

**Institut National Agronomique- EL-Harrach**

THESE Présentée en vue de l'obtention du Diplôme de Magistère en Sciences Agronomique  
Spécialité Sciences du Sol

# ***CARACTERISATION ET GENESE DE QUELQUES SOLS ROUGES DE LA GRANDE KABYLIE***

Par :

**Mme . ALLILI Chafika**

M. MESROUK A. : Directeur

Soutenue publiquement le : 19/04/2006

Devant le jury : M. DAOUD Y. : Président M. DJILI K. : Examineur M. SAHMOUN A. :  
Examineur



# Table des matières

..	1
AVANT-PROPOS ..	3
RESUME .	5
INTRODUCTION GENERALE ..	7
PREMIERE PARTIE : Bibliographie et étude du milieu ..	9
Chapitre 1 : Revue bibliographique ..	9
Introduction .	9
1. Les facteurs de formation des sols rouges .	9
2. Les processus de formation des sols rouges .	10
3. La genèse des sols rouges ..	14
4. Les argiles .	14
Conclusion ..	20
Chapitre 2 : Etude du milieu ..	21
Introduction .	21
1. Le milieu naturel ..	22
2. Situation géographique de la zone d'étude ..	25
3. Le climat ..	28
4. La géologie ..	32
5. Hydrographie .	34
6. Les sols .	34
Deuxième partie : Matériel et méthodes ..	37
Chapitre 3 : Matériel et méthodes .	37
Introduction .	37
1. Analyse physique: L'échantillon brut est tamisé à sec à travers un tamis de 2mm. .	38
2. Analyses physico-chimiques de la terre fine .	39

3. Méthodes pour étude structurale des minéraux argileux .	40
4. Analyses chimiques totales .	42
5. Microscopie électronique à balayage (MEB) . .	43
6. Perte au feu .	43
<b>Troisième partie: Evolution de la fraction minérale des sols étudiés. .</b>	<b>45</b>
<b>Chapitre 4 : Caractérisation morphologique et physico-chimique des sols . .</b>	<b>45</b>
Introduction .	45
1. Caractérisation morphologique des sols .	46
2. Caractérisation physico-chimique des sols .	48
3. Les processus de la pédogenèse .	54
Conclusion . .	55
<b>Chapitre 5 : Caractérisation géochimique des sols . .</b>	<b>56</b>
Introduction .	56
1. Caractérisation géochimique et microscopique des sols . .	56
2. Caractérisation microscopique .	60
Conclusion . .	61
<b>Chapitre 6 : Evolution minéralogique des argiles et de la terre fine des sols étudiés . .</b>	<b>62</b>
Introduction .	62
1. Capacité d'échange cationique .	63
2. Diffraction des rayons X .	64
3. Spectroscopie infra rouge .	78
4. Les mécanismes d'évolution des minéraux argileux . .	82
Conclusion . .	84
<b>Chapitre 7 : Evolution pédologique des sols . .</b>	<b>85</b>
Introduction .	85
1. Evaluation de l'altération par les indices .	86
2. Approche géochimique . .	88
3. Approche minéralogique .	88

<b>Conclusion . .</b>	<b>89</b>
<b>Conclusion Générale .</b>	<b>91</b>
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .</b>	<b>95</b>
<b>Annexe . .</b>	<b>99</b>
I- Données climatiques synthétiques .	99
I-1- Les indices et climagrammes .	100



---

DEDICACES Je dédie ce modeste travail à : La mémoire de mes **beaux-parents** et ma chère nana **Djouhra** Mes très chers **parents** Mon cher mari **Rachid** Mon fils adoré **Amoukrane** Tous mes beaux-frères : **Madjid, Mohand-Larbi, Mohand-Said, Brahim, Mohand-Arezki et Djâafar** Tous mes frères : **Abd-El-Krim, Hamid, Youcef, Wahib et Younes** Mes très chères sœurs : **Wahiba, Hamida, Dalila, Nabila, Linda, Amina et Hadjer** Mes neveux (**Mouhamed, Chiheb, Larbi, et Yanis**) et mes nièces (**Nassima, Nadine, Lina et Hanen**)  
**Chafika**



## AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail, je voudrais exprimer toute ma reconnaissance à ceux qui m'ont apporté leurs aides, leurs conseils et leurs encouragements durant toutes les étapes.

Il m'est très agréable de remercier, en premier lieu, **Monsieur MESROUK A., chargé de cours** au département d'agronomie à l'université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou d'avoir proposé et dirigé mes travaux de recherche. Je lui exprime ici ma profonde gratitude pour m'avoir prodigué maints conseils pratiques et théoriques.

Je suis très sensible à l'honneur que me fait **Monsieur DAOUD Y., professeur** au département de science du sol à l'INA, d'avoir bien voulu juger mon travail et présider le jury. Je le prie d'accepter le témoignage de ma reconnaissance pour toutes les remarques qu'il m'a apporté pour la réalisation de cette thèse.

Mes remerciements vont également à **Monsieur DJILI K., professeur** au département de science du sol à l'INA, d'avoir accepté d'examiner cette thèse. Je le prie également d'accepter le témoignage de ma reconnaissance pour toutes les remarques qui m'a apporté et qui m'ont été d'un grand apport.

Je remercie aussi **Monsieur SAHMOUN A., professeur** à l'université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou, d'avoir également accepté d'examiner cette thèse.

Toute ma reconnaissance à **Monsieur M'HENI LAMARA de Sonatrach** qui m'a mis en contact avec **Madame KHOUDJA M.**, du département de sédimentologie au CRD de Boumerdes, qu'ils trouvent ici le témoignage de ma profonde gratitude. Je la remercie encore pour sa compréhension et son aide dans la confection des lames minces, la diffraction des rayons X, infra rouge et la géochimie.

Je ne saurais oublier d'exprimer ma gratitude à **Madame MOUFFOK M., chargée de cours** au département d'agronomie à l'université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou pour son aide et ses conseils.

Je tiens à remercier mon beau-frère **Monsieur ALLILI M., professeur** à l'université de Bishop's au Canada pour son aide dans la traduction.

J'adresse également ma sympathie à tout le personnel de département de pédologie de l'INA pour leurs aides et leurs collaborations. Je salue tout particulièrement les techniciens de laboratoire Amar et Redouane sans oublier M<sup>elle</sup> LARBI Fetouma pour son assistance efficace à la bibliothèque.

Mes remerciements vont aussi à tous les amis (es) et tous ceux qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce travail



---

## RESUME

### CARACTERISATION ET GENESE DE QUELQUES SOLS ROUGES EN GRANDE KABYLIE.

Application minéralogique et géochimique dans la détermination des minéraux et argiles.

Notre étude a porté sur la caractérisation et genèse des sols rouges en Grande Kabylie dans les régions de Zemmouri, Yakouren et Larbâa-Nath-Irathen.

Le cadre évolutif de la zone d'étude se caractérise par un climat méditerranéen à contraste saisonnier avec une saison froide et humide et une saison chaude et sèche, une géologie à roches mères variées. Un dépôt marin (sol de Zemmouri), du grès siliceux ferrugineux (sol de Yakouren) et calcaire dur (sol de Larbâa Nath Irathen). La démarche suivie est basée sur l'étude du paysage, description des profils et échantillonnage au niveau des horizons. Ces derniers ont subi des analyses physiques, chimiques et minéralogiques et une observation au microscopique à balayage (M E B).

L'étude morphologique a montré que ces sols sont évolués et profonds de type A/B/C, décarbonatés et rubéfiés. Ainsi que, l'étude granulométrique a montré que ces sols sont tous lessivés et la texture est plus grossière pour le sol de la région de Zemmouri et plus fine dans les sols de la région de Yakouren et Larbâa Nath Irathen. Les caractères texturaux expliquent la forte perméabilité des sols de Zemmouri. L'analyse des résultats montre également que l'illuviation d'argile entraîne avec elle le fer.

L'approche géochimique montre qu'il n'y a pas de différenciation pédologique dans le profil de Zemmouri. Cependant, cette différenciation existe dans les sols de Yakouren et Larbâa-Nath-Irathen.

L'approche minéralogique a montré que, le cortège minéralogique de la fraction argileuse du sol de Zemmouri et celui de Larbâa Nath Irathen, est homogène de la base du profil vers la surface du sol. Cependant, il est hétérogène pour le sol de Yakouren. La fraction argileuse est constituée essentiellement d'illite, de kaolinite et de chlorite héritées pour tous les sols étudiés. Des interstratifiés illitiques et chloritiques de transformation. La montmorillonite de transformation est présente uniquement dans les horizons inférieurs des sols 4 et sol 5. Concernant les minéraux non argileux, on trouve de quartz, des feldspaths, des hydroxydes de fer (Goethite) et des oxydes de fer (Hématite) qui confèrent à ces sols la couleur rougeâtre.

Enfin, cette étude a révélé que l'altération est très limitée dans le sol II et sa genèse est beaucoup plus rubéfiante qu'argillisante. Cependant, elle est plus poussée dans le sol 4 et sol 5, et la genèse du sol 4 est argillisante et peu rubéfiante en revanche, le sol 5 de plus qu'elle est rubéfiante, elle est argillisante.

**Mots clés :** Sols rouges – argile - rubéfaction lessivage – minéralogie – géochimie – genèse



# INTRODUCTION GENERALE

Les sols rouges méditerranéens sont rencontrés en Afrique du nord, en Espagne, en Italie, en Yougoslavie et en Turquie. On peut les rencontrer également, en Amérique centrale, surtout au Mexique et aux Etats Unis d'Amérique où ils sont signalés en Californie et en Floride. Ils couvrent de grandes surfaces au Liban, en Palestine et dans les plateaux côtiers de la Syrie. Ils sont localisés aussi en Afrique du sud et dans certaines régions de l'Australie.

En Algérie, ces sols occupent de grandes surfaces, ils se localisent essentiellement dans la frange sub-humide à humide (Durand, 1959). Ils ont de grandes potentialités de production et une place non moins importante que celle des sols de la Mitidja. Ces sols sont occupés par les cultures maraîchères, la céréaliculture et l'arboriculture sur le Sahel algérois et par les vignobles sur les plaines de l'Ouest et sous forêt de chêne en Kabylie.

Les sols rouges ont fait l'objet de plusieurs travaux traités par plusieurs auteurs notamment: Boulaine (1957) a étudié les sols rouges de la plaine du Cheliff mettant l'accent sur leur fertilité, Durand (1959) a localisé les sols rouges à travers tout le territoire algérien en dressant une carte de leur répartition. En 1967, Dachary a étudié de façon plus détaillée les sols rouges du Sahel Algérois. Et dans le contexte de caractérisation et genèse, Mesrouk (1984) et Lahmar (1988) ont étudié les sols rouges de la Grande Kabylie. On peut citer également Ayache (2001) qui a traité le phénomène de la rubéfaction des sols rouges développés sur sable dunaire du Sahel Ouest Algérois et Bernou (2001) a traité leur genèse.

Le présent travail est consacré à la caractérisation et genèse des sols rouges

---

développés sur matériau différent à savoir; les dépôts marins de la région de Zemmouri, les grès siliceux ferrugineux du massif de Yakouren et le calcaire dur de la région de Larbâa Nath Irathen. Il se base sur la caractérisation morphologiques, physico-chimiques géochimiques et minéralogiques de ces sols et l'étude de l'évolution de la fraction minérale des sols. Pour ce faire, le travail s'articule autour de deux objectifs principaux :

- Dans le premier, il s'agit de caractériser les sols rouges de ces régions. Pour cela, nous avons procédé à la caractérisation morphologique et les analyses physico-chimiques de ces sols.

- Dans le deuxième, il s'agit de déterminer les minéraux et les argiles de ces sols et d'envisager les mécanismes d'évolution des minéraux argileux qui régissent l'évolution pédogénétique de la fraction minérale de ces sols. Pour cela, nous avons appliqué les analyses géochimiques, observation au microscope à balayage et les analyses minéralogiques.

En tout, ce document comporte trois parties :

La première partie est constituée de deux chapitres. 1.

- Le premier est relatif à la revue bibliographique des facteurs et processus de formation des sols rouges méditerranéens.

- Le deuxième est consacré à la présentation du milieu naturel des sols étudiés.

La deuxième partie est composée d'un seul chapitre qui porte tous le matériel et méthodes utilisés pour toutes les analyses effectuées sur ces sols (les analyses physico-chimiques, minéralogiques, l'infra rouge, les analyses chimiques totales et la microscopie électronique à balayage). 1.

La troisième partie se constitue de quatre chapitres. 1.

Nous terminons notre document par une conclusion générale qui reprend les principaux résultats obtenus.

# PREMIERE PARTIE : Bibliographie et étude du milieu

## Chapitre 1 : Revue bibliographique

### Introduction

---

Dans cette revue bibliographique, nous présentons les facteurs (la roche mère et le climat) et les processus (la décarbonatation, illuviation des argiles et la rubéfaction) de formation des sols rouges méditerranéens. Nous traitons par la suite leur genèse et nous terminons enfin, par quelques rappels sur les argiles et l'évolution minéralogique et géochimique des silicates.

### 1. Les facteurs de formation des sols rouges

---

#### 1.1. La roche mère

La texture, la nature des argiles et la composition chimique du sol sont sous la

---

dépendance de la nature du matériau parental (Arocena et Sanborn, 1999) et, la genèse des sols provient de l'altération de la roche. Ainsi, la formation des sols rouges et l'évolution du processus de rubéfaction se font sur presque toutes les roches. Dans le bassin méditerranéen, ces sols sont décrits sur dolomite et le calcaire dur et pur (Durand, 1959; Dachary, 1967), sur grès siliceux ferrugineux (Mesrouk, 1984) et des micaschistes (Lahmar, 1988), mais rarement sur les argillites et les marnes (Torrent, 1995). Cependant, les roches telles que les granites et les basaltes sont moins favorables au développement des sols rouges. Lamouroux (1972) a distingué que presque la totalité des sols rouges au Liban sont issus de calcaires durs, moyennement durs ou tendres. Ils sont fréquents sur des roches calcaires dures mais au préalable doivent être décarbonatées.

L'aptitude des roches mères à la décarbonatation est d'autant plus grande que la perméabilité permet l'éluviation des carbonates et que ceux-ci sont en quantité plus faible.

### **1.2. Le climat**

Le climat est considéré comme l'un des facteurs les plus importants de la formation du sol. Il conditionne les processus d'altération de la roche-mère et oriente la pédogenèse. C'est le facteur déterminant de la nature du sol (Torrent, 1995). Dans notre région, le climat méditerranéen est le facteur déterminant de la formation de ces sols et, les contrastes saisonniers sont les principales causes d'altération. Ce climat est caractérisé par des étés chauds et secs et des hivers froids et humides avec une pluviométrie qui varie entre 500 et 1200 mm/an et une température moyenne qui oscille entre 13 et 20°C. Ce contraste saisonnier est indispensable à la formation de ces sols et l'altération se produit en automne et au printemps où l'humidité et la température sont favorables à son déclenchement (Torrent, 1995). On peut rencontrer également ces sols sous des climats semi-arides mais leur évolution est ralentie par le manque de saisons humides très prononcées.

A cet effet, Il faut noter qu'aucune de ces saisons, sèche comme humide ne doit dépasser son seuil et met en cause le rôle joué par l'autre saison dans l'évolution fersiallitique du sol. Dans ce sens, Lamouroux (1972) a caractérisé le climat du Liban d'agressif avec une pluviométrie qui dépasse les 2000 mm/an et son contraste saisonnier sont favorables pour le déclenchement de la rubéfaction.

D'après ces inventions, nous pouvons retenir que ces sols se développent bien sous le climat méditerranéen caractérisé par ses saisons sèche et humide alternées, condition très favorable au déclenchement de la rubéfaction.

## **2. Les processus de formation des sols rouges**

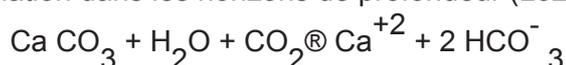
---

La couleur rouge des sols ne devrait pas être attribuée au seul phénomène de rubéfaction (processus de pédogenèse concernant l'évolution du fer). En effet, elle peut être d'origine lithogénétique donc héritée des roches mères telles que celles du dévonien (ancienne roche sableuse rouge riche en hématite), du trias, du tertiaire ou de certaines formations du quaternaire (Torrent, 1995). Cependant, on peut considérer que la décarbonatation suivie d'une rubéfaction et l'illuviation des argiles comme principaux processus de

formation de ces sols.

## 2.1. La décarbonatation

La solubilisation des calcaires et des dolomies, généralement par les eaux de pluies sous l'action du  $\text{CO}_2$ , est accompagnée d'une accumulation en éléments insolubles (Van Den Berg et Loch, 2000). Ces carbonates de calcium sont dissoutes puis transportées dans les horizons supérieurs du sol, durant l'hiver pluvieux et froid vers les horizons inférieurs. Ces dernières passent à l'état de bicarbonates solubles et sont entraînées ensuite par lixiviation dans les horizons de profondeur (Lozet et Mathieu, 1990).



La décarbonatation du matériau calcaire est une condition préalable à la rubéfaction dans la mesure où elle permet la libération des sesquioxydes de fer (Bresson, 1974); donc, la rubéfaction apparaît comme un processus postérieur à la décarbonatation. L'intensité du phénomène est fonction du pouvoir de percolation et de dissolution de l'eau, ainsi que la nature physico-chimique de substratum. Sur le calcaire dur et pur, la décarbonatation est très lente et les altérations se produisent simultanément dans l'espace. En revanche, le calcaire siliceux et les sables calcaires subissent une décarbonatation très rapide et les altérations interviennent postérieurement dans l'espace. Bresson (1974) distingue la succession roche mère de son résidu non calcaire et du résidu rubéfié.

On se permet de dire que la décarbonatation est d'autant plus rapide que la perméabilité permet la lixiviation des carbonates.

## 2.2. L'illuviation des argiles

Théoriquement, l'éluviation désigne le processus d'entraînement mécanique d'argile se trouvant à l'état dispersé. Selon les conditions d'humidité, les particules d'argile se dispersent, puis se mettent en suspension dans les horizons supérieurs et par la suite sont transportées par l'eau de percolation dans les horizons de profondeur du sol. La dispersion des argiles est provoquée lorsque le sol présente une faible réserve calcique ou lorsque la libération des bases par l'altération ne compense pas leur lixiviation alors le complexe se désature, les argiles sont déstabilisées et peuvent migrer. Et pour mieux cerner les conditions d'illuviation d'argile, certains auteurs ont mis l'accent sur la désaturation du complexe. Après la désaturation, les ions monovalents sont entraînés les premiers; il semble que l'ion  $\text{Ca}^{++}$  est plus mobile que l'ion  $\text{Mg}^{++}$  mais que ce dernier est réabsorbé moins et plus lent dans les horizons Bt.

Généralement, les profils sur calcaire finissent par être décarbonatés mais le complexe reste généralement saturé et l'illuviation est nulle en présence de calcaire. Une augmentation de l'activité du  $\text{Ca}^{+2}$ , provoqué par l'accumulation de calcaire, freine le lessivage d'argile, sa dispersion n'a lieu que si les carbonates sont absentes et le pH pas trop bas (Aguilar et al., 1983) (in Mesrouk., 1984). Le lessivage est nul en présence de calcaire actif, qui floccule énergiquement l'argile en agrégats stables (en liaison avec le mull calcique formé en tel milieu). Cependant, (Aguilar et al.) in Torrent (1995) ont montré

que l'argile peut être lessivée dans les horizons calcaires particulièrement après une saison pluvieuse car la solution du sol devient riche en  $\text{Ca}^{++}$  et les horizons qui contiennent de l'argile lessivée Bt ont un apport argile fine/argile grossière souvent plus élevé que l'horizon E. Ce phénomène s'explique par le fait que l'argile fine soit plus mobile que l'argile grossière. Selon le milieu, le lessivage des bases est très rapide en climat humide, lent ou très bas en climat chaud (Dan et al., 1969). Ceci influence considérablement la conservation ou la néoformation des argiles. En milieu peu acide ou saturé en bases, le type d'argile des sols a tendance à être riche en silice type illite et montmorillonite.

Pour certains auteurs, les fentes de retrait sont des conditions favorables à l'entraînement des particules fines d'argile de la surface en profondeur par les eaux de percolation dès les premières pluies d'automne, d'autres considèrent que l'illuviation dépend de la nature de l'argile. Dans ce sens, les argiles type montmorillonites sont pratiquement les seules qui migrent en milieu peu acide en entraînant dans leurs mouvements les pellicules d'oxydes de fer qui les recouvrent (Duchaufour, 1977). En revanche, (Guillet et al., 1975) estiment que les argiles micacées sont relativement mobiles mais leur entraînement est ralenti par les ions ferriques. L'argile et le fer forment un complexe indissociable en milieu suffisamment aéré et la migration de l'un entraîne celle de l'autre.

Le lessivage d'argile et du fer est un processus caractéristique et constant des sols rouges méditerranéens. Il entraîne un appauvrissement des horizons supérieurs et la formation d'horizon Bt d'accumulation (Duchaufour, 1995). Le fer est illuvié sous forme ferreuse, il se précipite puis s'oxyde dans l'horizon argilique. Torrent (1995) décrit les critères de diagnostic de cet horizon, typique du processus de transport des argiles, ils consistent à un revêtement d'argile illuviée associée au fer (cutane d'argile, pellicule d'argile, les argillanes et les ferri-argillanes) qui peuvent être observés à partir des lames minces. Le lessivage des argiles est lié également à un entraînement préférentiel en faveur d'un type d'argile par rapport à un autre. Par exemple, la kaolinite et l'illite sont moins mobiles que les smectites et l'intensité du lessivage est variable et plus faible, voir quasi nulle, sur des matériaux lourds issus de calcaire compact alors qu'elle est accentuée sur les dunes côtières très perméables (Lamouroux, 1972).

Selon Mesrouk (1984), les processus de migration et d'accumulation d'argiles sont décrits en deux stades:

- Dans un premier temps, les argiles semblent migrer avec quelques oxydes de fer; elles s'accumulent de telle manière que de petites lamelles horizontales successives se forment: c'est le processus d'illuviation primaire.

