permettent de définir quelles voies générales ces assemblages complexes de minéraux argileux sont susceptibles d'emprunter. Ainsi, les minéraux argileux du sol enregistrent en partie les stades d'évolution du sol et de ce fait, une caractérisation précise de l'assemblage complexe de minéraux argileux à un instant donné peut apporter des informations complémentaires essentielles pour à la fois, retracer la pédogénèse du sol, et déterminer le stade évolutif actuel du sol (Hubert, 2008).

5.3. Propriétés des minéraux argileux

Les propriétés physiques des minéraux argileux sont nombreuses. De part leurs conséquences sur les phénomènes aux interfaces, la taille, la forme et la surface spécifique sont les propriétés les plus importantes. Ils possèdent aussi des propriétés physico-chimiques importantes, elles peuvent être regroupées en trois ensemble principaux : les propriétés de dissolution en milieu aqueux, les propriétés liées à la présence de charges électriques et les propriétés d'adsorption des molécules non ionisées (Hubert, 2008).

Les caractéristiques de la répartition des minéraux argileux sont liées à l'intensité de l'altération chimique qui est généralement contrôlée par les conditions climatiques et les paramètres géologiques.

Les minéraux argileux dans les sols sont généralement produits à partir de l'altération des roches mères, comprenant l'altération physique conduisant à favoriser la fragmentation et l'altération chimique avec soustraction d'ions. Suite à une augmentation de l'intensité de l'altération chimique au cours de l'hydrolyse, la soustraction des ions de minéraux dans les roches mères est statistiquement concerné d'abord avec les ions plus mobiles, tels que Na, K, Ca, Mg, Sr et le processus d'hydrolyse qui est appelé bisialitization, altération et formation d'argiles de type 2:1 (smectite). Des éléments de transition ont tendance à être expulsé par la suite (Mn, Ni, Cu, Co et Fe), correspondant à la monosialitisation avec une formation

d'argiles de type 1:1 (kaolinite). Enfin, Si a tendance à être lessivé complètement par rapport à Al, qui est l'élément le moins mobile à travers le processus d'hydrolyse. Le processus de vieillissement hydrolytique final est l'alitisation avec la formation d'hydroxydes Al (gibbsite). La kaolinite est généralement formée par monosialitisation des roches mères, ce qui représente l'hydrolyse intensive sous un climat chaud et humide (Chamley, 1989). Celle-ci peut amener à la formation de certains minéraux primaires (illite et chlorite), ce qui entraîne une diminution de la teneur en kaolinite et une augmentation de teneurs en illite et chlorite. Ces derniers sont des minéraux primaires et ils sont formés par hydrolyse faible et / ou une forte érosion physique des roches-mères. Les smectites sont formées habituellement dans les sols caractérisés par la bisialitisation et indiquent les produits secondaires de l'altération chimique des aluminosilicates ferromagnésiens (Liu *et al.*, 2009).

6. METHODES D'ETUDE DE L'EVOLUTION DES SOLS

Les méthodes les plus couramment employées pour l'étude géochimiques et minéralogique des sols sont nombreuses : des méthodes d'analyses globales sont couplées à des méthodes d'analyses locales ou particulières. Les méthodes d'analyses globales classiques utilisées sont: l'analyse chimique totale par fluorescence des rayons X (XRF) ; la diffraction des rayons X (DRX) ; l'analyse thermo pondérale (ATP) et la spectroscopie infra rouge (IR). Les méthodes d'analyses locales classiques utilisées sont : la microscopie optique ; la microscopie électronique a balayage (MEB) et la microscopie électronique a transmission (MET). D'autres méthodes se sont en cours de développement : la granulométrie laser (GL) et la microscopie à force atomique (AFM) pour des applications à l'étude des fractions fines des sols (Elsass, 2005).

A la fin du 20^{ème} siècle, la possibilité technique d'utiliser des outils isotopiques tels que les nucléides cosmogéniques (^{10}Be - ^{26}Al) ou les chaînes de l'uranium et du thorium (chaînes ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{226}Ra et ^{232}Th - ^{228}Ra - ^{228}Th) a ouvert la voie à l'apport de nouvelles contraintes de temps sur les processus d'altération et de formation des sols (Gontier, 2014).

Le calcul de différents indices d'altération sont aussi utilisés pour calculer le degrés d'altération chimique des sols (Rate et Sheikh Abdoullah, 2017 ; Taboada *et al.*, 2016).

6.1. Spectrométrie de fluorescence X (XRF)

C'est une technique d'analyse globale élémentaire utilisée pour identifier et quantifier des éléments chimiques dans un échantillon. Son principe consiste à irradier les échantillons par

des rayons X, obtenus soit par des électrons formés par un filament chauffé (effet Joule) et accélérés sur une cible métallique par une différence de potentiel de plusieurs milliers de volts, soit par un rayonnement provenant d'un radio-isotope.

La spectrométrie par fluorescence X permet la détermination qualitative et quantitative des éléments chimiques allant du Béryllium ($Z=4$) à l'Uranium ($Z=92$). Elle permet donc de faire une évaluation rapide de la teneur en éléments totaux du sol (Marcoen *et al.*, 2000). Selon la composition chimique initiale de la roche à partir de laquelle il s'est formé, un sol sera plus ou moins riche en certains éléments chimiques (Darmendrail *et al.*, 2000).

6.2. Diffraction des rayons X (DRX)

La DRX est une méthode utilisée de longue date pour la détermination qualitative des constituants argileux (Thiry *et al.*, 2013). C'est une méthode efficace qui permet de traiter des échantillons formés d'assemblages complexes de minéraux argileux discrets et interstratifiés (Hubert, 2008). La caractérisation minéralogique des argiles est essentielle pour : la compréhension des processus pedogénétiques ayant abouti au type de sol formé ; l'établissement du stock en constituants fins qui régissent les propriétés des sols et leur qualité agronomique ; la connaissance du statut minéralogique et de la capacité du sol à assurer sa fonction filtre vis à vis des apports anthropiques et la prévision de carences ou ruptures d'équilibres dans le cas de modifications de l'environnement (Elssas, 2005).

Depuis le début des années 90, un développement intéressant de la DRX est la décomposition des spectres en signaux singuliers. Sachant que toute fraction argileuse extraite d'un échantillon naturel, que ce soit un sol, un sédiment ou une roche, est constituée d'un mélange de phases minérales, cette décomposition des spectres permet une détermination plus précise de la nature des phases singulières et de leurs caractéristiques cristallographiques lorsqu'elle est couplée au MET analytique (Pédro, 1987 ; Thiry *et al.*, 2013).

D'après (Hubert, 2008), l'identification par diffraction des rayons X est aisée pour les minéraux argileux discrets mais devient difficile pour les minéraux argileux interstratifiés. La difficulté est accrue dans les sols, car les minéraux argileux présentent en général une cristallinité faible. Actuellement, la modélisation de diffractogrammes et la comparaison au diffractogramme expérimental est la seule méthode qui permette une identification rigoureuse des minéraux argileux interstratifiés. Cette méthode a été largement utilisée depuis plusieurs années en employant principalement le logiciel Newmod.

Néanmoins, Pédro (1987) souligne que les moyens minéralogiques classiques (DRX) ne suffisent pas pour caractériser un matériau ; l'étude des fractions argileuses des sols nécessitent de mettre en œuvre un ensemble de méthodes pertinentes et de croiser les données provenant des différentes sources pour répondre de manière adéquate à un objectif cible (Thiry *et al.*, 2013). D'autres méthodes minéralogiques complémentaires sont ainsi nécessaires tel que : la microscopie électronique à balayage (MEB) et à transmission (MET) ; diffusion des rayons X aux petits angles appliquées à des matériaux humides, de façon à prendre en compte aussi les caractéristiques de la phase liquide (teneur, tension, etc.). Elles permettent : la caractérisation minéralogique de la fraction argileuse de façon globale ; la caractérisation cristallographique précise des particules individuelles, leur organisation et les relations de proximité ; l'identification des constituants minoritaires et/ou amorphes associés et la localisation des concentrations d'éléments en traces.

Les modes opératoires d'utilisation de ces outils pour les échantillons de sols sont proches de ceux développés pour l'étude des matériaux géologiques et biologiques (Elsass, 2005). Du fait de leur fragilité et à cause de la grande variété des constituants minéraux et organiques des sols, le point central pour l'étude des argiles de sols réside dans la mise au point de techniques de préparation ayant pour but de préserver l'intégrité de tous les constituants et de leur organisation, de telle sorte que les perturbations soient minimales au moment de l'acquisition de données (Elsass, 2005 ; Thiry *et al.*, 2013).

6.3. Micromorphologie

Les lames minces sont réalisées sur les échantillons de roches ou de sol pour être observées au Microscope optique avec la lumière polarisée analysée (LPA) ou la lumière polarisée non analysée (LPNA) ou au Microscope Electronique à Balayage (MEB). Pour détecter les différents types de minéraux afin de caractériser leurs propriétés chimiques respectives.

Fernandez-Cornudet (2006) souligne que l'étude des lames minces par microscopie optique permet de déterminer les relations spatiales entre les constituants du sol, afin d'en déduire les relations fonctionnelles, chronologiques et décrire les grands traits pédologiques dans le but d'obtenir des informations sur la pédogenèse passée et actuelle (porosité, organisation des constituants, état d'altération, assemblages plasmiques tels que les revêtements d'argile, de matières organiques ou de fer, associations organo-minérales, etc.). Elle permet aussi d'identifier les processus pédogénétiques qui sont difficilement détectables à l'œil nu (Ubalde et Poch, 2010).

6.4. Calcul des indices d'altération chimique

L'altération chimique est l'un des processus les plus importants qui modifient la composition chimique des sols et la distribution des éléments dans les produits d'altération qui diffèrent des roches mères. De ce fait, l'étude du comportement des éléments durant l'altération est essentielle pour comprendre la mobilisation et la redistribution des éléments au cours de l'altération chimique. Ainsi, la caractérisation quantitative de l'altération dans les sols se fait à travers le calcul d'indices d'altération (Price et Velbel, 2003 ; Dubey *et al.*, 2016). Ils sont couramment utilisés pour comparer l'étendue de l'altération chimique dans différents matériaux. Ils sont basés sur le principe selon lequel le rapport entre les concentrations d'éléments mobiles (comme SiO_2 , CaO , MgO et Na_2O) et les éléments immobile (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2) devraient diminuer avec le temps au fur et à mesure que la lixiviation progresse. Généralement, sur les roches mères homogènes, les indices d'altération changent systématiquement avec la profondeur. Cependant, l'altération des roches métamorphiques hétérogènes confond la relation entre indice d'altération et profondeur (Price et Velbel, 2003). De nombreux chercheurs ont examiné les variations chimiques dans la définition des indices d'altération chimique pour évaluer quantitativement le degré d'altération. En effet, plusieurs indices d'altération chimique ont été proposés pour la quantification de l'altération et l'évaluation de l'altération des horizons des profils. En général, des résultats concluants ont été observés pour la plupart des indices, mais ils fournissent généralement des données dispersées selon le type d'altération (chimique ou non), l'hétérogénéité des roches étudiées et le taux d'altération (Sánchez *et al.*, 2016). Ainsi, les indices d'altération chimique usuels dans la pédogenèse et la géologie sont couramment utilisés pour caractériser l'altération des sols dans les profils par l'incorporation des éléments chimiques majeurs dans des équations (Ruxton, 1968, Parker, 1970 ; Nesbitt and Young, 1984 ; Fedo *et al.*, 1995 ; Jayawardena et Izawa, 1994) pour chaque échantillon de sol (Fiantis *et al.*, 2010 ; Taboada *et al.*, 2016). Les éléments chimiques sous forme d'oxydes les plus communément utilisés dans plusieurs indices d'altération sont : K_2O , Na_2O , CaO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , MnO et TiO_2 . Le choix est porté sur ces éléments pour leur mobilité respective ou leur résistance à la lixiviation (Haskins, 2006). Les indices d'altération chimique (tableau I) sont aussi utilisés par de nombreux auteurs (Fiantis *et al.*, 2010 ; Taboada *et al.*, 2016 ; Rate et Sheikh Abdoullah, 2017).

- **Indice de Ruxton RR (1968)** : le ratio entre SiO_2 et Al_2O_3 est calculé pour indiquer le degré d'altération, cet indice est applicable dans les milieux drainés, à altération acide et intermédiaire (roche mère acide) dans les zones à climat humide (Haskins, 2006). Il relie les pertes en silice aux pertes en éléments totaux et considère l'alumine (et les autres sesquioxydes) comme immobiles durant l'altération (Fiantis *et al.*, 2010 ; Haskins, 2006). Fiantis *et al.* (2010), ont rapporté qu'en 1968, Ruxton a testé l'indice R sur des profils développés sur des roches ignées et métamorphique dans plusieurs régions humides à travers le monde, il a constaté que R est bien corrélé avec les pertes en éléments totaux.

- **Indice d'altération de Parker WIP (1970)**: L'indice d'altération introduit par Parker (WIP) pour les roches silicatées est établi sur les proportions des teneurs en éléments alcalin et alcalino-terreux présent (Na, K, Ca, et Mg). Ces éléments majeurs sont les plus mobiles dans le sol (Taboada *et al.*, 2016 ; Fiantis *et al.*, 2010). Le WIP prend également en compte la mobilité individuelle du sodium, du potassium, du magnésium et du calcium en fonction de leurs forces de liaison avec l'oxygène. Ces mêmes auteurs soulignent que cet indice est applicable aux roches ignées acides, intermédiaires et basiques où l'hydrolyse est le principal processus d'altération des silicates.

- **Indice d'altération chimique CIA (Nesbitt et Young, 1982)** : Pour évaluer quantitativement l'intensité de l'altération chimique de sol, cet indice est utilisé par plusieurs auteurs (Haskins, 2006 ; Fiantis *et al.*, 2010 ; Rate et Sheikh-Abdullah, 2017). Il est considéré que les feldspaths sont les minéraux réactifs les plus abondants dans la croûte supérieure terrestre, et le calcium, le sodium et le potassium sont généralement éliminés des feldspaths par les solutions agressives du sol. Haskins (2006), a signalé que pendant l'altération, la proportion d'alumine dans les alcalins sera augmenté dans le produit d'altération et qu'une bonne mesure du degré d'altération pourrait être obtenue par l'indice d'altération chimique. Ce dernier est interprétée comme une mesure de la transformation des feldspaths en argiles telles que la kaolinite (Fiantis *et al.*, 2010). Contrairement à WIP, les valeurs les plus élevées de CIA traduisent un degré intense d'altération (Taboada *et al.*, 2016). Ainsi, les valeurs de CIA des horizons de sol sont utilisées comme un indicateur important de l'intensité de l'altération. Les valeurs CIA des roches ignées non altérées et du feldspath frais varient de 40 à 50, tandis que les résidus de roches fortement altérées elle se rapproche de 100 (Saikia *et al.*, 2015).

- **Indice potentiel d'altération modifié MPWI (Vogel, 1975)** : Le Ratio de Vogt (VR) dérivé de Vogt (1927) et préconisé par Roaldset (1972), il a tenté de déterminer le rapport entre les cations immobiles et les cations mobiles, mais il a supposé que le potassium reste stable dans le système d'altération. Vogel (1975) a modifié le WPI de Reiche (1975) dans son

évaluation de l'altération des roches métavolcaniques acides par laquelle le H₂O et l'état d'oxydation du fer ont été omis de l'équation originale pour former l'indice potentiel d'altération modifié (Haskins, 2006).

- **Indice de Fedo et al. PIA (1995)** : Cet indice a été proposé comme alternatif à CIW. Comme le plagioclase est abondant dans les roches silicatés et sa dissolution est relativement rapide, il peut être utilisé lorsque l'altération des plagioclases doit être contrôlée (Fiantis *et al.*, 2010).

- **Indice d'altération chimique silice-titan STI (Jayawardena et Izawa, 1994)** : A travers l'analyse des roches métamorphique de Srilanka, Jayawardena et Izawa (1994) ont constatés qu'une interaction pourrait exister entre Al₂O₃, SiO₂ et TiO₂ et ont proposés l'indice d'altération chimique silice-titan (Haskins, 2006).

6.5. Quantification des pertes et gains élémentaires

D'après plusieurs auteurs (Bulourds, 2001; Mourier, 2008 ; Rate et Sheikh-Abdullah, 2017), l'équation de Kurtz *et al.* (2000), est utilisée pour exprimer la valeur relative de masse d'un élément « j » au cours de l'altération selon la formule suivante :

$$\tau_{i,j} = \left[\frac{C_{i,p}}{C_{i,w}} \times \frac{C_{j,w}}{C_{j,p}} \right] - 1$$

C_{j,p} : Concentration de l'élément mobile j dans la roche mère

C_{j,w} : Concentration de l'élément mobile j dans le sol

C_{i,p} : Concentration de l'élément immobile i (Zr) dans la roche mère

C_{i,w} : Concentration de l'élément immobile i (Zr) dans le sol

Quand $\tau_{i,j} = 0$, la concentration est identique à celle du matériel parental ; $\tau_{i,j} < 0$, il y a une perte élémentaire ; $\tau_{i,j} > 0$, il y un gain élémentaire et $\tau_{i,j} = -1$, il y a une perte de 100% de l'élément j (Rate et Sheikh-Abdullah, 2017).

Afin de choisir un élément immobile, Mourier (2008) a souligné que les éléments réfractaires (Nb, Ta, Zr, Hf et Th) se caractérisent par de forts potentiels ioniques. A ce titre, ils sont très

difficilement solubles et donc potentiellement immobiles. A cet effet, plusieurs auteurs (Rate et Sheikh-Abdullah, 2017) supposent que le zircon (Zr) est immobile pour calculer les valeurs de $\tau_{Zr, j}$.

7. LES SOLS DE LA REGION MEDITERRANEENNE

7.1. La diversité des sols

Torrent et Hillel (2005), note que de nombreux pédologues admettent que le climat méditerranéen dicte la prédominance de certains processus spécifiques de formation de sol et justifie donc le terme «sols méditerranéens». Cependant, la pédodiversité est probablement plus élevée dans la région méditerranéenne que dans toute autre zone climatique. L'effet des environnements climatiques et biotiques méditerranéens est modulé par la dominance lithologique et géomorphique, la diversité résultant de la tectonique complexe et l'histoire climatique des régions méditerranéennes. Selon le système de classification des sols «Soil Survey Staff du Département de l'Agriculture des États-Unis (USDA), onze des 12 ordres de la taxonomie de sol sont représentés dans la région méditerranéenne (tableau II). Les alfisols sont répandus et correspondent à la plupart des étapes de développement de la chronoséquence. Les Alfisols sont généralement localisés sur les surfaces géomorphologiques stables sur une grande variété de matériaux parentaux et sont représentés par les sous-ordres d'Aqualf et de Xeralf. Les premiers sont localement significatifs dans les dépressions, les bassins fermés et plateaux. Parmi les Xeralfs, Rhodoxeralfs, qui présentent des couleurs rouges vives, sont communs. Terra Rossa (c.-à-d. un sol rouge et argileux sur calcaire) appartient généralement au groupe Rhodoxeralf. les Haploxeralfs, sont considérés comme des Xeralfs, constituent le groupe le plus répandu (Vingiani *et al.*, 2018).

Le tableau III montre l'étendue probable des sols plus communs dans la région méditerranéenne. Il est à signaler que ces chiffres sont approximatifs, compte tenu de la relative rareté des cartes détaillées des sols pour certains pays méditerranéens.

Tableau III. Les types de sols les plus réponsus en région méditerranéenne (Torrent et Hillel, 2005)

Order ^a	Suborder ^a	Group ^a	WRB ^b	Probable extention (%)
Entisols	Orthents	Xerorthents	Leptosols, Regosols	20-25
	Fluvents	Xerofluvents	Fluvisols	1-3
	Psamments	Quartzipsamments	Arenosols	<1
		Xeropsamments	Arenosols	1-3
Inceptisols	Xerepts	Calcixerepts	Calcisols	10-15
		Dystroxerepts	Cambisols	3-5
		Haploxerepts	Cambisols	10-15
	Aquepts		Gleysols	<1
Vertisols	Xererts	Calcixererts	Vertisols	1-2
		Haploxererts	Vertisols	1-2
	Aquerts		Vertisols	<1
Alfisols	Xeralfs	Haploxeralfs	Luvisols	15-25
		Palexeralfs	Luvisols	3-5
		Rhodoxeralfs	Luvisols	3-5
		Durixeralfs	Durisols	<1
Mollisols	Aqualfs		Luvisols	<1
	Xerolls	Calcixerolls	Kastanozems	2-4
		Haploxerolls	Phaeozems	2-4
Ultisols	Xerults	Haploxerults	Acrisols	1-2
		Palexerults	Acrisols	<1
Aridisols	Salids		Solonchaks	<1

a : According to Soil Survey Staff (1999) Soil Taxonomy, 2nd edn. Agricultural Handbook 436. Washington, DC: USDA.

b : ISSS-ISRIC-FAO (1998) World Reference Base for Soil Resources. Leuven, Belgium: Acco Press.

7.2 Les propriétés des sols

Généralement, la qualité des sols méditerranéens est principalement influencée par les propriétés physiques que par les propriétés chimiques. De plus, certaines propriétés physiques ne peuvent pas être significativement modifiées (texture) ou facilement modifiées (stabilité structurale). Les sols méditerranéens ont tendance à être plus argileux que les sols des régions tempérées humides (Torrent et Hillel, 2005). Une texture argileuse sur roches carbonatées, argilo-sableuse sur roches basiques ou schistes, plus sableuse sur grès ou granites. Les contrastes de textures (surtout dans les Alfisols) sont communs et généralement entraînent une augmentation de la capacité de rétention en eau (Lamouroux, 1983) avec la profondeur, ce qui favorise la croissance des cultures pluviales.

La pierrosité est commune et réduit généralement la production agricole ; toutefois, la pierrosité de la surface aide à réduire l'évaporation superficielle, protège le sol contre l'érosion et retarde le ruissellement.

La faible stabilité structurale de nombreux sols cultivés a été attribuée à leur faible teneur en matière organique. Cependant, plusieurs études ont révélées l'importance d'autres facteurs (oxydes de Fe, saturation en Ca, type d'argile) dans l'élaboration d'une nouvelle structure. Généralement, ils présentent une structure polyédrique à polyédrique subangulaire (Lamouroux, 1983).

L'encroûtement du sol affecte de nombreux sols riches en limon et sable, où il empêche la levée des graines et déclenche ainsi le ruissellement. L'aspect dur de l'horizon A combiné à l'instabilité structurale d'un sol, ont été signalés dans les Xeralfs de Sud-ouest de l'Australie et certains pays méditerranéens limitrophes.

La faible disponibilité en eau limite le rendement potentiel des sols méditerranéens, même s'ils possèdent, en moyenne, une capacité de rétention d'eau dépassant celle des sols dans les régions tempérées humides. Les sols à encroûtement et à faible infiltration peuvent néanmoins entraver ce dernier avantage.

Le pH des sols méditerranéens se situe généralement dans la gamme légèrement acide à modérément alcaline cependant, à cause du gradient de lixiviation verticale parfois élevé, il peut augmenter considérablement avec la profondeur. Ainsi, les sols matures ont un pH d'environ 6 sur la surface et d'environ 8 dans les horizons à accumulation de carbonates. Cependant, les sols très acides formés sur roches acides se trouvent généralement loin des zones à sols et roches calcaires (Torrent et Hillel, 2005).

Les caractéristiques d'assemblages de minéraux des sols de la Méditerranée les dotent de caractéristiques d'adsorption quantitatives importantes. Or, la capacité d'échange cationique de la fraction argileuse varie généralement de 40 à 60 cmol/kg en raison de la prédominance de minéraux argileux de type 2:1 (Lamouroux, 1983). L'adsorption ionique spécifique par les surfaces minérales hydroxylées proviennent en grande partie des Oxydes de Fe et, dans une moindre mesure, des bordures de minéraux argileux et d'oxydes d'aluminium.

En général, les propriétés adsorbantes des sols méditerranéens dépendent fortement de la profondeur en raison des gradients importants dans le pH, la distribution granulométrique et la composition minéralogique (Torrent et Hillel, 2005).

La teneur en matière organique est généralement assez faible, d'où tendance à l'isohumisme dans les profils de régions sèches, en notant cependant que certains sols fersiallitiques ont un horizon mollique et que, sous végétation forestière, ils peuvent contenir en surface jusqu'à 10

et 15 % de matière organique. En carbonates, la teneur est nulle ou très faible, à la partie supérieure du profil, mais pouvant être très élevée en profondeur (Lamouroux, 1983).

Du point de vue de la fertilité chimique, les sols méditerranéens se comparent aux sols des autres zones géographiques. Les nutriments les plus limitant sont N, P dans les sols autochtones. La majorité des sols sont bien pourvus en K, en raison de la forte teneur des sols en illite, et contiennent des teneurs acceptables en Ca et Mg. Cependant, les carences en Fe, Cu, Mn, Zn et B sont fréquentes.

La salinité des sols, occasionnellement accompagnée de problèmes de toxicité ionique spécifique, a fait son apparition dans les zones anciennement et récemment irriguées (Torrent et Hillel, 2005).

Pourtant la plupart des formes de dégradation des terres peuvent être évitées en respectant un seuil minimal de couverture du sol et sa cohésion. D'ailleurs, l'expérience montre que les sols forestiers sont les plus perméables et les plus poreux ; or qu'ils ne sont jamais labourés.

7.3. Les argiles des sols méditerranéens

D'après Lamouroux (1983), l'horizon diagnostique des sols fersiallitiques doit contenir plus de 10 % de minéraux 2:1 ou 2:1:1 (sepiolite, smectites, illites, chlorites, etc.) par rapport au total des minéraux argileux de l'échantillon. Les rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ sont alors $> 2,2$. Ces sols se définissent par la présence simultanée de minéraux argileux 2:1:1 ou 2:1 et d'oxyhydroxydes de fer libre ; il s'agit essentiellement de l'hématite (Fe_2O_3), oxyde responsable de la couleur rouge d'un grand nombre de sols, et de la goethite (Fe OOH) hydroxyde responsable des couleurs brun-jaune et jaune de certains sols, association qui confère à ces sols leurs spécificités essentielles.