- Dans un second temps, la désaturation du complexe s'accroît et les particules argileuses sont de nouveau mobilisées, mais seulement après le départ des oxydes de fer libre suite aux phénomènes d'oxydo-réduction. Les oxydes de fer et de manganèse sont réduits et migrent le long des fentes structurales ou celles laissées par d'anciennes racines décomposées. Leur mobilisation crée des taches blanchies dues à l'absence de fer libre. Les argiles de ces endroits ont tendance à se peptiser et sont finalement transportées en profondeur pour former les argillanes. Ce second processus est appelé illuviation d'argile secondaire.

### 2.3. La rubéfaction

A part l'origine lithogénétique, les sols rouges méditerranéens prennent la teinte rouge en suivant une évolution particulière qui est le phénomène de rubéfaction. C'est le fer qui confère à ces sols cette couleur rouge, après avoir subi une évolution. La rubéfaction exige des conditions surtout écologiques, le climat et la roche mère. Dachary (1967) cite Aubert (1964) pour affirmer que la rubéfaction récente en climat méditerranéen est un processus localisé, réduit à des localités où les variations microclimatiques sont très contrastées. Pour ce qui est du climat, un fort contraste saisonnier est indispensable à la rubéfaction (alternance de pluies abondantes et de phases de sécheresse accentuées). La saison humide prépare le terrain à la saison sèche. Au-delà d'un certain seuil d'humidité, la rubéfaction ne peut avoir lieu. Quant à la roche mère, elle agit sur les processus de rubéfaction surtout par le résidu qu'elle fournit après son altération. Les roches calcaires, dures, tendres ainsi que les grès sont favorables à la rubéfaction du fait qu'elles donnent un résidu sableux. Les schistes le sont aussi, surtout si leur pendage permet une grande circulation d'eau. Les résidus laissés par ces roches s'humectent et se dessèchent facilement, condition généralement la plus souhaitée par la rubéfaction.

On peut dire que la rubéfaction a lieu dans tout sol décarbonaté, lixivié, saturé et à pH voisin de la neutralité. Ce type de sol est typique aux conditions du climat méditerranéen caractérisé par ses contrastes saisonniers.

Dans ces sols, l'hydrolyse des éléments minéraux et les autres processus pédogénétiques ont lieu en milieu calcique ou faiblement calcaire. C'est le caractère fondamental de ces sols. Evidemment, les hydrolyses sont moins fortes que dans les sols rouges ferrugineux tropicaux. Il y a libération du fer et en plus faible proportion d'alumine et de silice. Lamouroux (1972) affirme que dans la rubéfaction, la silice et les sesquioxides de fer et d'alumine se maintiennent dans le sol. L'évolution du fer consiste en une déshydratation des oxyhydroxydes de fer libérés par altération fersiallitique et liés aux argiles (Lozet et Mathieu, 1990). Selon Bottner et Lossaint (1967), il s'agit d'une précipitation irréversible du fer libre sous forme déshydratée. Pour Torrent (1995), la première condition de la formation pédogénétique de l'hématite serait liée à la libération du fer à partir de minéraux altérables. Ce phénomène se produit quand l'altération n'est pas inhibée par l'augmentation du pH. La seconde condition est liée à la présence d'un environnement approprié pour la formation de l'hématite à partir de la libération du fer par altération. Ceci se traduit par la formation soit de l'hématite qui confère au sol la couleur rouge soit de goethite qui confère au sol la couleur jaune. La formation de l'hématite est liée aux conditions physiques et chimiques de l'environnement qui favorisent la déshydratation rapide du fer hydraté. Ces conditions sont représentées par une forte température, une activité de l'eau au-dessous de 1, un faible taux de matières organiques, un pH proche de la neutralité et une forte concentration en  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$ . Généralement, ces conditions sont réunies dans les sols méditerranéens les mieux drainés avec un été sévère favorable à la cristallisation des oxydes. Dans ces conditions, la goethite peut être soit directement déshydratée et former l'hématite, soit qu'elle peut être dissoute et reprecipiter en ferrihydrate pour former l'hématite en dernier lieu.

### 3. La genèse des sols rouges

---

Les formations rouges du bassin méditerranéen ont des âges très variés. Beaucoup sont à considérer comme des formations géologiques d'autres également, très anciennes, sont restées proches de la surface pour subir les influences des conditions climatiques successives depuis la fin du tertiaire. Elles sont alors polygéniques, profondément remaniées ou transportées.

Les sols rouges sont évolués géochimiquement indépendamment des facteurs écologiques cependant, ils sont sous la dépendance climatique et les contrastes saisonniers y jouent un rôle prépondérant. En climat méditerranéen, plusieurs auteurs parlent surtout d'une pédogenèse actuelle des sols rouges. D'après (Lamouroux, 1972), les sols rouges semblent se former actuellement. Le processus de rubéfaction récente est un processus localisé, réduit à des localités où les variations microclimatiques sont très contrastées.

Ces conditions sont réunies dans les stations dénudées ou peu couvertes de végétations, dans les bas fonds peu drainés à nappe riche en fer Duchaufour (1965). Cependant, (Mesrouk, 1984) considère que le climat actuel n'est pas aussi agressif pour libérer une grande quantité du fer dans les sols. Selon Dachary (1967), différentes hypothèses ont été formulées quant à la formation de ces sols:

- Les sols rouges ont été à leur origine des rendzines dont l'une des transformations est la terre rouge de décalcification. Cette transformation est due au déboisement.
- Les sols rouges ne sont que l'horizon Bt d'un profil (horizon d'accumulation d'argile et de sesquioxydes du sol lessivé).
- Les sols rouges sont des produits de décarbonatation du calcaire dur.
- Les sols rouges méditerranéens à carapace calcaire sont des sols marrons très évolués et polyphasés dans lesquels l'horizon d'accumulation du calcaire a pu être structuré et consolidé suite à un changement de sa position relative dans le profil.

### 4. Les argiles

---

#### Introduction

Les propriétés bien particulières des minéraux argileux sont dues à la petite taille, la structure en feuillets et la charge négative des particules. Elles forment avec l'eau des solutions colloïdales qui flocculent lorsque les charges de surface des particules sont neutralisées par des ions. Ce phénomène est réversible : les particules retrouvent l'état dispersé lorsque les ions sont éliminés. Les argiles fixent l'eau par adsorption à leur surface et augmentent de volume par gonflement, elles constituent ainsi une réserve d'eau. L'argile sèche développe une tension de succion importante pour l'eau qui peut s'opposer à celle des racines des plantes. Avec adjonction croissante d'eau, la tension de succion diminue, l'ensemble eau-argile devient plastique, puis visqueux et finalement les

particules d'argile se dispersent dans l'eau en formant une solution colloïdale.

Les argiles confèrent au sol sa structure et ses propriétés mécaniques. Elles sont associées aux autres composants et constituent les complexes argilo-humiques (ou organo-minéral). Elles sont généralement à l'état floculées, par l'action des ions  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{H}^+$ , ce qui donne au sol ses qualités agronomiques : bonne aération entre les agrégats, retrait modéré à la dessiccation, bonne perméabilité à l'air et à l'eau. En revanche, les sols dont les argiles sont dispersées, et non floculées, présentent des caractères défavorables à la culture : mauvais état structural, mauvaise circulation de l'air et de l'eau, retrait important à la dessiccation, forte adhérence aux outils travaillant le sol.

#### 4.1. Classification des argiles

Le problème de classification et de nomenclature des minéraux argileux sont particulièrement délicats du fait que ces espèces sont microcristallines et que leurs constituants chimiques admettent la possibilité de nombreuses substitutions. Ces minéraux proviennent soit de la transformation d'un phyllosilicate préexistant, soit d'une néoformation à partir d'un silicate non feuilleté à la suite du réarrangement de la structure cristalline.

Les grains individuels des minéraux argileux sont de taille microscopique et semblable à des plaquettes. Cette structure en feuillets, dont la surface est bien plus importante que l'épaisseur, leur permette d'absorber de grandes quantités d'eau par adhésion, ce qui leur donne leur plasticité et fait gonfler certaines variétés. Les épaisseurs de ces feuillets sont respectivement de 3 Å pour les tétraèdres et de 4 Å pour les octaèdres (Nedjari et Abed., 1998). Ce feuillage, qui présente de très nombreuses variantes selon le mode d'empilement des plaquettes élémentaires, est le principal critère de distinction entre de nombreuses variétés. Lorsque les nouveaux minéraux argileux sont formés à partir des micas (muscovites, biotites et chlorites), le réseau cristallin est plus ou moins conservé, on parle de transformation et lorsqu'ils sont formés à partir de silicates qui ne sont pas en feuillets (feldspaths, amphiboles, olivine...), le réseau cristallin du minéral d'origine est complètement détruit, on parle de néoformation.

##### 4.1.1. Groupes des kaolinites à structure 1/1

Ce groupe est caractérisé par une alternance d'un feuillet tétraédrique  $\text{SiO}_4$  et un feuillet octaédrique  $\text{AlO}_6$ . Le minéral le plus important est la kaolinite, sa composition est très constante sans ou peu de substitutions isomorphiques avec le fer en cas de rupture du feuillet (Duchaufour, 1995). Ceci est la cause de l'absence de charges. Ces argiles peuvent provenir de l'altération des feldspaths potassiques ou se former in situ dans les profils intensément lessivés (latérites, podzols) et elles sont résistantes à l'altération (Baronnet, 1978). La kaolinite peut avoir une taille supérieure à  $2\mu$ , raison pour laquelle, on peut la rencontrer dans la fraction limoneuse du sol. Elle se forme dans les sols bien drainés, à pH acide, surtout en climats subtropical et tropical. Au microscope électronique, elle apparaît en paillettes hexagonales à clivage parfait.

##### 4.1.2. Groupes des phyllosilicates à structure 2/1

Ils sont constitués de deux feuillets tétraédriques  $\text{SiO}_4$  et un feuillet octaédrique  $\text{AlO}_6$ . La substitution isomorphique peut être présente soit dans les feuillets tétraédriques ou dans le feuillet octaédrique. Cela crée un déficit de charge négative qui va être neutralisée soit par un cation qui est fixé dans la maille ou échangeable par d'autres cations. Cela signifie que l'espacement basal n'est pas stable pour certains minéraux mais variable selon la nature des cations. Dans ce groupe, on distingue: des minéraux à espacement basal variable le cas des minéraux vermiculitiques et minéraux smectitiques.

Cependant, lorsque les cations neutralisant l'excès de charges négatives ne sont pas échangeables, ils sont appelés des minéraux à espacement basal stable qui forment le groupe des minéraux micacés (minéraux dioctaédriques et trioctaédriques).

### 4.1.2.1. Minéraux à espacement basal stable

#### - Minéraux dioctaédrique

Les minéraux dioctaédriques à espacement basal stable forment le groupe des minéraux micacés. La muscovite est un mica blanc, résistante à l'altération ; elle est caractérisée par une forte substitution isomorphique. La charge du feuillet élémentaire est de -2 pour la muscovite; mais, ce déficit est neutralisé par le  $\text{K}^+$  non échangeable. C'est pour cette raison que la C.E.C de la muscovite est basse et sa distance basale est d'environ 10Å.

#### -Minéraux trioctaédriques

Les minéraux trioctaédriques à espacement basal stable forment une série allant de la phlogopite riche en  $\text{Mg}^{+2}$  à la biotite riche en  $\text{Fe}^{+2}$ . Le  $\text{K}^+$  forme une liaison ionique très forte entre les deux feuillets adjacents et donne une distance de 10,3 Å pour l'espacement basal. Les analyses chimiques de ces minéraux donnent un pourcentage élevé de  $\text{K}^+$ . Le terme phlogopite est utilisé quand le rapport  $\text{Mg}^{+2}/\text{Fe}^{+2} > 2$  et on parle de biotite lorsque le rapport  $\text{Mg}^{+2}/\text{Fe}^{+2} < 2$ .

### 4.1.2.2. Minéraux à espacement basal variable

#### - Minéraux vermiculitiques

La différence principale entre ces minéraux et les minéraux à espacement basal stable est la charge, il existe des minéraux avec une charge élevée sur le feuillet. Le minéral caractéristique est la vermiculite qui dérive d'un mica trioctaédrique par défaut de l'ion  $\text{K}^+$  ou de chlorite trioctaédrique par départ du feuillet hydroxyde. Dans les deux cas, les charges négatives sont neutralisées par des cations hydratés induisant une variation de l'espacement basal selon la nature du cation. Elle est très fréquente dans la fraction limoneuse et sableuse du sol (Alexiade et al., 1973). On la rencontre généralement dans les sols à faible altération de la zone tempérée mais avec le temps, elle peut se transformer en mica hydraté ou en kaolinite (Fritzpatrick, 1992).

#### -Minéraux smectitiques

L'empilement des feuillets est désordonné; chaque feuillet est tourné dans son plan par rapport au précédent. Les substitutions d'atomes sont importantes. Les smectites (montmorillonites), sont généralement calciques, plus rarement sodiques. Elles sont formées dans les sols mal drainés plutôt alcalins. Les feuillets de smectites peuvent s'intercaler régulièrement ou irrégulièrement avec d'autres feuillets argileux, souvent illitiques. La situation des déficits de charge des smectites, soit dans le feuillet tétraédrique soit dans le feuillet octaédrique, est importante. Les plus importantes sont :

- Dioctaédrique - montmorillonite (déficit octaèdre)
- beidellite (déficit tétraèdre)
- Trioctaédrique - hectorite (déficit octaèdre)
- stevensite (déficit octaèdre)
- saponite (déficit tétraèdre)

La charge globale est inférieure à 0,6.

#### **4.1.3. Groupes des phyllosilicates à structure 2/1/1**

Le feuillet élémentaire de ces minéraux est formé à partir de couches 2/1 séparées par un feuillet hydroxyde (brucite). Elles ont une quantité élevée de fer ou de magnésium, ou les deux, avec un taux faible de silice. L'espacement basal est de 14 à 14,5 Å et la plupart des chlorites présentes comme des minéraux primaires sont trioctaédriques. Sa couleur est variable (noir, brun orange, bleu, vert) et ses formes très diversifiées dont les plus courantes sont en paillettes, en écailles, en agrégats de cristaux ou en rosettes (Lahmar, 1988). La substitution de Si en Al donne aux feuillets de micas une charge négative qui est compensée par la couche brucitique dans laquelle le remplacement du Mg par l'Al induit une charge positive d'où une bonne stabilité de cette argile (Dekkiche, 1987).

#### **4.1.4. Minéraux interstratifiés**

Les minéraux interstratifiés sont constitués par un empilement de plusieurs feuillets de compositions différentes. Ces interstratifiés sont formés durant la genèse, soit par altération ou par transformation qui est due soit à un départ d'un feuillet de l'édifice des phyllosilicatés originelle, soit à une addition d'un feuillet hydroxyde nouveau avec un espacement basal variable. Dans tous les interstratifiés, l'unité est équivalente à la somme des feuillets qui la composent.

#### **4.2. Séquences d'altération des silicates dans les zones tempérées**

Les climats tempérés apparaissent comme des climats à contrastes thermiques saisonniers. On rattache à ce type de climat, le climat méditerranéen. Les minéraux qui évoluent dans ces climats sont ceux qui sont les plus altérables selon Goldich (1938): Biotites et Plagioclases. Fordham (1990) a souligné les différences de comportement des micas. Les micas dioctaédrique «muscovite», qui apparaissent comme des minéraux stables dans les conditions naturelles, et les micas trioctaédriques «biotite» qui se révèlent eux, beaucoup plus vulnérables.

#### 4.2.1. Evolution géochimique des feldspaths

##### - Feldspaths potassiques

Les feldspaths potassiques (orthose, microcline) sont des tectosilicates, leur altération est comparable à celle de la muscovite dans les conditions des régions tempérées.

##### - Plagioclases

Compte tenu de la sensibilité extrême des plagioclases calco-sodiques à l'altération, on remarque la vulnérabilité de plus en plus grande à mesure que l'on progresse du pôle sodique (albite), au pôle calcique (anortite) d'après la séquence de Goldich (1938). Les plagioclases subissent une fracturation ou une microdivision et deviennent poudreux et friables. La première étape de l'évolution des plagioclases est la séricitisation. La deuxième étape est l'élaboration de minéraux argileux variés (vermiculite, montmorillonite). Les plagioclases présents dans la roche mère sont en partie hérités par le sol, et en partie détruits par hydrolyse. Les produits de cette hydrolyse sont utilisés à la néoformation soit de la kaolinite dans le domaine des sols ferrugineux tropicaux, soit de montmorillonite dans le domaine des vertisols (Mouffok, 2001).

#### 4.2.2. Evolution géochimique des micas

Les micas sont des constituants essentiels de différentes roches et sont très fréquents dans les sols (Maes et al., 1999). Les micas sont des phyllites à trois couches (2/1) caractérisés par une alternance de couches tétraédriques et octaédriques. La couche tétraédrique est occupée trois fois sur quatre par le silicium et la couche octaédrique est occupée une fois sur quatre par l'aluminium.

##### - La muscovite $[\text{Si}_3 \text{Al}(\text{Al}_2)\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \text{K}]$

La muscovite est un mica alumineux. Dans ces régions, la muscovite apparaît peu vulnérable aux agents météoriques. On la rencontre pratiquement inaltérée dans les sols et les arènes (Dejou et al., 1977). Le comportement de la muscovite peut être souvent rapproché de celui des feldspaths potassiques. Sa fragmentation donne des petites paillettes de même composition chimique appelées «séricite». Son altération chimique se fait par perte progressive d'ions  $\text{K}^+$ ; elle donne de l'illite, puis des argiles de 2 types selon les conditions de drainage du milieu: la kaolinite en milieu lessivé, les smectites en milieu confiné. Les ions  $\text{K}^+$  assurent la cohésion des feuillets argileux. L'altération se manifeste par l'exfoliation des feuillets, bien visibles au microscope électronique, qui produit des particules de plus petites tailles.

##### - La biotite $(\text{Si}_3 \text{Al})(\text{Fe}, \text{Mg})_3 \text{O}_{10}(\text{OH})_2 \text{k}$

L'évolution progressive de la biotite aboutit à un certain nombre de minéraux : chlorite, vermiculite, monmorillonite par l'intermédiaire d'interstratifiés variés. Ces étapes, suivant les milieux, peuvent être transitoires ou définitives et l'altération s'achève alors par la néoformation de kaolinite et de gibbsite, stade ultime et le plus stable de l'évolution du minéral. Paquet (1970) a montré l'existence de deux types de chlorites. La première donne au rayon X une raie de 14 Å stable au chauffage à 400°C et à 500°C. Il s'agit d'une

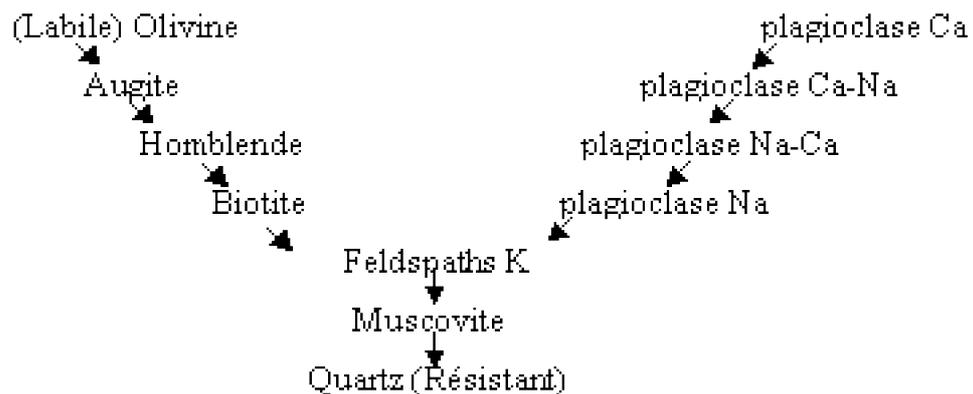
biotite chloritisée ou chlorite primaire. La seconde, dite chlorite secondaire, au chauffage à 500°C, extériorise une raie de 11,3Å et le minéral a un comportement d'intergrade à 14 Å (vermiculite-chlorite). Sa résistance à l'altération dépend de la teneur en  $Fe^{++}$  dans le cristal, son état d'altération est exprimée par la quantité de  $K^+$  extraite du réseau. La biotite peu oxydée (surtout à  $Fe^{++}$ ) est très altérable et se comporte comme les autres minéraux ferro-magnésiens (pyroxènes...), elle donne en particulier des vermiculites, des smectites et de l'oxyde ferrique qui se précipite. La biotite plus oxydée ( $Fe^{+++}$ ) est plus stable.



Ce terme désigne à l'origine, l'ensemble des minéraux ayant une structure voisine à celle des micas. Certains auteurs les appellent même des hydro-micas. L'illite dioctaédrique, à composition alumineuse est la plus commune dans les sols, à travers le monde. Quant à l'illite trioctaédrique, elle est relativement rare dans les sols, et elle dérive de la biotite. Norrish et Pickering (1983) remarquent que l'illite trioctaédrique se forme dans des sols jeunes formés sur roches contenant de la biotite ou de la phlogopite. L'illite trioctaédrique par ouverture des feuilletés (comme chlorite) conduit à la vermiculite et à la montmorillonite. Ce mécanisme est une dégradation qui a souvent été décrite en climat tempéré.

#### 4.3. Résistance des minéraux à l'altération

L'énergie de liaison varie selon le type d'ion concerné. Le  $K^+$  est faiblement lié à l'oxygène, le  $Fe^{+2}$  et le  $Mg^{+2}$  le sont moyennement, le  $Si^{+4}$  établit au contraire des liaisons très fortes. On comprend ainsi que le quartz, qui ne comporte que des liaisons fortes entre le silicium et l'oxygène, alors résiste mieux à l'altération; l'olivine en revanche, contenant des cations ( $Fe^{+2}$  et  $Mg^{+2}$ ) a un réseau cristallin plus fragile. Goldich (1938), a établi l'ordre de résistance des minéraux à l'altération comme suit:



On remarque que cet ordre évoque les suites de Bowen. Dans un magma, l'olivine se cristallise à haute température, elle est donc particulièrement moins stable dans les conditions de surface, elle est donc la plus labile. En revanche, le quartz est formé à une température moins élevée, il est le plus stable.

### 4.4. Origines des minéraux argileux

Les minéraux argileux résultant de la destruction des roches. Elles peuvent être héritées de la roche mère ou bien de transformation ménagée d'autres minéraux ou encore de produits entièrement nouveaux, dits de néoformation (Chamayou et Legros., 1989).

#### 4.4.1. Héritage-Transformation

Les processus d'héritage-transformation concernent principalement les minéraux primaires ayant une structure feuilletée proche des argiles (minéraux micacés). L'héritage commence par ouverture du feuillet, puis pénétration des molécules d'eau qui donnera naissance à l'illite qui est appelée d'ailleurs hydromicas, ensuite la transformation intervient lorsqu'une quantité du  $K^+$  interfoliaire sera remplacée par des cations plus hydratants tels que le  $Ca^{+2}$  et  $Mg^{+2}$ . On aura donc formation de la vermiculite. Une fois le  $K^+$  est presque totalement remplacé par les cations bivalents, on aura alors formation de l'argile gonflante qui est la montmorillonite. Au stade ultime de transformation, la kaolinite peut apparaître par la disparition d'un feuillet tétraédrique. Ces phénomènes peuvent être facilement expliqués par différentes hydrolyses :

Ces modes de formation caractérisent les climats tempérés, les sols formés sont, en général, caractérisés par une certaine hétérogénéité minéralogique.

#### 4.4.2. La néoformation

Durant la néoformation, il y a libération rapide et totale des constituants des minéraux silicatés (la silice, l'aluminium et les bases) au cours d'une hydrolyse totale. Puis une recristallisation de ces éléments pour donner à nouveau des argiles. Ces dernières sont appelées argile de néoformation. On peut citer un exemple : Kaolinite: Gibbsite, cette forme d'altération est particulière aux sols tropicaux, mais dans certaines conditions, l'altération peut être modifiée.

Lamouroux et al. (1973) ont mis en évidence la néoformation de la kaolinite et de la montmorillonite dans les sols du Liban. Le lessivage important de  $Ca^{+2}$ ,  $Mg^{+2}$  entraîne une acidification du milieu et ne subsiste dans le sol que l'Al et le Si qui, en se combinant donnent naissance à la kaolinite dont la néoformation est liée à un milieu acide et drainant. Concernant la montmorillonite de néoformation, sa formation est liée au milieu riche en  $Ca^{+2}$  et peu drainant. Elle se néoforme en bas de profil dans les milieux confinés et hydromorphes.

## Conclusion

---

A travers cette revue bibliographique, nous avons essayé de présenter les facteurs et les processus de formation des sols rouges fersiallitiques des régions méditerranéennes. A cette effet, nous pouvons retenir les faits suivants:

Les sols rouges se développent sur presque toutes les roches (matériau fluviatil et 1.

carbonaté, micaschistes, grès siliceux-ferrugineux, calcaire dur ou tendre etc...) mais rarement sur les argilites et les marnes. Concernant le climat, l'évolution de ces sols semblent être sous la dépendance du climat méditerranéen avec ses contrastes saisonniers (hiver froid et humide, été chaud et sec).

Ces sols sont affectés par les processus de la pédogenèse qui se résument par: 2.

- Une décarbonatation des profils calcaires. Cette décarbonatation est d'autant plus rapide que la perméabilité permet la lixiviation des carbonates.
- Le processus d'entraînement mécanique des argiles (des horizons de surfaces vers les horizons profonds) se trouvant à l'état dispersé.
- La rubéfaction qui caractérise l'évolution du fer dans ces sols et qui consiste en une déshydratation des oxyhydroxydes de fer libérés par altération fersiallitique.

Dans le climat méditerranéen, les minéraux les plus altérables sont la biotite et les plagioclases. Cependant, les micas dioctaédriques «muscovite», apparaissent comme des minéraux stables dans les conditions naturelles, et les micas trioctaédriques «biotite» se révèlent eux, beaucoup plus vulnérables. 1.

La formation des minéraux et leur évolution sont étroitement liées au degré d'hydrolyse et à la nature des minéraux. En générale, la kaolinite de néoformation est peu fréquente et qui dépend des conditions édaphiques (pH et humidité), l'illite et la chlorite sont des minéraux d'héritage alors que la montmorillonite peut être néoformée en bas des profils dans les milieux confinés et hydromorphes. 2.

## Chapitre 2 : Etude du milieu

### Introduction

---

La zone d'étude se situe à l'est d'Alger (Fig.1) dans les wilayas de Boumerdes et Tizi-Ouzou. Les régions d'investigations se situent à Zemmouri (Boumerdes), au niveau du massif gréseux de Yakouren et du socle cristallin de Larbâa Nath Irathen (Tizi-Ouzou). Nous avons choisis ces régions pour entreprendre notre recherche sur la caractérisation et la genèse des sols rouges.

Dans ce chapitre, il s'agit de présenter le milieu naturel des deux zones d'études (Boumerdes et Tizi-Ouzou) et de la caractérisation physique des régions étudiées à savoir: la situation géographique, le climat (températures et pluviométrie), la géologie, l'hydrographie et les sols. Pour cela, nous nous sommes référés aux cartes topographiques de Thénia (1/25000), d'Azazga (1/50000) pour les profils sélectionnés et aux cartes géologiques (Bouysse, 1962) pour la région de Zemmouri et celle de Géliard, (1979) concernant la région de Yakouren et Larbâa Nath Irathen.

## 1. Le milieu naturel

---

### 1.1. La zone de Boumerdes

Le milieu naturel de la zone de Boumerdes est caractérisé au nord par une large baie, elle est limitée à l'Ouest par le cap de Bordj-El-Bahri et à l'Est par celui de Djinet. La moitié occidentale de la baie est une ligne d'orientation Nord-Ouest/Sud-Est, qui se prolonge à l'intérieur par la plaine de la Mitidja. La partie orientale de la baie (de Boumerdes à Djinet) est plus incurvée. Cette dernière est constituée de mini baies: El Kerms, Zemmouri-El-Bahri, et Djinet. L'arrière pays de la baie de Boumerdes est composé de monts côtiers tels que: Djebel Bouarous et Djebel Ben-Zayer au sud-est de Boumerdes et les monts de Djinet. Le nord-est de Boumerdes est relativement accidenté et ne comporte que l'importante basse vallée de l'Oued Sébaou.

La zone de Boumerdes se définit en cinq grands ensembles qui sont :

Du point de vue lithologique, la classification des roches métamorphiques adoptée par Thiebaut (1959) cité par Lahmar, (1979) est composée de :

- Les micaschistes supérieurs sont définis comme étant des schistes cristallins dont le métamorphisme s'y effectué sans apport de feldspaths. Les phyllites qu'ils contiennent à côté du quartz sont: la muscovite, la chlorite ou la séricite et s'ils contiennent de la biotite en plus, ils sont dits inférieurs. L'altération de ces micaschistes donne une pâte argileuse jaunâtre, très douce au toucher et très riche en paillettes de muscovite.
- Des schistes cristallins dont le métamorphisme s'y accompagné d'un enrichissement en feldspaths. Le faciès typique est le gneiss oeillé. Les lits sont formés par alternance de lamelles de biotite et d'amas de quartz et feldspaths. Les gneiss affleurent près de Figuiers, juste au sud de la carrière où ils voisinent avec de nombreux filons de pegmatite. En revanche, le produit d'altération des gneiss est tantôt argileux, tantôt sableux rappelant les arènes granitiques suivant la richesse de la roche en feldspaths ou en quartz.
- Les cipolins se présentent sur des petites surfaces isolées dans les micaschistes et les gneiss, ils sont accompagnés d'affleurement de pegmatite. La roche est calcaire dur, saccharoïdes, à grains fins, gris bleu ou blanc très pur et, des éléments de quartz, des paillettes de muscovite et des cubes de pyrite sont visibles à l'œil nu. En effet, la roche est karstifiée, elle présente des crevasses de dissolution remplies d'une terre rouge argileuse et décarbonatée.
- Les roches magmatiques (rhyolites) sont des roches d'épanchement compact de couleur blanche, légèrement verdâtre. Elles renferment du quartz et de l'orthose et de la biotite. Elles sont décomposées en surface et se débitent en blocs.
- Les roches sédimentaires sont représentées dans la région de Zemmouri par des poudings, des marnes et des sables :

Ces derniers sont constitués tantôt de graviers et de galets quartzeux également, bien roulés, laiteux ou translucides. Lorsque les sables sont érodés, il reste en place une nappe de graviers et de galets d'un blanc éclatant, tranchant sur la couleur rouge voisine. L'érosion a découvert des graviers et des galets liés par un ciment très rouge non calcaire, leur confère une grande résistance au marteau sur la piste qui descend de djebel Ben-Zayer. A ce même endroit, l'auteur décrit que les sables sus-jacents sont bariolés, avec de nombreuses marbrures et plages verts, jaunes et blanches. Cette décoloration est attribuée à l'hydromorphie provoquée par l'horizontalité des couches schisteuses sous-jacentes. La disparition complète ou partielle de la couleur rouge est liée au drainage qui est ralenti ou annulé. Vers le nord, et sur les basses terrasses, ces sables sont recouverts ou remaniés avec du sable dunaire du quaternaire ancien et actuel.

Concernant le climat de cette zone, il se caractérise par une pluviométrie moyenne annuelle de 816 mm, une température moyenne en hiver de 10,96°C et en été 24,86°C (annexe.1). Les indices de Lang (46) et de De Martonne (29) indiquent qu'il s'agit d'un climat méditerranéen type, caractérisé par une période chaude et sèche et le quotient d'Emberger (101,77) précise qu'il s'agit d'un climat sub-humide.

D'après Lahmar (1979), les sols de cette zone sont généralement représentés par des sols peu évolués et des sols brunifiés sur les plaines d'oued Boumerdes et l'oued Isser. Les sols calcimagnésiques sont formés sur les micaschistes et les sols à sesquioxides de fer se développent sur des matériaux géologiques calcaires «anciennes dunes, sables pliocènes, encroûtement et cipolins».

C'est dans ce milieu, précisément dans la région sableuse de Zemmouri que nous avons mené une partie de notre expérimentation.

## 1.2. La zone de Tizi-Ouzou

La zone de Tizi-Ouzou se situe au niveau de l'Algérie du nord, à une centaine de kilomètre à l'est d'Alger. Les principales formes de relief sont représentées par les massifs montagneux tous d'orientation générale Est-Ouest et qui emprisonnent les plaines alluviales très étroite avec leurs terrasses.

Les massifs s'étendent de la côte jusqu'au Djurdjura et sont découpés par les vallées 1. profondes. On distingue du Nord au Sud les unités suivantes :

Les collines s'étendent au pied du massif Kabylie ; elles marquent la transition entre 2. les terres dénudées des bas fonds et les premières pentes du massif. Cette rupture est constituée par une faille allant de Djemâa Saharidj jusqu'à Tizi-Ouzou en passant par Bou-Sahel. Ces collines sont en majeure partie marneuses; le relief est arrondi, mamelonné avec des pentes souvent très douces.

Les plaines alluviales sont des formations du quaternaire et sont souvent associées 3. aux collines qui les entourent. Les unités morphologiques sont :

Du point de vue lithologique, cette zone se divise en trois ensembles géologiques : la chaîne côtière, le massif central métamorphique et les dépôts alluvionnaires du quaternaire.

La chaîne côtière forme un vaste synclinal parallèle à la mer, qui est constituée de terrains oligo-miocènes. 1.

Le massif central métamorphique d'âge primaire occupe le massif central kabyle est constitué d'une série métamorphique allant des phyllades, des schistes satinés et des micaschistes recouvrant de gneiss jusqu'au pegmatite également des taches de cipolin (calcaire métamorphique). Cette série est rencontrée tout le long de la route de Larbâa Nath Irathen - Ain El Hammam. 2.

- Les phyllades et les schistes fossilifères occupent une faible étendue au niveau de l'oued Stita.
- Les micaschistes supérieurs sont dominés par le faciès de schistes satinés que l'on rencontre au niveau de la région de Ain El Hammam.
- Les micaschistes inférieurs sont dominés par le faciès de schiste à deux micas qui affleurent dans la cluse du Sébaou.
- Les embréschistes montrent principalement des faciès de gneiss oeuillets à muscovite dans la région de Ain El Hammam et de gneiss oeuillets à biotite à Larbâa Nath Irathen.
- Le massif de granite intrusif de Ali Bou Nab recoupe des gneiss; celui de Thénia recoupe de schistes.

Les dépôts alluvionnaires du quaternaire reposent sur un substratum tertiaire de marnes éocènes. Cette dépression s'étend d'Est en Ouest entre Fréha et Tadmaït et du Nord au Sud entre la chaîne côtière et le massif central kabyle. Elle forme la plaine alluviale de l'Oued Sébaou. 1.

Concernant le climat de cette zone, il se caractérise par des pluies très irrégulières, fréquentes à la fin de l'automne et en hiver où elles surviennent sous forme d'orage très violentes. Elles diminuent sensiblement pendant le printemps et deviennent très rares durant toute la période estivale. Sur le plan thermique, les données nous révèlent la présence de deux saisons contrastées caractéristiques du climat méditerranéen, notamment une saison froide débutant en mi-novembre et se prolongeant jusqu'à mi-avril, suivie d'une saison chaude s'étale de mai à août.

La pluviométrie moyenne annuelle est de 905 mm, une température moyenne annuelle de 17,9°C (annexe.1). Les indices de Lang (50) et de De Martonne (32) indiquent qu'il s'agit d'un climat méditerranéen type, caractérisé par une période chaude et sèche et le quotient d'Emberger (103,12) précise qu'il s'agit d'un climat sub-humide.

Les sols de Tizi-Ouzou sont généralement représentés par des sols brunifiés et les vertisols, au niveau de la plaine alluviale du Sébaou, ces sols sont très répandus et se localisent presque sur toutes les roches mères (sur grès et sur série métamorphique). Les sols peu évolués, ce type de sol est localisé en quelques points le long de la plaine alluviale du Sébaou, sur terrasses récentes. Les sols calcimagnésiques occupent tout le flanc des collines marneuses face à la plaine alluviale de l'oued Sébaou. Les sols à

sesquioxides de fer se développent sur des matériaux géologiques variés, ils couvrent la majeure partie du massif de Larbâa Nath Irathen sur calcaires durs et sur grès numidien dans le massif de Yakouen (Saadi, 1970).

C'est dans ces régions, particulièrement au niveau du haut Sébaou, du massif gréseux de Yakouen et du socle cristallin de Larbâa Nath Irathen que nous avons mené la seconde partie de notre expérimentation.

## 2. Situation géographique de la zone d'étude

---

Le chef lieu de la wilaya de Boumerdes est situé à une distance de 30 km à l'est d'Alger. Elle couvre une superficie de 1432,07 km<sup>2</sup>, sa côte s'étire environ sur 100 km. Elle est comprise entre les latitudes nord 36°10 et 37° et les longitudes est 3°15 et 4°. Ces limites naturelles sont (Fig.1):

- Au nord par la mer méditerranée,
- Au sud par la wilaya de Bouira,
- A l'est par la wilaya Tizi-Ouzou,
- A l'ouest par la wilaya d'Alger.

Le chef lieu de la wilaya de Tizi-Ouzou est situé à une distance de 100 km à l'est d'Alger. Selon l'annuaire statistique (1986), la superficie de la wilaya de Tizi-Ouzou s'étend sur 2.957,93 km<sup>2</sup>. Elle est traversée de l'Est à l'Ouest par l'oued Sébaou, qui draine la majeure partie des versants nord de la région. Elle présente les coordonnées angulaires suivantes :36°30 - 36°50 latitude nord, 4°00 - 4°30 longitude est et à 233 m d'altitude. Ces limites naturelles sont (Fig.1):

- Au nord par la mer méditerranée,
- Au sud par la wilaya de Bouira,
- A l'est par la wilaya de Bejaia,
- A l'ouest par la wilaya de Boumerdes.

### 2.1. Situation géographique de la région de Zemmouri

La commune de Zemmouri est une région côtière, elle est rattachée à la wilaya de Boumerdes et à la circonscription de Bordj-Menail. Elle se situe à une distance de 50 km d'Alger et s'étend sur la frange côtière sur une surface approximative de 5550 ha (conservation des forêts de la wilaya de Boumerdes). Les limites naturelles de cette région sont (Fig.2):

- Au nord par la mer méditerranée,
- Au sud par Si Mustapha,
- A l'est par Legata,
- A l'ouest par Thénia

Les sols étudiés sont localisés selon les coordonnées angulaires: X: 555,525 est; Y: 4072,580 nord et à 42 m d'altitude pour le sol 1 et X: 575,505 est ; Y: 4102,520 nord et à 43 m d'altitude pour le sol 2 (Fig.4).

## 2.2. Situation géographique de la région de Yakouren

Djurdjura se trouvent les forêts de la Kabylie. Elles occupent une superficie de 60000 ha (Body, 1955) in (Belabas, 1998) où l'on rencontre le chêne-vert, le chêne-zeen et le chêne-afares. Elle est située à une distance de 40 km à l'Est de Tizi-ouzou, elle s'étend sur une superficie de 5710 ha, est rattachée à la circonscription d'Azazga. Les limites naturelles de cette région sont (Fig.3):

- Au nord par les villages d'Akerou et Ait-Chefia,
- Au sud par les villages d'lfigha et Idjeur,
- A l'est par les villages de Zekri et Moknéa,
- A l'ouest par Azazga.

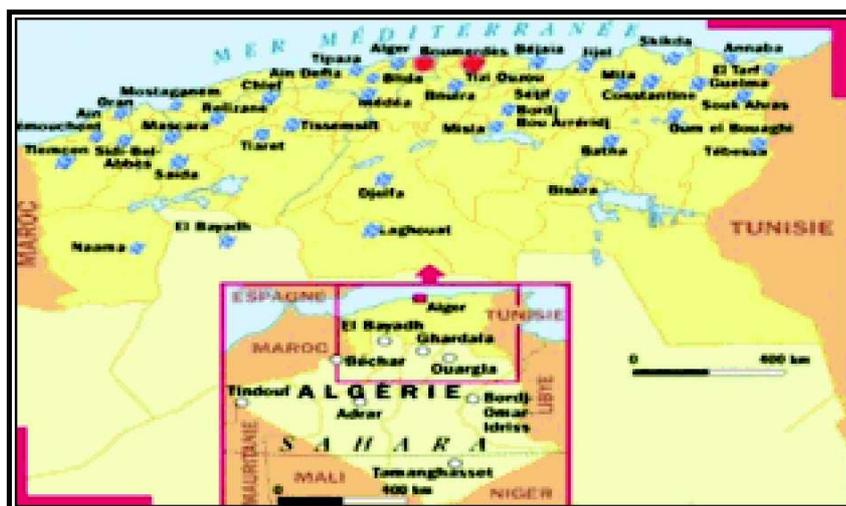


Fig.1 : Carte de situation géographique de la zone d'étude (Boumerdes et Tizi-Ouzou).



Fig. 2 : Carte de situation géographique de la région de Zemmouri



Fig. 3 : Carte de situation géographique de la région de Yakouren et Larbaa Nath Irathen.



Fig.4 : Carte topographique de Thénia 1/ 25 000

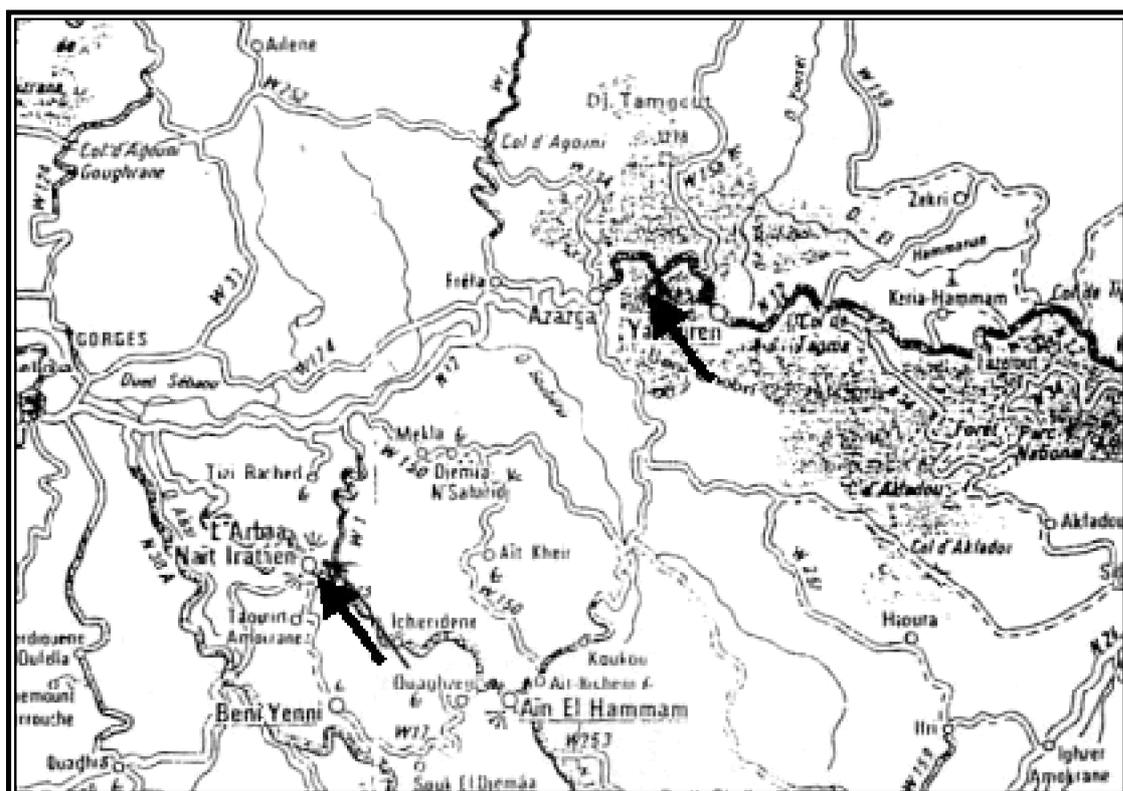


Fig.5 : Carte topographique d'Azazga 1/ 50 000

Ces sols sont situés dans la forêt de Yakouren, ils sont localisés selon les coordonnées angulaires : X: 650,087 est ; Y: 385,947 nord et à 510 m d'altitude pour le sol 3 et X: 655,175 est; Y: 383,425 nord et à 740 m d'altitude concernant le sol 4 (Fig.5).

### 2.3. Situation géographique de la région de Larbâa Nath Irathen

La région de Larabâa Nath Irathen occupe de grandes surfaces agricoles où l'on rencontre de l'arboriculture (le figuier et l'olivier). Elle est située à une distance de 30 km à l'est de Tizi-ouzou. Les limites naturelles de cette région sont (Fig.3):

- Au nord par Tizi-Rached,
- Au sud par Ath-Yenni,
- A l'est par les villages Ait Oumalou et Ait Aggouacha,
- A l'ouest par les villages Irdjen et Ait-Mammoud

Le sol étudié est situé selon les coordonnées angulaires : X: 634,950 est; Y: 272,850 nord et à 830 m d'altitude (Fig.5).