Le manque de simultanéité entre les températures élevées et les teneurs élevées en humidité empêchent les altérations intenses dans l'environnement méditerranéen. Par conséquent, les sols très altérés ne se rencontrent que sur les surfaces géomorphologiques stables des régions subhumides.

Généralement, en raison de degré d'altération faible à modéré, une grande partie des argiles silicatées du sol sont héritées du matériau parental ou produit par la transformation primaire des micas. L'illite constitue en moyenne 50% de la fraction argileuse, car cette argile est abondamment présente dans les roches sédimentaires et produite par la transformation de muscovite (Torrent et Hillel, 2005). Dans leur étude sur des sols fersiallitiques du Maroc Touhtouh *et al.* (2014) ont observés que ces sols présentent une dominance de l'illite le long

de certains profil et de la kaolinite dans d'autres, cet argile montre un état de cristallinité meilleur que celui de l'illite dans toute l'épaisseur du profil.

CONCLUSION

Le sol est une entité naturelle (Baize and Girard, 1995), superficielle et souvent meuble résultant de la transformation, au contact de l'atmosphère et des êtres vivants (biosphère), d'un matériau minéral (géosphère) issu le plus souvent d'une roche sous-jacente, sous l'influence des processus physiques, chimiques et biologiques (Girard *et al.*, 2004). Selon la vision actuelle du sol qui vient de l'essor récent de l'écologie des sols, la fonction du sol n'est pas qu'un simple support de culture ; il est le carrefour multifonctionnel (Gobat *et al.*, 2003) ou le pivot du système biogéochimique qui occupe une position clé dans les cycles globaux des échanges de matière et d'énergie (Hubert, 2008).

Les sols de la région méditerranéenne sont extrêmement variés du fait de la grande diversité des roches-mères et de la variété des pentes. Ils sont placés généralement, sur un substrat géologique sédimentaire reposant sous un sol métamorphosé. Ces sols sont fragiles à l'exception de ceux situés dans les grandes plaines alluviales. Le mode d'utilisation des terres à donné lieu à des conflits divers entre agriculture et foresterie : défrichement des terres boisées, surpâturage, désertification des zones sèches et érosion des bassins versants dans les zones montagneuses, en particulier lorsque la couverture végétale est clairsemée ou dégradée (M'Hirit, 1999).

Le sol forestier est ainsi une ressource non renouvelable, dont il convient de protéger la qualité, en tenant compte de sa valeur intrinsèque, dans un contexte de multifonctionnalité des aménagements (Ranger et Nys, 2003).

CHAPITRE II

MATERIEL ET METHODES D'ETUDE

CHAPITRE II. MATERIEL ET METHODES D'ETUDE

I. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Le présent travail porte sur les sols du parc national de Bainem créée par décret du 11 février 1984. Actuellement, la forêt de Bainem est intégrée dans le Programme d'aménagement côtier de la zone métropolitaine algéroise (PACMA) qui entre dans le cadre d'une convention signée entre l'Algérie et le PNUE. Ce programme constitue une mise en œuvre du Plan d'Action pour la Méditerranée (PAM) qui porte sur la protection de la mer méditerranéenne contre la pollution.

1. LOCALISATION ET TOPOGRAPHIE

La forêt de Bainem occupe une partie du massif de Bouzareah, elle est limitée au nord par la mer Méditerranéenne, au sud par la commune de Chéraga, à l'est par la commune de Bouzareah et à l'ouest par la commune d'Ain Benian (Figure 1). Ses coordonnées géographiques sont 2°56'59'' à 2°59'08'' de longitude Est et 36°47'52'' à 36°48'30'' de latitude Nord. Elle s'étend sur une superficie de 508 ha, dont 50 ha sont répartis en 81 parcelles expérimentales comprenant essentiellement des essences exotiques.



Figure 1. Localisation de la zone et des profils étudiés

La forêt domaniale de Bainem se localise sur la chaîne montagneuse de moyenne altitude qui borde la zone côtière d'Alger et qui fait face à la mer méditerranéenne. Elle présente une topographie hétérogène et assez accidentée notamment sur le versant nord qui domine la bande littorale (pente de 12 à 45 %), un relief moins accidenté dans la partie centrale où sont effectués les aménagements récréatifs, et des pentes généralement moyennes à faibles sur le versant sud. Environ 50 % de la superficie du site se localise sur des pentes supérieures à 12,5%. L'altitude est comprise entre 60 et 320 m.

2. LE CLIMAT

Selon Escourrou (1978), afin d'étudier le climat d'une région donnée, une moyenne de données climatiques (précipitation et températures) mesurées sur une période allant de 20 à 30 ans est généralement effectuée. Pour notre étude, les données ci-après (précipitations, température minimales et maximales) traitées sont enregistrées par la station météorologique de l'observatoire de Bouzareah, Alger (code station : CL020506) durant la période allant de janvier 1980 à décembre 2003.

2.1. Les précipitations

La répartition des précipitations dans la forêt de Bainem durant la période allant de 1980 à 2003 est représentée dans le tableau IV.

Tableau IV. Précipitations moyennes annuelles durant la période 1980-2003

Mois	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Jun.	Jul.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Cumul annuel
P (mm)	84.51	76.05	45.11	55.87	37.84	10.93	3.39	7.28	32.40	60.70	110.02	105.74	629.84

(Source : Observatoire de Bouzareah, code CL020506)

Le cumul moyen annuel des précipitations sur la période allant de 1980 à 2003 est de 629,84mm, la période la moins arrosée s'étale du mois de juin (p= 10,9 mm) au mois septembre (p= 32,4 mm), alors que la période la plus arrosée va du mois d'octobre (p=60,7 mm) au mois de mai (p=37,8 mm).

2.2. Les températures

Les températures annuelles maximales (M) moyennes et les températures annuelles minimales (m) moyennes enregistrées durant la période sont représentées dans le tableau V.

Tableau V. Températures maximales moyennes (M) et minimales moyennes (m) durant la période (1980-2003)

Mois	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Jun.	Jul.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
M (°C)	14.76	14.82	17.23	18.66	22.57	25.15	28.41	29.30	26.62	23.31	18.70	15.51
m (°C)	8.4	8.1	10.0	11.5	14.0	17.7	21.0	21.5	19.5	16.6	12.6	9.8

(Source : Observatoire de Bouzareah, code CL020506)

Les températures moyennes minimales varient de 8,1 °C, enregistrées en mois de février à 21,5 °C au mois d'aout, tandis que les températures maximales oscillent entre 14,8°C (février) et 29,3 °C (août).

2.3. Les vents

Les vents sont fréquents et souvent violents, ils sont d'ouest durant la période allant de janvier à octobre et constituent un obstacle majeur au bon développement des espèces forestières. Les vents du Sud-Ouest sont dominant pendant les mois de novembre et décembre. Le sirocco atteint au mois d'août une fréquence de 1,7 jour.

2.4. La neige

La neige est rare au niveau de la forêt de Bainem. La grêle se manifeste particulièrement en période printanière (mars et avril) et les gelées ont lieu entre décembre et mars.

3. SYNTHÈSE BIOCLIMATIQUE

3.1. Diagramme ombrothermique de Gaussen et Bagnouls

Ce diagramme ombrothermique est une représentation graphique des variations des précipitations et des températures en fonction du temps, il permet de définir les périodes sèches et humides. Un mois est considéré sec lorsque le total des précipitations P exprimé en

millimètres est égal ou inférieur au double de la température moyenne T du mois exprimé en degrés centigrades : $P \leq 2T$.

Le Diagramme Ombrothermique de la zone d'étude montre que la période sèche dure 5 mois et s'étale du mois de mai au mois de septembre, alors que la période humide s'étale du mois octobre au mois d'avril (Figure 2).

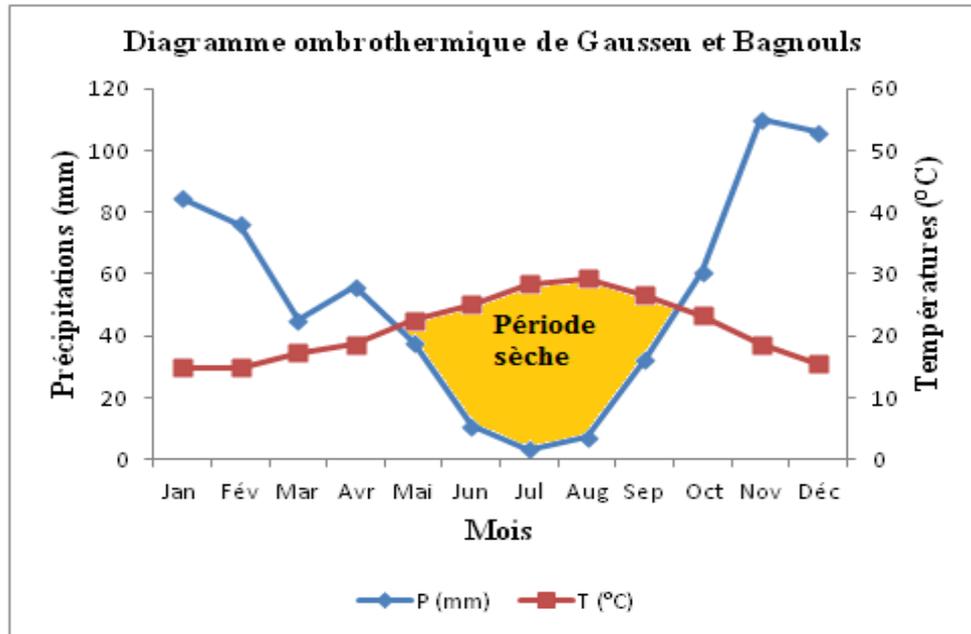


Figure 2. Diagramme ombrotherimique de Gausсен et Bagnouls de la forêt de Bainem

3.2. Quotient pluviométrique d'Emberger

Le quotient pluviométrique d'Emberger (Q), spécifique au climat méditerranéen, permet de positionner une zone donnée dans un étage bioclimatique. Ce quotient tient compte des précipitations et des températures. Stewart (1969, 1975) a proposé le quotient pluviothermique Q3 pour l'Algérie, après simplification du Q2 d'Emberger, il est défini par la formule suivante :

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

Avec :

Q₃ : quotient pluviométrique d'Emberger = 91 ;

P : précipitations moyennes annuelles en mm est égale à 564,5 mm ;

M : moyenne des maxima du moi le plus chaud en °C est égale à 29,3 °C ;

m : moyenne des minima du mois le plus froid en °C est égale 8,1 °C.

Le calcul du quotient d'Emberger Q3 qu'est égal à 91 et sa présentation sur le climagramme d'Emberger montre que la forêt de Bainem est située dans un étage bioclimatique subhumide à hiver chaud.

3.3. Calcul de l'ETP

La formule de calcul de Thornthwaite (1948) s'appuie sur des données facilement accessibles: la température moyenne de l'air et la durée théorique de l'insolation qui dépendent de la saison et de la latitude. L'évapotranspiration potentielle mensuelle (en mm) est donnée par :

$$ETP = 16 * \left[\frac{10T_j}{I} \right]^a * F$$

Avec :

- ETP(m) : l'évapotranspiration moyenne du mois m (m = 1 à 12) en mm,
- T : moyenne interannuelle des températures du mois, °C
- a : $0.016 * I + 0.5$
- I : indice thermique annuel :
- F : facteur correctif variant avec le mois (m), la saison et la latitude et fonction de la durée théorique de l'insolation. Il cherche à représenter l'évolution des rayonnements solaires en fonction de la position géographique et de la période.

$$I = \sum_{j=\text{janvier}}^{\text{décembre}} I_j$$

$$I_j = \left(\frac{T_j}{5} \right)^{1,514}$$

Les résultats obtenus pour la zone d'étude sont présentés dans le tableau VI.

Tableau VI. Evapotranspiration potentielle calculée par la méthode de Thornthwaite (1948)

mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Déc
P (mm)	84.51	76.05	45.11	55.87	37.84	10.93	3.39	7.28	32.40	60.70	110.02	105.74
ETP (mm/mois)	31.257	31.504	44.281	52.989	81.406	103.949	136.764	146.694	118.146	87.552	53.232	34.949

L'évapotranspiration est supérieure aux précipitations durant 6 mois, soit du mois de mai au mois d'octobre (figure 3).

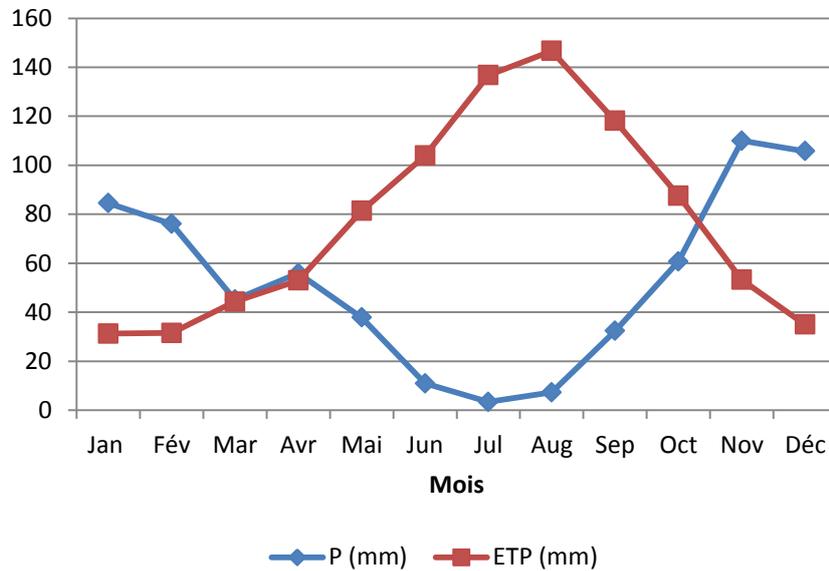


Figure 3. Représentation graphique des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle

3.4. L'indice de Demartonne

C'est le degré de sécheresse du climat de la région. Il est calculé par la formule suivante:

$$IDM = P/T + 10$$

IDM: Indice climatique de Demartonne

P: précipitation moyenne annuelle en (mm) = 564,5

T: température moyenne annuelle en (C°) = 21.3

Pour la zone d'étude : **IDM = 18**

Selon Pedro (1989), l'indice d'aridité de Demartonne est utilisé pour définir les grands types d'altération et les processus pédogénétiques mis en œuvre en fonction des conditions climatiques. La valeur de cet indice montre que la région d'étude est un milieu à climat contrastés, caractérisé géochimiquement par les cations basiques.

4. LA GEOLOGIE ET L'HYDROLOGIE

La forêt de Bainem appartient à l'ensemble géologique du massif de Bouzaréah, ce dernier correspond à des terrains métamorphiques provenant de sédiments déposés à l'ère primaire (Rolandez *et al.*, 2005). Ces terrains affleurent sur une grande partie de la zone d'étude, notamment dans le centre et l'est de la forêt. Le faciès le plus fréquemment rencontré correspond à des micaschistes [ξ] qui se présentent sous différentes formes (Figure 4).

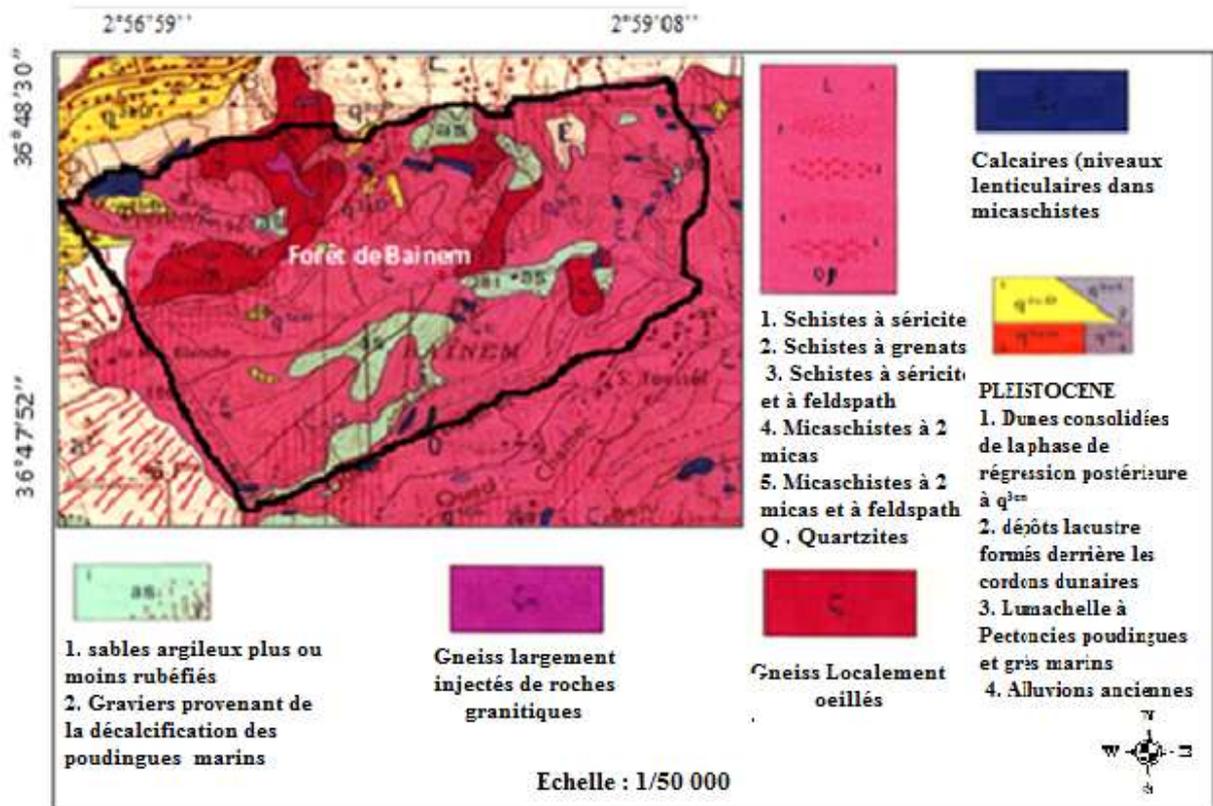


Figure 4. Carte géologique de la forêt de Bainem (Extrait de la carte géologique de Chéraga n° 20 Echelle : 1/50 000, (B3, C6))

L'examen de l'extrait de la carte géologique de Chéraga a permis de distinguer deux types de roches :

- *Les roches métamorphiques* : elles constituent la majeure partie de la forêt de Bainem. Les schistes à séricite et à feldspath [ξ] sont localisés au nord-ouest et au sud-ouest de la forêt, les micaschistes à biotites fréquemment injectés de pegmatite, les micaschistes à deux micas [ξ] riches en biotite et finement feuilletés avec présence constante de quartz en amandes et filons sont abondants. Les gneiss largement injectés de roches granitiques [ζπ] sont localisés

au nord-ouest, à l'est et au sud ; ils sont souvent bien lités, ils sont constitués de quartz, de feldspaths et de biotite, avec accessoirement de la tourmaline et de la sillimanite.

Les quartzites et les calcaires sont souvent des niveaux lenticulaires dans les micaschistes. Les calcaires qui correspondent à des niveaux lenticulaires dans les schistes) [ξc] sont répartis au nord-est, au centre et au nord-ouest de la forêt. Ces calcaires métamorphiques sont des calcaires cristallins à grains fins, bleus ou gris, ils se présentent sous formes de lentilles dans les schistes, ils affleurent surtout sur les flancs nord et nord-est du massif, ils sont largement exploités en carrière (Rolandez *et al.*, 2005).

Ces terrains métamorphiques très anciens sont fortement tectonisés. A l'affleurement, ils présentent très souvent un niveau superficiel d'altération argileux, dont l'épaisseur est généralement de 0,5 à 1 m, mais qui peut localement atteindre quelques mètres (Rolandez *et al.*, 2005).

- *Les roches sédimentaires* : elles correspondent parfois à des éboulis, soit des dépôts de pente et des déchets de carrières [E] localisés au nord-est. Selon Rolandez *et al.* (2005), ils sont constitués d'une matrice généralement très argileuse, de couleur rouge, englobant des cailloutis et des petits blocs anguleux provenant du démantèlement du socle (schistes, quartz, calcaires). Les sables argileux sont plus au moins rubéfiés [as], ils sont répartis le long de la partie centrale de la forêt. Les sables rouges, avec ou sans galets, sont les produits d'altération superficielle des terrains du Pliocène, des terrasses marines et des dunes grésifiées (Rolandez *et al.*, 2005).

Sur le plan hydrogéologique, plusieurs oueds prennent naissance dans le massif de Bainem, mais la plupart sont intermittents et ne coulent pas toute l'année à cause du régime des pluies. Les principaux oueds traversant la forêt sont l'oued Bainem, l'oued Afroun, l'oued Djerdeh, l'oued Melah, l'oued Dartguiss, et l'oued Beni Messous.

5. LES SOLS

Les travaux d'Ait Benamar et Ahriz (1993) ont mis en évidence l'existence de plusieurs types de sols (figure 5).

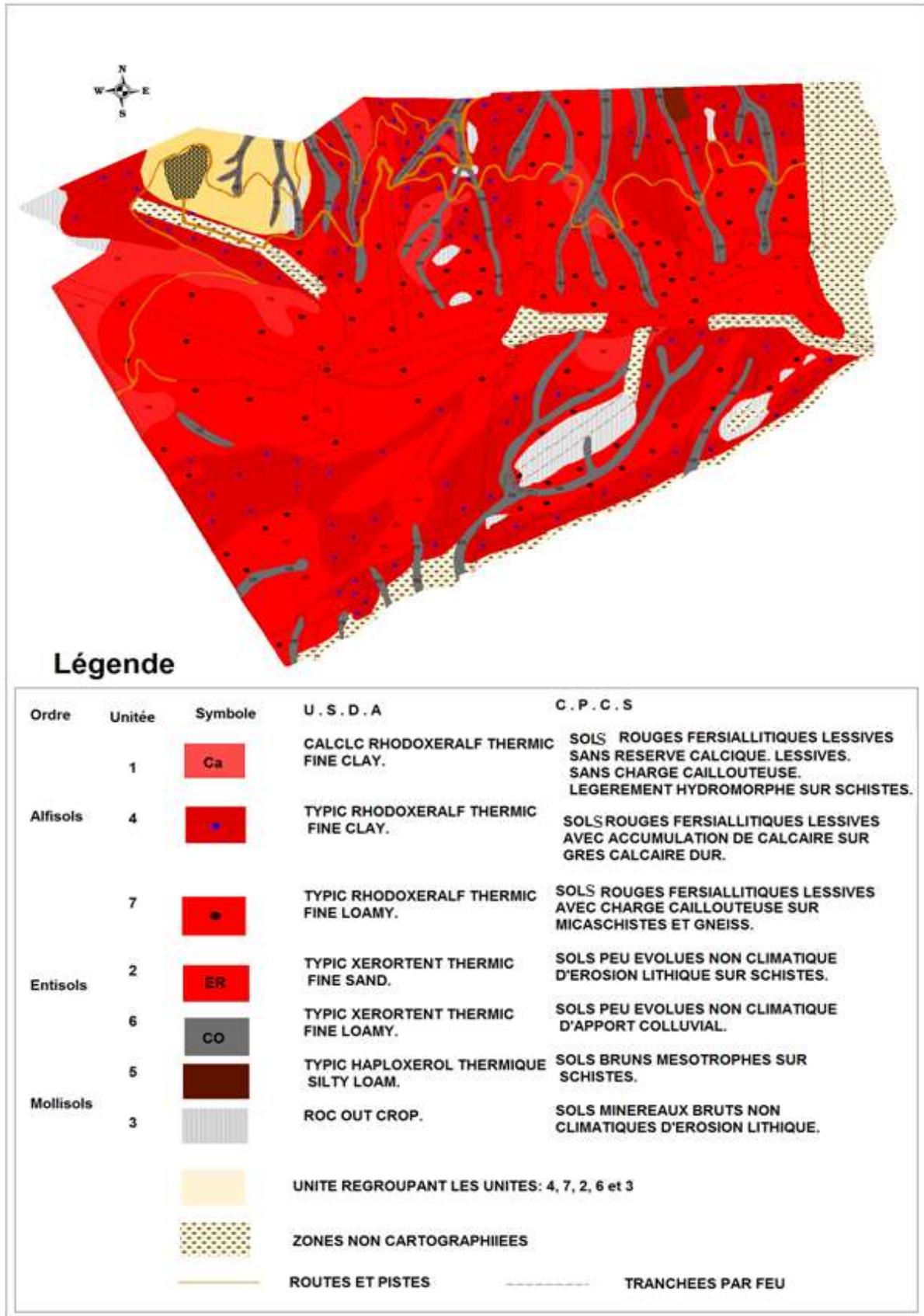


Figure 5. Carte des sols de la forêt de Bainem (1/10.000) (Ait Benamar et Ahriz, 1993 numérisée par Dilmi et Dahnoun)

L'étude des sols de la forêt de Bainem a révélé l'existence de plusieurs classes de sols :

- Sols rouges fersiallitiques lessivés, avec accumulation de calcaire sur grès : situés à proximité des talwegs à mi-versant à exposition nord est avec une superficie de 42 ha.
- Sols peu évolués non climatiques d'érosion lithiques sur schistes localisés au centre, sud-ouest et sud-est de la forêt avec une superficie de 61 ha.
- Sols peu évolués non climatiques d'érosion lithiques sur schistes, il s'agit d'affleurement rocheux au sommet de pente, la superficie est de 26 ha.
- Sols fersiallitiques lessivés, sans réserve calcique, sans charge caillouteuse, légèrement hydromorphe sur schistes au sud et au nord de la forêt à mi-versant à exposition nord est sur une superficie de 101 ha.
- Sols bruns mésotrophes sur schistes au nord est de la forêt à mi-versant sur une superficie de 16 ha.
- Sols peu évolués non climatiques d'apport colluvial sur colluvions sur pentes fortes et longues sur une superficie de 61 ha.
- Sols rouges fersiallitiques, lessivés, avec charges caillouteuses, sur micaschistes et gneiss au nord de la forêt, le plus souvent en bas de pente sur une superficie de 158 ha.

Selon les mêmes auteurs, ces sols présentent les caractéristiques générales suivantes :

- Une épaisseur très variable (20 à 300 cm),
- Une couleur rouge prononcée des sols rouges à sesquioxydes de fer ,
- Une charge caillouteuse importante qui augmente du haut vers le bas, indiquant une érosion assez forte,
- Une tendance à un pH acide
- Une teneur en matières organiques le plus souvent moyenne avec un rapport C/N généralement élevé.