## 3. Le climat

L'Algérie du Nord est connue par son climat méditerranéen (Seltzer, 1946). Il est caractérisé par une saison pluvieuse et une saison sèche, alternées dans l'année. C'est

cette caractéristique qui constitue une donnée fondamentale de ce type de climat. Les pluies qui sont en général irrégulières sont distribuées de septembre à mai et les étés sont chauds et secs. La pluviométrie décroît du Nord au Sud et d'Est en Ouest. L'amplitude thermique augmente du Nord au Sud de sorte que l'extrémité Nord Orientale de l'Algérie est la plus douce et la mieux arrosée et l'extrémité Sud Orientale est la plus rude et la plus sèche.

Pour caractériser le climat des régions étudiées, et par manque de station météorologique dans ces régions, la caractérisation du climat est basée sur les données climatiques (pluviométrie et températures) de la station de Dellys (1990-2003) pour la région de Zemmouri et les données climatiques (Seltzer, 1946) pour la région de Larbâa Nath Irathen. Concernant la région de Yakouren, nous nous sommes référés aux données utilisées par A.N.R.H (2001) concernant la pluviométrie et les données thermiques du post d'Aghrib, corrigées selon un gradient altitudinal de 3°C/100m, calculé par Messaoudene (1989). Les données météorologiques brutes figurent en annexe (1).

### **3.1. Le climat de la région de Zemmouri**

La figure 6 fait apparaître une période pluvieuse de six mois allant de novembre en avril, avec une pluviosité supérieure à la moyenne des 12 mois de l'année (soit 59,65mm). Ces fortes chutes de pluies sont enregistrées durant les mois de novembre, décembre et janvier avec respectivement, 104,6 mm, 115 mm et 134,5 mm. La sécheresse estivale se fait sentir à partir du mois de juin, elle est surtout accusée durant le mois de juillet (1,8 mm), où la pluviosité mensuelle est presque nulle. Les mois de juin et juillet sont définis comme étant les mois les plus secs de l'année où on l'enregistre respectivement 8,4 mm et 1,8 mm. La pluviométrie moyenne annuelle est de 715,9 mm contre 816 mm à Thènia. Cette différence pluviométrique peut être attribuée à la différence d'altitude. Concernant les températures, la figure 7 montre que les températures moyennes annuelles sont de l'ordre de 17,86°C. Si on considère le mois chaud, le mois où la température moyenne mensuelle est supérieure à 20° C, nous constatons que la période chaude s'étale de juin à septembre et le mois le plus chaud est le mois d'août (25,45°C). Le mois le plus froid est le mois de janvier (12,65° C). Les températures moyennes mensuelles minimales sont enregistrées durant les mois de janvier et février; les mois de juillet et août sont les plus chauds et les plus secs, avec une température moyenne maximale de 27,1 à 28,9° C. Les minima sont de l'ordre de 20,2 et 22 °C. Selon l'indice de Lange (40), de De Martonne (25) et le diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen, le climat de Dellys est caractérisé par une période sèche qui s'étale sur quatre mois, de la fin mai à la fin septembre. Le quotient d'Emberger (123,34) situe la région de Dellys dans l'étage bioclimatique sub-humide.

### **3.2. Le climat de la région de Yakouren**

La forêt de Yakouren est caractérisée par une tranche pluviométrique importante de l'ordre de 1073,91 mm/an, la répartition annuelle des précipitations est très irrégulière. Les plus fortes chutes de pluies sont enregistrées durant les mois de décembre et janvier avec, respectivement, 185 mm et 154 mm. Les mois de juillet et août sont définis comme

étant les mois les plus secs de l'année où l'on enregistre respectivement 4,1mm et 8,1mm (Fig.6). La période pluvieuse s'étend d'octobre à avril. Les mois de décembre et janvier sont les plus humides. En ce qui concerne les températures, la figure 7 montre que les températures moyennes annuelles sont de l'ordre de 15,29° C. Nous constatons que la période chaude s'étale de juin à septembre et le mois le plus chaud est août (24,7°C) et le plus froid est janvier (7,4° C). Les températures moyennes mensuelles minimales sont enregistrées durant le mois de janvier. Cependant, les mois de juillet et août sont les plus chauds et les plus secs, avec une température moyenne maximale de 29,5°C à 29,8° C. Les minima sont de l'ordre de 19,1°C et 19,6° C. En effet, les mois de juillet et août sont les plus chauds, alors que la température moyenne la plus basse est enregistrée au mois de janvier. Suivant les indices de Lang (70), de De Martonne (42) et le diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen, le climat de Yakouren est caractérisé par une période de sécheresse de quatre mois et d'après le quotient d'Emberger (145,57), on peut classer le climat de cette région dans l'étage bioclimatique humide.

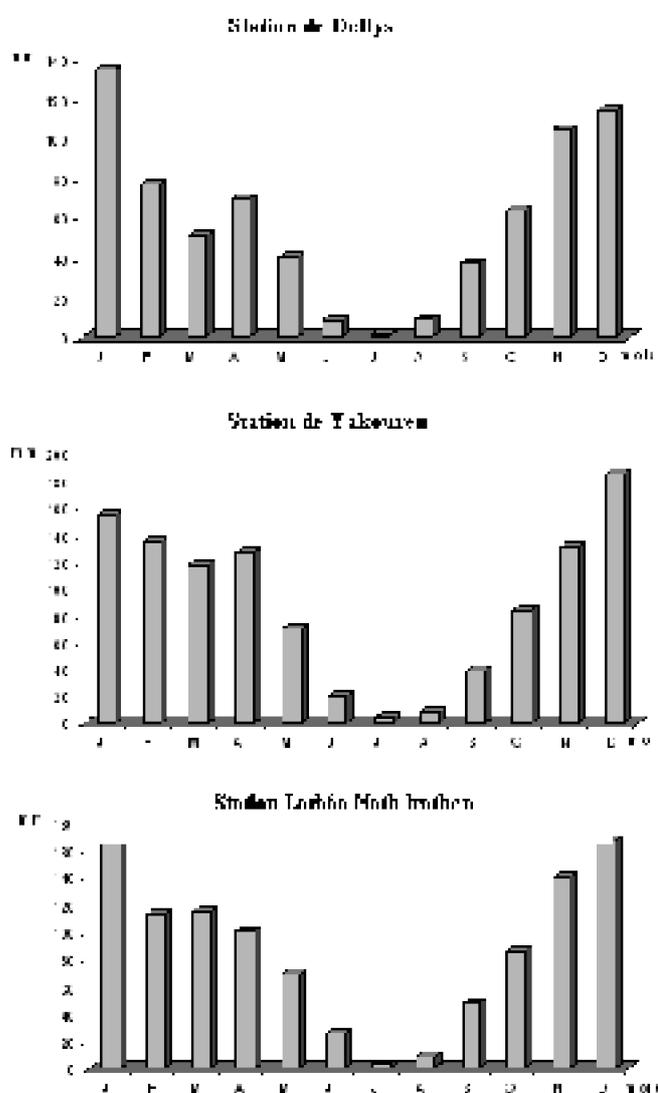
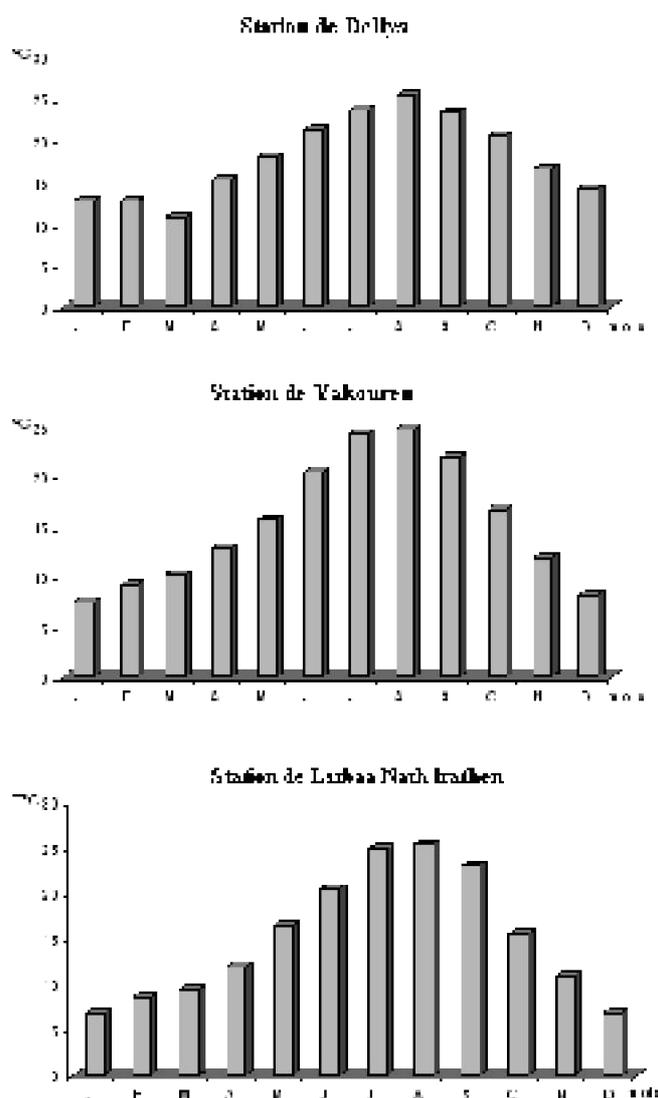


Fig.6 : Moyennes mensuelles des précipitations



*Fig.7 : Moyennes mensuelles des températures*

### 3.3. Le climat de la région de Larbâa Nath Irathen

Le massif de Larbâa Nath Irathen est caractérisé par une tranche pluviométrique importante également. Elle est de l'ordre de 1034 mm/an. La période pluvieuse d'été sur six mois allant de novembre en avril, avec une pluviosité supérieure à 100 mm, les plus fortes chutes sont enregistrées durant les mois de décembre et janvier avec, respectivement, 166 mm et 167 mm. Ces deux mois (décembre et janvier) sont les plus humides et ils représentent 30,45 % des précipitations annuelles. Cependant, les mois de juillet et août sont définis comme étant les mois les plus secs de l'année où l'enregistrent respectivement 3 mm et 9 mm (Fig.6). Concernant les températures, la figure 7 montre que les températures moyennes annuelles sont de l'ordre de 15,07° C. Si on considère le mois chaud le mois où la température moyenne mensuelle est supérieure à 20° C, nous constatons que la période chaude s'étale de juin à septembre et le mois le plus chaud est

août (25,35°C). Le mois le plus froid est janvier (6,95° C). Les températures moyennes mensuelles minimales sont enregistrées durant le mois de janvier; le mois de juillet et août sont les plus chauds et les plus secs, avec une température moyenne maximale de 30 à 30,7° C. Les minima sont de l'ordre de 20°C. Les températures moyennes les plus élevées sont enregistrées durant la saison estivale. Les températures maximales enregistrées dans cette station montrent que le mois d'août reste le mois le plus chaud avec une température maximale 30,7° C. Les indices de Lange (68), de De Martonne (41) et le diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen montrent que le climat de cette région est caractérisé par une période sèche qui s'étale sur trois mois, de juin à la fin août. Et suivant le quotient d'Emberger (132,33), la région de Larbâa Nath Irathen est située dans l'étage bioclimatique humide.

### 4. La géologie

---

En Algérie, on rencontre quatre grands ensembles structuraux diversifiés avec, du Nord au Sud :

- Un ensemble plissé et formé de nappes de charriages dits alpine ou «Berbérides» comprenant les domaines kabyles au Nord, avec les massifs kabyles et le Djurdjura, et telliens au Sud (Abdessalam, 1995),

Un domaine stable dit avant-pays correspondant aux hautes plaines,

L'atlas saharien,

La plate forme saharienne.

Les grands traits structuraux de la dorsale est appelée «chaîne calcaire». (Durand Delga, 1969) a introduit le terme de «Dorsale kabyle» pour désigner les massifs calcaires au Sud du socle cristallophylien cité par (Abdessalam, 1995). Le massif ancien de la Grande Kabylie se présente comme une puissante série métamorphique (Thiébaud, 1951; Bossière, 1971 et Saadallah, 1992) in (Abdessalam, 1995). Il est constitué par un complexe gneissique surmonté par des schistes. Sur cet ensemble reposerait, en discordance légère, du Paléozoïque (Silurien à Carbonifère) formé par les schistes, des grès et des poudings. A la fin du Paléozoïque, se sédimentent des dépôts détritiques (grès rouge du Permien et du Trias) dus à l'érosion des reliefs hercyniens.

#### 4.1. La géologie de la région de Zemmouri

La carte géologique de Boumerdes (Bouyesse, 1962) indique que la région d'étude est composée de quatre ensembles lithologiques (Fig. 8) :

- - Les alluvions actuelles des dunes présentent sur tout le rivage, c'est la zone des plages sableuses et de la forêt sur sable des arrières dunes forêt du Sahel.
- Les alluvions récentes, représentées par des dépôts limoneux, c'est la zone de la forêt alluviale et des cultures irriguées (vallée de l'oued Isser),
- Les alluvions anciennes constituées d'atterrissements caillouteux formant des terrasses.

- Les formations rougeâtres, datant du Pliocène supérieur, formées par du sable argileux rouge avec lits caillouteux, existent en continu sur tout le littoral, elles sont occupées par les terrains agricoles.

#### **4.2. La géologie de la région de Yakouren**

La structure géologique de cette partie de la Grande Kabylie est très complexe. Cité par (Abdessalam, 1995), Durand (1951) souligne que la région de Yakouren ne comprend que deux faciès :

- Les grès siliceux du numidien supérieur,
- Les argiles du numidien inférieur avec intercalation des bandes gréseuses (flyschs).

Gelard (1978) a décrit trois types de substrats au niveau de la forêt de Beni-Ghobri (Fig.9)

- Les grès numidiens, qui constituent le substrat géologique le plus répandu dans la région de Yakouren, ils sont quartzeux , de l'éocène supérieur. Parfois, il se trouve masqué par une formation récente d'éboulis et de glissement du Quaternaire,

- Flyschs à microbrèches,
- Les grès sous numidien.

#### **4.3. La géologie de la région de Larbâa Nath Irathen**

Le massif cristallophyllien de la Kabylie est constitué par une série métamorphique allant des phyllades, des schistes satinés et des micaschistes recouvrant des gneiss jusqu'aux pegmatites d'âge primaire. Le calcaire métamorphique constitue le substrat le plus répandu du massif de Larabâa Nath Irathen (Mesrouk, 1984). Ainsi les micaschistes inférieurs sont dominés par le faciès de schistes à deux micas (muscovite et biotite) dans la cluse du Sébaou. Les embréschistes montrent principalement des faciès de gneiss oeillet à muscovite dans la région de Ain El Hammam et de gneiss œillets à biotite dans la région de Larbâa Nath Irathen (Fig.9).

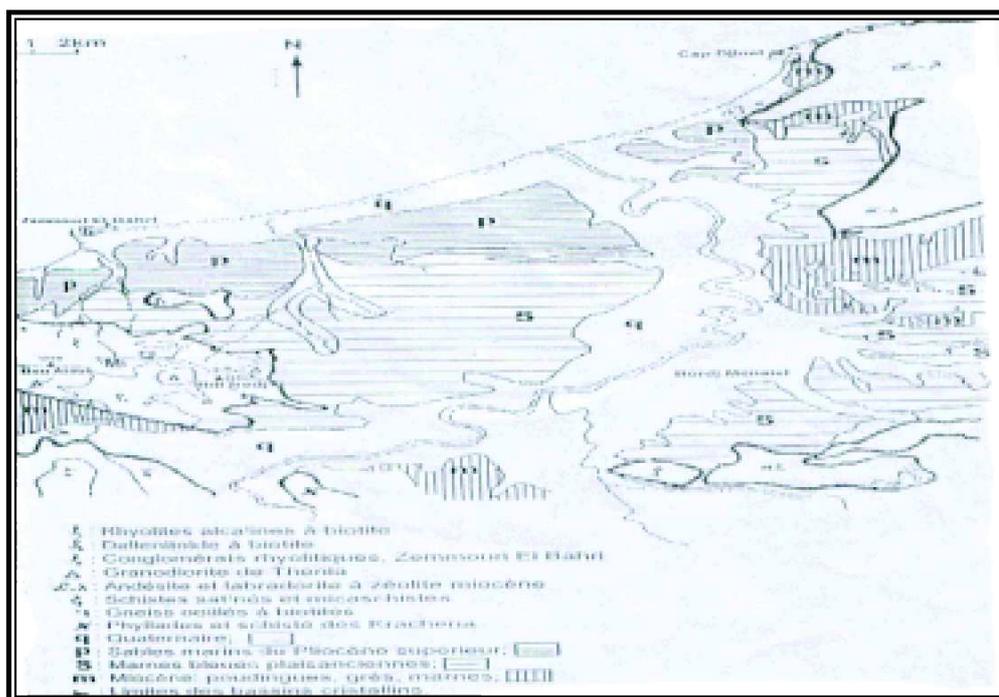


Fig.8 : Carte géologique de la région de Boumerdes (Bouysse,1962).

## 5. Hydrographie

Le territoire de la wilaya de Boumerdes est traversé par un réseau hydrographique important. Outre les petits cours d'eau, il existe des oueds tels que: l'Oued Sebaou, l'Oued Isser, l'Oued Larbâatache, l'Oued Hamiz et l'Oued Keddara. L'apport moyen en eau de surface s'élève à plus de  $500 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ , dont 46% proviendrait de l'Oued Sebaou. Ces eaux superficielles sont mobilisées à travers des barrages: barrage de Hamiz, barrage de Kaddara et barrage de Djemâa. Le bassin versant de l'Oued Sébaou constitue dans sa majeure partie de l'oued, un régime semis permanent à sec. Il est considéré comme l'un des plus importants du pays permettant un apport annuel moyen estimé à  $1040 \text{ m}^3/\text{an}$ . Le réseau hydrographique est très dense, les capacités de stockage sont dérisoires, l'essentiel des eaux provenant du Djurdjura sont recueillies par l'oued Sebaou qui constitue le plus grand cours d'eau de la wilaya de Tizi-Ouzou. Il occupe une superficie très importante, de l'ordre de  $2500 \text{ km}^2$  sur un périmètre de 240 km (A.N.R.H, 2001).

## 6. Les sols

La caractérisation des sols des régions étudiées (Zemmouri, Yakouren et Larbâa Nath Irathen) est basé sur l'étude cartographique et séquentielle menée par Lahmar (1979). Concernant les sols de la région de Zemmouri et l'étude agro-pédologie des plaines alluviales de la vallée du Sébaou est menée par Saadi (1970).

### 6.1. Les sols peu évolués

Les sols peu évolués à profil AC se localisent dans le lit majeur des rivières où ils sont souvent rajeunis par des dépôts de matériaux neufs, en périodes d'inondations. Ce sont des sols les plus répandus de la plaine du Sébaou et les plaines d'oued Boumerdes. Dans cette classe, on trouve le premier groupe des sols peu évolués hydromorphes les plus répandus des sols peu évolués. Ces sols occupent les fonds plats des oueds (Boumerdes). Le second groupe des sols peu évolués, sont des sols peu évolués vertiques. Ce type de sol est localisé en quelques points le long de la plaine alluviale du Sébaou, sur terrasses récentes.

## **6.2. Les sols brunifiés**

Les sols brunifiés sont des sols avec un ou plusieurs horizons diagnostiques qui peuvent se former assez rapidement et qui ne présentent pas d'illuviations et d'éluvations significatives. Au niveau de la plaine alluviale du Sébaou, ces sols sont très répandus et se localisent presque sur toutes les roches mères (sur grès et sur série métamorphique).

## **6.3. Les sols calcimagnésiques**

Ces sols sont formés sur des micaschistes (des sols de la région de Boumerdes) et sur des grès et des marnes (des sols de la région de Tizi-Ouzou). Leur couleur est généralement dans la gamme de 7,5 YR qui est surtout due à la présence de calcaire pulvérulent. Cette classe comprend un groupe de sols brun calcaires vertiques. Tous ces sols sont formés sur des argiles marneuses. Ces types de sols occupent tout le flanc des collines marneuses face à la plaine alluviale de l'oued Sébaou.

## **6.4. Les vertisols**

Les vertisols ne sont pas signalés dans les sols de la région de Boumerdes, en revanche, ils sont largement répandus dans la plaine du Sébaou. Leur identification ne pose généralement pas de problèmes sur le terrain. La végétation naturelle qui les caractérise est herbacée. Les roches mères sont surtout des marnes et des alluvions de texture fine et la topographie est plate avec une faible pente.

## **6.5. Les sols à sesquioxydes de fer**

Les sols à sesquioxydes de fer, appelés souvent sols rouges méditerranéens sont localisés, dans les poches de dissolution karstiques plus ou moins anastomosées de roches calcaires. Ils se développent sur des matériaux géologiques calcaires (anciennes dunes, sables pliocènes, encroûtement et cipolins) dans la région de Boumerdes et sur le calcaires durs et grès numidien dans la région de Tizi-Ouzou. Ces sols sont ceux qui dominent très largement à Boumerdes, ils couvrent la majeure partie du massif de Larbâa Nath Irathen et la partie amont de Fréha où ces roches sont d'ailleurs exploitées comme matériaux de constructions. Le climat méditerranéen favorise une altération pelliculaire, du fait de son contraste et d'une décarbonatation durant la saison humide de l'ensemble du profil.



# Deuxième partie : Matériel et méthodes

## Chapitre 3 : Matériel et méthodes

### Introduction

---

L'analyse des échantillons au laboratoire permet une quantification des propriétés et caractéristiques des sols. Pour cela, nous avons décrit et analysé 21 échantillons provenant de cinq profils répartis comme suit :

- Deux profils (sol 1 et sol 2 avec huit échantillons respectivement, 5 échantillons pour le premier et 3 pour le second) effectués dans la région de Zemmouri,
- Deux profils (sol 3 et sol 4 avec neuf échantillons respectivement, 5 échantillons pour le premier et 4 pour le second) effectués dans la région de Yakouren,
- Un profil (sol 5 de quatre échantillons) effectué dans la région de Larbâa Nath Irathen.

Cette partie est consacrée, à la présentation du matériel et méthodes des analyses physiques, chimiques, minéralogiques, géochimiques et microscopiques effectuées sur nos échantillons. Les analyses physiques et physico-chimiques ont été réalisées aux laboratoires du département de pédologie de l'I.N.A (d'El-Harrach). Cependant, les

---

analyses minéralogiques, les analyses chimiques totales et l'observation au microscope à balayage (MEB) ont été effectuées au centre de recherche et développement (C.R.D) de Boumerdes. Les sols de la même région, présentent les mêmes caractéristiques morphologiques et les physico-chimique. Pour cela, les analyses minéralogiques et les analyses chimiques totales ont été effectuées uniquement sur trois profils (2, 4 et 5).

### **1. Analyse physique: L'échantillon brut est tamisé à sec à travers un tamis de 2mm.**

---

#### **1.1. Granulométrie: (Méthode Internationale de la pipette Robinson)**

- Destruction de la matière organique par l'eau oxygénée ( $H_2O_2$ ) à 30 volumes,
  - Dispersion au hexametaphosphate de sodium,
  - Séparation des argiles et des limons à la pipette de Robinson,
  - Les sables sont tamisés sous eau pour séparer les sables fins des sables grossiers.

#### **1.2. Méthode de préparation des argiles des sols pour étude minéralogique**

La destruction des ciments contenus dans le sol, matière organique et carbonates, se fera par la méthode de Robert et Tessier (1974).

##### **1.2.1. Destruction de la matière organique**

La destruction de la matière organique pour une prise de 20g de sol, se fait par des traitements répétés à l'eau oxygénée électrolytique : dans un bêcher de 500 ml, la suspension argileuse est mise au contact de 50 ml d' $H_2O_2$  à 110 volumes, d'abord à froid pendant toute une nuit, puis au bain de sable à une température de 60°C. Nous rajoutons si nécessaire  $H_2O_2$  jusqu'à ce que les bulles de grosses tailles provenant de la minéralisation de la matière organique soient remplacées par des bulles très fines dues seulement à  $H_2O_2$ . Lorsque la destruction de la matière organique est terminée, on élimine l'eau oxygénée par élévation de la température (>60°C).

##### **1.2.2. Destruction des carbonates**

Les ciments carbonatés sont détruits par la méthode de destruction classique avec l'HCl dilué, sous pH mètre, en évitant de se situer au-dessous d'un pH égal à 4. La solution du sol est placée dans un bêcher, dans lequel on ajoute de l'HCl N/10, sous contrôle du pH. La solution est continuellement agitée par agitation mécanique. L'excès d'HCl se fait par un lavage répété à l'eau distillée.

##### **1.2.3. Dispersion des argiles**

La méthode utilisée est celle qui utilise le NaOH N comme dispersant, sous contrôle du pH, qui ne doit pas dépasser 9. La solution du sol est placée dans un bêcher, sur un

agitateur mécanique et le NaOH est employé goutte à goutte jusqu'à obtention d'un pH égal à 9. Après cette dernière opération, les solutions de sol sont prêtes à être placées dans des colonnes de 1000 ml.

#### **1.2.4- Séparation de la phase argileuse**

La fraction argileuse est obtenue par une série de sédimentations selon les normes de l'analyse granulométrique (Loi de Stokes). La fraction fine est prélevée à 10 cm de profondeur après décantation de huit heures, correspondant à la chute des particules inférieures à  $2\mu$ , à une température de 20°C. La récupération de la suspension par siphonnage et la floculation par  $MgCl_2$  pour obtenir une argile monoionique.

#### **1.3. La perméabilité : Méthode Hennin par utilisation des colonnes à charges constantes (mesure sur échantillons remaniés).**

## **2. Analyses physico-chimiques de la terre fine**

---

### **2.1. Calcaire total : Méthode volumétrique au calcimètre de Bernard.**

### **2.2. Carbone total :**

Méthode de Anne ; attaque au bichromate de potassium en milieu sulfurique concentré. Le titrage se fait avec le sel de Mohr 0,2N. La matière organique est déterminée en multipliant le taux de carbone organique par 1,72.

### **2.3. Le pH :**

On a le pH (eau) dont le rapport eau / sol = 1/2,5 et pour le pH (KCl) le rapport KCl / sol=1/2,5. La détermination du pH se fait par un pH mètre avec électrode de verre.

### **2.4. Cations échangeables et capacité d'échange cationique:**

Méthode de Schollenberger ; l'extraction des bases par percolation à l'acétate d'ammonium 1N à pH 7 et lavage à l'alcool à 50% et percolation à l'acétate de sodium 1N. Les dosages se font sur les percolations d'acétate d'ammonium 1N. Tous les cations ( $Ca^{+2}$ ,  $Na^+$  et  $K^+$ ) sont dosés par photomètre à flamme, à part le  $Mg^{+2}$  qui est dosé à l'absorption atomique. La saturation du complexe adsorbant a été réalisée par le chlorure de potassium (KCl) 1N; distillation au Buchi pour la détermination de la CEC.

### **2.5. Le fer libre :**

Le dosage du fer libre est effectué par la méthode Mehra et Jackson (1960) qui permis d'obtenir une évaluation de la quantité du fer à l'état libre dans les sols. Cette méthode utilise la Dthinite-Citrate-Bicarbonate qui extrait essentiellement l'hématite et la goéthite finement divisées. Le fer, après avoir été réduit par l'hydrogène. Il est dosé ensuite par la

méthode colorimétrique.

### 2.6. Le fer total :

L'extraction du fer se fait à l'état ferrique par l'acide chlorhydrique concentré après calcination et élimination de la matière organique (à 800°C). Le fer est ensuite réduit à l'état ferreux par le chlorure stanneux pour permettre le dosage par le bichromate de potassium (méthode Volumétrique).

### 2.7. C.E.C des argiles :

La détermination de la capacité d'échange cationique sur la fraction argileuse des sols a été effectuée uniquement sur les sols 2, 4 et 5 au niveau du centre de recherche et développement de Boumerdes. Elle est déterminée par une technique utilisant un agent de dosage qui est le chlorure de cobaltihexammine  $[\text{CO}(\text{NH}_3)_6]^+ \text{Cl}_3^-$ . C'est un sel jaune-orangé, dont les solutions aqueuses sont stables pendant plusieurs mois.

Les solutions sont dosées par colorimétrie, sur une longueur d'onde de 4700 Å, en se référant à une série de solutions étalon. La méthode de détermination de la CEC d'une argile consiste à introduire 2g d'argile broyée et séchée pendant 24 h à 80°C, dans un volume connu de solution (100cm<sup>3</sup>) de chlorure de cobaltihexammine 0,045N. L'étalonnage est fait à partir d'une solution contenant 4 g/litre de chlorure de cobaltihexammine, de densité optique D.O = 80,6. Les caractéristiques de ces solutions sont définies à partir des données suivantes :



$$1 \text{ équivalent: } M / \text{Valence} = 267,50 / 3 = 89,17\text{g}$$

$$1 \text{ Solution normale} = 89,17$$

$$1 \text{ Solution } 4\text{g} / \text{ litre} = 0,045\text{N}$$

## 3. Méthodes pour étude structurale des minéraux argileux

---

L'étude structurale est entreprise dans le but de préciser la nature et la famille des argiles examinées. Ainsi, dix échantillons d'argile représentatifs provenant de trois profils (sol 2, sol 4 et sol 5) ont été analysés. La diffraction des rayons X, a été effectuée également sur des poudres provenant des mêmes sols finement broyées (1-10µ) dans un mortier en agate.

### 3.1. Diffraction des rayons X

La diffraction des rayons X, est la méthode la plus employée pour l'identification des minéraux cristallisés de taille < 2µm (Robert, 1975). L'utilisation des rayons X en minéralogie est basée sur les phénomènes de diffusion cohérente des rayons X par les couches électroniques des atomes, sans qu'il y ait changement de longueur d'onde : appelé phénomène de diffraction des rayons X. L'analyse des minéraux argileux aux rayons X est basée sur la connaissance des distances réticulaires (001). La réflexion obéit

à la loi de BRAGG (Nedjari et Abed, 1998) et qui définit les conditions suivantes: ( $2d \sin \theta = n\lambda$ )

$\theta$  = angle de réflexion sur les plans diffractant,

$n$  = intensité des réflexions,

$\lambda$  = longueur d'onde incidente,

$d$  = distance réticulaire des plans diffractant.

L'identification des phases est réalisée à l'aide d'un diffractomètre de marque PHILLIPS, comprenant essentiellement un générateur haut tension PW 1730, un goniomètre pour les poudres et PW 1800 pour les argiles. Les conditions opératoires sont:

- Générateur fonctionnant sous une tension de 40KV a qui alimente un tube à rayons X à anticathode en cuivre.
- Fente variable automatique.
- Fente de réception : 0,1mm
- Fente de diffusion.
- Cristal monochromateur de graphite pour éliminer le rayonnement parasite en provenance du tube et le fond de fluorescence de l'échantillon.
- Détecteur à gaz.
- Domaine exploré ( $2\theta$ ) : 2 à 30° pour les argiles,  
: 2 à 80° pour les poudres.

### 3.1.1. Traitement des argiles orientées

La préparation se fait par frottis d'une pâte argileuse humide. Les argiles en suspensions aqueuses sont déposées sur des lames de verre, puis séchées à l'abri de l'air. Il y a sédimentation suivant leurs faces (001) et obtention d'une mince pellicule d'argile d'épaisseur uniforme. La détermination des minéraux argileux dépend alors du comportement de cette réticulaire (001) à ces traitements (Brown, 1972). Ainsi, chaque échantillon nécessite l'enregistrement de trois diagrammes de diffractions :

- Diagramme normal (N): pas de traitement. C'est le diagramme auquel on se réfère pour juger les déplacements occasionnés par le traitement à l'éthylène-glycol et au chauffage.

- Diagramme éthylène-glycol (G): la lame est placée sous vide, pendant deux heures, en présence d'éthylène glycol qui provoque le gonflement des feuillets smectitiques.

- Diagramme thermique (C) : chauffage de l'échantillon à 550°C pendant une heure qui entraîne la déshydratation des minéraux argileux type 2/1 et qui peut détruire aussi la structure de certains minéraux comme la kaolinite.

### 3.1.2. Détermination des diagrammes

Le comportement des principaux minéraux argileux après traitement (Brown, 1972)

---

s'établit comme suit :

- Ethylène glycol : Les feuillets de type smectite, qui voient leur raie basale déplacée à 17 Å, sont seul affectés.

- Chauffage : Il y a destruction de la kaolinite avec disparition des raies caractéristiques et déshydratation des smectites dont la distance réticulaire passe à 10 Å. Les micas, les illites et les chlorites ne sont pas altérés.

### 3.2. Spectroscopie infra rouge

Par manque de moyens, la spectroscopie n'a concerné que quatre échantillons d'argile. Le rayonnement infra rouge apporte des compléments d'information sur la composition cristallographique qui permette éventuellement à l'identification des espèces minérales. Ainsi on peut différencier les argiles dioctaédriques des argiles trioctaédriques (Dejou et al., 1977; Farmer., 1974; Madejova et al., 1992.). Elle est aussi utilisée pour distinguer entre les substitutions tétraédriques et octaédriques, dans les minéraux argileux. Il s'agit de l'étude des vibrations des molécules aux quelles l'énergie est fournie sous forme de radiations infra rouge. Nous avons utilisé la spectroscopie pour connaître la cristallinité de certains minéraux ou, leur composition cristallographique. Pour cela, nous nous sommes surtout intéressés aux vibrations des OH de structure dans le domaine 3000 à 4000  $\text{cm}^{-1}$ . L'appareil utilisé est de type Magna IR. 560. Nicollet, avec une unité de traitement de données.

La méthode de préparation consiste à obtenir des pastilles par compression des échantillons avec du bromure de potassium KBr. Cette technique doit être utilisée avec précaution, elle est susceptible de modifier les vibrations des hydroxyles (Prost, 1969-1970). La méthode consiste sur une prise de 0,5 à 1mg d'échantillon d'argile qu'on mélange avec 200mg de KBr. Le mélange est broyé dans un mortier en agate, puis mis dans un moule, sur lequel on applique une pression pour obtenir une pastille. Après chauffage à 105°C pendant 10 heures, la pastille est placée dans l'appareil, sur un support et sur le trajet du faisceau.

## 4. Analyses chimiques totales

---

Le nombre d'éléments essentiels à déterminer se limite au silicium, aluminium, fer, calcium, magnésium, manganèse, sodium et potassium exprimés en oxydes. Tous ces éléments ont été dosés sur la terre fine des sols 2, 4 et 5.

Les méthodes de détermination des éléments sont nombreuses. La méthode qui a été retenue, est la méthode qui est entièrement basée sur l'absorption atomique (Pinta, 1971). L'analyse chimique consiste en une mise en solution préalable des constituants de base. Cette opération se fait par voie sèche, en utilisant le fondant approprié. Pour cela, on utilise 0,5g à 1g d'échantillon broyé et séché dans une étuve, qui sera ensuite mélangé au produit fondant dans un creuset en platine. La désagrégation se fait par fusion au métaborate de lithium, en élevant progressivement la température du four jusqu'à 1000°C, pendant 30 à 45 minutes. La perle obtenue est dissoute de façon complète dans l'HCl (concentré à 5%) au bout d'une demi-heure. Une fois l'opération de dissolution terminée,

on filtre les solutions dans des fioles de 100 ml (on complète jusqu'au trait de jauge par l'eau distillée) et on agite la solution qui est disponible pour le dosage de tous les éléments fondamentaux par absorption atomique.

Les gaz utilisés sont de deux sortes :

- La flamme air-acétylène est utilisée pour l'analyse de  $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Mn}^{+2}$ ,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$ .
- La flamme protoxyde d'azote-acétylène est nécessaire pour l'estimation de  $\text{Si}^{+4}$ ,  $\text{Al}^{+3}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$  et  $\text{Ca}^{+2}$ .

## 5. Microscopie électronique à balayage (MEB)

---

La caractérisation microscopique est basée sur l'observation au microscope électronique à balayage (MEB) qui nous permet une investigation à une échelle intermédiaire entre la microscopie optique et la microscopie électronique à transmission (Vigario et al, 1971). Elle permet également d'observer la morphologie des différents minéraux primaires dans les fractions granulométriques grossières (limon et sable). Le MEB permet l'étude morphologique externe de tout échantillon solide et d'obtenir également des informations sur:

- Le faciès et la texture des minéraux,
- La présence de microfissures et microcavités,
- L'étude des fractures et clivages dans les minéraux.

Les échantillons non remaniés sont déposés sous forme d'une très fine pellicule, sur la grille porte-objet qui se fera par la méthode de pulvérisation sous vide élevé. Ces échantillons ont été préparés sous forme de pastilles comprimées (les pastilles sont préalablement métallisées au palladium), ceci afin d'avoir des échantillons homogènes. On obtient une image de la surface des objets à l'aide d'électrons secondaires émis par la surface balayée par faisceau d'électrons primaires. Le microscope utilisé est un PHILLIPS XL, équipé d'un dispositif de mise en mémoire à produire sur l'écran du moniteur, une image stable et libre de scintillement.

## 6. Perte au feu

---

Elle s'effectue sur 1g de terre fine calciné à 1000°C pendant 2 heures. Elle comprend essentiellement l'eau de la phase argileuse, ainsi que l'anhydride carbonique provenant de la décomposition des carbonates et de la combustion des matières organiques.



# Troisième partie: Evolution de la fraction minérale des sols étudiés.

## Chapitre 4 : Caractérisation morphologique et physico-chimique des sols

### Introduction

---

Dans ce chapitre, nous allons présenter toutes les caractéristiques morphologiques et physico-chimiques des sols 1, 2, 3, 4 et 5. Cette caractérisation est basée sur les critères morphologiques (couleur, structure, profondeur, porosité...) et l'analyse des échantillons au laboratoire (analyse granulométrique, la perméabilité, le calcaire total, le pH, le carbone organique, les bases échangeables, la capacité d'échange cationique et le fer). Les résultats des analyses physico-chimiques de ces sols sont regroupés et donnés dans les tableaux 1, 2 et 3. L'objectif de ce chapitre est la caractérisation des sols développés sur matériau différents et d'en déduire la genèse des ces sols.

## 1. Caractérisation morphologique des sols

---

### I.1. Les sols développés sur dépôt marin

- **Profil 1** : C'est un sol très profond (>180 cm), où la pente est nulle et la végétation est une graminée.

**00 – 30 cm** : Sec, couleur 5yr4/8 (rouge), texture sableuse, structure polyédrique fine, friable, poreux, pas d'élément grossier, forte activité biologique, galerie de verre de terre, nombreuses racines et radicelles. Transition nette. A1

**30 – 60 cm**: Sec, couleur 5yr5/8 (rouge), sableux, pseudo-mycélien de manganèse, polyédrique sub-angulaire moyen, friable, porosité moyenne, de petits graviers, activité biologique moyenne, quelques radicelles, quelques faces luisantes d'argile. A3

**60 – 100 cm**: Sec, couleur 5yr6/8, rouge avec traîné brun et tâches de manganèse, texture sableuse avec quelque dépôt d'argile, structure moyenne angulaire, friable, porosité moyenne, activité biologique moyenne, pas de racines, pas d'élément grossier. Bt1

**100 – 180 cm**: Couleur 2,5yr3/8 (rouge), sableux avec tâches de manganèse, tâches jaunâtres de traînés sub-angulaire qui se débitent en plaquettes, faible porosité, pas de racines, pas d'activité biologique. Bt2

**> 180 cm**: Dépôt de dunes de sables, sans structures, avec tâches noires de manganèse, couleur jaune avec taches rouges.C

- **Profil 2** : La topographie du terrain montre une pente nulle et la végétation y est représentée par des maquis.

**00 – 25 cm**: Frais, de couleur 5yr5/8 (brun-rouge), sableux, structure polyédrique fine à la base et grumeleuse en surface, friable, non compacte, non collant, très poreux, nombreuses racines et radicelles, activité biologique intense, galeries de verres de terre, matière organique abondante, tâches de décomposition de la matière organique, sans éléments grossiers. Transition nette. A1

**25 – 65 cm**: Frais, couleur 5yr5/8 (rouge), avec tâches de manganèse, texture argileux-sableux-, sans éléments grossiers, polyédrique sub-angulaire moyen avec quelques fontes de retraits vertical, porosité moyenne, activité biologique moyenne, abondance de racines et radicelles, présence de faces luisantes. Transition graduelle. Bt

**65 – 120 cm**: Couleur 5yr5/8 (rouge), avec tâches noirâtres de manganèse, structure peu développée, très friable, peu poreux, activité biologique moyenne à faible; pas d'éléments grossiers, polyédrique faiblement développée.C

Ces sols sont représentés par les profils 1 et 2 de la région de Zemmouri. Ces profils sont profonds (>100 cm) et non calcaires. Leur couleur est brun-rouge en surface (A1) à rouge dans les horizons Bt. La structure est polyédrique fine en surface à polyédrique angulaire moyenne en Bt cependant, la structure est peu développée dans l'horizon d'altération du profil 2 et sans structure dans le profil 1. Concernant leur texture, elle est,

généralement, sableuse avec la dominances du sable le long du profil. Ces profils présentent des dépôts d'argiles, dans la partie médiane, qui indique l'entraînement d'argile par conséquent, ces sols sont lessivés.

## I.2. Les sols développés sur drès siliceux ferrugineux

- **Profil 3** : C'est un sol forestier lessivé et profond, qui repose sur un grès siliceux ferrugineux. La végétation est représentée par le chêne liège et du maquis.

**00 – 20 cm**: Frais, couleur 7,5yr3/3 (noire), sableux, structure grumeleuse à polyédrique fine, friable, non plastique, non collant, très poreux, matière organique très abondante avec litière en surface constituée de feuilles de l'année, débris de racines, forte activité biologique, nombreuses racines à différentes tailles (radicelles et racines des arbres). Transition graduelle. A1

**20 – 50 cm**: Frais, couleur 7,5y5/6 (brun rouge-clair), polyédrique fine, plus friable, non plastique, texture sableuse, sans élément grossier, matière organique faiblement dégradée, chevelures racinaires, grosses racines d'arbres, forte activité biologique, bonne porosité. Transition nette. A2

**50 – 70 cm**: Frais, couleur 5yr5/6 (rouge), limono-sableux, structure polyédrique sub-angulaire moyenne, moyennement friable, moyennement plastique, forte activité biologique, quelques tâches luisantes d'argile, moyennement poreux, quelques racines d'arbres et radicelles qui tapissent les agrégats. Transition graduelle. Bt1

**70 - 100 cm**: Couleur 5yr4/8 (rouge), avec des tâches jaunâtres localisées, argilo-limoneux, structure polyédrique moyenne qui se dépite en quelques plaquettes moyennes, friable avec quelque revêtement d'argile, faible activité biologique avec quelques racines d'arbres. Transition graduelle. Bt2

**100 - 130 cm**: Frais, couleur 5yr4/8 (rouge ocre), à texture sableux-limoneux, polyédrique fine, fragile, friable, peu poreux avec un recouvrement de cailloux gréseux 20%, faible activité biologique, quelques racines d'arbres, revêtement d'argile sur quelques agrégats. Transition graduelle. C1

**>130 cm**: Mélange d'une terre sableuse jaune et rouge avec des grès siliceux-ferrugineux, texture sableuse, sans structure particulière, sans activité biologique, matrice jaune rouge. C2

- **Profil 4** : C'est un sol forestier peu profond et la roche mère est un grès siliceux-ferrugineux, la végétation est dominée par le chêne zêne.