La pédogenèse au niveau de la forêt de Bainem serait caractérisée par les traits suivants :

- La rubéfaction : elle est plus marquée sur les micaschistes.
- Le lessivage : il est caractérisé par la formation d'un horizon Bt .
- La décarbonatation qui concerne particulièrement les sols sur grès calcaires durs, elle est caractérisée par l'entraînement du CaCO_3 en profondeur, entraînant la formation d'accumulation du calcaire sous forme de rognons friables (Bca) et d'une croûte calcaire à la base du profil.
- L'hydromorphie : elle caractérise généralement les horizons de profondeur, elle se manifeste par la présence de tâches moires, grise ou rouille.
- La brunification : elle porte surtout sur les horizons de surface.

Cependant, Ait Benammar et Ahriz (1993) notent que malgré la diversité du matériel parental, la topographie variée et la végétation hétérogène, les sols de la forêt présentent généralement des processus pédogénétiques communs qui sont le lessivage et la rubéfaction. Cette dernière consiste est caractérisée par la couleur rouge dû à la formation de l'hématite pédogénétique (produit initial de l'altération de minéraux Fe). Elle est assez commune en région méditerranéenne (Torrent, 2005).

6. LE COUVERT VEGETAL

La végétation originelle de la forêt correspond à *l'oléo-lenticetum*. Des vestiges d'une ancienne forêt de chêne liège subsistent encore dans certains endroits du versant nord de la forêt, sur les parcelles les plus abruptes. Actuellement, ce sont les résineux (Pin d'Alep, Pin Maritime, Pin de canaries, Cyprès) et diverses espèces d'Eucalyptus qui constituent les principales essences de la forêt.

Généralement, le couvert végétal de la forêt de Bainem est formé de trois strates suivantes : arborescente, arbustive et herbacée.

La Strate arborescente est composée essentiellement de différentes espèces d'eucalyptus, ce sont des plantations artificielles, telle que : *Eucalyptus camaldulensis*, *Eucalyptus gomphocephala*, *Eucalyptus cladocalix* et *Eucalyptus leucoxyton*. Concernant le genre Pinus, plusieurs espèces de pin constituant une forêt naturelle sont présentes à savoir le pin d'Alep (*Pinus halepensis*), le pin maritime (*Pinus pinaster*) et le pin de Canaries (*Pinus canariensis*).

La présence de quelques pieds de chêne liège (*Quercus suber*), marque l'existence antérieure de la subéraie.

La strate arbustive où le sous-bois est plus au moins dense en fonction de la topographie, il est constitué principalement par de : jeunes plants de pin d'Alep, diss (*Ampelodesmos mauritanicus*), lavande (*Lavandula stoechas*), ronce (*Rubus lamiifolius*), lentisque (*Pistacia lentiscus*), l'olivier (*Olea europaea*), calycotome (*calicotomes pinosa*), myrte (*Myrtus communis*), chêne kermès (*Quercus coccifera*), l'arbousier (*Arbutus unedo*), etc.

La strate herbacée est réduite à cause de l'importance de sous-bois qui couvre le sol, plusieurs espèces peuvent être cités : *Dactylis glomerata*, *Bromus rubens*, *Plantagolance alatus*, *Lavatera maritima*, *Oxalis cernua*, *Galactite stomentosa*, *Daucus carota*, *Gladiolus segetum*, *Avenasterilis* et *Erodium moschatum*.

II. MATERIEL ET METHODES D'ETUDE

Ce travail porte sur une approche géochimique et minéralogique de la formation des sols.

Pour répondre à cet objectif, il est nécessaire :

- de décrire les sols et de prélever les échantillons de sol et de roche ;
- de caractériser les échantillons prélevés par des analyses ;
- de déterminer les teneurs (sous forme d'oxyde) de sol en éléments chimiques totaux majeurs (Si, Al, Fe, Ca, Mg, Mn, K, Na, Ti) ;
- de réaliser des lames minces pour les échantillons de roche prélevés ;
- de faire une analyse minéralogique pour déterminer les minéraux argileux contenus dans les échantillons prélevés.

Les analyses des échantillons prélevés ont été effectuées dans :

- Le laboratoire de pédologie de l'INRF ;
- Le laboratoire des techniques nucléaires de CRNA pour les analyses par XRF et DRX ;
- Le laboratoire du CRD de Boumerdès pour la préparation des lames minces.

1. MATERIEL D'ETUDE

Ce travail porte sur la caractérisation des modalités de l'évolution géochimique et minéralogique de deux profils de sols formés sur des roches métamorphiques. Sur le terrain, la description des deux profils étudiés est réalisée. Pour la nomenclature des sols décrits, la classification adoptée par Ait Benamar et Ahriz (1993) est maintenue, c'est-à-dire la CPCS (1967).

Le choix est porté sur deux profils types représentatifs des deux unités pédologiques dominantes de la forêt.

Après une description des profils, des échantillons de terre ont été prélevés dans chaque horizon pour des analyses de laboratoire.

Les dix échantillons de sols prélevés proviennent de deux profils :

- Le profil 1 est localisé dans le milieu du versant (latitude Nord $36^{\circ}48'13,1''$, longitude Est $2^{\circ}57'49,1''$, altitude de 187 m). La végétation est dominée par l'eucalyptus, avec le pin d'Alep et le lentisque. Ce profil correspondrait à un sol rouge fersiallitique lessivé, sans réserve calcique, sans charge caillouteuse sur schistes. Ce type de sols se trouve au Sud et au Nord de la forêt et il couvre une superficie de 101 ha selon Ait Benamar et Ahriz (1993).
- Le profil 2 est localisé dans la partie sud de la forêt (latitude Nord $36^{\circ}47'52,6''$, longitude Est $2^{\circ}57'55''$, altitude de 235 m). Il est colonisé par un peuplement de pin d'Alep

accompagné par divers feuillus. Ce profil correspondrait à un sol rouge fersialitique lessivé avec charge caillouteuse sur micaschistes. Ce type de sol couvre la majeure partie Nord de la forêt, il occupe une superficie de 158 ha selon Ait Benamar et Ahriz (1993).

2. METHODE D'ETUDE

Pour répondre aux objectifs de ce travail, trois types d'analyses ont été effectuées : des analyses de sols courantes, des analyses chimiques des teneurs en éléments majeurs totaux et des analyses minéralogiques.

2.1. Analyses physico-chimiques

Les échantillons de sol prélevés ont été séchés à l'air libre, broyés puis tamisés à 2 mm, pour subir les analyses physiques et chimiques, et à un diamètre < 0,2 mm pour une analyse élémentaire totale par spectrométrie de fluorescence des rayons X (XRF).

Les analyses de sols courantes ont été réalisées sur chacun des horizons de sols et de roche. Les caractéristiques étudiées ont été déterminées à l'aide des techniques suivantes : analyse granulométrique à la pipette de Robinson, pH_{eau} (terre/eau = 1/2.5), la capacité d'échange cationique à l'acétate d'ammonium, la matière organique (méthode Walkley Black), la conductivité électrique (CE) dans les proportions terre/eau de 1/5, le calcaire total (méthode volumétrique au calcimètre de Bernard), la densité apparente selon la technique des cylindres prélevés sur le terrain. Ces analyses permettent l'observation des variations verticales des teneurs de différents composants du sol (Baize et Chrétien, 1994).

2.2. Analyses des teneurs en éléments chimiques majeurs par XRF

Les échantillons de roches et de sols prélevés, ont fait l'objet de mesure des concentrations élémentaires totales en éléments majeurs (Si, Al, Fe, Ca, Mg, Mn, K, Na, Ti) en plus du zircon (Zr) par spectrométrie de fluorescence X (XRF). Les neuf (9) éléments chimiques retenus sont considérés comme les plus pertinents pour la compréhension de la pédogenèse (Salvador-Blanes, 2002).

La XRF est une technique d'analyse globale élémentaire utilisée pour identifier et quantifier des éléments chimiques dans un échantillon.

Les échantillons sont irradiés par des rayons X obtenus soit par des électrons formés par un filament chauffé (effet Joule) et accélérés sur une cible métallique par une différence de potentiel de plusieurs milliers de volts, soit par un rayonnement provenant d'un radio-isotope. Cette technique permet la détermination qualitative et quantitative des éléments chimiques allant du Béryllium ($Z=4$) à l'Uranium ($Z=92$). Elle permet donc de faire une évaluation rapide des teneurs en éléments totaux du sol. Elle a l'avantage de ne pas requérir une extraction préalable des éléments et permet une analyse chimique globale multi-élémentaire (Marcoen *et al.*, 2000).

Les échantillons de sol sont mélangés à de la cellulose (un liant pour l'obtention des pastilles compactes et solides). Le mélange subit une étape d'homogénéisation, et compacté dans des capsules en aluminium de 5 g environ et de 3mm d'épaisseur, sous une force de pression de 20T pendant 20s, pour former des pastilles compressées de quelque μm d'épaisseur qui permettent la détermination des concentrations totales en éléments chimiques majeurs. La concentration élémentaire en SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , TiO_2 , CaO , Na_2O , MnO a été mesurée par spectrométrie de Fluorescence des Rayons X (XRF). L'équipement utilisé est du type MAGIXpro (Panalytical ex. Philips). Cette méthode est largement utilisée pour l'analyse élémentaire qualitative et quantitative des échantillons de sol (Salvador-Blanes, 2002 ; Taboada *et al.*, 2016). Ainsi, neuf (9) éléments majeurs ont été dosés, les teneurs totales de ces éléments sous formes d'oxydes sont exprimées en pourcent (%). Le travail consiste à suivre successivement les variations des éléments majeurs totaux au cours de l'évolution de sol et les comparer à ceux dans la roche.

2.3. Fabrication de lames minces

Les lames minces sont réalisées sur les échantillons de roche au centre de recherche et développement de Boumerdés (CRD).

Ces lames ont une épaisseur de 25 à 30 μm . Elles ont été recouvertes d'une lame de verre d'une épaisseur de 0,1 à 0,2 mm collée par une résine pour l'observation au microscope optique.

2.4. Analyses par diffraction des rayons X

Les argiles sont considérées comme étant la fraction la plus active de la matrice du sol. En effet, un grand nombre de processus importants concernant le comportement physique et

physico-chimique du sol se passent à ce niveau, la nutrition minérale des plantes, la genèse et l'évolution des sols.

Les échantillons n'ont pas été décalcifiés en raison de leurs faibles teneurs en calcaire. Les minéraux argileux ont été identifiés par diffraction des rayons X (DRX) à l'aide d'un diffractomètre (XPert MPD Philips) au laboratoire des Techniques nucléaires du CRNA sur des lames orientées de particules de taille d'argile non calcaire ($< 2 \mu\text{m}$). Les lames orientées ont été obtenues en suivant la méthode décrite par Thiry *et al.* (2013). Une fois que les lames sont prêtes, un cycle d'analyse par DRX a été effectué après séchage à l'air.

La détermination des minéraux argileux est basée sur la connaissance de la distance réticulaire des plans (001) ou de leurs harmoniques (002), (003), etc. qui sont des fractions entières de la distance basale (001) (Thiry *et al.*, 2013).

Normal (N) : Lame séchée à l'air, un diagramme de DRX est enregistré à partir de cette lame. C'est le diagramme de référence auquel se reporter pour juger des déplacements de raies occasionnés par les autres traitements.

Les traitements des échantillons à l'état bruts (B), à l'éthylène glycol (EG) et au chauffage à $490 \text{ }^\circ\text{C}$ (Annexes), ont fait l'objet d'analyse mais, ils ne sont pas intégrés dans les interprétations en raison d'une incohérence dans les résultats. Celle-ci peut être due à un dysfonctionnement de l'appareil à DRX au moment de l'analyse. Les diffractogrammes obtenus pour chaque traitement sont représentés dans l'annexe.

2.5. Les calculs

Les données obtenues par l'analyse des éléments totaux majeurs effectuées par XRF ont été utilisées pour le calcul de différents indices d'altération chimique.

2.5.1. Calcul des indices d'altération chimique

Plusieurs indices d'altération chimique ont été proposés dans la littérature pour la quantification et l'évaluation de l'altération des horizons des profils (RR, WIP, CIA, PIA, STI et MWPI). En général, des résultats concluants ont été observés pour la plupart des indices, mais ils fournissent généralement des données dispersées selon le type d'altération (chimique ou non), l'hétérogénéité des roches étudiées et le taux d'altération (Sánchez *et al.*, 2016). Selon plusieurs auteurs (Fiantis *et al.*, 2010 ; Taboada *et al.*, 2016), les indices d'altération chimique usuels dans la pédogenèse et la géologie sont couramment utilisés pour caractériser

l'altération des sols dans les profils par l'incorporation des éléments chimiques majeurs dans des équations (ex. Ruxton, 1968, Parker, 1970 ; Nesbitt and Young, 1984 ; Fedo *et al.*, 1995 ; Jayawardena et Izawa , 1994) pour chaque échantillon de sol. Les éléments chimiques sous forme d'oxydes les plus communément utilisés dans plusieurs indices d'altération sont : K_2O , Na_2O , CaO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , MnO et TiO_2 . Le choix est porté sur ces éléments pour leur mobilité respective ou leur résistance à la lixiviation (Haskins, 2006). Les indices d'altération chimique utilisés dans cette étude (tableau VII), sont aussi utilisés par plusieurs auteurs (Rate et Sheikh Abdoullah, 2017 ; Taboada *et al.*, 2016 ; Fiantis *et al.*, 2010).

Tableau VII. Indices d'altération chimique utilisés dans l'étude

Indices	Formules	Valeur fraîche optimale	Valeur altérée optimale	Tendance idéale de l'indice	Références
RR	SiO_2/Al_2O_3	> 10	0	Negative	Ruxton (1968)
WIP	$(100)[(2Na_2O/0.35) + (MgO/0.9) + (2K_2O/0.25) + (CaO/0.7)]$	> 100	0	Negative	Parker (1970)
CIA	$(100)[(Al_2O_3/Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]$	≤ 50	100	Positive	Nesbitt and Young (1984)
PIA	$(100)[(Al_2O_3 - K_2O/Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)]$	≤ 50	100	Positive	Fedo et al. (1995)
STI	$(100)[(SiO_2/TiO_2)/(SiO_2/TiO_2) + (SiO_2/Al_2O_3) + (Al_2O_3/TiO_2)]$	> 90	0	Negative	Jayawardena and Izawa (1994)
MWPI	$100 \times (Na_2O + K_2O + CaO + MgO) / (Na_2O + K_2O + CaO + MgO + SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3)$	> 1	Infinité	-	Vogel (1973)

Valeur fraîche : faible altération de sol ; valeur altérée : altération élevée de sol.

2.5.2. Quantification des pertes et gains élémentaires

D'après plusieurs auteurs (Mourier, 2008 ; Rate et Sheikh-Abdullah, 2017), l'équation de Kurtz *et al.* (2000) est utilisée pour exprimer la valeur relative de masse d'un élément « j » au cours de l'altération selon la formule suivante :

$$\tau_{i,j} = \left[\frac{C_{i,p}}{C_{i,w}} \times \frac{C_{j,w}}{C_{j,p}} \right] - 1$$

Avec :

$C_{j,p}$: Concentration de l'élément mobile j dans la roche mère

$C_{j,w}$: Concentration de l'élément mobile j dans le sol

$C_{i,p}$: Concentration de l'élément immobile i (Zr) dans la roche mère

$C_{i,w}$: Concentration de l'élément immobile i (Zr) dans le sol

Quand $\tau_{i,j} = 0$, la concentration est identique à celle du matériel parental ; $\tau_{i,j} < 0$, il y a une perte élémentaire ; $\tau_{i,j} > 0$, il y un gain élémentaire et $\tau_{i,j} = -1$, il y a une perte de 100% de l'élément j (Rate et Sheikh-Abdullah, 2017).

Afin de choisir un élément immobile, Mourier (2008) a souligné que les éléments réfractaires (Nb, Ta, Zr, Hf et Th) se caractérisent par de forts potentiels ioniques. A ce titre, ils sont très difficilement solubles et donc potentiellement immobiles. A cet effet, plusieurs auteurs (Rate et Sheikh-Abdullah, 2017) supposent que le zircon (Zr) est immobile pour calculer les valeurs de $\tau_{Zr,j}$.

CHAPITRE III

RESULTATS ET DISCUSSION

CHAPITRE III. RESULTATS ET DISCUSSION

1. DESCRIPTION DES ROCHES MERES

Les roches mères non altérées des deux profils sont décrites, il s'agit de schistes (P2H4) et de micaschistes (P1H6)

1.1. Description micromorphologique du micaschiste

L'observation au microscope optique sous une lumière polarisée non analysée (LPNA) de la lame mince (a) montre une alternance des bandes claires et sombres ce qui est traduit par une schistosité orientée dans la roche (figure 6)

L'observation sous une lumière polarisée analysée (LPA) montre la présence de minéraux suivants (b) : mica sous forme de biotite (bio), quartz (qz), feldspaths (microclines ou plagioclase) et des minéraux opaques représentant les oxydes. La présence en inclusion du zircon sous forme d'auréoles pléochroïques plus ou moins sombres est observée dans les micas (planche b) et plus précisément dans la biotite.

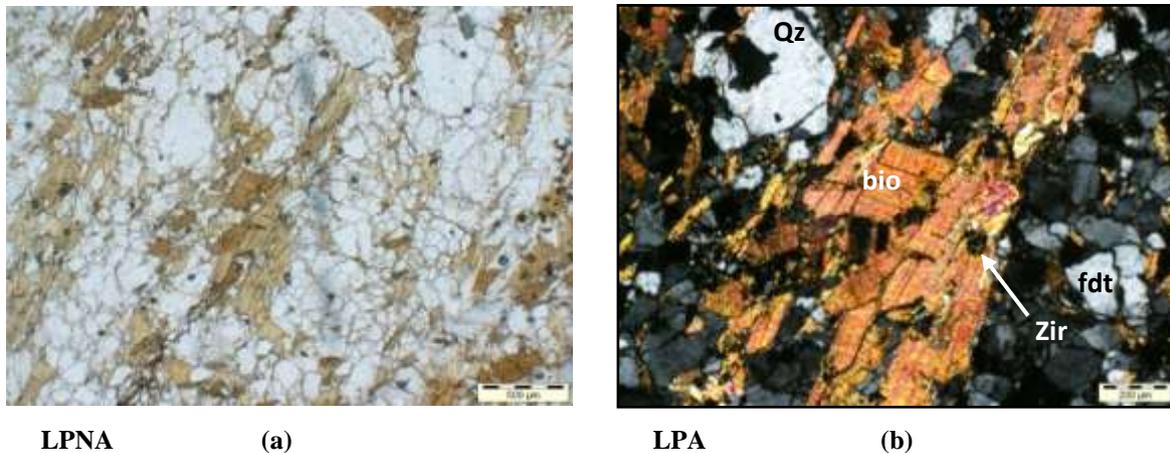


Figure 6. Plages minéralogiques de l'échantillon P1H6 (micaschistes)

1.2. Description micromorphologique du schiste

L'étude à la microscopie optique (en LPA) des lames minces confectionnées de cette roche donne un assemblage minéralogique composé essentiellement de quartz en grandes plages (photo a) mais aussi de séricite (très petits cristaux de mica blanc) en liserées (séricite sous forme de liserées ou en fines baguettes allongées) observés dans la photo b. Il s'agit soit de

minéraux d'altération, soit de minéraux de recristallisation dans les roches métamorphiques (séricitoschiste).

L'altération de la roche est matérialisée par la séricitisation. D'après la carte géologique, il s'agit des schistes à séricite.

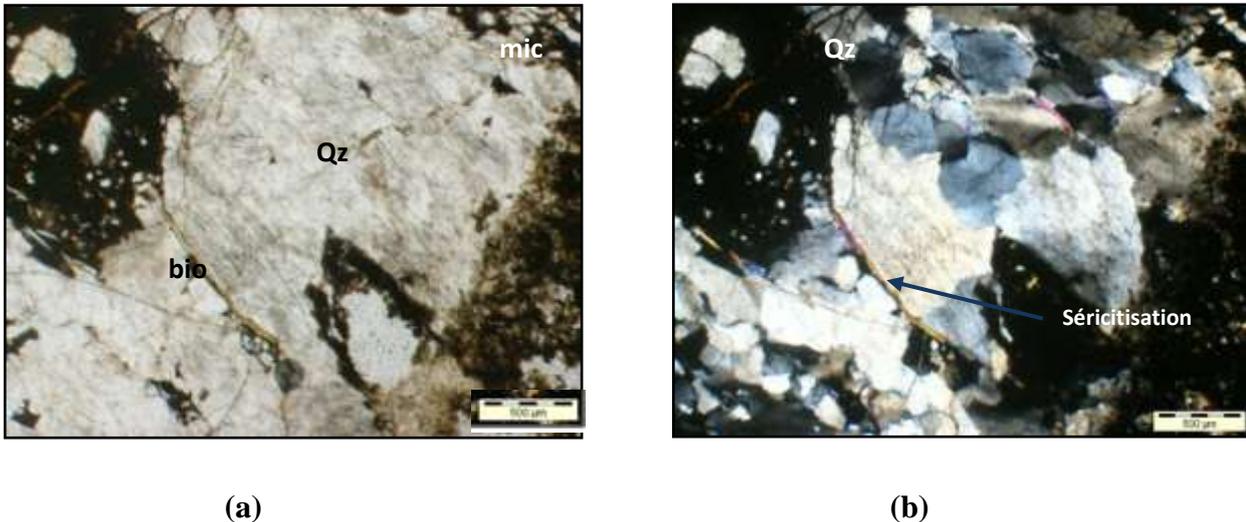


Figure 7. Plage minéralogique de l'échantillon P2H4 (Schistes)

2. DESCRIPTION DES PROFILS

2.1. Profil 1

Date de description : 24/06/2013

Localisation : versant nord-est de la forêt.

Temps : variable, ensoleillé à peu nuageux, vent fort

Coordonnées GPS : N 36°48'13,1'' E2°57'49,1''

Altitude : 187 m

Géomorphologie : mi-versant

Relief : pente de 30 %

Roche mère : Schistes

Végétation : *Pinus halepensis* (régénération naturelle), Eucalyptus, lentisque (*Pistacia lentiscus*), *Quercus coccifera* (régénération).

Classification C. P. C. S. : Sol fersiallitique lessivé, sans réserve calcique sur schistes.

Classification USDA: mixedsuperactive thermic Typic Rhodoxeralf

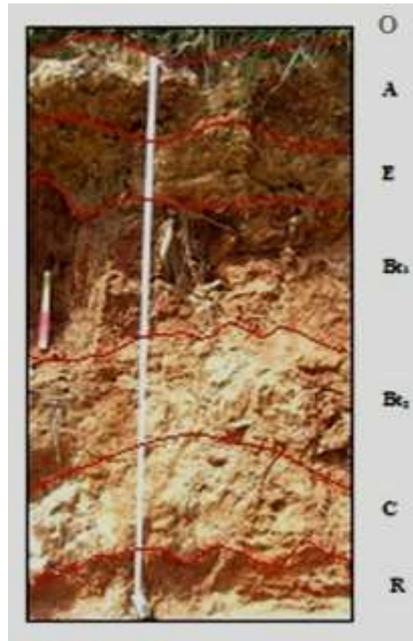


Figure 8. Photo du profil 1

Horizon organique O (1 à 2 cm) : Litière formée essentiellement de feuille d'eucalyptus, d'aiguilles de pin d'Alep non décomposées et de débris ligneux (OL). Feuilles et débris végétaux plus au mois fragmentées (OF). Matière organique fine de couleur brune à noire (OH).

Horizon A (0-27 cm) : Sec, couleur 2,5 YR 4/4, texture limoneuse, structure grumeleuse, absence de réaction à l'HCl, peu compact, non plastique, fragile, très poreux, avec inclusions sous forme de gravillons. Matière organique abondante (racines, tiges, feuilles, débris), bonne activité biologique (galeries et coquilles), existence de concrétions ferrugineuses.

Horizon E (27-45 cm) : Sec, couleur 5 YR 4/4, texture limono-sableuse, structure polyédrique subangulaire nette, absence de réaction à l'HCl, peu compact, non plastique, friable, poreux, inclusions sous forme de gravillons. Matière organique moyenne (racines), bonne activité biologique (galeries et coquilles). La transition est nette et irrégulière.

Horizon Bt1 (45-61 cm) : Sec, couleur 2,5 YR 4/6, texture limono-argileuse, structure polyédrique subangulaire nette, absence de réaction à l'HCl, compact, non plastique, fragile, peu poreux, inclusions sous forme de gravier et de gravillons. Matière organique moyenne (présence de racines), activité biologique moyenne, existence de concrétions ferrugineuses.

Horizon Bt2 (61-86 cm) : Sec, couleur 2,5 YR 4/6, texture limono-argileuse, structure polyédrique subangulaire nette, absence de réaction à l'HCl, peu compact, non plastique, friable, peu poreux, inclusions sous forme de gravier et de gravillons. Matière organique

faible, activité biologique faible, existence de concrétions ferrugineuses. La transition est nette et régulière.

Horizon C (86-167 cm) : Sec, couleur 2,5 YR 3/6, texture limono-sableuse, structure polyédrique subangulaire nette, absence de réaction à l'HCl, peu compact, non plastique, fragile, peu poreux, inclusions sous forme de graviers et de gravillons. Matière organique faible, présence de racines, activité biologique faible.

Horizon R (> 167 cm) : Schistes non altérés.

2.2. Profil 2

Date de description : 04/07/2013

Localisation : forêt domaniale de Bainem, Alger

Temps : ensoleillé

Coordonnées GPS : N 36°47'52,6'' E 2°57'55''

Altitude : 235 m

Géomorphologie : mi-versant

Relief : pente de 20 à 25 %

Végétation : pin d'Alep, Eucalyptus, végétation spontanée

Roche mère : Schistes micacés

Type de projection : ETM

Classification C. P. C. S. : Sol fersiallitique lessivé sur micaschistes

Classification USDA: mixedsuperactivethermic Typic Haploxeralf

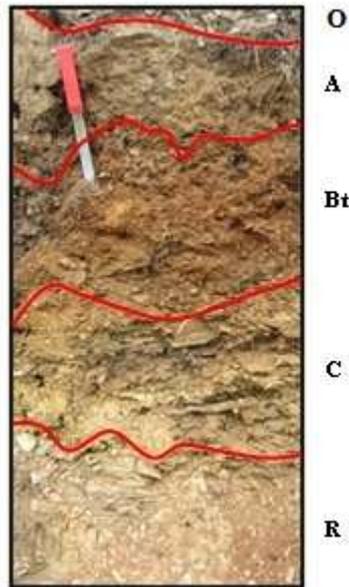


Figure 9. Photo du profil 2

Horizon organique O (0.5 à 2 cm) : feuilles de pin d'Alep non décomposées. Feuilles et débris végétaux plus au mois fragmentées.

Horizon A (2-22 cm) : Sec, texture limoneuse, structure grumeleuse à polyédrique subangulaire nette, vive réaction à l'HCl, peu compacte, peu plastique, peu fragile, très poreux, avec inclusions sous forme de pierres, gravier et gravillon, matière organique abondante (racines, débris et humus), bonne activité biologique. La transition est nette et irrégulière.

Horizon Bt (22-49 cm) : Sec, texture limono-argileuse, structure polyédrique, réaction à l'HCl nulle, meuble, non plastique, fragile, poreux, inclusions sous forme de pierres, gravier et gravillons. Matière organique moyenne (racines et débris), activité biologique moyenne, existence de concrétions ferrugineuses. La transition est nette et irrégulière.

Horizon C (49-120 cm) : Sec, couleur, texture limoneuse, réaction à l'HCl nulle, meuble, non plastique, peu fragile, peu poreux, existence de racines, activité biologique faible, la transition est peu nette et irrégulière.

Horizon R (> 120 cm) : Schistes.

3. CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES

Le tableau VIII présente les données analytiques des échantillons de sol. La distribution granulométrique des sols montrent une importante variation de la texture des horizons.

En surface, les profils présentent une texture limoneuse ; en subsurface, la texture est limono-argileuses à limoneuses ; à la base des profils, la texture est limono-sableuse (figure 10). Les profils ont fait l'objet d'un lessivage des argiles de l'horizon de surface vers les horizons de profondeur pour former un horizon d'accumulation (Bt) (indice de lessivage supérieur à 1.2).

Le pH des sols varie de 6,1 à 7,6 reflétant globalement des sols légèrement acides à neutre. Les sols sont non salés (CE varie de 0,06 à 0,4 dS/m) et peu calcaire (teneurs en CaCO_3 variant entre 1,7 % et 2,6 %).

Les teneurs en matière organique s'échelonnent entre 0,17 % et 4,06 %. Les teneurs en azote total sont comprises entre 0,028 et 0,084 %. Dans le profil 1, le rapport C/N varie de 3,75 (P1H5) indiquant une minéralisation rapide de la matière organique à 19,64 (P1H2) indiquant une minéralisation lente de la MO. Dans le profil 2, il varie entre 17,32 et 42,14 indiquant une minéralisation lente de la matière organique qui provoque une immobilisation de l'azote.

Ces deux profils sont marqués par un processus pedogénétique, la rubéfaction. Cette dernière est complète et atteint la gamme 2,5 YR du code MUNSELL. Ce processus est cependant moins prononcée dans les horizons de la gamme 5 YR.

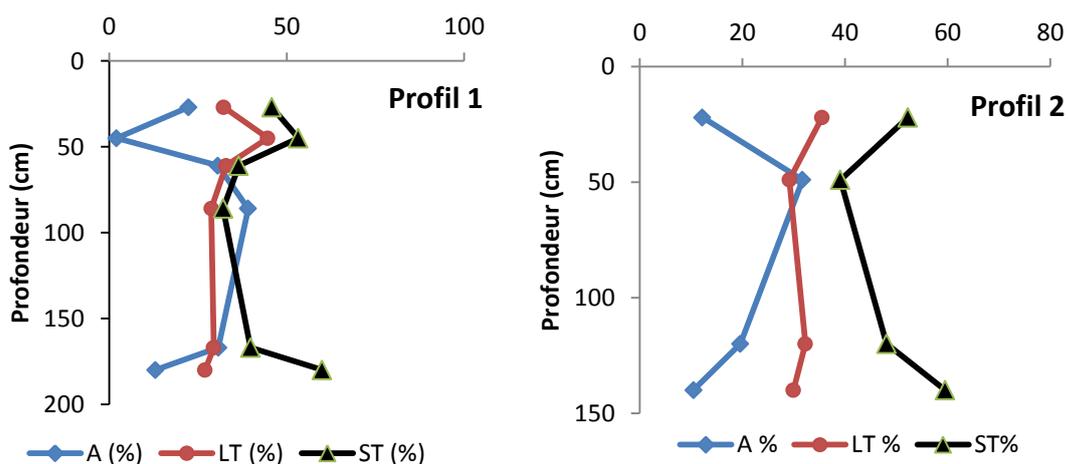


Figure 10. Les profils texturaux

Tableau VIII. Caractéristiques physiques et chimiques des profils étudiés

Profils	Horizons	A (%)	Lf (%)	LG (%)	Sf (%)	SG (%)	Classe texturale	pH	CaCO ₃ (%)	CE (dS/m)	MO (%)	N (%)	C/N	CEC (Cmol(+)/kg)	Da (g/cm ³)	Couleur
P1	P1H1 (A)	22,35	11,5	20,73	29,53	16,24	L	7,5	2,03	0,07	1,51	0,056	15,71	25,6	1,65	2,5 YR 4/4
	P1H2 (E)	2,05	24,25	20,42	32,44	20,83	LS	6,7	2,16	0,07	0,95	0,028	19,64	14,4	1,70	5 YR 4/4
	P1H3 (Bt1)	30,6	11,4	21,5	23,44	13,05	LA	6,5	2,1	0,1	0,86	0,028	17,86	14,4	1,46	2,5 YR 4/6
	P1H4 (Bt2)	39,15	7,2	21,53	21,3	10,81	LA	6,4	1,7	0,1	0,71	0,028	14,64	33,6	1,42	2,5 YR 4/6
	P1H5 (C)	30,75	8,25	21,18	20,18	19,64	LA	6,1	1,8	0,1	0,36	0,056	3,75	25,6	1,48	2,5 YR 3/6
	P1H6 (R)	13,05	6,95	20,04	25,29	34,67	LS	7,5	1,5	0,06	0,17	–	–	–	–	–
P2	P2H1 (A)	12,2	12,1	23,43	27,04	25,22	L	7,2	1,76	0,3	4,06	0,056	42,14	25,6	1,20	10 YR 4/3
	P2H2 (Bt)	31,7	11,2	17,98	12,29	26,82	LA	7,16	2,16	0,1	2,00	0,056	20,71	22,4	1,36	7,5 YR 4/4
	P2H3 (c)	19,6	14,8	17,48	12,34	35,76	L	7,16	2,6	0,2	2,51	0,056	26,07	25,6	1,54	10 YR 5/6
	P2H4 (R)	10,5	17,4	12,57	13,04	46,48	LS	6,9	2,4	0,4	1,67	0,056	17,32	6,4	–	–

4. COMPOSITION GEOCHIMIQUE ET INDICES D'ALTERATION

4.1. Composition géochimique

La composition en éléments chimiques majeurs exprimée en (%) est présentée dans le tableau IX.

Les variations des concentrations en certains éléments majeurs (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O), présentent une diminution dans les horizons de surface et une augmentation dans les horizons de profondeur. Ces variations, peuvent être expliquées par l'altération des minéraux primaires dans les horizons de surface libérant ainsi des éléments qui migrent en solution (Courchesne *et al.*, 2002). Les concentrations élevées en silice dans les horizons, reflètent l'accumulation relative des minéraux résistants à l'altération comme le quartz. Une tendance à l'élimination du fer de l'horizon éluvial et de sa translocation illuviale vers les horizons argileux est observée.

Les oxydes de manganèse (MnO) diminuent légèrement dans les horizons argileux du profil². Cependant, il n'existe pas de tendance claire de distribution avec la profondeur dans les profils. Noulas *et al.* (2009) rapportent que plusieurs auteurs ont trouvé des tendances similaires, et que des valeurs plus élevées étaient habituellement signalées dans les sols avec des teneurs élevées en Fe et en matière organique dans les environnements semi-arides.

Les concentrations en TiO_2 , en éléments alcalins et alcalino-terreux (Na_2O , K_2O , CaO et MgO) sont variables et irrégulièrement répartis le long des deux profils alors que les teneurs les plus élevées sont généralement enregistrées dans le matériel parental.

Saikia *et al.* (2015) notent que les corrélations négatives de SiO_2 avec les éléments majeurs illustrent la présence en quantité de grains de quartz d'une part et la forte corrélation négative de SiO_2 avec Al_2O_3 ($r=-0,84$ à un seuil de probabilité $p= 5 \%$) est d'autre part, indicative de l'augmentation de la fraction argileuse.

Tableau IX. Composition en élément majeurs total des horizons étudiés (en % en poids) et les valeurs des indices d'altération chimique calculés

Profils et Horizons	P1H1	P1H2	P1H3	P1H4	P1H5	P1H6	P2H1	P2H2	P2H3	P2H4
Symboles des horizons	A	E	Bt ₁	Bt ₂	C	R	A	Bt	C	R
Profondeurs (cm)	0-27	27-45	45-61	61-86	86-167	> 167	0-22	22-49	49-120	> 120
SiO ₂	61,01	65,65	55,37	55,31	52,01	52,14	58,87	44,24	45,45	43,36
Al ₂ O ₃	17,26	15,73	19,96	19,59	21,37	22,78	17,05	24,18	25,50	24,04
Fe ₂ O ₃	6,51	5,51	9,09	8,70	9,79	9,02	5,90	10,08	7,92	11,66
K ₂ O	3,36	3,24	3,31	3,26	3,24	3,89	3,79	4,94	5,53	5,21
MgO	1,27	1,18	1,43	1,36	1,46	2,04	1,61	1,76	1,82	1,98
TiO ₂	1,23	1,34	1,04	1,01	1,04	1,26	1,18	0,90	1,10	1,01
CaO	0,70	0,53	0,47	0,49	0,42	1,13	1,36	0,66	0,48	1,09
Na ₂ O	0,87	1,04	0,57	0,58	0,60	2,41	1,15	0,46	0,85	0,88
MnO	0,07	0,09	0,10	0,07	0,09	0,06	0,17	0,08	0,04	0,23
PAF (%)	7,33	5,38	8,28	9,27	9,56	4,89	8,47	12,34	10,95	10,22
Zr	0,08	0,08	0,06	0,06	0,05	0,10	0,06	0,03	0,02	0,03
RR	3,53	4,17	2,77	2,82	2,43	2,29	3,45	1,83	1,78	1,80
WIP	34,23	33,95	32,00	31,61	31,53	48,79	40,57	45,07	51,77	50,48
CIA	77,80	76,57	82,11	81,91	83,40	75,39	73,05	79,95	78,82	77,00
MWPI	6,81	6,45	6,41	6,37	6,43	10,14	8,81	9,06	9,90	10,39
PIA	89,85	88,81	94,13	93,87	94,70	84,19	84,13	94,49	93,79	90,53
STI	73,86	75,50	70,79	71,13	68,52	67,01	73,61	63,14	62,34	62,64

4.2. Indices d'altération

Les indices d'altération chimique sont reportés sur la figure 11.

- *L'indice RR* varie de 2,29 à 4,17 (P1), et de 1,78 à 3,45 (P2). Il diminue avec la profondeur mais ses variations ne sont pas régulières dans les profils. Les valeurs les plus faibles sont obtenues dans le substrat rocheux du profil 1 et dans l'horizon C du profil 2, tandis que les valeurs les plus élevées sont enregistrées dans les horizons de surface (A) du profil 2 et au niveau de l'horizon E du profil 1. Selon Adeigbe et Abimbola (2013), les valeurs RR supérieures à 30 suggèrent une altération chimique faible, alors que celles avec une valeur inférieure à 10 indiquent un niveau moyen d'altération chimique. A partir des résultats de RR obtenus, il est observé que tous les échantillons ont une valeur <10 impliquant des niveaux d'altération moyen pour les deux profils. Dubey *et al.* (2016), notent que les sols fersiallitiques présentent un rapport RR généralement supérieur à 2. De plus, le rapport molaire Si/Al, utilisé pour évaluer la perte de SiO₂ avec l'altération, est inférieur à 2 dans les horizons de subsurface du profil 2 indiquant la présence de kaolinite (minéral à altération avancé sous forme d'argile) et de chlorite d'aluminium avec plus d'altération (Duchaufour, 1951).

- *L'indice de Parker WIP* varie entre 31,53 et 48,79 pour le profil 1, et entre 40,57 et 51,77 pour le profil 2. Les sols non altérés ont généralement des valeurs WIP >100 , tandis que les échantillons altérés ont des valeurs WIP nulles (Price et Velbel, 2003 ; Dubey *et al.*, 2016). Contrairement à RR les faibles valeurs sont relevées au niveau des horizons de surface du profil 2, et dans les horizons C, Bt₂ et Bt₁ du profil 1. Cependant, les variations ne sont pas régulières. Dans ce cas, la diminution des valeurs de WIP dans les horizons de surface indiquent l'élimination des éléments alcalins et alcalino-terreux suggérant un degré plus élevé d'altération (Taboada *et al.*, 2016).

- *L'indice d'altération chimique (CIA)* est compris entre 75,39 et 83,40 pour le profil 1, et entre 73,05 et 79,95 pour le profil 2. Il est utilisé pour évaluer l'altération progressive des plagioclases et des feldspaths potassiques (Rate et Sheikh-Abdullah, 2017). Par conséquent, les faibles valeurs de CIA (de 40 à 50) indiquent une faible altération chimique tandis que des valeurs élevées (se rapprochant de 100) supposent une altération et une lixiviation intensives des cations mobiles par rapport à l'aluminium résiduel pendant l'altération (Taboada *et al.*,

2016 ; Saikia *et al.*, 2015). Ainsi, les valeurs de CIA observées dans les échantillons étudiés se situent entre 73,05 et 83,40 et correspondent à un degré d'altération modéré (Saikia *et al.*, 2015). Les mêmes auteurs rapportent que les éléments alcalins et alcalino-terreux (Na^+ , K^+ , Mg^{++} et Ca^{++}), issus de l'hydrolyse des silicates, sont lessivés des profils d'altération. D'autres éléments, comme l'aluminium, le fer et le titane sont moins solubles et par conséquent moins mobiles. Ils ne sortent pas ou peu des systèmes d'altération où ils précipitent pour former des minéraux secondaires (argiles, oxydes et hydroxydes). Dubey *et al.* (2016) indiquent que l'indice d'altération chimique (CIA) et l'indice d'altération des plagioclases (PIA) servent d'exemples de décomposition des minéraux instables.

- Les valeurs de *l'indice d'altération des plagioclases (PIA)* sont généralement utilisées pour quantifier le degré d'altération de la roche mère. Elles varient de 84,19 à 94,70 dans le profil 1, et de 84,13 à 94,49 dans le profil 2. L'altération prédominante du plagioclase est observée dans les horizons de subsurface et la roche mère du profil 2 ($\text{PIA} > 90$). Selon Dubey *et al.* (2016), les valeurs élevées de PIA (du P1 et du P2) indiquent que les plagioclases dans la roche mère et que les horizons profonds des profils présentent une altération chimique intense.

- Les valeurs du *STI* sont comprises entre 67,01 et 75,50 pour le profil 1, et entre 62,34 à 73,61 pour le profil 2. Lorsque les valeurs de cet indice sont > 90 , le degré d'altération est faible alors que lorsque celles-ci s'approchent de 0 l'altération est intense. Il en ressort que l'altération est modérée le long des profils, avec une tendance d'intensité d'altération qui n'est pas claire entre les horizons de surfaces et la roche.

- Le *MWPI* varie de 6,37 à 10,14 pour le profil 1, et de 8,81 à 10,39 pour le profil 2. Les valeurs qui se rapprochent ou légèrement supérieures à 1 indiquent un matériau non altéré tandis que les valeurs élevées et extrêmes indiquent une altération extrême. Les faibles valeurs sont relevées au niveau des horizons de sub-surface du profil P1, de l'horizon A et C du profil 2, alors que les valeurs élevées sont observées dans les horizons R des profils étudiés.

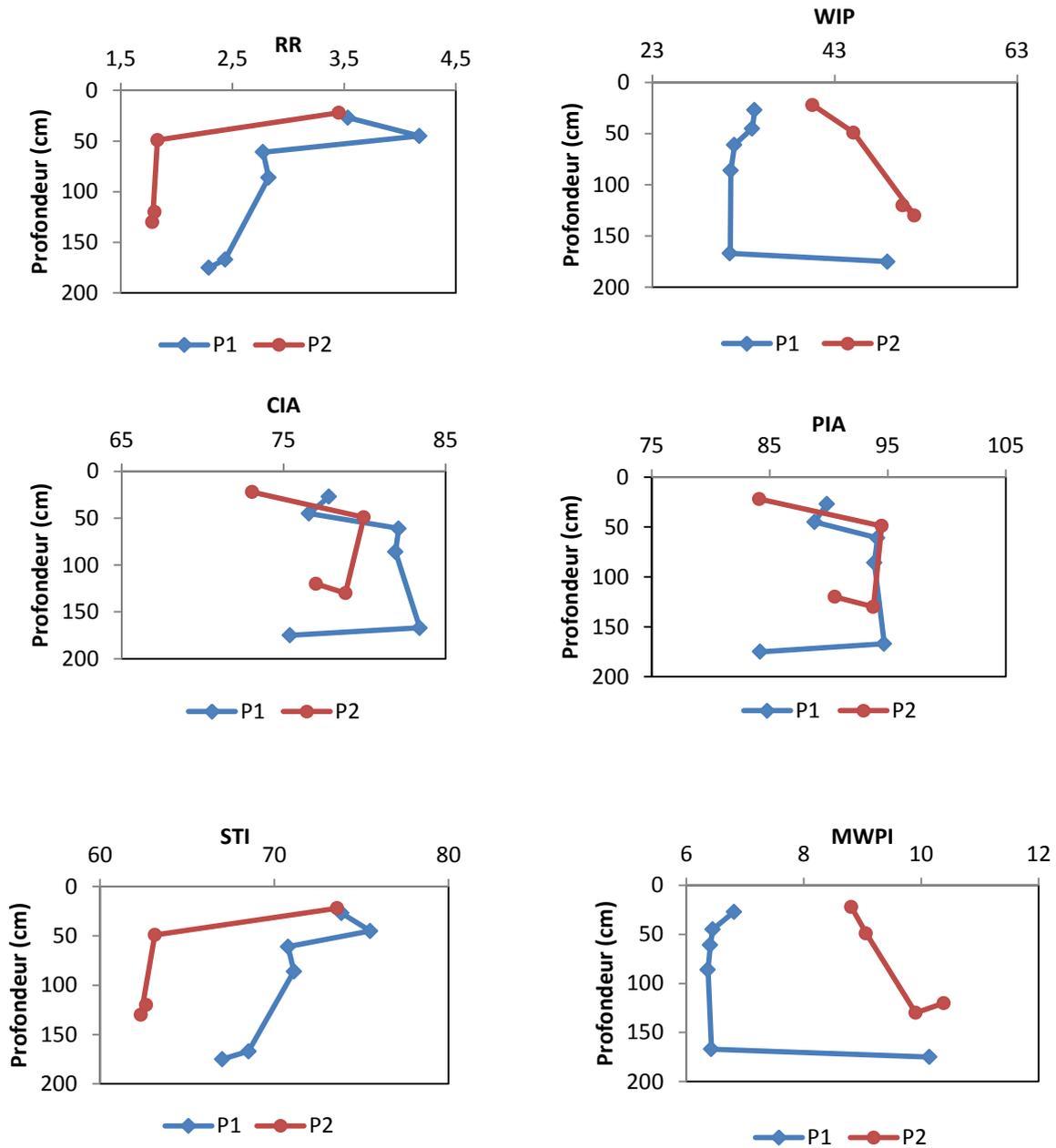


Figure 11. Profils de distribution des indices d'altération chimique

5. LE BILAN DES ALTERATIONS

5.1. Profil 1

La figure 12 montre un bilan positif pour certains éléments et négatif pour d'autres, c'est-à-dire départ vers la profondeur ou hors du profil. Ainsi, un bilan positif des éléments silicium, potassium et titane relevé le long du profil, il est plus important au niveau de l'horizon C, les gains en silicium sont croissant en allant de la surface vers la profondeur (C). Des bilans négatifs en aluminium, fer, calcium et magnésium sont néanmoins enregistrés dans les horizons de surface tandis que des gains (accumulation en profondeur) en ces éléments, généralement croissants avec la profondeur sont notés. Les pertes sont totales, c'est-à-dire départ hors du profil, pour les éléments sodium et calcium le long du profil, et dans les horizons de surface pour l'aluminium et le magnésium et dans l'horizon de sub-surface pour le fer.

Selon Courchesne *et al.* (2002), l'existence des bilans positifs témoigne de l'intensité du mécanisme d'éluviation-illuviation de l'aluminium, du fer et du titane dans ce profil. Cependant, la solubilité de la silice peut être modifiée par la présence de certains éléments comme le magnésium, le fer et surtout l'aluminium qui réduisent considérablement la possibilité de solubilisation de la silice (Chatelin, 1970).

Le sodium étant un élément très mobile dès les premiers stades de l'altération. Parmi les éléments de surface qui présentent une variation importante avec le substratum est l'aluminium (Blot *et al.*, 1973).

La formule de Kurtz *et al.* (2000), est utilisée pour exprimer la valeur relative de masse d'un élément « j » au cours de l'altération

$$\tau_{i,j} = \left[\frac{C_{i,p}}{C_{i,w}} \times \frac{C_{j,w}}{C_{j,p}} \right] - 1$$

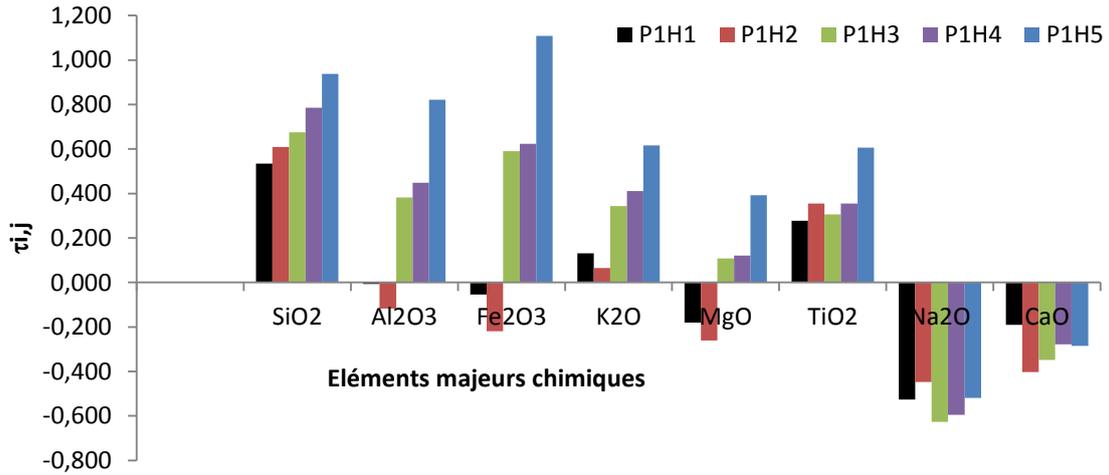


Figure 12. Mobilité élémentaire entre les horizons du profil 1

5.2. Profil 2

Un bilan globalement négatif pour l'ensemble des éléments majeurs est enregistré au niveau des horizons du profil 2, à l'exception de l'horizon C où un bilan positif est relevé pour les éléments silicium, aluminium, potassium, titane, et sodium (Figure 13).

Il est remarqué que tous les éléments présentent une valeur > -1 ce qui signifie qu'il y'a une perte totale en ces éléments hors du profil. L'élément qui présente une variation importante avec le substratum est l'aluminium (Blot *et al.*, 1973 ; Tardy, 1966).

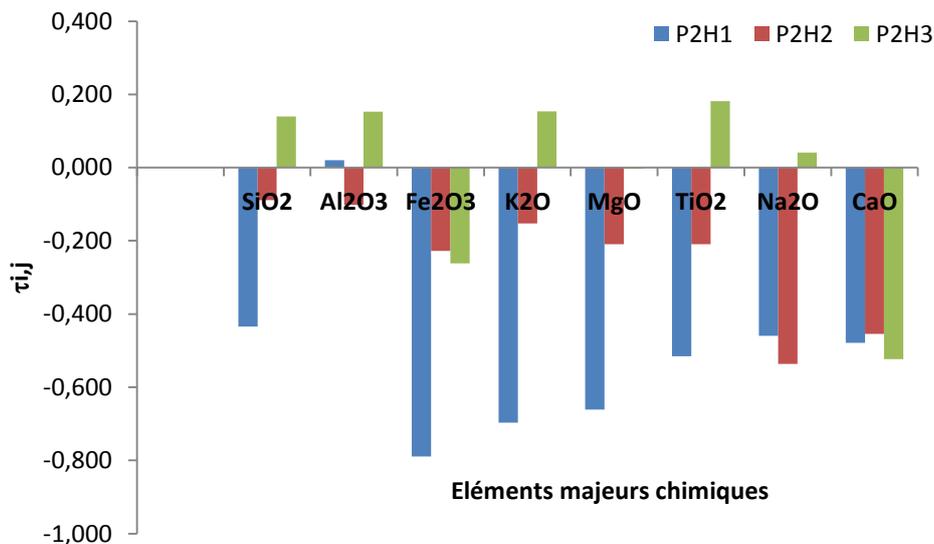


Figure 13. Mobilité élémentaire entre les horizons du profil 2

Ce résultat indique une tendance à un lessivage intense, par rapport à la roche mère, des éléments majeurs dans les horizons sus-jacents vers l'horizon C et leur accumulation dans ce dernier.

D'après Millot (1964), les cations solubles ont des comportements différents. Les cations basiques, en particulier Na, Ca, Mg, attirent les molécules d'eau en raison de leur potentiel ionique et se constituent une enveloppe d'hydratation. Ils obéissent à la loi de stock, et ils ne sont pas facilement retenus par le sol. Alors que les ions K sont facilement fixés par les sols, après leur mise en solution par l'altération (Riebe *et al.*, 2003).