**0 – 15 cm**: Couleur 10yr3/4 (noire), sablo-limoneux, structure grumeleuse, friable, bonne porosité, débris de matière organique, feuilles de chêne zêne et bruyères arborescentes, rameaux de végétation, forte activité biologique, nombreuses racines et radicelles. Transition nette. A1

**15 – 25 cm**: 7,5yr5/8 brun pâle, texture limono-sablo-argileuse, polyédrique fine, friable, matière organique dissoluble avec débris organiques, bonne porosité, nombreuses racines et radicelles. Transition graduelle. A2

**25 – 50 cm**: Couleur 5yr5/6 (brun rouge), argilo-limoneux, structure polyédrique

subangulaire moyenne, faible porosité, faible activité biologique, nombreux revêtements d'accumulation d'argile qui tapissent les pores, matière organique moyenne, racines d'arbres, quelques cailloux de grès siliceux-ferrigineux. Bt

> 50 cm: Constitué de mélange d'argile rougeâtre et verdâtre, texture argileuse, pas de racines, pas d'activité biologique, très faible porosité, structure en plaquette. C

Ce sont des sols acides lessivés du massif gréseux de la forêt de Yakouren, représentés par le profil 3 (sous végétation de chêne liège et des maquis) et le profil 4 (sous végétation de chêne zeen). Ces sols sont sableux en surface (A1 et A2) et argileux dans les horizons profonds avec formation des horizons Bt enrichie en argile. La couleur rouge apparaît, uniquement, dans les horizons Bt et la structure est polyédrique sub-angulaire à ces niveaux.

### **1.3. Le sol développé sur calcaire dur**

-Profil 5 : C'est un sol profond (> 150 cm) et la végétation est dominée par le figuier et quelques oliviers.

0 – 55 cm: Sec, couleur 2,5yr4/6 (rouge), argilo-limoneux, sans éléments grossiers, quelques micas, structure polyédrique moyenne, bien développée, bonne activité biologique, radicelles, porosité moyenne, avec fonte de retrait, moyennement friable, quelques signes d'activité biologique et quelques tâches de décomposition de la matière organique. A1

55 – 80 cm: 2,5yr4/4 (rouge), polyédrique à tendance prismatique, très faible porosité, revêtement d'argile, palettes de micas, activité biologique faible, moyennement compact. Transition graduelle. A3

80 – 150 cm: Couleur 5yr4/8 (rouge), texture argileuse, trame de recouvrement d'argile dans toute la structure, quelques cailloux de calcaire, très faible porosité (porosité fissurale), pas de racine, pas d'activité biologique. Transition graduelle. Bt1

>150 cm: 5yr3/6 rouge, texture argileuse avec quelques cailloux de calcaire et plaque de pierre, structure en plaquette, compacte, pas de porosité, moyennement friable, présence de manganèse dans toute la surface. Bt2

Il représente le profil 5 du massif cristallin de Larbâa Nath Irathen. Ce profil est bien développé, profond (150 cm) et argileux dès la surface avec dominance d'argile. La présence des cailloux calcaires, en profondeur, met en évidence le processus de décarbonatation ainsi, l'observation des revêtements d'argiles témoigne le départ des colloïdes vers les horizons Bt. Concernant la couleur, elle est rouge le long du profil et la structure est bien développée (polyédrique sub-angulaire moyenne) dans ce sol.

## **2. Caractérisation physico-chimique des sols**

---

### **2.1. Les sols développés sur dépôt marin**

Ces sols présentent une texture sableuse. Le taux du sable devient plus important en

profondeur (>76,15%) par contre, le taux d'argile est relativement faible en surface (12,5% pour le profil 1 et 20% pour le profil 2) qui augmente dans l'horizon Bt (25,5%), suite au lessivage des argiles et, presque nul en profondeur (4%) pour le profil 1 et 17,5% pour le deuxième profil. La perméabilité est d'autant plus élevée que le taux en sable augmente. Les sables sont prépondérants (>50%) par rapport aux limons et aux argiles pour tous les échantillons analysés de ces sols. Ceci est dû probablement à l'apport éolien et aux faibles altérations des minéraux. Quant au pH du sol, il est neutre sans variation verticale, et est de même ordre de grandeur pour l'ensemble des horizons (6,42 à 6,97 pour le profil 1 et 6,39 à 7 pour le profil 2). C'est une caractéristique des sols rouges fersiallitiques. Les valeurs de la capacité d'échange cationique restent faibles pour ces sols et la valeur maximale est enregistrée dans l'horizon Bt (12,25 et 12,50 meq/100g pour les profil 1 et 2 consécutivement). Concernant le taux de saturation, il est élevé (>80%) et les sites du complexe sont occupés par le calcium. Le taux du carbone organique est de 3,5% (profil 1) et 4,36% (profil 2) en surface qui est dû à un apport important de la litière facilement décomposée et qui explique les taches de décomposition dans l'horizon A1 puis diminue en profondeur (1,26%). Cette diminution est due à l'absence des racines en profondeur donc à la diminution du taux de la matière organique. Enfin, le taux en fer libre augmente dans les horizons Bt (3,2 %) ainsi que le fer total (4,02%) cependant, ce taux tend à diminuer dans l'horizon d'altération (1,97 % pour le fer libre et 2,6 % pour le fer total).

Les caractéristiques morphologiques et physico-chimiques, de ces sols, permettent de les classer selon la classification française dans la classe des sols rouges fersiallitiques lessivés de type A1/A3/Bt/C1/C2 (profil 1) et A1/Bt/C (profil 2) et leur équivalent dans la classification américaine: Rhodoxeralf.

Sols	S1H1	S1H2	S1H3	S1H4	S1H5	S2H1	S2H2	S2H3
<b>Profondeur (cm)</b>	0-30	30-60	60-100	100-180	>180	0-25	25-55	60-120
<b>Granulométrie %</b>								
	12,37	15,30	35,71	17,00	4,77	27,7	25,3	17,5
	12,00	14,45	4,00	6,00	3,50	4,50	3,50	5,00
<b>90-5F-LG</b>	11,50	12,50	5,25	3,15	1,11	3,15	3,00	1,35
<b>LF-A</b>	17,60	14,00	20,70	10,00	1,23	7,33	3,60	4,00
<b>pH</b>								
	40,55	41,55	43,75	50,35	34,33	52,50	53,40	72,15
	6,50	6,50	6,21	6,56	6,42	7,00	7,12	6,34
	6,37	6,35	6,65	6,94	6,50	6,65	6,36	6,50
<b>E41 Eau</b>								
<b>Perméabilité(cm/h)</b>	14,81	11,72	22,75	25,75	15,114	14,81	13,41	30,74
<b>Racine échangeable meq/100g</b>								
	3,30	4,62	4,53	3,29	3,25	3,32	3,77	3,33
	2,15	1,90	3,07	1,60	1,50	2,60	3,45	2,52
<b>K<sup>+</sup> Na<sup>+</sup> Mg<sup>2+</sup> Ca<sup>2+</sup></b>								
	0,16	0,15	0,31	0,64	0,30	0,64	0,35	0,17
	0,15	0,18	0,13	0,18	0,73	0,30	0,41	0,14
<b>C.E.C(meq/100g)</b>	13,50	10,41	12,35	11,96	9,55	9,03	12,50	10,55
<b>C%</b>	3,51	1,23	1,53	1,52	1,20	1,103	1,203	0,114
<b>MO%</b>	9,13	2,63	2,63	2,37	3,10	2,57	1,71	1,32
<b>Fer 1%</b>						3,50	4,02	2,90
<b>Fer 1%</b>						3,02	3,30	1,97

Tableau 1 : Caractérisation physico-chimique des profils 1 et 2.

## 2.2. Les sols développés sur grès siliceux ferrugineux

Les sols du massif gréseux de la forêt de Yakouren présentent une différenciation pédologique nette. D'une part, cette différenciation se traduit par une hétérogénéité texturale du profil (sableux en surface et argileux en profondeur). En surface, les sables et les limons sont prépondérants. Ce résultat explique les valeurs élevées de la perméabilité en surface (28,13 à 30,64 cm/h). Cependant, dans les horizons argiliques, on enregistre une valeur de 65% d'argile (profil 3) et 35 à 38,5% en Bt1 et Bt2 du profil 4. Ces résultats indiquent un enrichissement en argile dans ces horizons et que le processus de lessivage est actif en surface. Ainsi, l'observation de grains quartzes lavés témoigne d'un départ de colloïdes à ce niveau. Par conséquent, la perméabilité tend à diminuer (<22 cm/h) à ces niveaux. Ces derniers, sont plus riches en fer libre (3,8 à 3,91 %). D'autre part, ces sols présentent une variation du pH. Ce dernier est proche de la neutralité en surface (6,13 et 6,70) suite au cycle bio géochimique qui joue un rôle important dans les humus

de type mull formés sur des matériaux d'origine très pauvres en minéraux altérables puis, il devient acide (<5) en profondeur d'où l'influence de la roche mère est importante. Par conséquent, le complexe d'échange diminue de haut en bas parallèlement avec les valeurs du pH (>80% en surface des profils à 64,18% en profondeur pour le profil 3 et ne dépasse pas les 50% pour le profil 4). Concernant, les valeurs de la capacité d'échange cationique, au sein du même profil, on assiste à des variations de la C.E.C sous l'influence du taux d'argile et de la matière organique de chaque horizon. Elle est élevée dans l'horizon argilique (32,66 pour le profil 3 et 16,32 meq/100g pour le profil 4). Le taux en matière organique est élevée en surface (A1 % et A2%) dû à un apport important de la litière par une végétation de feuillus, rapidement décomposés puis diminue en profondeur.

D'après (Belabas, 1998), ces sols sont constitués en grande partie de la matière végétale libre, elle représente 40 à 70% du carbone total du sol, viennent par la suite l'humine avec 25 à 40%, l'acide humique entre 13 et 25% et enfin l'acide fulvique qui ne représente qu'un faible pourcentage (1 à 3%).

Les caractéristiques morphologiques et physico-chimiques de ces sols permettent de les classer selon la classification française dans la classe des sols rouges fersiallitiques lessivés de type A1/A2/Bt1/Bt2/C1/C2 et son équivalent dans la classification américaine : Rhodoxeralf (profil 3) et, dans la classe des sols bruns fersiallitiques lessivés de type A1/A2/ Bt1/ Bt2/C et son équivalent dans la classification américaine : Haploxeralf concernant (profil 4).

Sols	S3H1	S3H2	S3H3	S3H4	S3H5	S3H6	S4H1	S4H2	S4H3	S4H4
Profondeur (cm)	0-20	20-57	50-70	77-170	100-30	>150	0-15	15-57	75-57	>57
Granulométrie %	11,50	10,12	40,00	50,00	22,50	17,50	11,00	7,20	20,1	28,5
	13,0	20,7	23,1	20,0	7,5	10,1	22,5	12,5	20,1	20,65
SG SF LG LF A	7,00	20,5	17,1	5,75	45,43	45,91	28,12	30,93	23,20	22,11
	14,2	22,12	12,7	4,25	12,45	22,32	22,5	23,17	16,75	13,50
	45,00	16,42	4,32	4,00	2,22	4,21	6,82	7,50	4,22	2,23
PH	6,13	6,21	5,67	5,69	7,8	6,47	7,1	5,59	5,27	5,35
KCl Eau	5,50	6,32	4,72	5,21	4,80	5,21	6,50	4,19	4,52	4,02
Perméabilité (m/h)	25,13	20,64	22,52	17,81	15,50	14,32	9,35	23,31	15,40	17,91
Bases échangeables (meq/100g)	2,4	2,8	3,25	3,31	2,50	1,57	3,02	2,50	3,67	1,60
	2,21	2,29	2,30	2,10	2,14	2,05	1,50	2,17	2,15	2,23
K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup> Mg <sup>2+</sup> Ca <sup>2+</sup>	0,16	0,09	0,12	0,1	0,9	0,15	0,15	0,17	0,15	0,8
	0,236	0,013	0,032	0,033	2,031	0,030	0,241	0,241	0,042	0,039
C.E.C (meq/100g)	11,60	10,32	20,24	42,65	16,20	11,91	20,87	11,52	21,42	22,31
CSa	4,18	1,25	1,25	1,7	7,61	0,47	3,25	2,42	2,55	1,78
MO %	7,18	2,13	3,21	1,94	1,04	0,72	6,75	4,16	4,38	2,06
Pent %	-	-	-	-	-	-	4,20	4,00	3,21	2,91
Fer1 %	-	-	-	-	-	-	0,60	0,72	3,17	2,41

Tableau 2 : Caractérisation physico-chimique des profils 3 et 4.

### 2.3. Le sol développé sur calcaire dur

Les résultats physico-chimiques montrent que le profil est argileux dès la surface (45% d'argile en surface). Le taux d'argile augmente en profondeur dans les horizons argiliques (55,5 à 57%). Cependant, le taux de sables est relativement faible et ne dépasse pas les 10% dans tout le profil. Ceci est dû à une argilification du profil. Le processus de lessivage est actif en surface et l'observation des revêtements d'argile témoigne d'un départ de colloïdes. L'horizon Bt présente un revêtement important d'argiles (argile très fine) au niveau des pores, ce qui indique un indice de lessivage. Concernant le pH, il est neutre de l'ordre de 6,39 en profondeur à 7,12 en surface sans grande variation verticale c'est la caractéristique des sols rouges fersiallitiques. La perméabilité diminue progressivement dans les horizons argiliques. Les valeurs de la capacité d'échange cationique sont peu élevées dans ce sol, elles sont de l'ordre de 18,5 meq/100g en surface et de 27 à 30,49 meq/100g dans les horizons profonds Bt1 et Bt2 par conséquent, le taux de saturation est

élevé (>80%). Quant aux bases ( $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$ ), nous remarquons que le taux en  $\text{Mg}^{++}$  et  $\text{K}^+$  est élevé, ce qui dénote que le matériau parental est riche en micas trioctaédriques. Le taux du fer libre augmente en profondeur en parallèle avec les argiles (5,12% en surface et 6,68% en Bt). Le taux de carbone organique est de 3,56% en surface puis diminue en profondeur à 0,64 %. Cette diminution est due à l'absence des racines en profondeur donc diminution du taux de matière organique.

Suivant les données morphologiques et les résultats physico-chimiques, on peut classer ce sol selon la classification française dans la classe des sols rouges ferralsitiques lessivés type A1/A3/Bt1/Bt2/R et son équivalent dans la classification américaine : Rhodoxerafl.

Sols		S5H1	S5H2	S5H3	S5H4
Profondeur (cm)		0-55	55-80	80-150	>150
Granulométrie %	A	45,0	55,11	55,5	57,11
	U1	30,0	15,0	20,0	20,15
	U2	12,75	20,65	15,95	14,80
	S1	5,05	2,51	3,15	2,41
	S2	7,19	6,85	5,40	5,25
PH	Eau	6,41	6,31	6,21	6,49
	MO	6,29	6,45	5,88	5,43
Perméabilité (mDh)		13,42	12,37	11,24	10,75
Bases échangeables meq/100g	$\text{Ca}^{++}$	7,7	8,2	6,3	6,7
	$\text{Mg}^{++}$	1,3	1,8	2,3	2,6
	$\text{Na}^+$	0,8	0,9	1,1	1,1
	$\text{K}^+$	0,41	0,39	0,2	0,29
C.E.C (meq/100g)		18,30	26,60	27,10	30,49
C%		3,56	1,25	1,35	1,61
MO%		5,12	2,22	2,32	1,10
Fer %		5,11	5,8	7,21	7,51
Fer l %		5,12	5,20	5,30	5,68

**Tableau 3 : Caractérisation physico-chimique des profils 5.**

Il ressort de cette étude, que les sols étudiés sont affectés par les grands processus de la pédogenèse qui l'ont influencé. Il s'agit plus particulièrement du lessivage et d'accumulation des argiles dans les horizons Bt, de la décarbonatation du profil calcaire

par lixiviation des carbonates de calcium par les eaux de pluies chargée en  $\text{CO}_2$  et la rubéfaction qui se traduit par la couleur rouge et la structure polyédrique de ces sols. Pour cela, nous avons essayé dans ce qui suit d'étudier les grands processus de la pédogenèse.

### 3. Les processus de la pédogenèse

---

La genèse des sols rouges lessivés provient d'abord, de l'altération géochimique de la roche, puis de l'altération chimique par décarbonatation du profil calcaire, suivie du lessivage d'argile et la rubéfaction. Pour cela, nous avons procédé à l'étude des principaux traits pédogénétiques de ces sols (décarbonatation, lessivage d'argile et la rubéfaction) en se basant sur les données morphologiques et les analyses physico-chimiques.

#### 3.1. La décarbonatation

La caractérisation morphologique et physico-chimique a montré que l'altération chimique a concerné uniquement le sol développé sur calcaire dur. Car, les sols développés sur dépôt marin et sur grès siliceux ferrugineux ne sont pas calcaires. Cette altération chimique est traduite par la décarbonatation du profil calcaire par infiltration des eaux de pluie et sous l'action de la pression du  $\text{CO}_2$ . Le calcaire dissout est lixivié dans le profil et précipite en profondeur. En revanche, la présence des cailloux calcaires suite à la diminution de la pression partielle du  $\text{CO}_2$  et à l'augmentation de  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{HCO}_3^-$  au niveau des horizons Bt1 et Bt2 met en évidence le processus de décarbonatation et la précipitation du carbonate de calcium dans les pores et les vides laissés par les racines de ce sol.

Partant de ces résultats, on peut affirmer que les sols développés sur dépôt marin et sur grès siliceux ferrugineux ne sont pas calcaires. Cependant, le sol développé sur calcaire dur a subi une décarbonatation du profil et cette décarbonatation est favorisée par la forte pluviosité (1034 mm/an) dans la région de Larbâa Nath Irathen.

#### 3.2. Le lessivage d'argile

Sur le terrain, le processus d'entraînement d'argile est mis en évidence par la présence d'un horizon Bt dans tous les profils étudiés. Egalement, les résultats physico-chimiques ont montré que la présence relative des taux élevés d'argile dans les profils par rapport à la roche mère, révèle une transformation des minéraux primaires qui se traduit par une argilification de ces sols.

Les sols développés sur dépôt marin sont sableux et ils occupent des replats qui favorisent l'infiltration des eaux de pluie en profondeur. Ces deux paramètres favorisent le lessivage des argiles dans ces sols. Il est deux fois plus important dans les horizons Bt (10 % en surface et 25 % dans l'horizon Bt du profil 1 et 12,5 % en surface à 25 % dans l'horizon

Bt du profil 2). Egalement, les sols développés sur grès siliceux ferrugineux sont

sableux dans les horizons A1 et A2 par conséquent, le lessivage est important. Le taux d'argile est trois fois plus importants dans ces sols (10% en surface à 65% dans l'horizon Bt du profil 3 et 17,5% en surface à 35,5 - 38% dans les horizons Bt du profil 4). En revanche, le sol développé sur calcaire dur est argileux dès la surface (45%) et ce taux d'argile augmente dans les horizons Bt1 (55,5%) et Bt2 (57%). Cette augmentation d'argile dans les horizons de sub-surface explique le phénomène de lessivage d'argile des horizons supérieurs et la formation d'horizon Bt.

Au total, ces résultats confirment qu'il y a entraînement des argiles et argilification dans ces sols avec formation des horizons argiliques Bt. Cependant, l'argile a migré sans désaturation du milieu et cette migration est favorisée par les conditions pédo-climatiques actuelles ou anciennes. Ainsi, l'argile a été déplacée avec une partie de leur fer. Cela explique l'accumulation du fer libre dans les horizons argiliques.

### 3.3. La rubéfaction

La rubéfaction se caractérise par l'apparition de la couleur rouge, qui se traduit par l'évolution du fer dans les sols fersiallitiques. Ce phénomène consiste à la déshydratation des hydroxydes de fer (goethite) libérés par l'altération fersiallitique et liés aux argiles (Lozet et Mathiau, 1990). La formation d'hématite confère au sol la couleur rouge et sa formation exige des conditions physiques et chimiques de l'environnement pour la déshydratation rapide de la goethite. Ces conditions sont réunies dans les sols méditerranéens et qui se résument par la forte température, un faible taux en matière organique, une forte concentration en  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$  et un pH proche de la neutre.

A l'exception du profil 4 qui est rouge uniquement dans sa partie inférieure (Bt), la description des profils 1, 2, 3 et 5 sur le terrain, montre que le caractère commun à ces sols est la couleur rouge. En revanche, les résultats physico-chimiques révèlent une relative accumulation du fer libre dans les horizons argiliques (3,2 %, 3,8 à 3,91 % et 6,30 à 6,68 %) des sols 2, 4 et 5 consécutivement. Les teneurs en cet élément dans les horizons de surface se situent entre 2,02%, 0,60 à 0,42 % et 5,12 %.

L'enrichissement en fer libre des horizons Bt, qui sont à la fois plus argileux et dépourvus de calcaire, est responsable de l'apparition de la couleur rouge dans ces sols.

On remarque que le sol développé sur calcaire dur est plus riche en fer libre (6,30 à 6,68%), suivie par le résultat du sol développé sur dépôt marin (3%) et enfin, le sol développé sur grès siliceux-ferrugineux (2 à 2,25%). Le processus de la rubéfaction est lié aux processus de décarbonatation, d'illuviation des argiles et de la dynamique du fer dans les sols.

## Conclusion

---

Cette caractérisation a révélé une homogénéité texturale des sols développés sur dépôt marin (texture à dominance sableuse) et sur calcaire dur (texture à dominance argileuse). Cependant, les sols développés sur grès siliceux ferrugineux présentent une hétérogénéité texturale (texture sableuse en surface et argileuse en profondeur) par conséquent la différenciation est très nette dans ce sol.

On peut retenir les conclusions suivantes:

Les sols de la région de Yakouren sont acides cependant, les sols de la région de Zemmouri et Larbâa Nath Irathen ont un pH neutre. Et l'influence de la matière organique est important dans les sols du massif de yakouren.

La perméabilité des sols est fonction du taux en sable. Ce dernier, est très élevé dans les sols développés sur dépôt marin par conséquent, la perméabilité est très élevée. Cependant, le sol développé sur calcaire dur sont argileux et la perméabilité tend à diminuer dans le profil. Concernant les sols de la développés sur grès siliceux ferrugineux, la perméabilité diminue en profondeur avec l'augmentation du taux d'argile.

La très faible quantité de  $\text{Na}^+$  met en évidence l'absence de la salinisation et d'alcalinisation dans ces sols. Cependant, le pourcentage élevé en  $\text{MgO}$  et en  $\text{K}^+$  du sol 5 montre la présence des minéraux altérables.

La capacité d'échange cationique est d'autant plus élevé que le taux en argile est élevé. A cet effet, elle est élevé dans les profils 3 et 4 (32,66 et 16,32 meq/100g) suivie par le profil 5 (27 à 30,49 meq/100g) et le taux de saturation est maximum >85% et enfin, le profil 1 et 2 (12,25 et 12,50 meq/100g) avec un taux de saturation >80%.