Parmi les éléments de surface qui présentent une variation importante avec le substratum, on retrouve l'aluminium. Dans un contexte de lessivage des différents éléments majeurs, l'aluminium reste stable (faible mobilité) engendrant une concentration relative par rapport aux autres éléments majeurs. Le sodium est cependant un élément très mobile dès les premiers stades de l'altération (Blot *et al.*, 1973).

Le calcul de mobilité des éléments a montré que le comportement des éléments chimiques diffère d'un profil à l'autre selon la composition et les propriétés de chaque profil étudié. Ainsi, le profil 1 a permis un gain en élément immobiles (Al, Si, etc.) et une perte en élément mobiles (Na, Ca, etc.) le long du profil par rapport à la roche mère. Contrairement au premier profil, l'altération du profil 2 a mis en évidence des pertes importantes en éléments majeurs qui se retrouvent accumulés au niveau de l'horizon C. En effet, Chatelin (1970) considère trois catégories d'éléments : Na et Ca sont les plus mobiles ; Si, Mg, K donnent des résultats très variables du fait qu'ils peuvent être éliminés ou composer de nouveaux minéraux ; Al et Fe sont les éléments les plus stables bien qu'ils connaissent parfois eux aussi une certaine mobilité. Lelong et Souchier (1970), supposent que dans les milieux oxydés, la faible solubilité du fer est due à l'intervention de la matière organique. Dans le sol, elle forme avec le fer et l'aluminium des complexes ou chélates mobiles. Riebe *et al.* (2003) ont montré que dans des sols riches en matières organiques, Al pourrait être appauvri par rapport au Si où il peut former des complexes stables avec des composés organiques. Aussi, les végétaux déplacent les équilibres chimiques en extrayant certains éléments du sol. Ils peuvent de plus avoir une action directe dans l'altération (Chatelin, 1970).

Lelong et Souchier (1970), mentionne qu'une étude américaine a comparée le comportement des éléments dans quelques profils de sols de l'Oklahoma et de la Géorgie. Elle a montré que Ca et Na sont les éléments les plus mobiles, Al et Fe les moins lessivables et qu'enfin K, Mg, Si et Mn ont des comportements intermédiaires. Cependant, pour les éléments Ca, K, Mg, Mn, Na et Si, il n'existe aucune étude démontrant leur rétention à long terme dans le profil

minéral (Courchesne *et al.*, 2002), alors que Ti dépend principalement de la solubilisation de la structure des biotites, par l'altération chimique, et de sa précipitation sous forme de phases minérales néoformées (Taboada *et al.*, 2016).

Dans les mécanismes de transformations et de formation des oxydes, le pH est un facteur important (Cudennec et Lecerf, 2006). Les microorganismes jouent aussi un rôle majeur dans la dissolution et la dynamique des oxydes de fer (Chatain *et al.*, 2005). A la surface, le Mn est rapidement oxydé en oxydes et oxyhydroxydes. Ce sont à la fois les conditions de pH et le potentiel électrique qui contrôlent les formations et dynamiques des oxydes de manganèse (Gotoh et Patrick, 1974).

Tardy (1966) a montré que l'ordre de mobilité diffère d'une station à l'autre. Il est modifié par la composition des matériaux de départ, le pédoclimat et le drainage. La mobilité d'un élément dépend de la facilité de sa libération des minéraux primaires. Elle est aussi conditionnée par les réactions possibles en solution, l'adsorption sur les corps solides et les néoformations argileuses (Chatelin, 1970).

L'altération d'une roche ou d'un sol se déroule suivant divers mécanismes. Des minéraux s'hydrolysent et disparaissent, alors que d'autres se transforment ou restent stables, et que d'autres apparaissent. Il est reconnu que la silice et l'alumine sont les éléments fondamentaux des altérations (Tardy, 1966).

Ainsi, les résultats de cette recherche donnent une image sur la solubilité des minéraux et de la mobilité relative des éléments dans les sols sous forêt méditerranéenne.

6. LA DIFFERENCIATION DES MINERAUX ARGILEUX

L'analyse des résultats obtenus est présentée selon une logique d'évolution des sols, partant du matériau parental et conduisant à la différenciation verticale des profils pédologiques étudiés. Une analyse qualitative et quantitative des proportions des différentes argiles minéralogiques a été effectuée sur la base de l'intensité des pics de diffraction par le logiciel XPert.

6.1. Profil 1

Les diffractogrammes des RX sont présentés sur la figure 14 et l'évaluation quantitative des minéraux est présentée dans le tableau X.

L'observation des diffractogrammes montre la présence des principaux pics suivants :

- les réflexions $2\theta = 8,86^\circ$; $19,70^\circ$; $24,46^\circ$ et $29,11^\circ$ correspondant, respectivement, aux distances réticulaires 9,96 ; 4,50 ; 3,63 et 3,06 Å caractéristiques de la muscovite, avec des pics intenses à $2\theta = 8,74^\circ$ et $26,69^\circ$,

-des réflexions $2\theta = 8,62^\circ$; $19,75^\circ$; $26,60^\circ$ et $34,70^\circ$ correspondant, respectivement, aux distances réticulaires 10,25 ; 4,49 ; 3,34 et 2,58 Å, caractéristiques de l'illite.

La description semi-quantitative des diffractogrammes obtenus sur ce profil permet d'identifier les principaux minéraux argileux suivants : la muscovite (40.4 %) et l'illite (30.4 %) en plus de minéraux associés tel que la merlinoite (14.1 %) et le quartz (7.1 %), des traces de biotite et de zéolite sont aussi relevés.

La fraction argileuse de la roche mère et des autres horizons du profil est essentiellement constituée de phyllosilicates micacés qui sont la muscovite et l'illite, avec des proportions variables dans le profil.

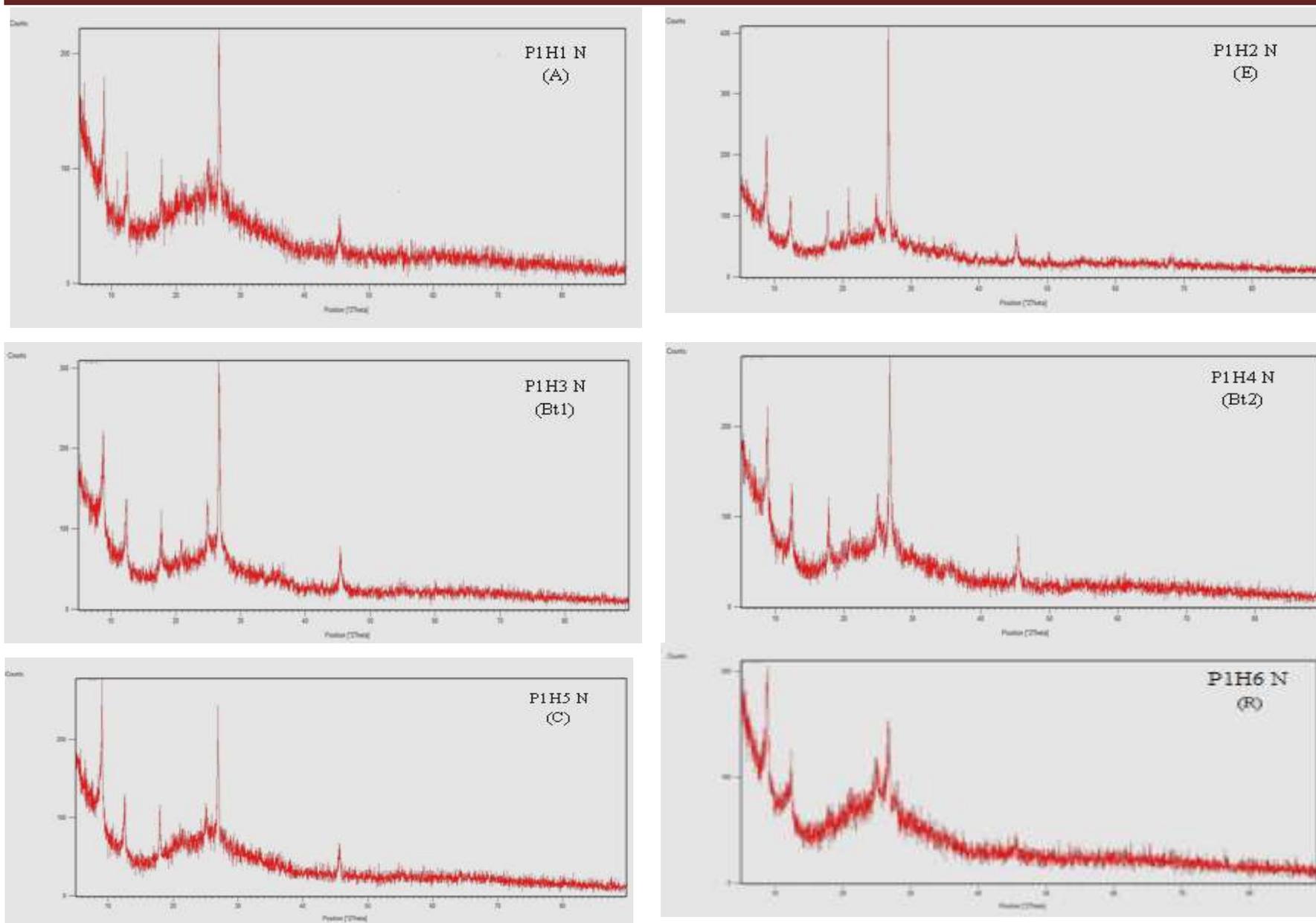


Figure 14. Diagrammes des DRX de la fraction argileuse du profil 1

Tableau X. Composition minéralogique semi-quantitative de la fraction argileuse du profil 1 (%)

Minéral	Horizons					
	R	C	Bt ₂	Bt ₁	E	A
Quartz	7,1	9	12,1	17	21,8	10,9
Illite	30,4	41	58,6	54	61,4	66,3
Muscovite	40,4	41	17,2	20	10,9	10,9
Merlinoite	14,1	9	12,1	9	5,9	11,9

La répartition verticale des minéraux argileux dans ce profil montre le maintien de la muscovite et de l'illite dans le profil. Il est indiqué une nette diminution des teneurs de la muscovite en surface (10,9 %) accompagnée d'une augmentation remarquable en illite à partir de l'horizon Bt₂ jusqu'en surface (de 58,6 % à 66,3 en surface) (figure 15). La merlinoite (9 à 14,1 %) et le quartz (7,1 à 21 %) marquent leur présence le long du profil mais en faibles teneurs.

Le profil de transformation de la muscovite en fonction de la profondeur présenté dans la figure 15, montre bien le maintien de la muscovite et de l'illite dans le profil 1. Il fait apparaître une nette diminution de l'abondance de la muscovite en surface, concomitante avec l'augmentation de l'abondance en illite qui devient dominante, à partir de l'horizon Bt₂ jusqu'en surface.

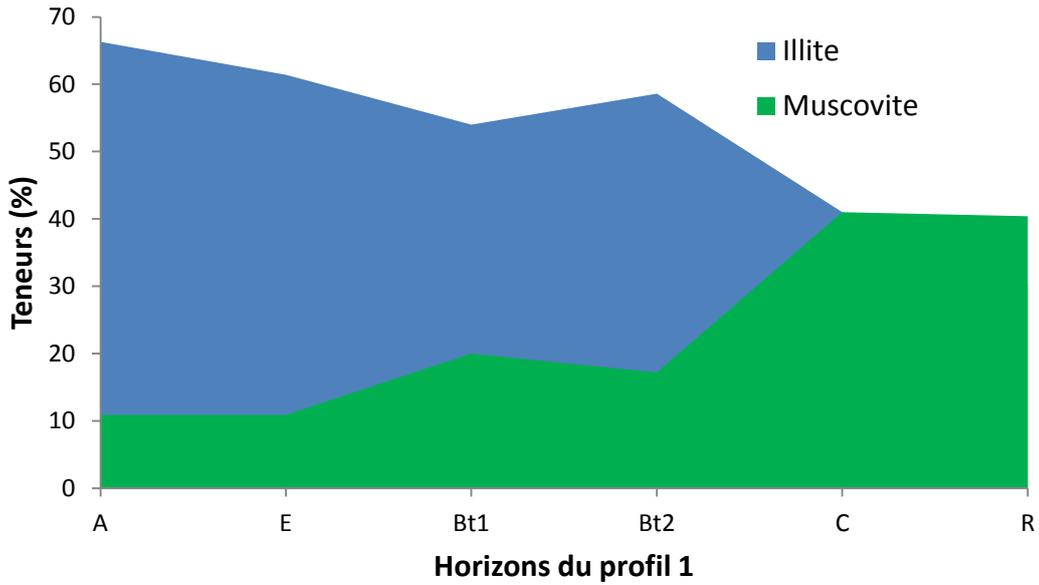


Figure 15. Profil de transformation de la muscovite en illite

La figure 16 montre les champs de stabilité de quelques minéraux, dans les conditions de surface ($t = 25^{\circ}\text{C}$, pression atmosphérique), en fonction de la concentration en silice et en cations.

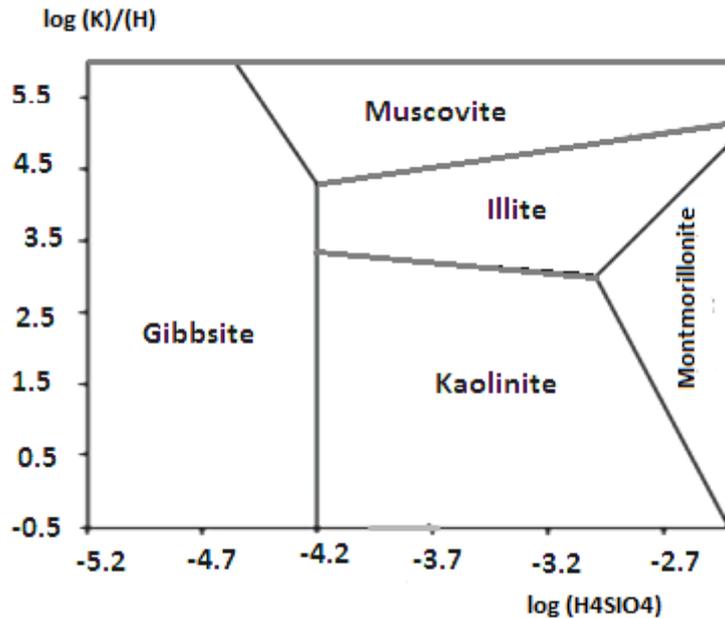


Figure 16. Diagramme de stabilité de certains minéraux argileux

Il est remarquée que la muscovite est stable pour des concentrations en K^+ et silice élevées; quand ces concentrations deviennent faibles, la muscovite est totalement hydrolysée en

gibbsite ; pour des teneurs relativement plus faibles, elle est hydrolysée partiellement et se transforme en illite ou en kaolinite selon la teneur en ion K^+ .

6.2. Profil 2

Les diffractogrammes de la fraction argileuse de la roche mère du profil 2 (figure 17) montrent une superposition de pics à $2\theta = 8,63^\circ, 8,75^\circ, 8,84^\circ, 17,71^\circ$ et $19,74^\circ, 22,22^\circ$ correspondant respectivement à $d = 10,24 \text{ \AA}, 10,10 \text{ \AA}, 10,00 \text{ \AA}, 5,00 \text{ \AA}, 4,49 \text{ \AA},$ et $4,00 \text{ \AA}$ représentant, simultanément, la muscovite et l'illite. D'autres minéraux associés sont aussi identifiés, la merlinoite et le quartz ($2\theta = 21,20^\circ$ et $26,69^\circ$), la gobbinsite ($2\theta = 12,20^\circ, 18,06^\circ$ et $12,27^\circ$) et la laumontite.

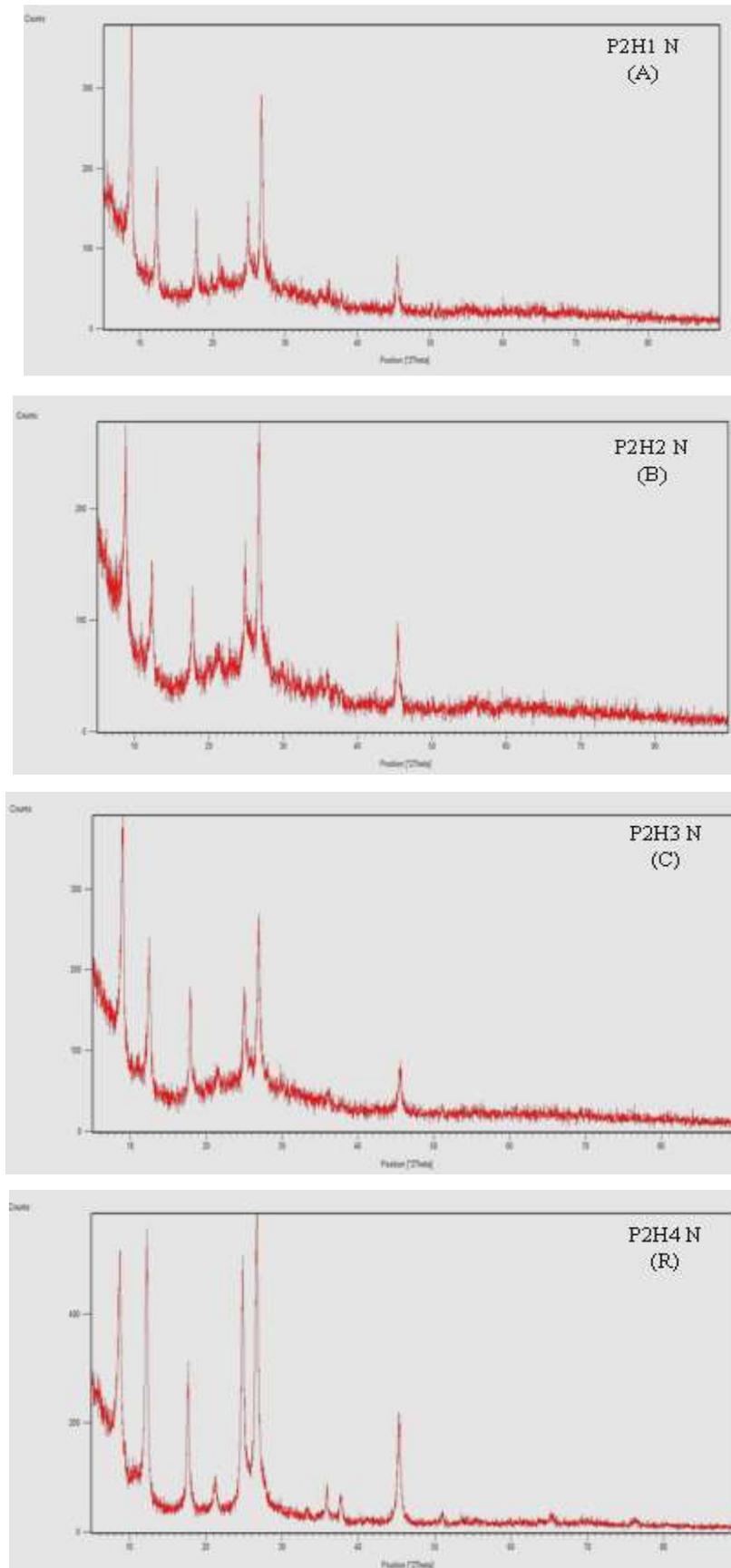


Figure 17. Diagrammes des DRX de la fraction argileuse du profil 2

Le tableau XI montre la répartition verticale de la fraction argileuse de la roche mère à l'horizon de surface.

Tableau XI. Composition minéralogique semi-quantitative de la fraction argileuse du profil 2 (%)

Minéral	Horizons			
	R	C	B	A
Quartz	3	4	6,9	6,9
Illite	28,7	33	25,7	31,7
Muscovite	38,9	40	38,7	37,6
Merlinoite	12,1			
Laumontite	2	1	2	1
Gobbinsite	5,9	4	3	5

La distribution semi-quantitative en fonction de la profondeur de minéraux argileux identifiés montre que la fraction argileuse du profil 2 est dominée par la muscovite (de 37,6 à 40 %) le long du profil suivie par l'illite (de 25,7 à 33 %). La merlinoite (12.1%), le quartz (3 à 6,9 %), la gobbinsite (3 à 5,9 %) et la laumonitite (1 à 2 %) sont peu abondants.

Dans ce profil, la muscovite semble stable car sa proportion relative varie peu entre 37.6% et 40%- La conséquence de cette stabilité est que la proportion de l'illite reste également relativement stable et varie peu entre 25.7% et 33%.

7. DICUSSION

Les principaux résultats obtenus permettent de mettre en évidence les faits suivants :

- Les roches mères sont essentiellement constituées de phyllosilicates micacés (principalement la muscovite et secondairement l'illite) et de merlinoite,
- la transformation et l'héritage sont les deux origines de la fraction argileuse des profils,
- la transformation de la muscovite en illite semble limitée au profil 1,
- la merlinoite contenue dans les roches mères disparaît à partir de l'horizon C du profil 2 alors qu'elle montre une certaine stabilité dans le profil 1,
- le lessivage des argiles et la rubéfaction sont les processus pédogénétiques marquants des profils étudiés.

La muscovite est un minéral du groupe des silicates, du sous-groupe des phyllosilicates. C'est un silicate hydroxylé d'aluminium et de potassium, de formule $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ avec des traces de Cr, Li, Fe, Mn, Na, Cs, Rb, Ca, Mg, H_2O . C'est le minéral le plus commun du groupe des micas, plus précisément les micas blancs. Ces derniers sont riches en potassium et sont beaucoup plus résistants à l'altération. Les Micas sont des phyllosilicates en feuillet de structure TOT (2/1) avec cation interfoliaire. La muscovite peut se former lors du métamorphisme régional des roches argileuses. La chaleur et la pression du métamorphisme transforment les minéraux argileux en minuscules grains de mica qui grossissent au fur et à mesure que le métamorphisme progresse. La muscovite peut se présenter sous forme de grains isolés dans le schiste, ou elle peut être suffisamment abondante pour que les roches soient appelées "micaschiste" (Millot, 1964). Son altération chimique se fait par perte progressive d'ion K^+ ; elle donne de l'illite, puis des argiles de deux types selon les conditions de drainage du milieu : les smectites en milieu confiné et la kaolinite en milieu lessivé (Thorez et Bourguignon, 1973).

L'illite est aussi un minéral argileux micacé commun dans le sol et les substrats, c'est le produit de dégradation de la muscovite. La formule chimique de ce minéral est $(K, H_3O)(Al, Mg, Fe)_2(Si, Al)_4O_{10}[(OH)_2, (H_2O)]$. L'illite est un produit de l'altération de la muscovite et du feldspath.

L'illite peut être héritée ou produite par transformation de la muscovite (Bergaya *et al.*, 2006). Chimiquement, l'illite est moins riche en potassium que la muscovite, il en résulte une liaison moins forte des feuillets, ce qui constitue l'une des caractéristiques physiques de l'argile (Millot, 1964).

La présence de la merlinoite est remarquée le long du profil 1 et dans la roche du profil 2. Sa disparition dans les horizons supérieurs du dernier profil peut être due à un embrouillement de réflexions du diffractogramme des rayons X. Selon Rona Donahoe et Ltau (1984), le pic 10 Å de la merlinoite peut être lu comme étant celui de l'illite dans l'assemblage minéral

Torrent et Hillel (2005) soulignent que dans l'environnement méditerranéen, le manque de simultanéité entre les températures élevées et les teneurs élevées en humidité empêchent les altérations intenses. Par conséquent, les sols très altérés ne se rencontrent que sur les surfaces géomorphologiques stables des régions subhumides. Généralement, en raison de degré d'altération faible à modéré, une grande partie des argiles silicatées du sol sont héritées du matériel parental ou produites par la transformation des micas primaires plutôt que néoformées à partir d'une solution.

Dans les sols rouges fertiallitiques lessivés développés sur schistes de la forêt de Bainem, la part de l'héritage est la principale origine de la fraction illitique dans le profil 2 ; tandis que la transformation est la principale origine de la fraction illitique dans le profil 1.

CONCLUSION

Le présent travail a pour objet la caractérisation des modalités de l'altération des roches métamorphiques en zone subhumide sous forêt méditerranéenne. La méthode mise en oeuvre consiste à étudier deux profils pédologiques représentant les types de sols dominants de la zone d'étude qui est la forêt de Bainem.

La première étape consiste à caractériser les profils sur le plan morphologique et physico-chimique, la seconde étape porte l'étude de la géochimie des altérations par la mise en oeuvre de certains indices, et la troisième étape porte l'analyse minéralogique de la fraction argileuse des sols.

Les résultats obtenus montrent que les profils sont marqués par deux processus pédogénétiques qui sont le lessivage des argiles et la rubéfaction. Le lessivage engendre la différenciation d'un horizon éluvial E et de deux horizons argileux Bt₁ et Bt₂. La rubéfaction, caractérisée par la couleur rouge (2,5 YR) est due à la déshydratation des oxydes de fer provoquée par la dessiccation.

Les tendances géochimiques dans les deux profils indiquent un enrichissement des horizons de surface par de la silice et une diminution des sesquioxides de fer et de l'aluminium au cours du processus d'altération. Une tendance à l'élimination du fer de l'horizon éluvial et de sa translocation illuviale vers les horizons argileux est observée dans les deux profils. Les concentrations en TiO₂, en éléments alcalins et alcalino-terreux (Na₂O, K₂O, CaO et MgO) sont variables et irrégulièrement répartis le long des deux profils, bien que les teneurs les plus élevées soient généralement enregistrées dans le matériel parental.

Pour l'indice RR, il est observé que tous les échantillons ont une valeur <10 signifiant des niveaux d'altération moyens dans les deux profils. Cette observation est confirmée par les valeurs de l'indice CIA qui indiquent également un degré d'altération modéré.

La diminution des valeurs de WIP dans les horizons de surface indique l'élimination des éléments alcalins et alcalino-terreux.

Les indices MWPI et STI ont révélé des résultats qui ne sont pas en concordance avec la logique de la genèse des sols et les résultats des autres indices calculés. De ce fait, ces indices ne sont pas adaptés aux conditions de formation des sols de la zone d'étude.