Quelque soit le profil, il est à noter que l'augmentation des taux d'argile s'accompagne par une augmentation des taux en fer libre. Ainsi, les horizons les plus riches en argiles sont riches également en fer libre.

Les résultats obtenus montrent que les processus d'illuviation des argiles et la rubéfaction sont communs à ces sols mis à part le processus de décarbonatation qui est propre au sol développé sur calcaire dur car les sols développés sur dépôt marin et grès siliceux ferrugineux ne sont pas calcaires.

## Chapitre 5 : Caractérisation géochimique des sols

### Introduction

---

Dans le chapitre précédent, la caractérisation des sols a montré une différenciation nette des sols développés sur grès siliceux ferrugineux. C'est pourquoi nous avons fait appel à l'analyse chimique totale de la terre fine des sols. Cela nous renseignera sur l'altération de la roche in situ ou ils sont issus de matériau différent.

### 1. Caractérisation géochimique et microscopique des sols

---

La caractérisation géochimique des sols est basée sur les résultats des analyses chimiques totales et les rapports d'altération ( $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ ) et ( $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) qui nous permettent de définir et suivre le sens d'altération (Sing et al., 1998).

## 1.1. Résultats des analyses chimiques totales

### 1.1.1. Le sol développé sur dépôt marin

Les analyses chimiques totales n'indiquent aucune différenciation entre les horizons. La composition chimique de ce sol est dominée par trois éléments essentiels. Il s'agit de la silice compte tenu de la quantité élevée de  $\text{SiO}_2$  et qui atteint les 89,07 % dans l'horizon d'altération C. Ce résultat dénote la nature siliceuse du matériau et la texture sableuse du profil. Suivi du taux en l'aluminium avec une valeur maximale dans l'horizon Bt (7,26%) avec une augmentation dans le même sens des aluminosilicates. Enfin, les quantités élevées du fer au niveau de l'horizon Bt (3,20%) suite à la présence des oxyhydroxydes de fer (goethite et l'hématite) qui confèrent au sol cette couleur rouge (phénomène de rubéfaction). Cependant, le faible pourcentage en cations basiques ( $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$ ) se traduit par manque de minéraux altérables vu que cette région est influencée par sa situation littorale pauvre en minéraux facilement altérable (riche en silice). Néanmoins, on remarque une teneur élevée de  $\text{K}_2\text{O}$  (> 1%) dans l'horizon de surface qui pourra être d'apport éolien.

La perte au feu est très faible de la base du profil à la surface du sol. Cela justifie les faibles valeurs de la capacité d'échange cationique de ce sol et nous renseigne sur la présence des argiles non gonflantes type kaolinite et illite. Cependant, la valeur est peu élevée dans l'horizon Bt (6,44%) qui nous indique sur la présence des alumino-silicatés qui contiennent des molécules d'eau dans leur formules.

### 1.1.2. Le sol développé sur grès siliceux ferrugineux

Les résultats révèlent une différenciation nette entre les horizons de ce sol. Cette différenciation met en évidence l'hétérogénéité du matériau. Pour cela, les horizons de surface A1 et A2 sont des sols de recouvrements. Car la région de Yakouren est très touchée par le phénomène d'érosion.

Cette différenciation est faible entre les horizons de surface A1 et A2 mais, elle devient très forte entre les horizons supérieurs et inférieurs. A cet effet, les horizons A1 et A2 sont riches en quartz (77,70% et 76,50%) mais, sans aucune évolution notable et qui diminue dans les horizons profonds (64,20% en Bt1 et 60% en Bt2). Suivi par l'aluminium qui varie également de la surface du sol (5,70%) vers la profondeur (12,65%) en Bt et (15,10%) en Bt2. Ceci se traduit par une augmentation des aluminosilicates en profondeur. Concernant le fer, les quantités sont plus importantes en profondeur avec 3,39% contre 1,8 - 2% dans les horizons A1 et A2. Les résultats obtenus confirment les données morphologiques (le sol est brun en surface et sub-surface et rouge en profondeur). Le pourcentages en cations basiques est moyens qui se traduit par la nature siliceux ferrugineuse de la roche qui, suite à l'altération, donne surtout de la silice, de l'aluminium et du fer. Cependant, le pourcentage élevé en MgO dans les horizons profonds peut signifier la présence des minéraux chloritiques magnésiens et les micas sont trioctaédriques type phlogopite. Ainsi, le pourcentage en potassium est élevé (1,19% en A1 et 2,36% en Bt2) qui indique la présence des feldspaths potassique dans ce sol.

Le fort pourcentage de la perte au feu dans les horizons profonds (15,37 - 18,60%) confirme la présence des minéraux expansibles type smectite qui contiennent des molécules d'eaux et des ions OH<sup>-</sup> dans leur formule.

### 1.1.3. Le sol développé sur calcaire dur

Les résultats chimiques ne montrent pas de différenciation nette dans ce profil. La quantité de quartz augmente vers la surface (48,96%) cependant, la diminution en Bt est liée aux phénomènes d'entraînement d'argile (d'où une diminution relative) et les quantités les plus faibles sont observées dans l'horizon Bt2 (43,45%) et qui sont reliées à l'altération qui est très poussée. Egalement, les quantités de fer sont élevées dans ce sol et augmentent en profondeur, elles sont d'environ 7,55% en surface à 7,99% dans l'horizon Bt2. Ce résultat montre que l'argile n'a pas migré sous forme dispersée; elle a été déposée avec le fer. La teneur en aluminium augmente en profondeur avec une valeur de 16,80% dans le Bt1 et de 16,97% dans le Bt2 qui traduit une augmentation des aluminosilicates en profondeur. Nous remarquons, que le pourcentage en cations basiques est très élevé dans ce sol. Ainsi, les quantités élevées en K<sub>2</sub>O (>4%) révèle que la terre fine est riche en feldspaths potassique également, les pourcentage de MgO sont élevés (>2%) indique la présence des minéraux chloritiques magnésiens. Pour cela, l'argile est fortement micacée et les micas sont trioctaédriques.

Le fort pourcentage de la perte au feu (>18%), dans tous les horizons de ce sol, confirme que ce sol est argileux dès la surface et la présence des minéraux expansibles type smectite qui contiennent des molécules d'eaux et des ions OH<sup>-</sup> dans leur formule.

Tableau 4 : Résultats des analyses chimiques totales sur la terre fine < 2mm du sol 2.

Horizons	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	Perte au feu 1000°C
S2H1	85,7	5,50	2,80	0,031	0,38	0,12	0,37	1,01	4,30
S2H2	81,14	7,26	3,20	0,035	0,43	0,25	0,35	0,89	6,44
<b>S2H3</b>	89,07	4,70	2,80	0,029	0,21	0,08	0,20	0,72	2,20

Tableau 5 : Résultats des analyses chimiques totales sur la terre fine < 2mm du sol 4.

Horizons	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	Perte au feu 1000°C
S4H1	77,70	5,70	1,80	0,40	1,21	0,29	0,20	1,19	11,51
<b>S4H2</b>	76,50	7,50	2,00	0,45	1,00	0,35	0,26	1,75	10,19
<b>S4H3</b>	64,20	12,65	3,39	0,48	1,01	0,45	0,15	2,30	15,37
S4H4	60,00	15,10	3,62	0,50	1,11	0,50	0,14	2,36	18,60

Tableau 6 : Résultats des analyses chimiques totales sur la terre fine < 2mm du sol 5.

Horizons	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	Perte au feu 1000°C
S5H1	48,96	15,80	7,55	0,35	2,20	1,55	0,85	3,20	18,10
S5H2	48,50	15,44	7,65	0,45	2,25	1,76	0,95	3,50	18,50
S5H3	45,20	16,80	7,90	0,50	2,30	1,80	0,55	4,20	19,75
S5H4	43,45	16,97	7,99	0,56	3,55	1,95	0,48	4,24	20,10

## 1.2. Les rapports d'altération

Les résultats montrent l'enrichissement des horizons Bt en aluminium pour tous les sols étudiés. Les rapports d'altération ( $Al_2O_3 / Fe_2O_3$ ) augmentent en profondeur dans les horizons Bt et les valeurs maximales de ce rapport sont de 2,26; 4,17 et 2,12 des sols 2, 4 et 5 consécutivement. Concernant, le rapport ( $SiO_2 / Al_2O_3$ ) est très élevé dans le sol 2, il est de 15,58 dans l'horizon de surface à 18,95 dans l'horizon d'altération C et, qui diminue peu dans l'horizon Bt (11,17). Ces résultats confirment la richesse du sol en silice, également pour le sol 4. Ce dernier présente des rapports élevés dans les horizons de surface A1 (13,63) et A2 (10,20) et, qui diminue dans les horizons argiliques (5,07) dans l'horizon Bt1 et (3,97) en Bt2. Ceci, confirme que les horizon A1 et A2 sont plus riche en silice que les horizons argiliques. Cependant, ce rapport est faible dans l'ensemble du profil 5, il est de 3,09 en surface et 2,69 à 2,56 dans les horizons Bt1 et Bt2. Ces résultats confirment la richesse de ce sol en aluminium et en fer.

On peut conclure que les horizons les plus argileux (Bt) sont les plus riches en aluminium, dont le rapport  $Al_2O_3 / Fe_2O_3$  est élevé, plus rouges (riche en fer) et l'altération de ces sols s'accroît du haut vers la base du profil.

D'après les résultats des rapports  $SiO_2 / Al_2O_3$  et  $Al_2O_3 / Fe_2O_3$ , l'altération du sol développé sur dépôt marin est modérée mais, elle reste relativement plus ou moins accentuée dans l'horizon Bt et sa genèse est beaucoup plus rubéfiante (sol rouge) qu'argilisante. Ainsi, l'altération du sol développé sur grès siliceux ferrugineux est poussée qui s'accroît de la surface vers la base du profil et sa genèse est beaucoup plus argilisante et peu rubéfiante. Cependant, l'altération est très poussée dans le sol développé sur calcaire dur et, sa genèse est argilisante et rubéfiante.

Tableau 7 : Résultats des rapports  $SiO_2 / Al_2O_3$  et  $Al_2O_3 / Fe_2O_3$  des sols étudiés.

Sols	$Al_2O_3 / Fe_2O_3$	$SiO_2 / Al_2O_3$
S2H1	1,96	15,58
S2H2	2,26	11,17
S2H3	1,67	18,95
S4H1	3,16	13,63
S4H2	3,75	10,20
S4H3	3,73	5,07
S4H4	4,17	3,97
S5H1	2,09	3,09
S5H2	2,01	3,14
S5H3	2,12	2,69
S5H4	2,12	2,56

## 2. Caractérisation microscopique

Par manque de moyens, l'observation au microscope électronique à balayage a porté sur deux échantillons uniquement, à savoir l'horizon Bt du sol 2 développé sur dépôt marin et la roche mère du sol 5 développé sur calcaire dur.

### 2.1. Description de l'horizon Bt

La photo 1 indique que la texture est grossière et la structure est massive avec présence des vides en chambre et des microfissures. Cette observation au MEB de l'horizon Bt révèle une très forte microporosité, due à l'arrangement des particules entres-elles. Ces résultats confirment ceux trouvés par Lahmar (1988). Selon l'auteur, la pédogenèse actuelle est à la structuration, à l'altération fersiallitique et au mouvement des particules grossières.



Photo : 1

### 2.2. Description de la roche mère

L'observation de cet échantillon au MEB (photo 2) montre que les grains de quartz sont

entourés d'oxydes de fer. Cette observation met en évidence l'éclatement des grains de quartz en petits grains et les carbonates.

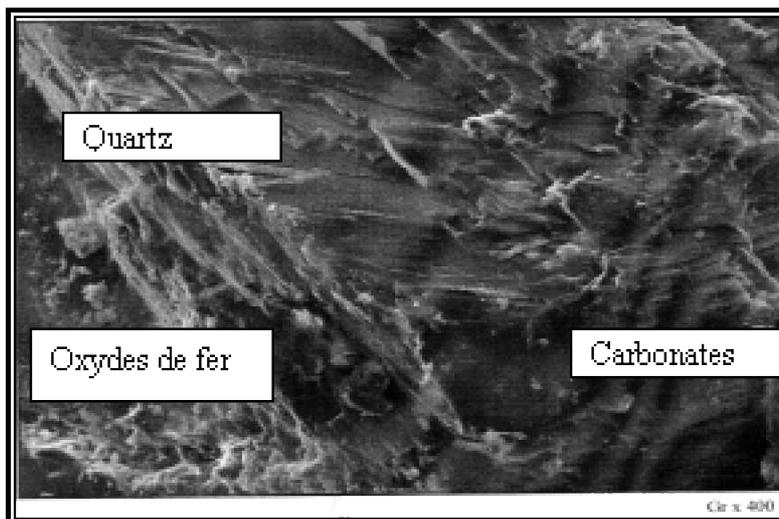


Photo : 2

## Conclusion

---

Les analyses chimiques totales ont montré l'absence de différenciation géochimique dans le sol développé sur dépôt marin de la région de Zemmouri qui se traduit par le taux élevé du sable et le mouvement d'argile étant masqué par la dominance de la fraction sableuse. Quel que soit l'horizon, la silice est l'élément le plus dominant. Cette richesse en silice (>80%) confirme la dominance du quartz dans la fraction minérale de ce sol et dénote la nature siliceuse de la roche. Suivie du taux d'aluminium élevé (7,26%) qui expliquent la présence des aluminosilicates. Le taux élevé en fer dans l'horizon Bt (3,20%) confère la couleur rouge au sol (rubéfaction). Enfin, les faibles taux en bases se traduisent par manque de minéraux altérables, vu que cette région est influencée par sa situation littorale pauvre en minéraux facilement altérables (riche en silice). A cet effet, l'altération est très limitée dans ce sol qui s'accroît dans l'horizon Bt.

Quant au sol développé sur grès siliceux ferrugineux de la région de Yakouren, les résultats géochimiques, ont révélé une différenciation au sein des horizons de ce sol. Cette différenciation est due à l'hétérogénéité du matériel parental. Du haut en bas du profil se succèdent un certain nombre de pédogenèses, qui traduisent un accroissement relatif en silice (77,7; 76,5%) dans les horizons de surfaces A1 et A2 qui diminue peu en profondeur. Ce résultat confirme que la terre fine du sol est riche en cet élément. Des teneurs élevées en aluminium (12,65 - 15,10%) et en fer (3,39 - 3,62%) dans les horizons profonds. Ces deux éléments participent dans la formation des argiles et la rubéfaction en profondeur. Enfin, le pourcentage élevé en potassium, dans les horizons inférieurs, indique la présence des feldspaths potassiques à ce niveau. Concernant le pourcentage élevé en MgO, prouve la présence des minéraux chloritiques et les micas sont trioctaédriques (phlogopite). La perte au feu est élevée, dans les horizons profonds, qui confirme la présence des minéraux expansibles.

Concernant le sol développé sur calcaire dur de la région de Larbâa Nath Irathen, les analyses n'ont pas révélé des différenciations des horizons supérieurs et inférieurs. La teneur est moyenne en  $\text{SiO}_2$  (48,50%) par rapport à celle trouvée dans les sols de Zemmouri et Yakouren. Les teneurs en aluminium sont élevées de la base (16,97%) vers la surface (18,80%). Cependant, les quantités du fer augmentent du haut (7,55%) en bas du profil (7,99%). Le pourcentage en cations basiques est très élevé. Cela nous révèle sur la genèse poussée dans ce sol. Quant au fort pourcentage de la perte au feu, confirme la présence des minéraux expansibles, de type smectite, qui contiennent des molécules d'eau et des ions  $\text{OH}^-$  dans leur formule et la texture argileuse du profil. La richesse en MgO indique la présence des minéraux chloritiques magnésiens et les micas sont trioctaédriques type phlogopite.

Cette caractérisation a mis en évidence le processus de décarbonatation du sol développé sur calcaire et absence des carbonates dans les profils développés sur dépôt marin et grès siliceux ferrugineux. Ainsi, l'accumulation des éléments chimiques se situe dans les horizons argiliques Bt pour tous les sols étudiés.

## Chapitre 6 : Evolution minéralogique des argiles et de la terre fine des sols étudiés

### Introduction

---

Mis à part le profil 4 de la région de Yakouren qui est brun fersiallitique, les résultats obtenus, jusqu'à présent, ont montré que les sols étudiés sont des sols rouges fersiallitiques lessivés avec formation d'un horizon Bt enrichi en argile, en fer libre et dépourvu de carbonates de calcium. Ainsi, la caractérisation géochimique a révélé l'hétérogénéité du matériau parental du sol développé sur grès siliceux ferrugineux. Cela nous a poussé d'orienter notre recherche vers une étude plus raffinée et plus profonde de la composition minéralogique de ces sols. Pour cela, nous avons étudié la capacité d'échange cationique des argiles pour la détermination des minéraux argileux et la diffraction des rayons X pour caractériser la nature minéralogique de la fraction argileuse et de la terre fine. Nous avons procédé, également, à une analyse au rayonnement infra rouge des argiles qui nous renseigne sur la composition cristalochimique des minéraux et nous permet également d'identifier des espèces minérales.

Dans ce sens, Durand (1959) conclut que la kaolinite est l'argile la plus dominante des sols rouges en Algérie. Lamouroux (1972) a trouvé une grande diversité de minéraux argileux, on cite la kaolinite et l'illite sur roche carbonatée. Dans la région de la Grande Kabylie, Mesrouk, 1984 conclut que la minéralogie des sols est mixte avec prédominances des smectites. Hammouche (1986) a montré que la fraction argileuse, des sols rouges du Sahel ouest algérois, est constituée par des illites, kaolinite, chlorite et par des interstratifiés. Egalement, dans le massif de Thénia, Lahmar (1988) a montré que les

argiles des sols rouges, de cette région, sont représentées par l'illite, la kaolinite, la chlorite, la vermiculite, la smectite et les interstratifiés. Une autre étude sur le Sahel ouest algérois, (Ayache, 2001 et Bernou, 2001) trouvent que l'illite est l'argile la plus dominante suivie par la kaolinite et les interstratifiés et enfin par la chlorite.

Ce chapitre a plusieurs objectifs, premièrement, de déterminer la nature des minéraux argileux à partir de la capacité d'échange cationique des argiles et, de caractériser le cortège minéralogique des argiles et de la terre fine des sols par la diffraction des rayons X et rayonnement infra rouge (pour quelques échantillons d'argiles). Deuxièmement, de savoir si les horizons d'accumulation Bt sont liés ou non au développement d'une argile donnée.

## 1. Capacité d'échange cationique

---

### 1.1. L'échange d'ions

La capacité d'échange de cations mesure la quantité de cations métalliques qu'une argile est susceptible d'adsorber ou d'échanger. On distingue deux origines principales (Dejou, 1977) :

1- Un déficit de charges permanent, provoqué par une substitution isomorphique dans la structure d'un cation par un autre de valence inférieure. Les principales substitutions sont :

- Soit tétraédriques,  $\text{Si}^{+4}$  par  $\text{Al}^{+3}$  ou  $\text{Fe}^{+3}$  (charge d'origine tétraédrique),
- Soit octaédriques,  $\text{Al}^{+3}$  ou  $\text{Fe}^{+3}$  par  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$  ou  $\text{Li}^{+2}$  (charge d'origine octaédrique). De telles substitutions sont la cause des valeurs élevées de capacités d'échange cationique.

2- Des déficits de charges dus à des ruptures de liaison. Ce seront principalement des ruptures de réseau sur les bords ayant pour conséquence des liaisons incomplètes.

Dans les sols méditerranéens, la capacité d'échange cationique est essentiellement due à la fraction argileuse, les taux en matière organique de ces sols étant généralement faibles (Torrent, 1995). Dans ce sens, une recherche sur les sols du nord d'Algérie menée par Djili (2000), a montré que la capacité d'échange cationique des sols est fortement corrélée aux taux d'argile et, le comportement de la fraction argileuse de ces sols est de type illitique à illite-smectitique.

### 1.2. Résultats de la capacité d'échange cationique des argiles

Les résultats obtenus (Tableau.8) révèlent que la capacité d'échange cationique de la fraction argileuse, des sols étudiés, est variable d'un sol à l'autre d'une part et, au sein du même profil, d'un horizon à un autre d'autre part.

Elle est comprise entre 15,20 meq/100g dans l'horizon de surface, du sol développé sur dépôt marin, qui augmente légèrement dans l'horizon de sub-surface Bt (20,50 meq/100g) avec l'augmentation du taux d'argile (25,50%) à ce niveau, puis diminue dans

l'horizon d'altération C (13,00 meq/100g) avec diminution du taux d'argile (17,50%). En revanche, les valeurs de la capacité d'échange cationique des argiles, du sol développé sur un grès siliceux ferrugineux, sont élevées en profondeur dans les horizons Bt1 (48,50meq/100g) et Bt2 (52 meq/100g) avec l'augmentation du taux d'argile. Cependant, elle est moyenne dans l'horizon A1 (20,5 meq/100g) et A2 (18,5 meq/100g) avec diminution du taux d'argile à ces niveaux. Egalement, la capacité d'échange cationique des argiles, du sol développé sur calcaire dur, est élevée. On enregistre (44,50 meq/100g) dans l'horizon de surface avec un taux d'argile de 45% et très élevée dans les horizons Bt1 (60,6 meq/100g) et Bt2 (62,71 meq/ 100g) avec l'augmentation du taux d'argile (55,5 à 57%).

Tableau.8 : Résultats de la C E C de la fraction argileuse des sols étudiés.

Sols	S 2 H 1	S 2 H 2	S 2 H 3	S4H1	S4H 2	S 4 H 3	S 4 H 4	S 5 H 1	S 5 H 2	S 5 H 3	S 5 H 4
C.E.C(meq/100g)	15,20	20,50	13,00	20,50	18,50	48,50	52,00	44,50	60,00	60,60	62,71

Ces résultats suggèrent que les argiles, du sol développé sur dépôt marin de la région de Zemmouri, ont un comportement illitique. Concernant les argiles, du sol développé sur un grès siliceux ferrugineux du massif de Yakouren et sur calcaire dur Larbâa Nath Irathen ont un comportement Illitique à illite-smectitique. Ils révèlent, également, que la capacité d'échange cationique des argiles est moyenne, en les comparant à celle des minéraux argileux de référence (tableau.9). Cela peut être expliqué par la mauvaise accessibilité de la cobaltihexamine à la zone interfoliaire (Aoudjit, 1993).