La composition minéralogique de la fraction < 2 µm de la roche-mère montre qu'il s'agit d'un schiste à muscovite. Dans les sols, la fraction argileuse est principalement constituée de muscovite et d'illite. La distribution verticale de la fraction argileuse montre une diminution

de la muscovite au profit de l'illite du bas vers le haut du premier profil. Cette transformation de la muscovite en illite est indécélable dans le second profil.

Ainsi, dans les sols rouges fersiallitiques lessivés développés sur schistes de la forêt de Bainem, l'héritage et la transformation sont les principales origines des argiles.

Plus généralement, la pédogénèse semble modérée dans ce contexte subhumide méditerranéen sur roche métamorphique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES

Ait-Benamar H., Ahriz N. (1993). Contribution à la cartographie des sols de la forêt de Bainem. Thèse ing., INA, EL Harrach, Alger, 49 p.

Ayoubi S., Karami M. (2019). Pedotransfer functions for predicting heavy metals in natural soils using magnetic measures and soil properties. *Journal of Geochemical Exploration*, 197, pp. 212–219.

Adeigbe O. C., Abimbola A. F. (2013). The Cretaceous - Tertiary Clastic Rocks Weathering Indices : A case Study Of Maastrichtian- Paleocene Rock Succession, Bornu Basin, Northeastern Nigeria. *IJESRT (International Journal of Engineering Sciences & Research Technology)*, 2 (2), pp. 122-130.

Ayache N. (2001). Différenciation pédologique des dunes pré littorales du Sahel ouest Algérois. Etude du processus de rubéfaction des sols. Thèse de Magister, INA, El Harrach, 97 p.

Baize D., Chrétien J. (1994). Les couvertures pédologiques de la plate-forme sinémurienne en Bourgogne. Particularités morphologiques et pédo-géochimiques. *EGS*, (2), pp. 7-27.

Baize D., Girard M.C. (1995). Référentiel pédologique. Edit. AFES, Paris, INRA, 332 p.

Ballesteros E. M., Martín C., Talegón J. G. (2010). Role of porosity in rock weathering processes: A theoretical approach. *CAD. LAB. XEOL. LAXE*, 35, pp. 147-162.

Bergaya F., Theng, B.K.G., Lagaly G. (2006). Handbook of Clay Science. Ed. Elsevier Science, 1248 p.

Bernou (2001). Différenciation pédologique des dunes pré littorales du Sahel ouest Algérois. Evolution de la fraction minérale du sol. Thèse Mag., INA, El Harrach, 106 p.

Blot A., Pion J. C., Wackermann J. M. (1973). Un exemple de corrélation de rang en géochimie : les altérations du socle Birrimien en zone tropicale sèche (Sénégal Oriental et Haute-Volta). *Cah. ORSTOM, SCi. Géol.*, 5 (1), pp. 1973-2534.

Buol S.W., Southard R.J., Graham R.C., McDaniel P.A. (2011). Soil genesis and classification. 6th ed. Ed. Wiley-Blackwell, Oxford, UK, 560 p.

Caner L., Radtke L., Vignol-Lelarge M., Inda A., Bortoluzzi E., Mexias A. (2014). Basalt and rhyo-dacite weathering and soil clay formation under subtropical climate in southern Brazil. *Geoderma*, Amsterdam, 235– 236, pp. 100-112.

Chamley H. (1989). Clay sédimentologie. Ed. Springer-verlag, Berlin, 623 p.

Chatain, V., Sanchez, F., Bayard, R., Moszkowicz, P., Gourdon, R. (2005). Effect of experimentally induced reducing conditions on the mobility of arsenic from a mining soil. *J. Haz. Mat.* 122, pp. 119-128.

Chatelin Y. (1970). Introduction de la géochimie des altérations et des sols. Ed. ORSTOM, Bangui, 92 p.

Cornu S. (2005). Pédogenèses d’hier et d’aujourd’hui. Thèse HDR, Univ. d’Orléans, France, 81 p.

Courchesne F., Hallé J. P., Turmel M-C (2002). Bilans élémentaires holocènes et altération des minéraux dans trois sols forestiers du Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, 56 (1), pp. 5-17.

CPCS (1967). Classification des sols (Commission de Pédologie et de Cartographie des sols). Ed. AFES, France, 96 p.

Cudennec Y., Lecerf A. (2006). The transformation of ferrihydrite into goethite or hematite, revisited. *J. Solid State Chem.*, 179, pp. 716-722.

Darmendrail D., Baize D., Barbier J., Freyssinet P., Mouvet C., Salpéteur I., Wavrer P. (2000). Fond géochimique naturel : État des connaissances à l’échelle nationale. Ed. BRGM/RP-50158-FR. 93 p.

Dubey P. N., Bhaskar B. P., Chandran P., Singh B., Mishra B. K.(2016). Geochemistry of some ferruginous soils of Kerala, India. *Journal of Applied and Natural Science*, 1 (8), pp. 196 – 207.

Duchaufour Ph. (1951). Lessivage et podzolisation. *Revue forestière française*, (10), pp. 647-652.

Durant J. H. (1956). Sur quelques sols rouges dits méditerranéens. VI congrés international des sciences du sol, Paris, 244 p.

- Durant J. H. (1959).** Les sols rouges et les croûtes en Algérie. SES Birmandrais, Alger.
- Elsass F. (2005). Minéralogie des argiles de sols : structure, altération, réactivité. Thèse. HDR, Université Louis Pasteur de Strasbourg, France, 137 p.
- Elsas F. (2005).** Minéralogie des argiles de sols : structure, altération, réactivité. Mémoire HDR., Université Louis Pasteur (Strasbourg 1), France, 137 p.
- Escourrou G., (1978).** Climatologie pratique. Ed. Masson, Paris, 172 p.
- Fares L. (2006).** Contribution à la connaissance de quelques sols rouges développés sur différentes roches mères du littoral Algérois. Thèse Mag., INA, El Harrach, 94 p.
- Fedo C. M., Nesbitt H. W., Young G M. (1995).** Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23 (10), pp. 921-924.
- Fedoroff N., Courty M. A. (2013).** Revisiting the genesis of red Mediterranean soils. *Turkish J. Earth Sci.*, (22), pp. 359-375.
- Fernandez-Cornudet C. (2006).** Devenir du Zn, Pb et Cd issus de retombées atmosphériques dans les sols, à différentes échelles d'étude. -Influence de l'usage des sols sur la distribution et la mobilité des métaux-. Thèse Doc., INA- Paris-Grignon, France, 171p.
- Fiantis D., Nelson M., Shamshuddin J., Goh T. B., Van Ranst E. (2010).** Determination of the Geochemical Weathering Indices and Trace Elements Content of New Volcanic Ash Deposits from Mt. Talang (West Sumatra) Indonesia. *Eurasian Soil Science*, 43 (13), pp. 1477-1485.
- Girard M. C., Walter C., Rémy J. C., Berthelin J., Morel, J. L. (2004).** Sols et environnement, 2eme ed. Ed. Dunod, Paris, 816 p.
- Gobat J. M., Aragno M., Matthey W. (2003).** Le sol vivant. Bases de pédologie – Biologie des sols. 2e éd. revue et augmentée. Coll. Gérer l'environnement. Les Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 568 p.
- Gontier A. (2014).** Quantification de l'altération dans les sols par les déséquilibres radioactifs: approche sur sol total et phases minérales séparées. *Sciences de la Terre*. Thès. Doc. Université de Strasbourg, France, 311 p.
- Gotoh S., Patrick W. H. (1974).** Transformation of Iron in a Waterlogged Soil as Influenced by Redox Potential and pH. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 38, pp. 66-71.

- Hammouche B. (1986).** Contribution à l'étude des sols du Sahel d'Alger. thèse Mag., INA, 293 p.
- Haskins D. (2006).** Chemical and mineralogical weathering indices as applied to a granite sapolite in South Africa. The Geological Society of London, (465), pp. 1-14.
- Hubert F. (2008).** Modélisation des diffractogrammes de minéraux argileux en assemblages complexes dans deux sols de climat tempéré. Implications minéralogique et pédologique. Thèse Doc., Université de Poitiers, France, 205 p.
- Jayawardena U. de S., Izawa E. (1994).** Application of present indices of chemical weathering for precambrian metamorphic rocks in Sri Lanka. [Bulletin of the International Association of Engineering Geology](#), 49 (1), pp. 55–61.
- Kurtz A. C., Derry L. A., Chadwick O. A., Alfano M. J. (2000).** Refractory element mobility in volcanic soils. *Geology*, 28 (8), pp. 683–686.
- Lahmar K. (1988).** Les sols rouges lessivés sur micaschistes à chlorites ferrifères (Grande Kabylie, Algérie). Organisation de la couverture pédologique d'un bassin versant Altération, pédogenèse, morphogenèse. Thèse Doc., Université de Paris VI, 216 p
- Lamouroux M. (1965).** Observations sur l'altération des roches calcaires sous climat méditerranéen humide (Liban). *Cah. O.R.S.T.O.M., Pédol.* Vol. 3 (1), pp. 21-41.
- Lamouroux M. (1967).** Contribution à l'étude de la pédogenèse en sols rouges méditerranéens. *Science du Sol*, (2), pp. 55-86.
- Lamouroux M. (1983).** Les sols fersiallitiques. *Garcia de Orta, Sér. Est. Agron., Lisboa*, 10 (1-2), pp. 11-18.
- Lavaude A. (2010).** Extraction et caractérisation de la matière organique soluble des horizons profonds d'un sol arable, Thèse Doc., Université de POITIERS, France, 215 p.
- Legros J. P. (2012).** Major Soil Groups of the World: Ecology, Genesis, Properties and Classification. Science Publishers, 478p.
- Lelong F., Souchier B. (1970).** Bilans d'altération dans la séquence de sols vosgiens, sols bruns acides à Podzols, sur granite. In: *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine. Sédimentologie et géochimie de la surface*, 23 (3-4), pp. 113-143.
- Liu Z., Wang H., Hantoro W. S., Sathiamurthy E., Colin C., Zhao Y., Li J. (2012).** Climatic and tectonic controls on chemical weathering in tropical Southeast Asia (Malay Peninsula, Borneo, and Sumatra). *Chemical Geology*, 291, pp. 1-12.

Liu Z., Zhao Y., Colin C., Siringan F. P., Wu Q. (2009). Chemical weathering in Luzon, Philippines from clay mineralogy and major-element geochemistry of river sediments. *Applied Geochemistry*, 24, 11, pp. 2195-2205.

Marcoen J. M., Naud J., Brohée J. C., Crélot I., Delcarte E., Agneesens R. (2000). Le fond géopédochimique des sols : potentialité de l'analyse chimique élémentaire globale par spectrométrie de fluorescence X (XRF). Séminaire 'Intensification agricole et qualité des sols et des eaux', Rabat, Maroc, 2-3 pp. 75-94.

Martín-García J. M., Delgado G., Párraga J. F., Gámiz E., Delgado R. (1999). Chemical, mineralogical and (micro) morphological study of coarse fragments in Mediterranean Red Soils. *Geoderma*, Vol. 90, Issues 1–2, pp. 23-47.

Meunier A., Sardini P., Robinet J. C., Prêt D. (2007). The petrography of weathering processes: facts and outlooks. *Clay minerals*, 42 (4), pp. 415-435.

M'Hirit O. (1999). La forêt méditerranéenne : espace écologique, richesse économique et bien social. *Unasyuva (FAO)*, 50 (197), pp. 3-15.

Millot G. (1964). Géologie des argiles. Altérations. Sédimentologie. Géochimie In : Bulletin du Groupe français des argiles. Tome 14, nouvelle série (9), pp. 165-166. https://www.persee.fr/doc/argil_0429-3320_1964_num_14_9_1006_t1_0165_0000_2

Mourier B. (2008). Contribution de l'approche sédimentologique à la reconstitution de l'histoire des sols. Définition de traceurs pédologiques et application sur des sédiments lacustres de montagne (Maurienne, Savoie, France). Thèse Doc., Université de Savoie, France, 214 p.

Naïmi S. (2012). Caractérisation morphologique, micromorphologique, minéralogique et analytique des sols rouges de la région de TIARET. Thèse mag. ENSA, El Harrach, 79 p.

Nesbitt H. W., Young G. M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48 (7), pp. 1523-1534.

Noulas C., Karyotis T., Charoulis A., Massas L. (2009). Red Mediterranean Soils: Nature, Properties, and Management of Rhodoxeralfs in Northern Greece. *Science and Plant Analysis*, 1 (40), pp. 633-648.

Ould Bachir K. (1997). Contribution à l'étude microbiologique d'un sol rouge méditerranéen sous différents systèmes de cultures en condition semi-aride en Algérie. Thèse Mag., CU Tiaret, p.

Ouyang N., Zhang Y., Sheng H., Zhou Q., Huang Y., Yu Z. (2021). Clay mineral composition of upland soils and its implication for pedogenesis and soil taxonomy in subtropical China. Scientific Reports, <https://doi.org/10.1038/s41598-021-89049-y> consulté le [31/1/2022](https://doi.org/10.1038/s41598-021-89049-y), 16 p.

Parker A. (1970). An Index of Weathering for Silicate Rocks. Geo. Mag., 107, pp. 501-504.

Pédro G. (1987). Current aspects of the mineralogy of clays and soils. In Proceedings of the 20th Colloquium of the International Potash Institute, Baden bei Wien, Austria. Berne, IPI, pp. 11-43.

Pédro G. (1989). « Geochemistry, mineralogy and microfabric of soils ». In Soils and their management: a sino-european perspective. Ed. Elsevier, Amsterdam, Applied Science, pp. 59-90.

Price J. R., Velbel M. A. (2003). Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. Chemical Geology, (202), pp. 397-416.

Raclot D., Le Bissonnais Y., Annabi M., Sabir M., Smetanova A. (2017). Main issues for preserving mediterranean soil resources from water erosion under global change. Land Degrad. Develop., 29, pp. 789-799.

Ranger J., Nys C. I. (2003). La qualité des sols forestiers français. Étude et Gestion des Sols, 10 (4), pp. 263-285.

Ranger J., Badeau V., Dambrine E., Dupouey J. L., Nys C., Party J. P., Turpault M. P., Ulrich E. (2000). Evolution constatée des sols forestiers au cours des dernières décennies. Rev. For. Fr. LII, numéro spécial, 49-70.

Rate A. W., Sheikh-Abdullah S. M. (2017). The geochemistry of calcareous forest soils in Sulaimani Governorate, Kurdistan Region, Iraq. Geoderma, 289, pp. 54-65.

Riebe C. S., Kirchner J. W., Finkel R. C. (2003). Long-term rates of chemical weathering

and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, pp. 4411-4427.

Rolandez G., Bouchut J., Vincent M., Bertrand G (2005). Etude de réduction de la vulnérabilité du massif de Bouzaréah aux catastrophes naturelles (RAPPORT DE TACHE 1). ISL et BRGM, 29 p.

Rona Donahoe J., Ltou J. G. (1984). Synthesis and characterization of zeolites in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *Clays and Clay Minerals*, 32 (6), pp. 433-443.

Ruellan A. (2010). Des sols et des hommes-Un lien menacé. Edit. IRD, 105 p.

Ruellan, A., Blanchart, É., Brauman, A., Grimaldi, M., Grünberger, O., Barbiero, L., Chaplot, V., Olivier, M., Bernoux, M. (2008). Les sols, des milieux vivants très fragiles, les dossiers thématiques de l'IRD. 21 p.

Ruxton B. P. (1968). Measures of the Degree of Chemical Weathering of Rocks. *Journal of Geology*, (76), pp. 518-527.

Saikia, B. J., Goswami, S. R., Borthakur, R., Roy, I. B., Borah, R. R. (2015). Spectroscopic Characterization and Quantitative Estimation of Natural Weathering of Silicates in Sediments of Dikrong River, India. *Journal of Modern Physics*, (6), pp. 1631-1641.

Salvador-Blanes S. (2002). Déterminisme de la distribution spatiale des éléments majeurs et traces dans les sols en contexte métamorphique (Plateau d'Aigurande, nord du Massif central, France). Thèse Doc., Université de Tours, France, 283 p.

Sánchez J. S., Alves C., Romaní J. R. V. (2016). Assessing the weathering of granitic stones on historical urban buildings by geochemical indices. *Earth Sci. Res. J.*, 3 (20), pp. 1-13.

Santos, F. M., Balieiro, F. D. C., Ataíde, D. H. D.S., Diniz, A. R., Chaer, G. M., (2016). Dynamics of aboveground biomass accumulation in monospecific and mixed-species plantations of Eucalyptus and Acacia on a Brazilian sandy soil. *For. Ecol. Manage.* 363, pp. 86-97.

Soil Survey Staff (1975). Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. Ed. U.S.D.A. Agricultural Handbook, 436 p.

Soil Survey Staff (2003). Keys to Soil Taxonomy. 9th Edition. Ed. U.S.D.A., United States Department of Agriculture Natural Resources Conservation Service, 322 p.

Souchier B. (1984). La pédologie dans ses rapports avec l'écologie. Evolution des concepts et applications. Bulletin de l'Association française pour l'étude du sol. Sciences du sol, (2), pp. 149-166.

Sposito G. (2008). The Chemistry of Soils- Second Edition. Ed. Oxford University Press, 329 p.

Stengel P. (2009). Le Sol ressource pour une agriculture durable. Ed. INRA, France, 20p.

Stewart P. (1969). Quotient pluviométrique et dégradation biosphérique : quelques réflexions. Bull. Soc. Hist. Nat. Nord. 59 (1-4), pp. 23-36.

Stewart P. (1975). Un nouveau climagramme pour l'Algérie et son application au barrage vert. Bull. Soc. Hist. Afr. Nord. 65 (1-2), pp. 239-252.

Stoops G., Marcelino V., Mees F. (2018). Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. 2nd ed. Ed. Elsevier, Amsterdam, 1000 p.

Stoops G., Schaefer C. E. G. R. (2018). Chapter 4 - Pedoplasation: Formation of Soil material. Editor(s): Georges Stoops, Vera Marcelino, Florias Mees, Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths (Second Edition), Elsevier, pp. 59-71.

Taboada T., Cortizas A. M., García C., García-Rodeja E. (2006). Particle-size fractionation of titanium and zirconium during weathering and pedogenesis of granitic rocks in NW Spain. Geoderma, 131, pp. 218-236.

Taher R., Nurudin M., Hanudin E. (2019). Characteristics of Soils Developing from Gabbro, Phyllite and Chert Parent Rock in Karangsambung District. Ilmu Pertanian (Agricultural Science), 4 (3), pp. 131–139.

Tardy Y. (1966). Mobilité relative des éléments au cours des phénomènes d'altération de quelques roches cristallines. In: Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, Sédimentologie et géochimie de la surface, 19 (3-4), pp. 255-270.

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. Rapport Technique N° RT131010MTHI, Centre de Géosciences, Ecole des Mines de Paris, Fontaine bleau, France, 34 p.

Thorez J. (1973). Etude des minéraux argileux dans le tertiaire du sondage de watermael-boitsfort (bruxelles). Annales de la Société Géologique de Belgique, T. 96, pp. 641-649.

Thorntwaite C.W. (1948). An Approach toward a Rational Classification of Climate. Geographical Review, 38, pp. 55-94. <http://dx.doi.org/10.2307/210739>.

Torrent, J., Hillel D. (2005). Mediterranean Soils. Encyclopedia of Soils in the Environment, ed. Elsevier, pp. 418-427.

Touhtouh E. Elfaleh M., Moujahid Y. (2014). Caractérisations physico-chimiques et minéralogiques des sols du Saïs, Maroc. J. Mater. Environ. Sci. 5 (S2), pp. 2534-2539.

Ubalde J. M., Poch R. M. (2010). How soil forming processes determine viticultural zoning in Catalonia, Spain. 19th World Congress of Soil Science, Brisbane, Australia 1-6 august, 27p.

Vaudour J. (1972). Chronique de pédologie méditerranéenne. Méditerranée, deuxième série, 9 (1), pp. 117-127.

Velde B. (1992). Introduction to Clay Minerals. Chemistry, Origins, Uses and Environmental Significance. Ed. Chapman & Hall, London, 198 pp.

Verhey W., de la Rosa D. (2005). Mediterranean soils, in Land Use and Land Cover, from Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS), Developed under the Auspices of the UNESCO, Eolss Publishers, Oxford ,UK., 26 p.

Vingiani S. Di Iorioc E., Colomboc C., Terribile F. (2018). Integrated study of Red Mediterranean soils from Southern Italy. Catena,

<https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.01.002>.

Yahia M. (1989). Caractéristiques chimiques des principaux types de sols du Sersou. Mémoire ing., ISA, CU Tiaret, 83 p.

ANNEXE

**DIFFRATOGRAMMES
DES RAYONS X OBTENUS AVEC LES
TRAITEMENTS :
ETAT BRUT
ETHYLENE GLYCOL ET
CHAUFFAGE A 490 °C**

A. DIFFRACTOGRAMMES DES REYONS X DU PROFIL 1

A.1. Sol à l'état brut (B)

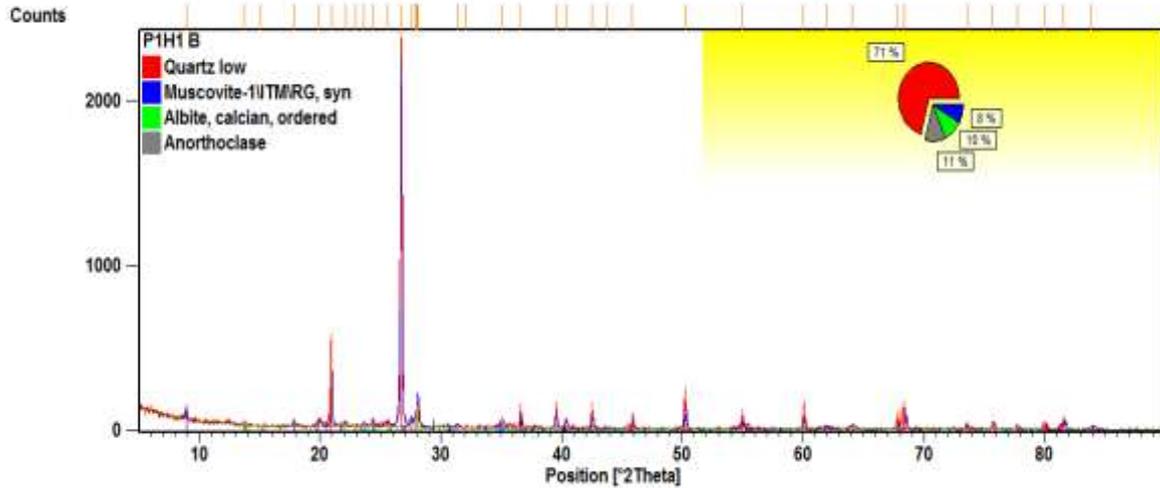


Figure A. 1. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P1H1(A) à l'état brute

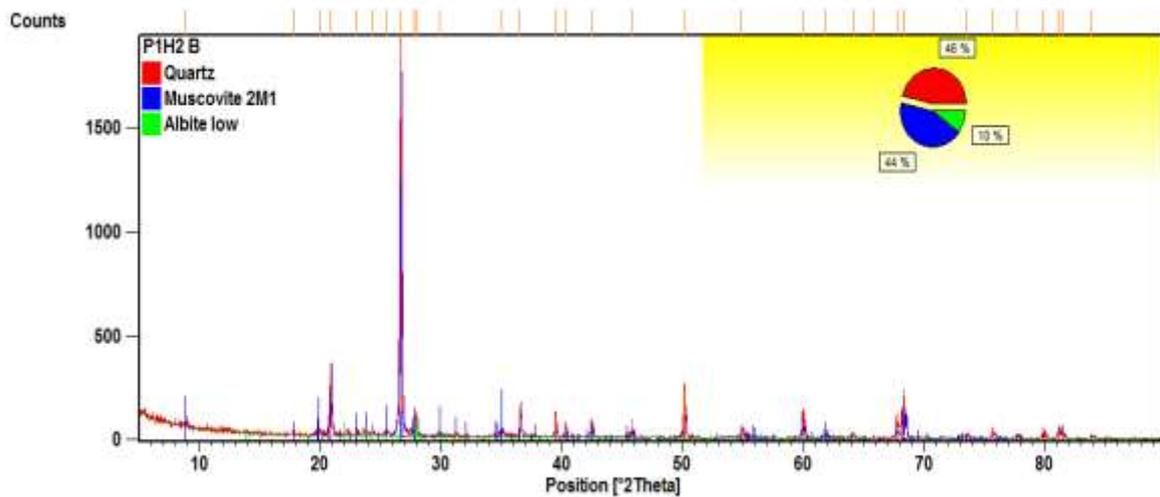


Figure A. 2. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P1H2(E) à l'état brute

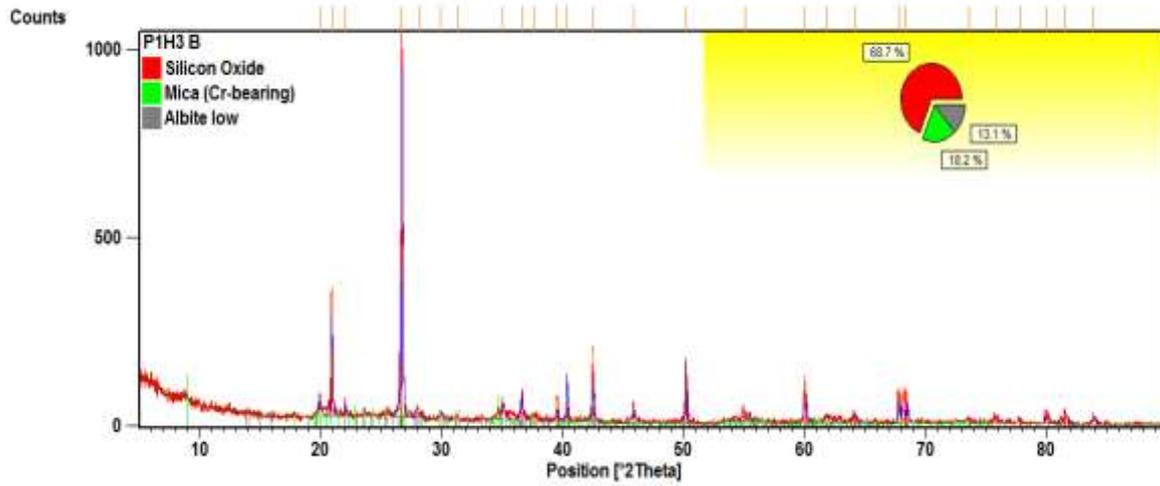


Figure A. 3. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P1H3(Bt₁) à l'état brute

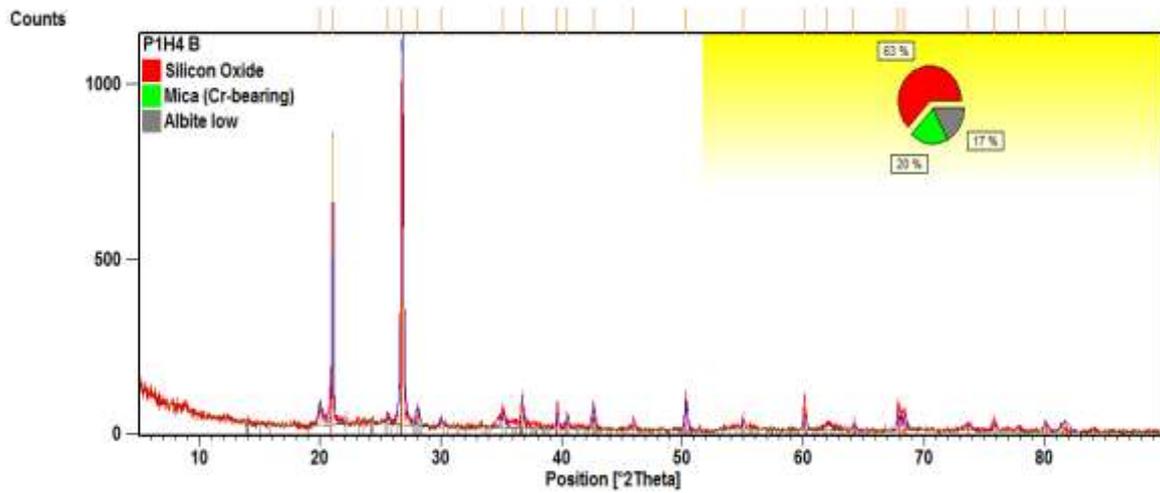


Figure A. 4. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P1H4(Bt₂) à l'état brute

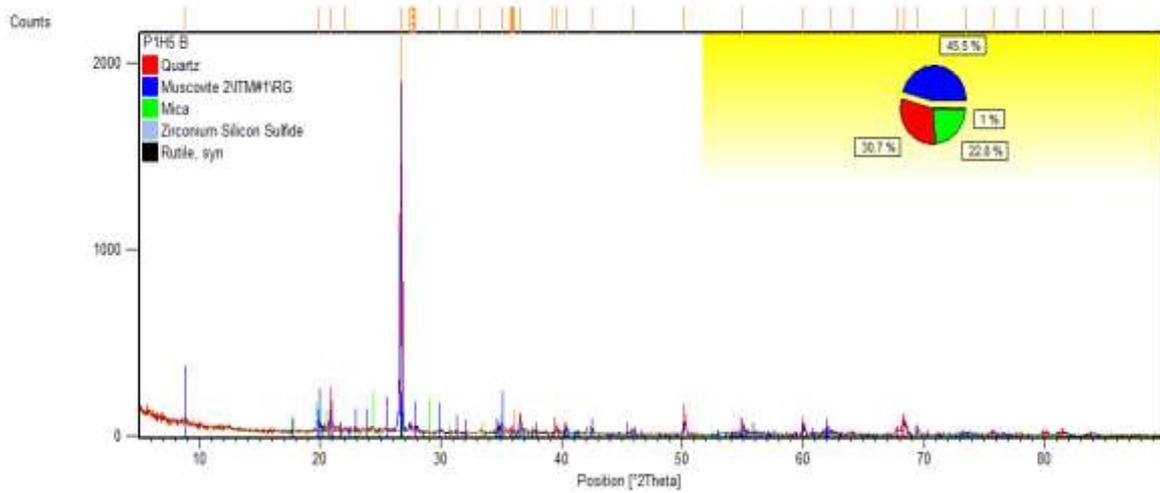


Figure A. 5. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P1H5(C) à l'état brute

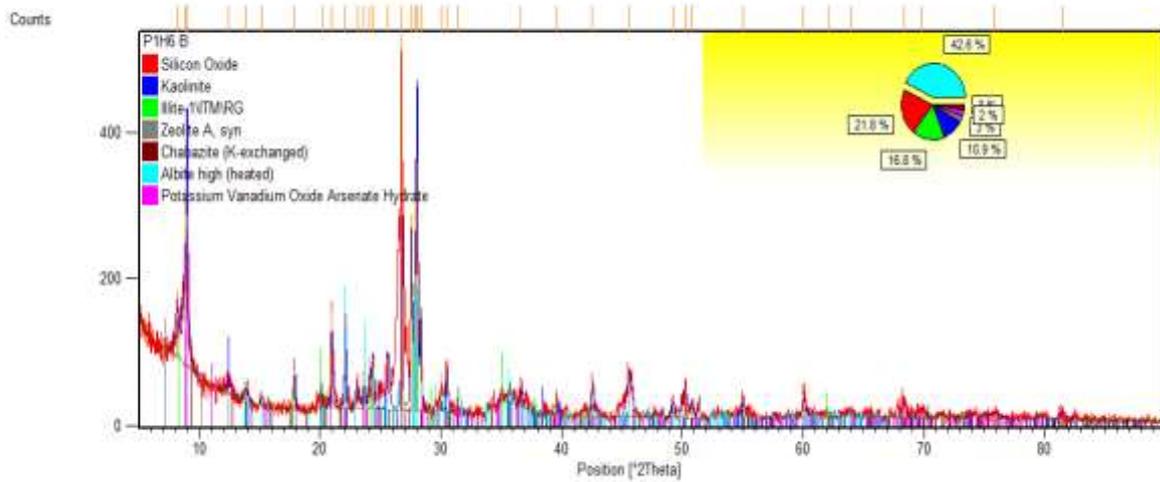


Figure A. 6. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P1H6(R) à l'état brute

A.2. Traitement à l'éthylène glycol (EG)

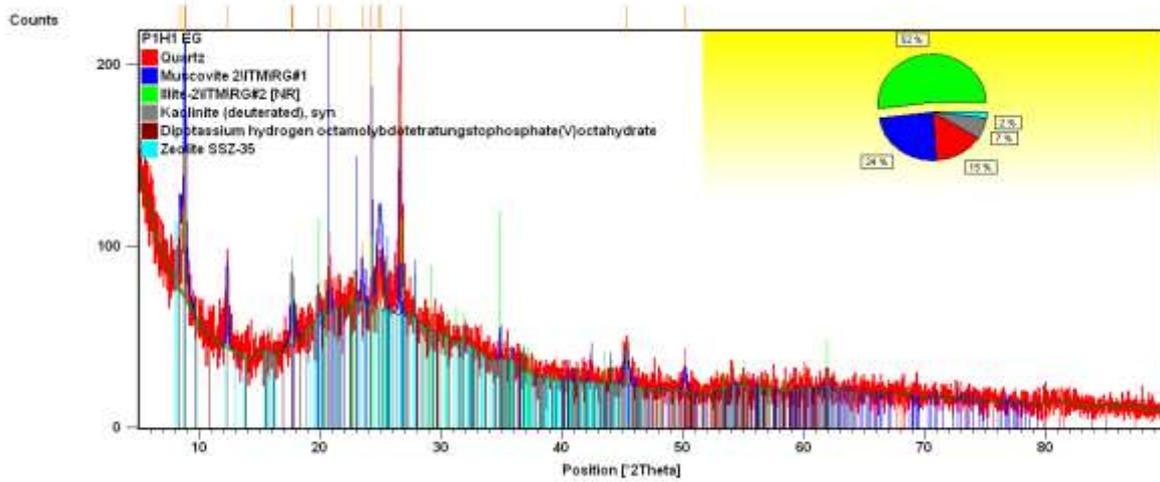


Figure A. 7. Diagramme des rayons X des fractions fines (<math><0,2 \mu\text{m}</math>) de l'horizon P1H1(A) à L'éthylène glycol (EG)

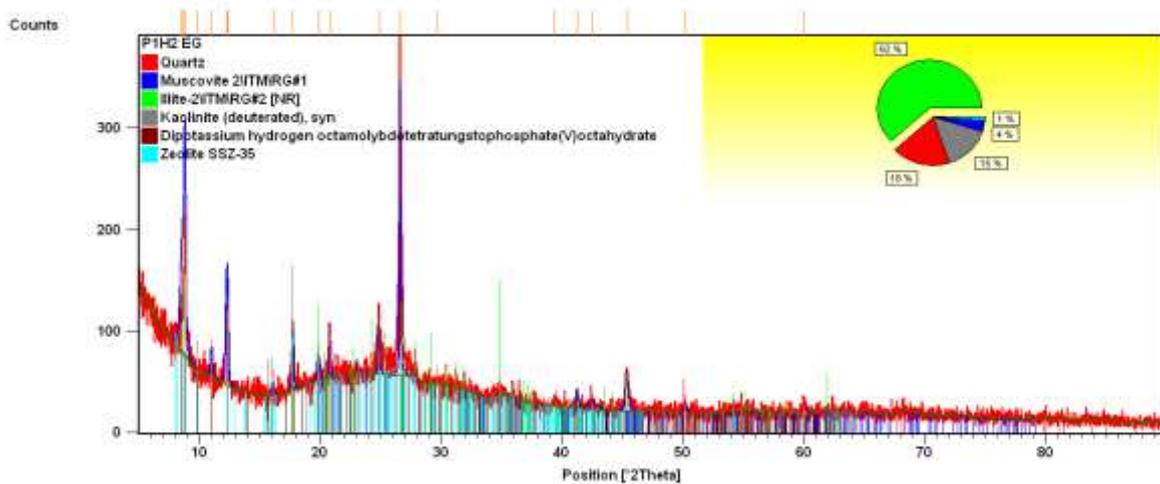


Figure A. 8. Diagramme des rayons X des fractions fines (<math><0,2 \mu\text{m}</math>) de l'horizon P1H2(E) à L'éthylène glycol (EG)

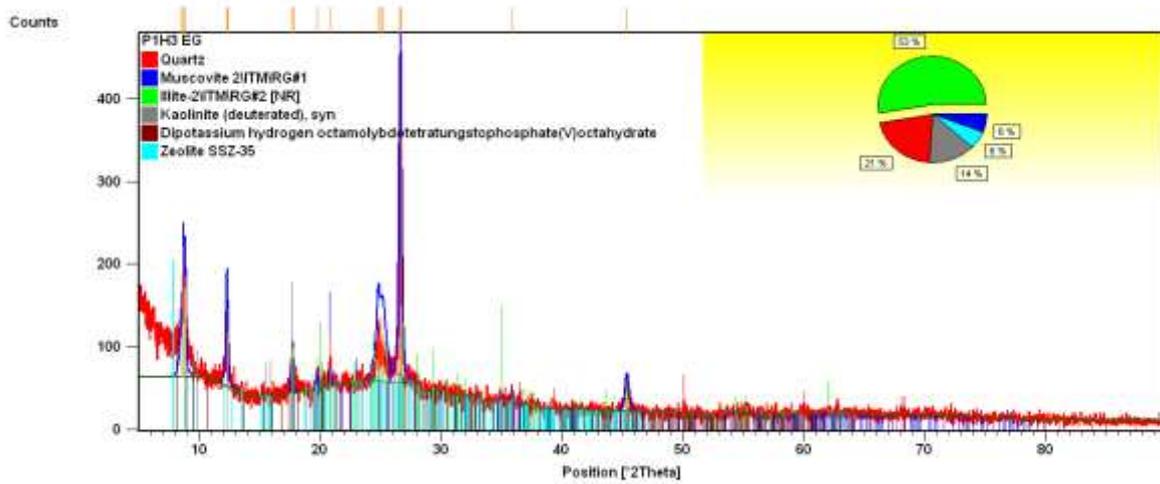


Figure A. 9. Diagramme des rayons X des fractions fines (<math><0,2 \mu\text{m}</math>) de l'horizon P1H3(Bt₁) à L'éthylène glycol (EG)

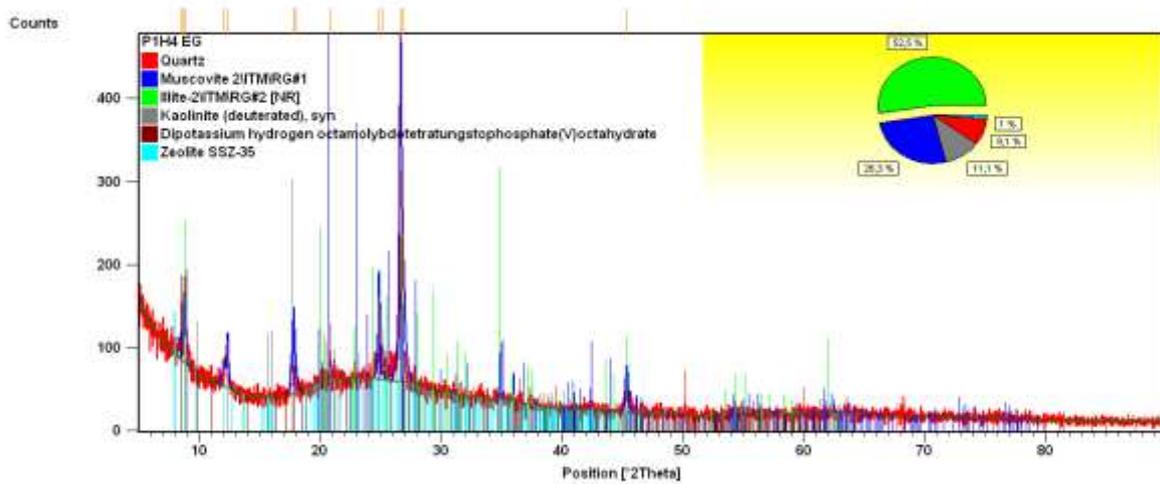


Figure A. 10. Diagramme des rayons X des fractions fines (<math><0,2 \mu\text{m}</math>) de l'horizon P1H4(Bt₂) à L'éthylène glycol (EG)

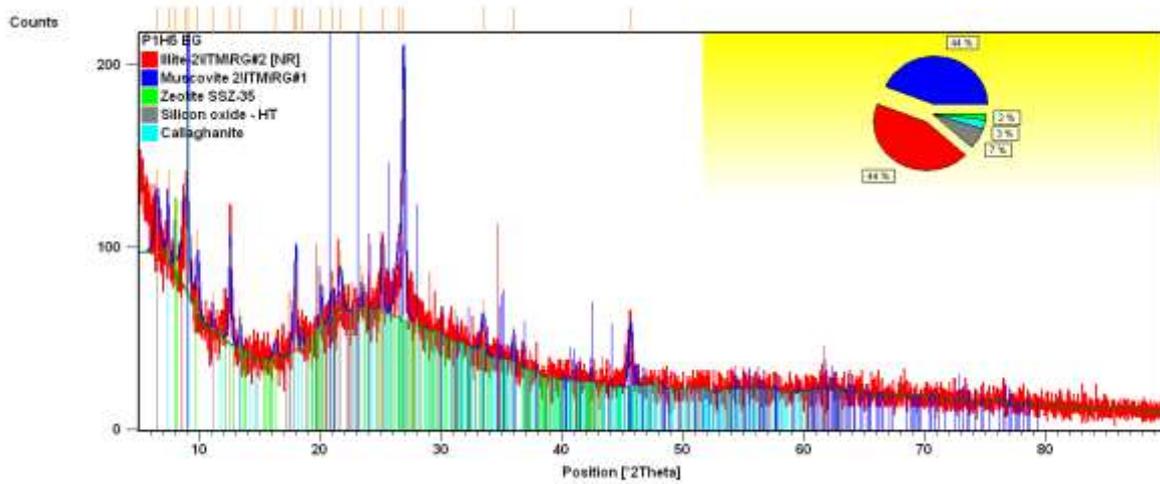


Figure A. 11. Diagramme des rayons X des fractions fines (<math><0,2 \mu\text{m}</math>) de l'horizon P1H5(C) à L'éthylène glycol (EG)

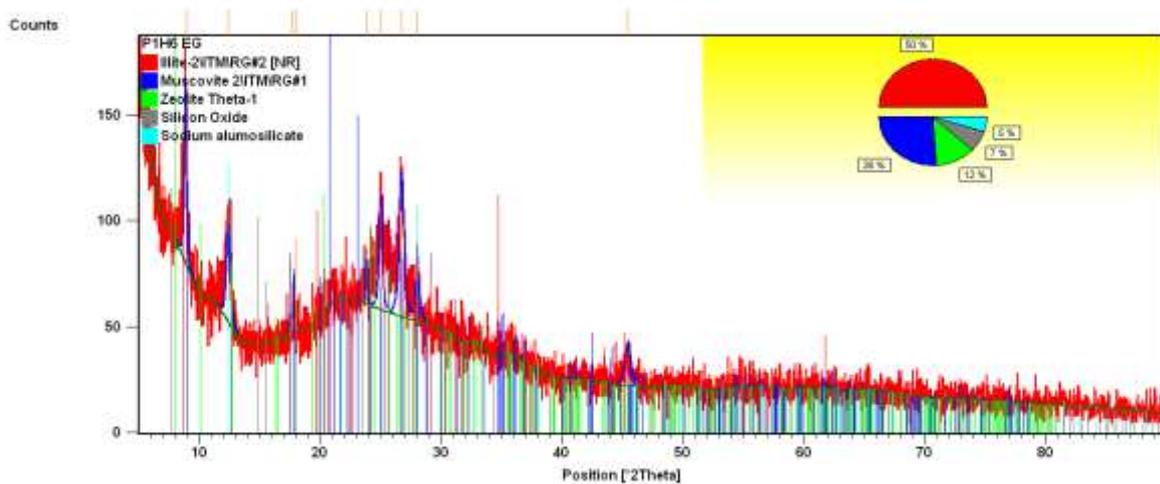


Figure A. 12. Diagramme des rayons X des fractions fines (<math><0,2 \mu\text{m}</math>) de l'horizon P1H6(R) à L'éthylène glycol (EG)

A.3. Traitement chauffage à 490 °C (490°C)

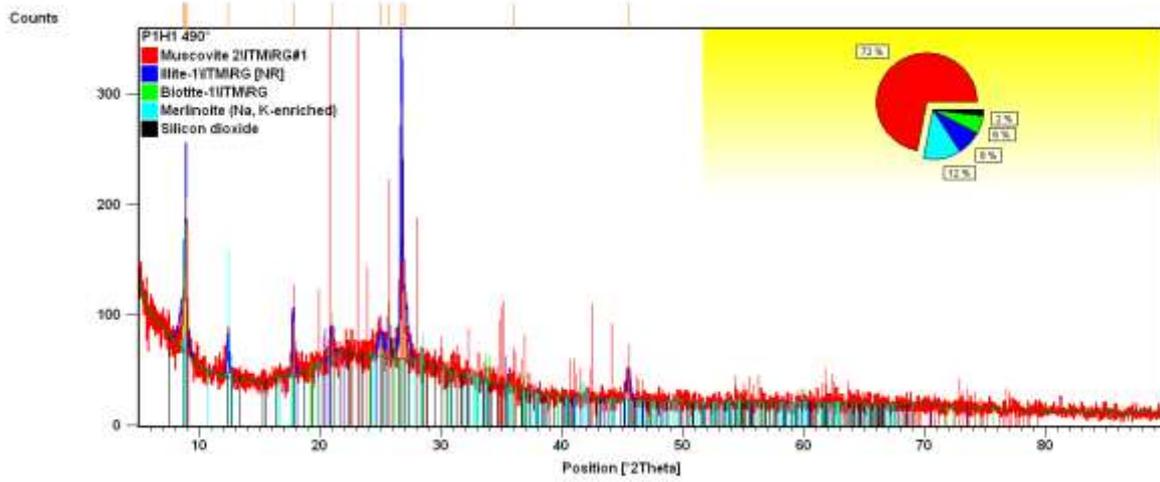


Figure A. 13. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P1H1 chauffage à 490°C (490°C)

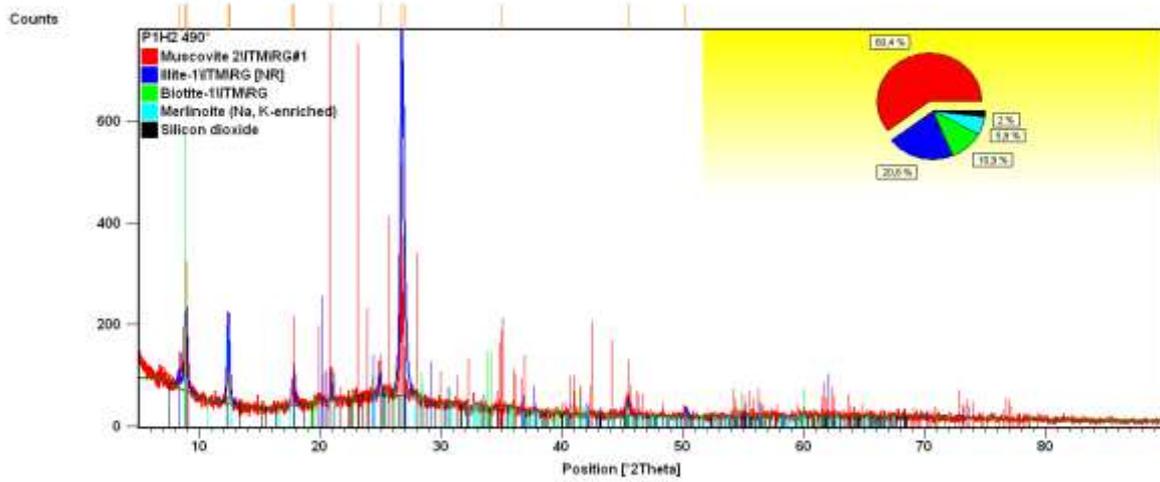
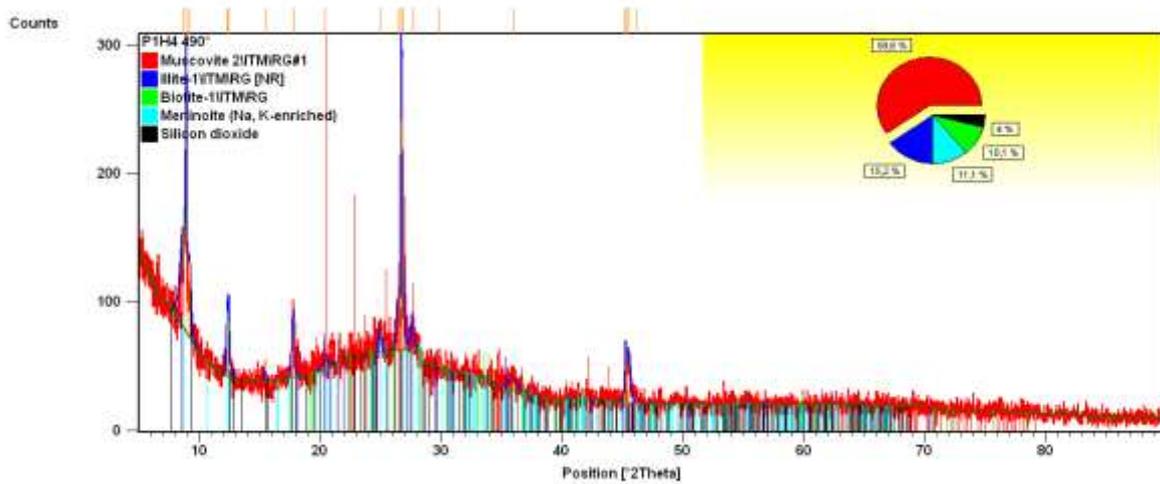
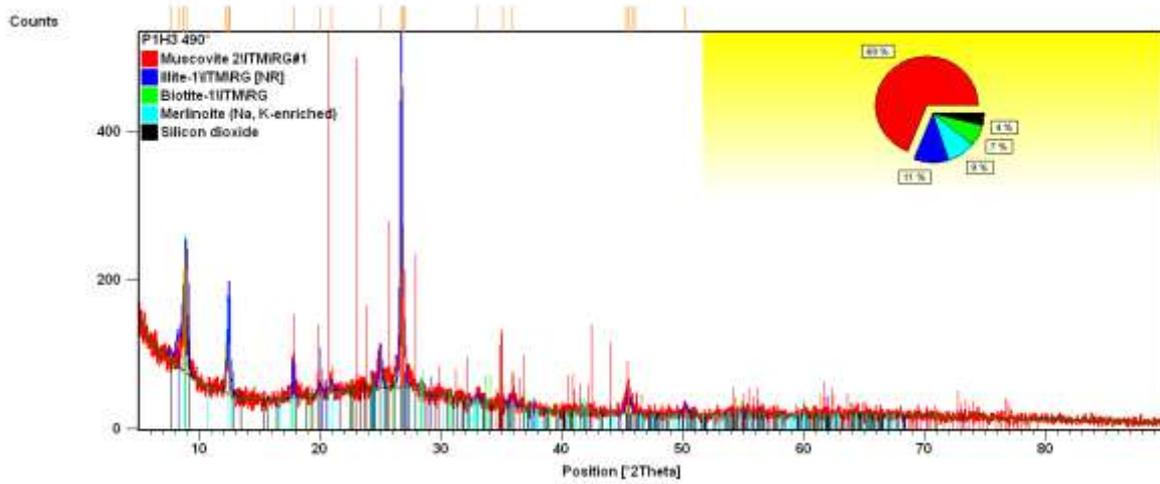


Figure A. 14. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P1H2 chauffage à 490°C (490°C)



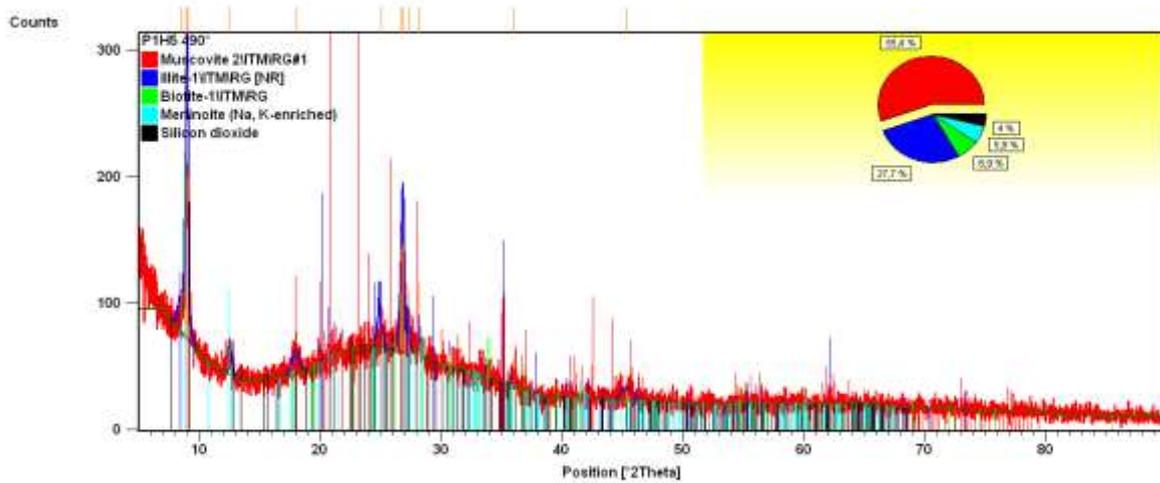


Figure A. 17. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P1H5 chauffage à 490°C (490°C)

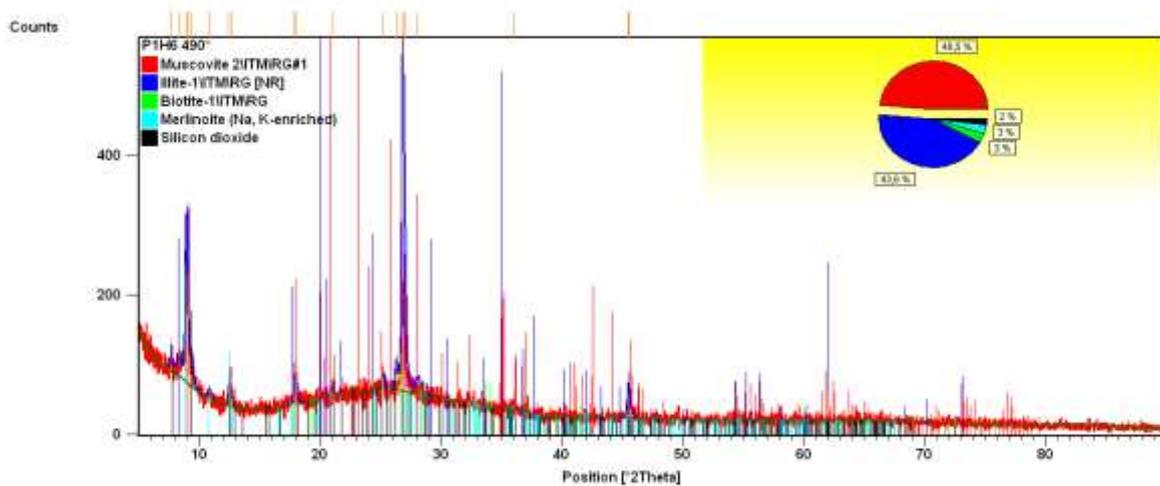


Figure A. 18. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P1H6 chauffage à 490°C (490°C)

B. DIFFRACTOGRAMMES DES REYONS X DU PROFIL 2

B.1. Sol à l'état brut (B)

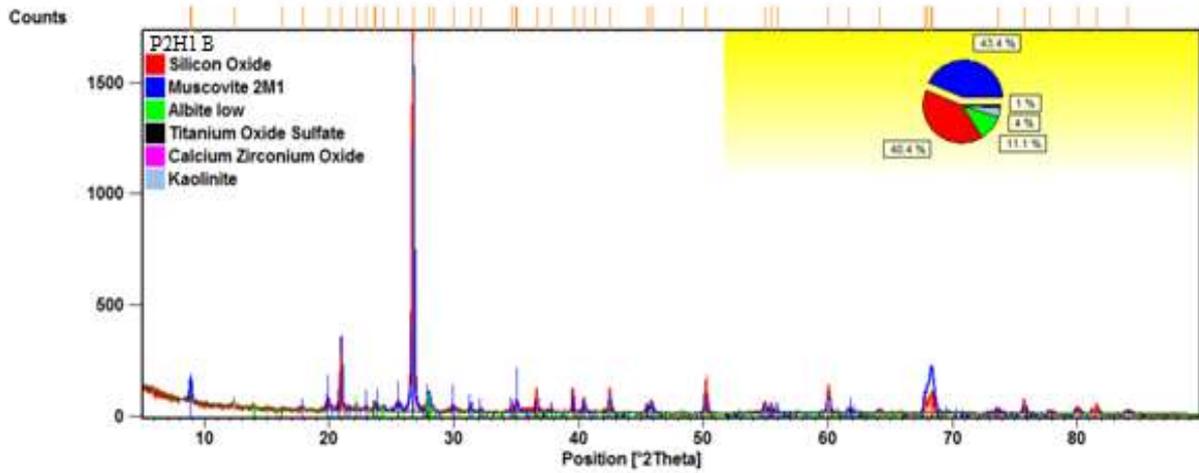


Figure B. 19. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P2H1 (A) à l'état brut (B)

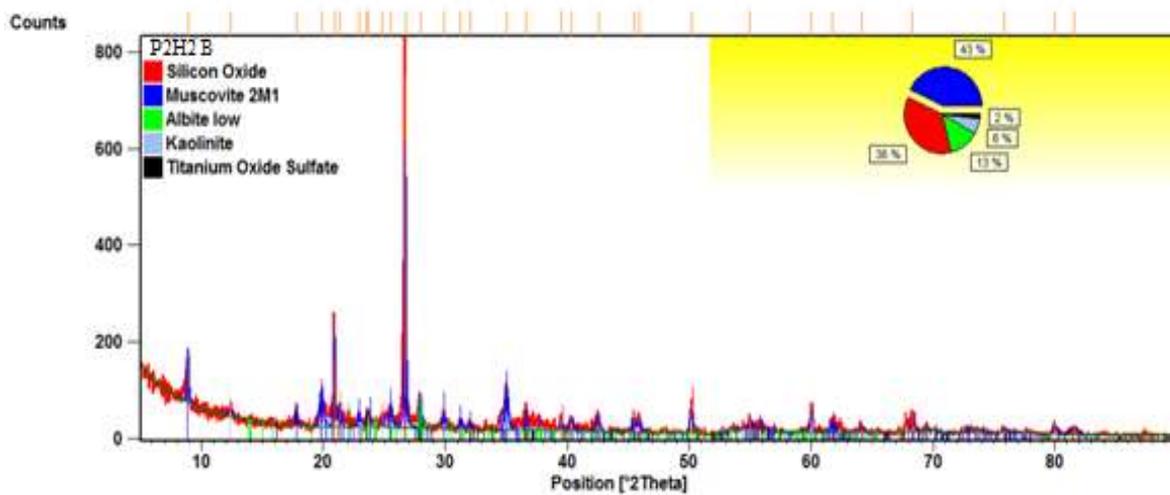


Figure B. 20. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P2H2 (B) à l'état brut (B)

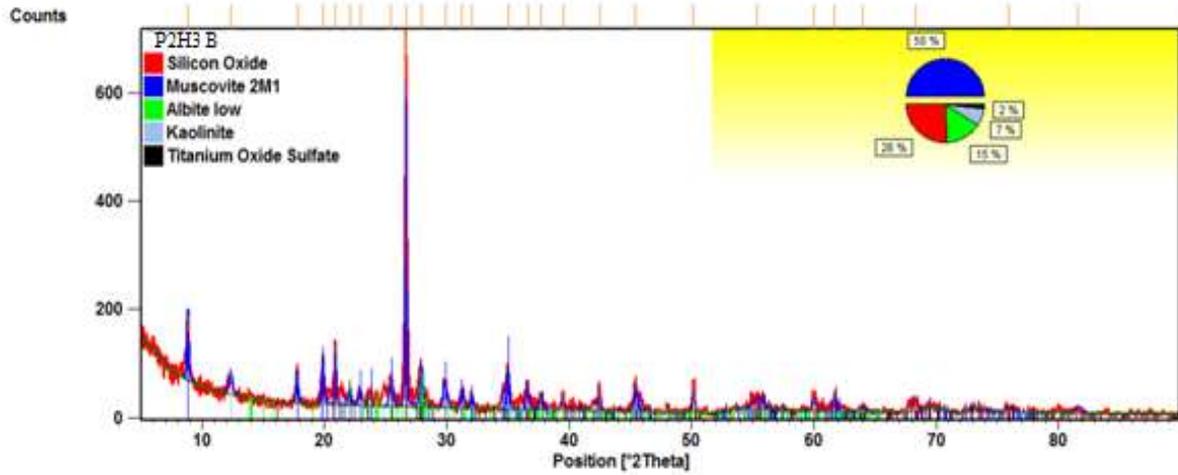


Figure B. 21. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 µm) de l'horizon P2H3 (C) à l'état brut (B)

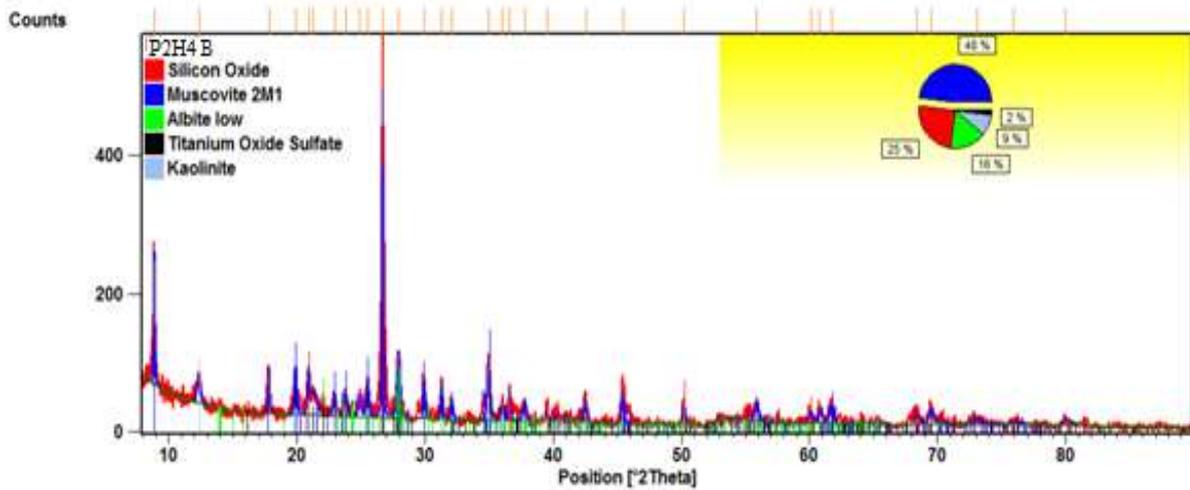


Figure B. 22. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 µm) de l'horizon P2H4 (R) à l'état brut (B)

B.2. Traitement à l'éthylène glycol (EG)

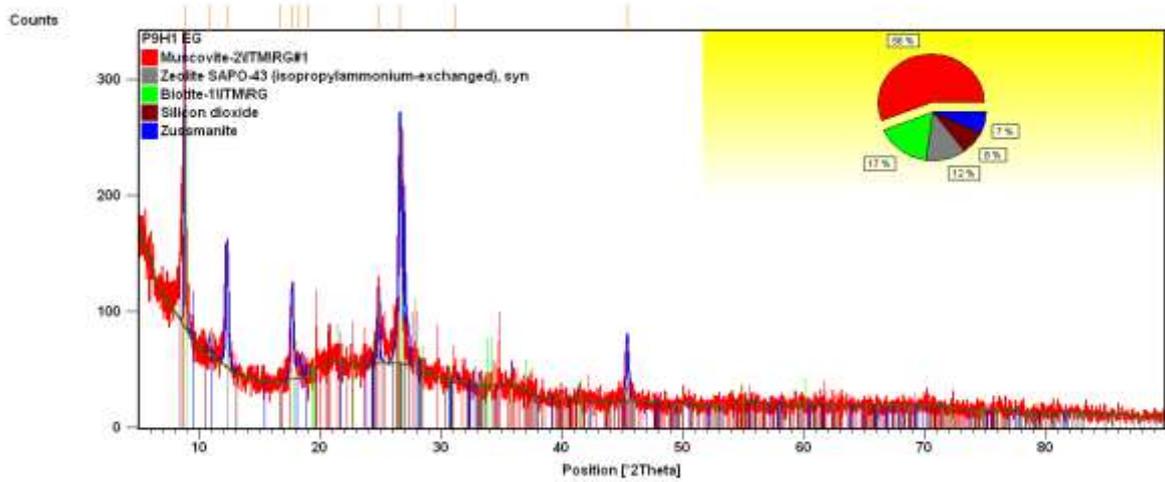


Figure B. 23. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P2H1 à l'éthylène glycol (EG)

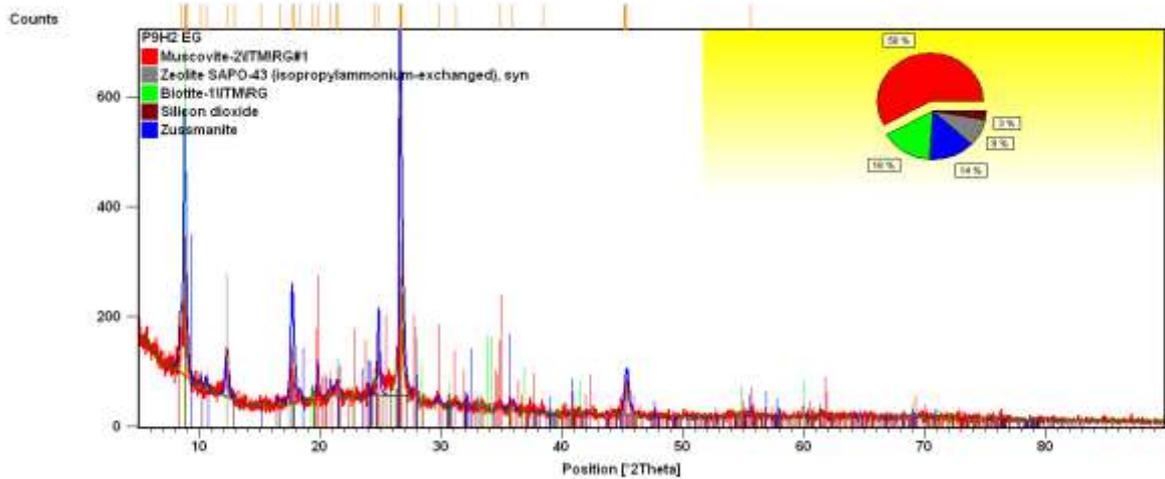


Figure B. 24. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P2H2 à l'éthylène glycol (EG)

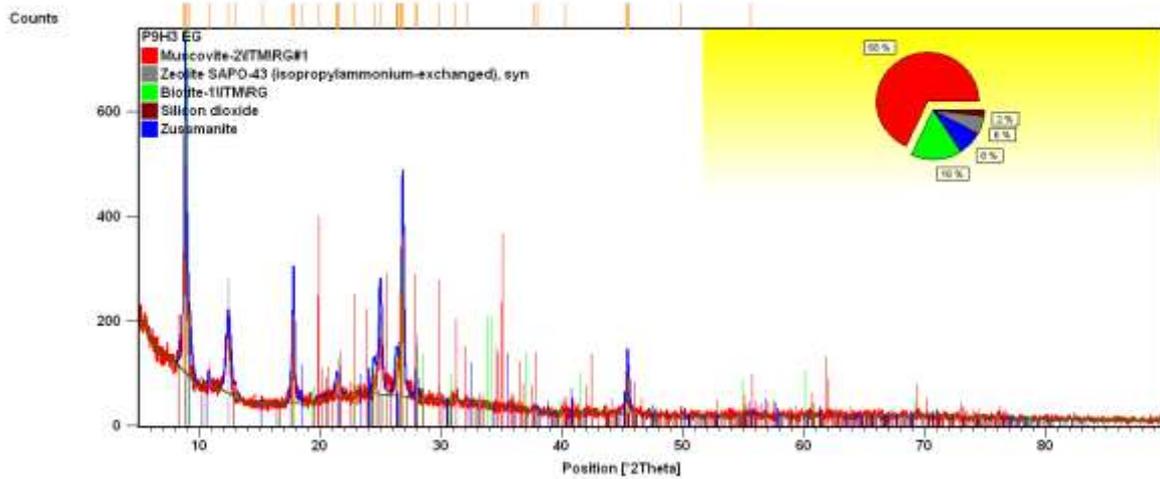


Figure B. 25. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P2H3 à l'éthylène glycol (EG)

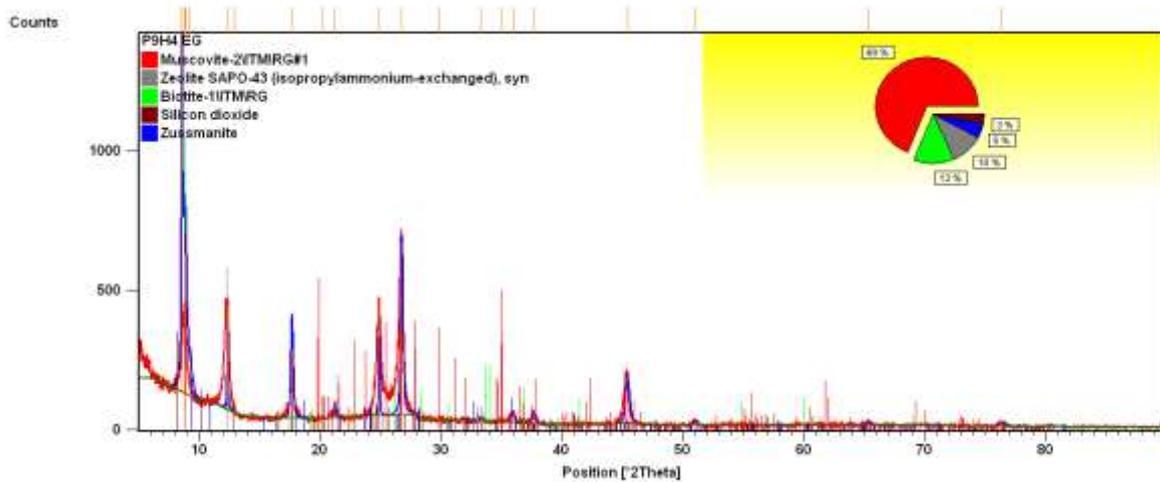


Figure B. 26. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P2H4 à l'éthylène glycol (EG)

B. 3. Chauffage à 490 °C (490 °C)

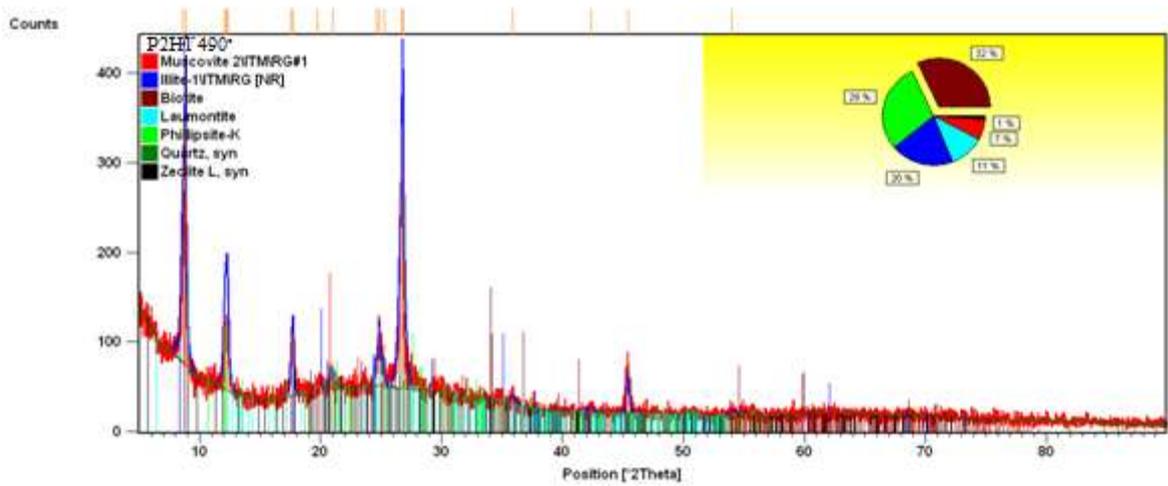


Figure B. 27. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P2H1 chauffage à 490 °C (490 °C)

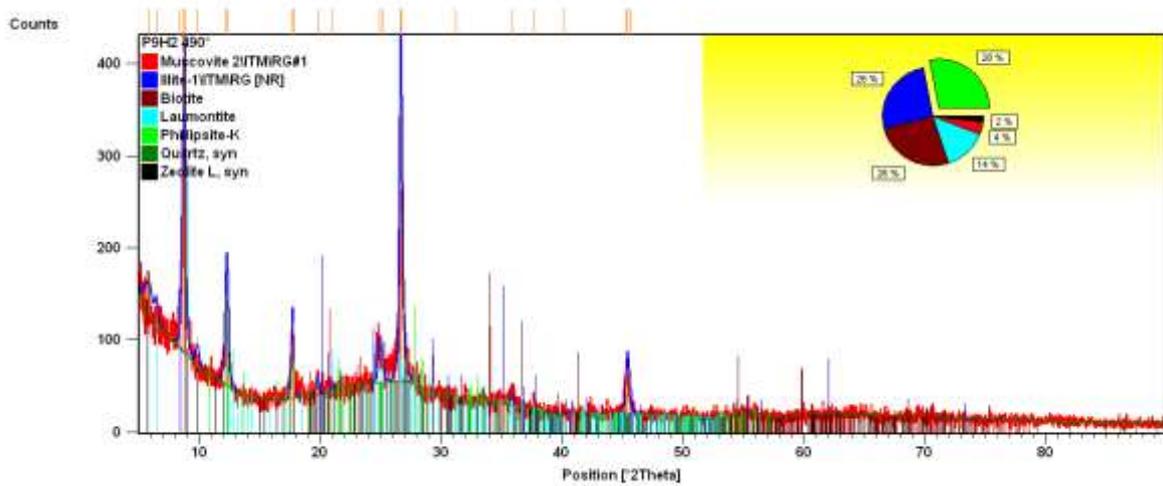


Figure B. 28. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P2H2 chauffage à 490 °C (490 °C)

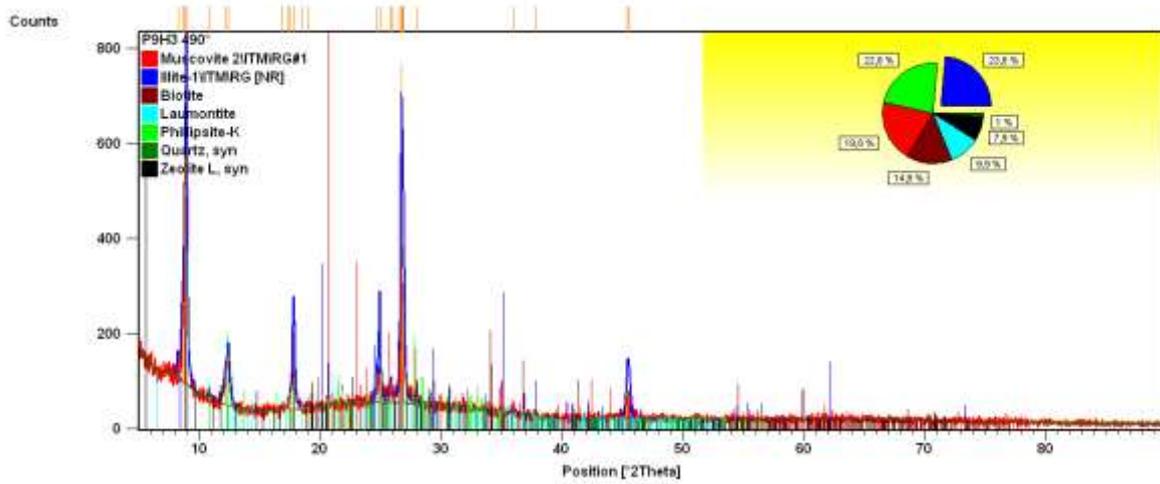


Figure B. 29. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P2H3 chauffage à 490 °C (490 °C)

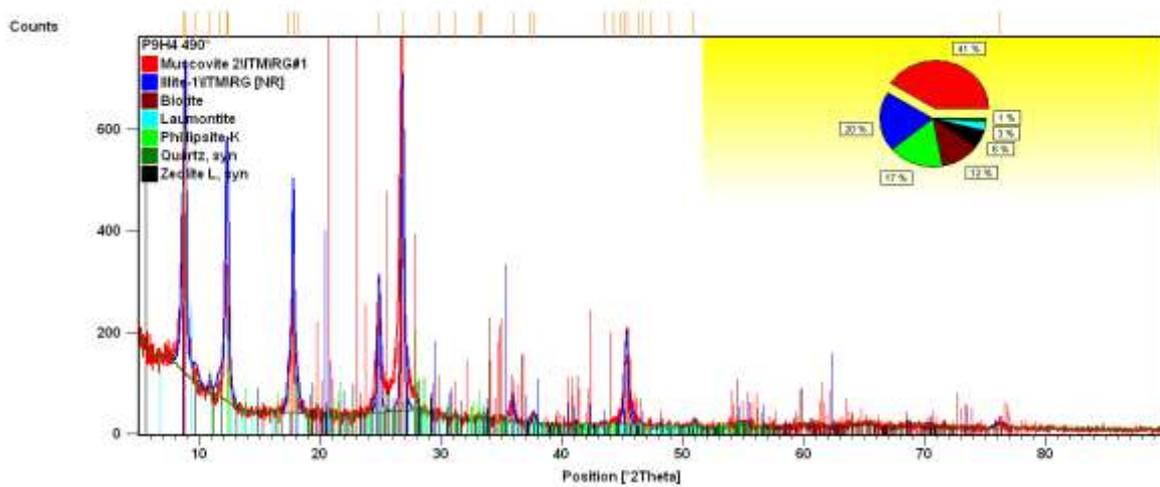


Figure B. 30. Diagramme des rayons X des fractions fines (<0,2 μm) de l'horizon P2H4 chauffage à 490 °C (490 °C)