Désignation	CEC (meq/100g)	Surface (m <sup>2</sup> /g)	Equidistance Å			Si /Al
			N C	EG		
Kaolinite	3 – 15	10 - 30	7,15	7,15	7,15	1
<b>Illite</b>	10 – 40	100 – 175	10	10	10	1,5
<b>Smectite</b>	80 – 130	600 – 800	14,5	18	10	2
<b>Vermiculite</b>	130 – 180	700	14	14	10	1,5
<b>Chlorite</b>	10 – 40	100 – 170	14,5 7,15	14,5 7,15	14,5 7,15	2

Tableau.9 : Caractérisation des minéraux argileux (De Conick,1978; Robert et al, 1988).

## 2. Diffraction des rayons X

Dans le chapitre précédent, on a montré que les sols (profil 1 et 2) développés sur dépôt marin présentent les mêmes caractéristiques morphologiques et physico-chimiques également pour les sols (profil 3 et 4) développés sur grès siliceux ferrugineux. A cet effet, l'analyse minéralogique n'a concerné que les sols 2, 4 et 5. Ce choix nous permet de mieux suivre l'évolution minéralogique des argiles en fonction de l'évolution des horizons.

Pour déterminer le cortège minéralogique des argiles extraites des ces différents sols, nous avons utilisé la technique classique de diffraction des rayons X sur des dépôts orientés des fractions argileuses à l'état naturel, puis après traitements à l'éthylène glycol et au chauffage. Concernant l'identification des minéraux argileux, nous avons utilisé certaines conventions émises par plusieurs auteurs dans la littérature. Ainsi, le comité international de nomenclature AIPEA propose une classification dans laquelle sont distingués les minéraux à 7 Å, dits 1/1, désignés souvent comme (Te/Oc), de ceux de 10 Å ou 2/1 (Te/Oc/Te) et enfin des minéraux à 14 Å ou 2/1/1 (Te/Oc/Te/Oc), (Brindley et Pedro, 1973).

Dans l'interprétation de nos résultats, nous appellerons tous les minéraux présentant des pics de diffraction à 7,12 Å des minéraux 1/1 type kaolinite, tous ceux présentant des pics de diffraction à 10 Å, des minéraux 2/1 type micacés, des minéraux expansibles (smectites) et des minéraux faiblement expansibles (vermiculites). Les minéraux présentant des pics de diffraction à 14 Å, sont les chlorites, minéraux 2/1/1 non expansibles.

Les résultats de la semi-quantification des argiles des sols après passage aux rayons X sont donnés dans la tableau 10 et les résultats de l'analyse par diffraction aux rayons X des argiles naturelles, ont été présentés dans le tableau.11 pour mettre en évidence toutes les différences des divers minéraux inventoriés.

Tableau.10 : Semi quantification des argiles des sols après passage aux rayons X.

Sols	%Ka	%Illi	%Chlo	%Mt	% I-M	% I-V	% C-S
<b>S2H1</b>	30	65	-	-	5	-	-
<b>S 2 H 2</b>	30	50	-	-	20	-	-
<b>S 2 H3</b>	30	60	-	-	10	-	-
<b>S4H 1</b>	30	15	40	-	15	-	-
<b>S4H 2</b>	30	15	40	-	15	-	-
<b>S4H3</b>	20	25	10	30	5	5	5
<b>S4H4</b>	20	25	10	30	5	5	5
<b>S5H 1</b>	10	50	20	-	10	-	10
<b>S5H 2</b>	20	40	20	-	10	-	10
<b>S5H3</b>	15	30	10	30	5	-	10

Ka: kaolinite; Illi: illite; Chlo: chlorite; Mt : montmorillonite;

I-M : illite-montmorillonite; I-V : illite-vermiculite;

I-C : illite-chlorite; C-S : chlorite-smectite.

Profils	Minéraux argileux d(Å)					Minéraux non argileux d(Å)			
	Ka	Ill	Chlo	Inter	Mt	Quartz	Feldspatas	Goethite	Hématite
<b>S2H1</b>	7,12	9,54	-	12,11	-	4,24	3,52	5,02	3,68
	3,35	4,57				3,34			
<b>S2H2</b>	7,12	9,54		12,65		4,24	3,52	5,02	3,68
	3,35	4,57		24,60		3,34			
<b>S2H3</b>	7,12	9,54	-	12,45	-	4,24	3,52	5,02	3,68
	3,35	4,57		24,00		3,34			
<b>S4H1</b>	7,12	9,54	14,05	12,02	-	4,24	4,02	5,02	3,68
	3,35	4,57	7,12	24,89		3,34	3,18		
<b>S4H2</b>	7,12	9,54	14,05	10,70	-	4,24	4,02	5,02	3,68
	3,35	4,57	7,12	28,27		3,34	3,18		
<b>S4H3</b>	7,12	9,54	7,12	18,72		4,24	4,02	5,02	3,68
	3,35	4,57	4,72	23,56	12,51	3,34	3,18		
				28,27					
<b>S4H4</b>	7,12	9,54	14,05	23,56	12,51	4,24	4,02	5,02	3,68
	3,35	4,57	7,12	28,27		3,34	3,18		
<b>S5H1</b>	7,12	9,54	14,05	12,01	-	4,24	4,02	5,02	3,68
	3,35	4,57	7,12	23,56		3,34	3,18		
				28,27					
<b>S5H2</b>	7,12	9,54	14,05	12,01	-	4,24	4,02	5,02	3,68
	3,35	4,57	7,12	23,56		3,34	3,18		
				28,27					
<b>S5H3</b>	7,12	9,54	14,05	12,02		4,24	3,52	5,02	3,68
	3,35	4,57	7,12	24,11	12,51	3,34	3,18		
				28,27					

**Tableau 11 : Résultats de l'analyse par diffraction des rayons X des argiles naturelles des sols étudiés.**

Inter : Interstratifiés

### 2.1. Sol développé sur dépôt marin

La terre fine est composée essentiellement (Fig.10) de quartz, car ce sol repose sur un dépôt marin, situé dans une région littorale riche en silice. Cette richesse est exprimée par les pics du quartz qui sont fins et très élancés (4,26 - 3,35 Å), de feldspaths (3,25 Å), d'illite (10,08 - 4,99 Å) et de la kaolinite (7,22 - 4,48 Å). Le cortège minéralogique de ce sol demeure inchangé dans ce sol. Mis à part la présence de l'albite (3,19 Å) et de la goethite (1,45 Å) dans l'horizon d'altération C.

L'analyse des diffractogrammes (Fig.11) révèle que la fraction argileuse est constituée d'illite, de kaolinite et des minéraux interstratifiés type illite-montmorillonite. Le minéral à 7,12 Å présente un pic fin et intense, ce qui dénote une bonne cristallisation du

minéral. Il n'y a pas de changement pour cette raie après saturation à l'éthylène glycol. C'est après un chauffage à 550°C, que la raie disparaît. Ceci est le comportement d'un minéral de type kaolinite. La deuxième réflexion (d002) de la kaolinite est enregistrée à 3,57 Å. Le minéral à 9,94 Å, qui représente la phase micacée (illite) majoritaire dans la fraction argileuse, présente un pic large (illite ouverte). Elle ne présente pas de changement de raie à l'éthylène glycol et au chauffage. La 2<sup>ème</sup> réflexion d'illite (d002) est enregistrée à 4,97 Å. Quant aux minéraux interstratifiés, ils présentent un gonflement à l'éthylène glycol ce qui signifie la présence des minéraux expansibles de type smectites qui peuvent être des interstratifiés type illite-montmorillonite.

L'analyse de la figure 12 montre que l'illite s'exprime bien dans l'horizon d'altération (60%) et celui de la surface (65%). En revanche, la kaolinite ne présente aucune évolution notable avec un taux de 30% le long du profil. Concernant les minéraux interstratifiés (illite-montmorillonite), ils sont très peu représentés dans l'horizon d'altération (10%), puis prennent de l'importance dans l'horizon Bt (20%) et ils régressent en surface (5%).

Globalement, il n'y a pas de différenciation minéralogique entre les horizons supérieurs et inférieurs dans ce sol. Cette homogénéité suggère que les minéraux argileux sont le produit d'altération d'un même matériau parental.

Vu les faibles teneurs en MgO (<1) les argiles de ce sol sont de type dioctaédrique.

Les résultats ont montré que les minéraux micacés sont les plus dominants suivie de kaolinite puis les minéraux interstratifiés type illite-montmorillonite. Alors, la répartition des argiles dans ce sol (selon leur pourcentage) est de type I-K-(I-M).

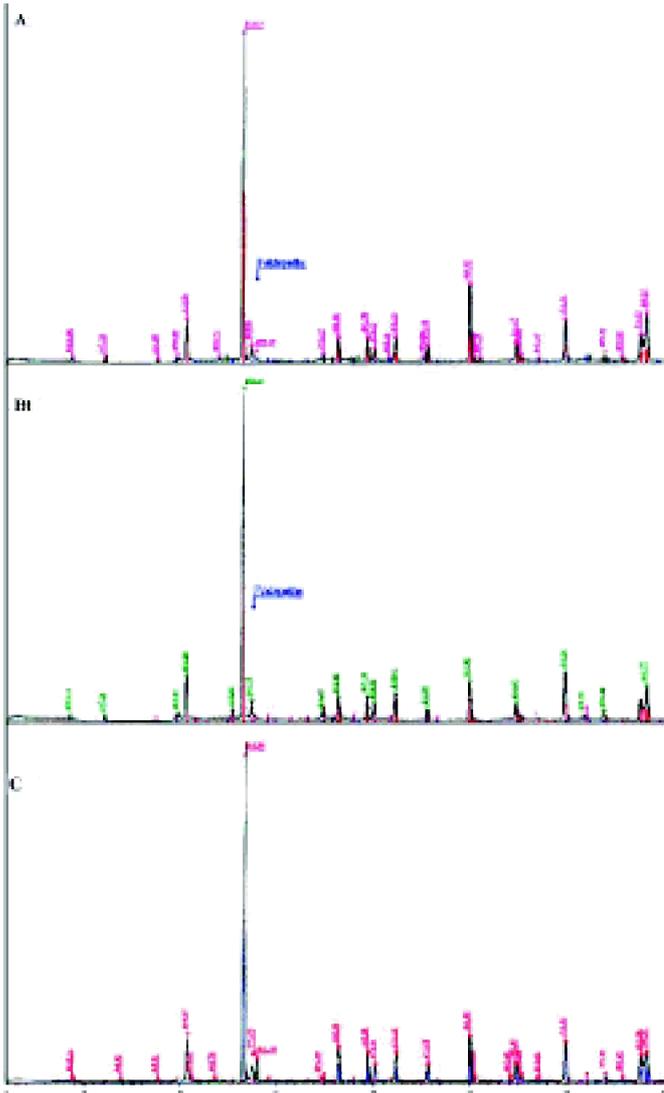


Figure 10 : Diffractogrammes de DRX de la terre fine du sol 2

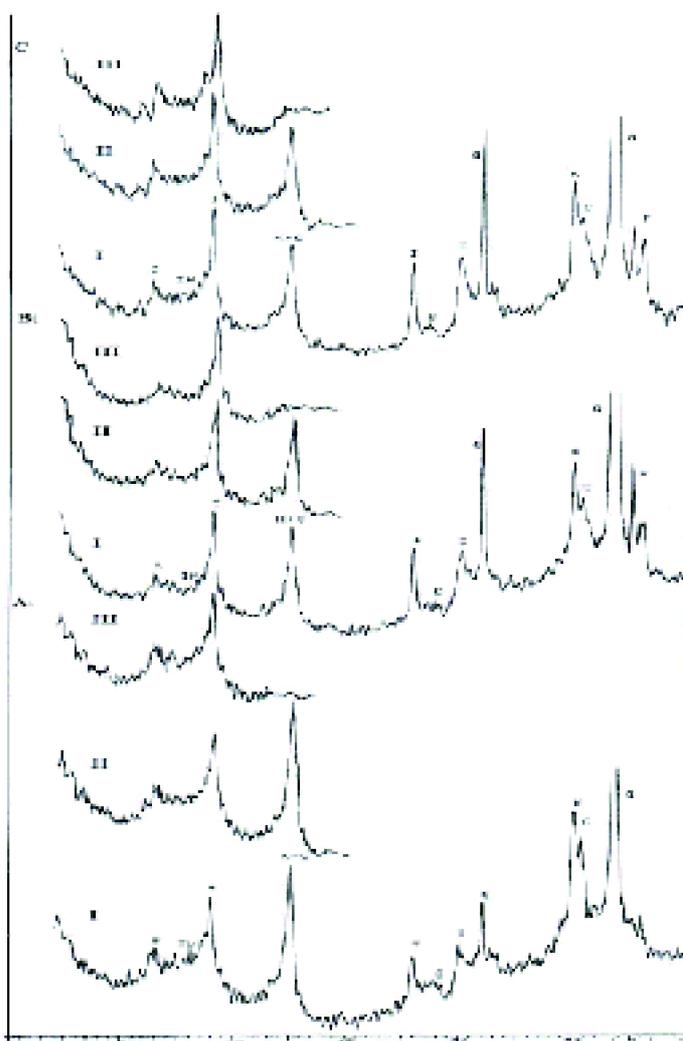


Fig. 11 - Diffractogrammes de DRX des dépôts orientés de la fraction <2µm du sol 2  
 I - État naturel  
 II - Après traitement à 50°C  
 III- Après chauffage à 250°C

Figure 11 : Diffractogrammes de DRX des dépôts orientés de la fraction <2µm du sol 2

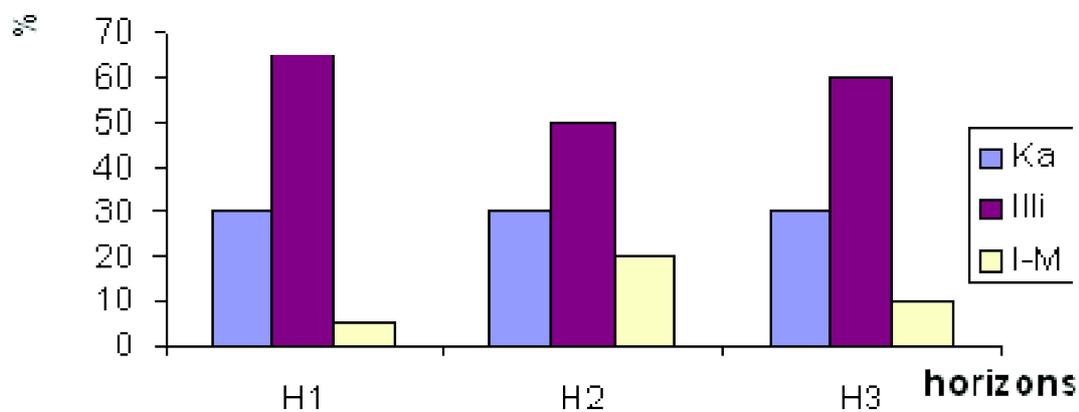


Fig.12 : Distribution des types d'argile dans le profil 2.

## 2.2. Sol développé sur grès siliceux ferrugineux

Dans ce sol, la terre fine renferme essentiellement du quartz (4,26 - 3,34 Å), de feldspaths potassiques (3,25 Å), de la kaolinite (7,18 Å), de la chlorite (14,89 – 7,18 Å), d'illite (10,12 - 4,99 Å), montmorillonite (15,65 Å), de goethite (4,99 - 4,48 Å) et de l'hématite (4,27 - 3,71 Å). Le cortège minéralogique semble inchangé vis-à-vis des minéraux argileux (présence de kaolinite, illite, chlorite généralisées le long du profil) ainsi que les minéraux non argileux (quartz et feldspaths). Cependant, on enregistre la présence de la montmorillonite, de la goethite et d'hématite dans les horizons inférieurs ce qui justifie la couleur rouge de cet horizon (Fig. 13).

En revanche, la fraction argileuse est composée (Fig. 14 et 15) de kaolinite à 7,12 Å à un pic de diffraction fin et intense (qui correspondrait aussi à la 2<sup>ème</sup> réflexion de la chlorite), qui persiste au traitement à l'éthylène glycol. Après passage au chauffage à 550°C, il y a disparition du pic. Sa 2<sup>ème</sup> réflexion (d002) à 3,57 Å. Le minéral à 9,94 Å présente un pic de diffraction très faible, suivi d'une 2<sup>ème</sup> réflexion (d002) à 4,92 Å. Il s'agit d'un minéral de type mica (illite ouverte). Il n'y a pas de changement de raie pour ce minéral après saturation à l'éthylène glycol et au chauffage à 550°C. Le minéral à 14,09 Å présente un pic large et élancé, qui correspond à une chlorite dégradé. Elle est insensible au gonflement à l'éthylène glycol et au chauffage à 550°C. La 2<sup>ème</sup> réflexion (d002) de la chlorite est confondue avec celle de la kaolinite à 7,12 Å. La chlorite persiste encore par la présence d'un petit pic à 4,92 Å. Le minéral à 12,61 Å est identifié uniquement dans l'horizon Bt et C de ce sol. Il est représenté par un pic très faible. Le traitement à l'éthylène glycol déplace la raie de ce minéral à 18,90 Å et après passage au chauffage à 550°C, la raie descend à 10,17 Å. C'est le comportement d'une argile gonflante qui est la montmorillonite (Robert M., 1975). En ce qui concerne les minéraux interstratifiés, ils sont variés de type illite-montmorillonite le long du profil, illite-vermiculite et chlorite-smectite sont présents en profondeur.

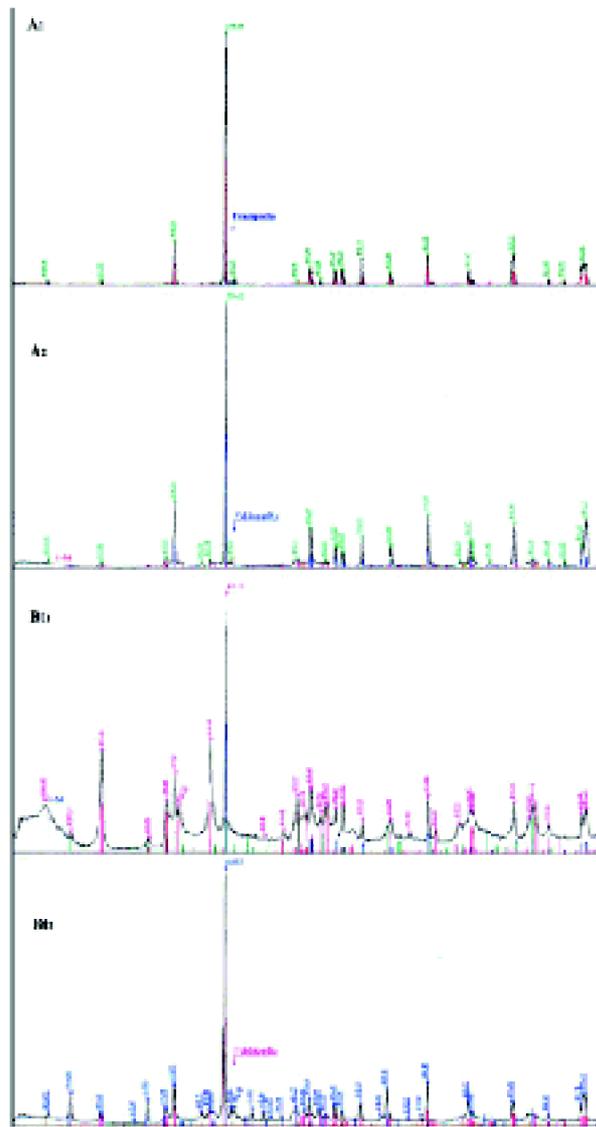


Figure 13 : Diffractogrammes de DRX de la terre fine du sol 4

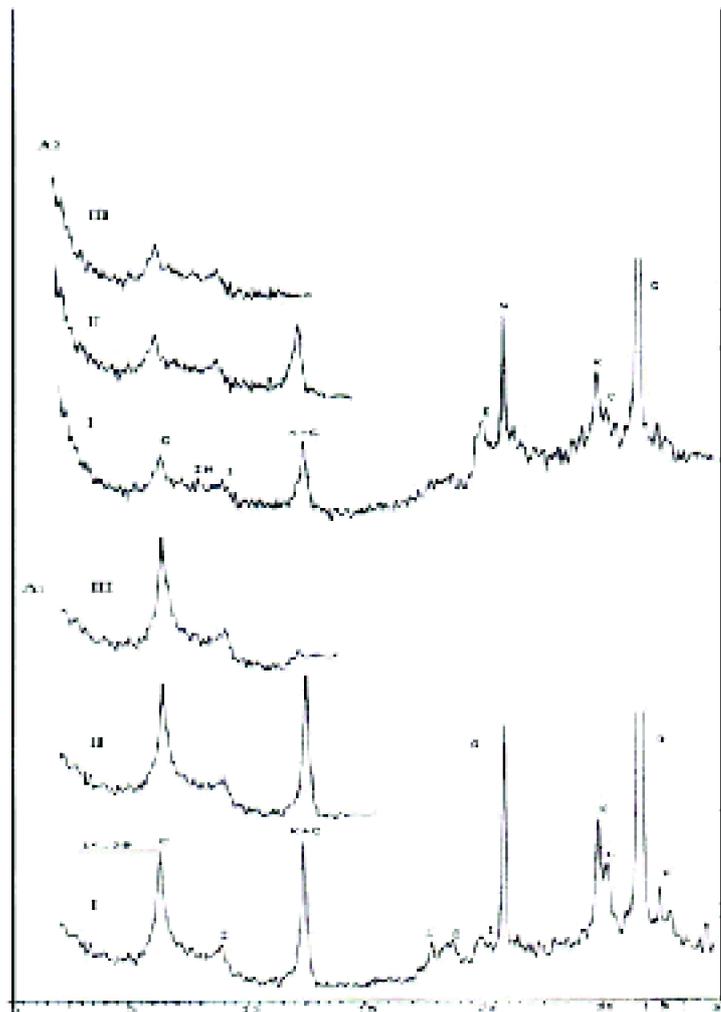


Fig 14 : Diagrammes de DRX de dépôts orientés de la fraction  $< 2\mu\text{m}$  (sol 4, H1, H2)  
 I - Etat naturel  
 II - Après traitement à  $55^\circ\text{C}$   
 III - Après classification à  $550^\circ\text{C}$

**Figure 14** : Diffractogrammes de DRX des dépôts orientés de la fraction  $< 2\mu\text{m}$  du sol 4 (H1, H2)

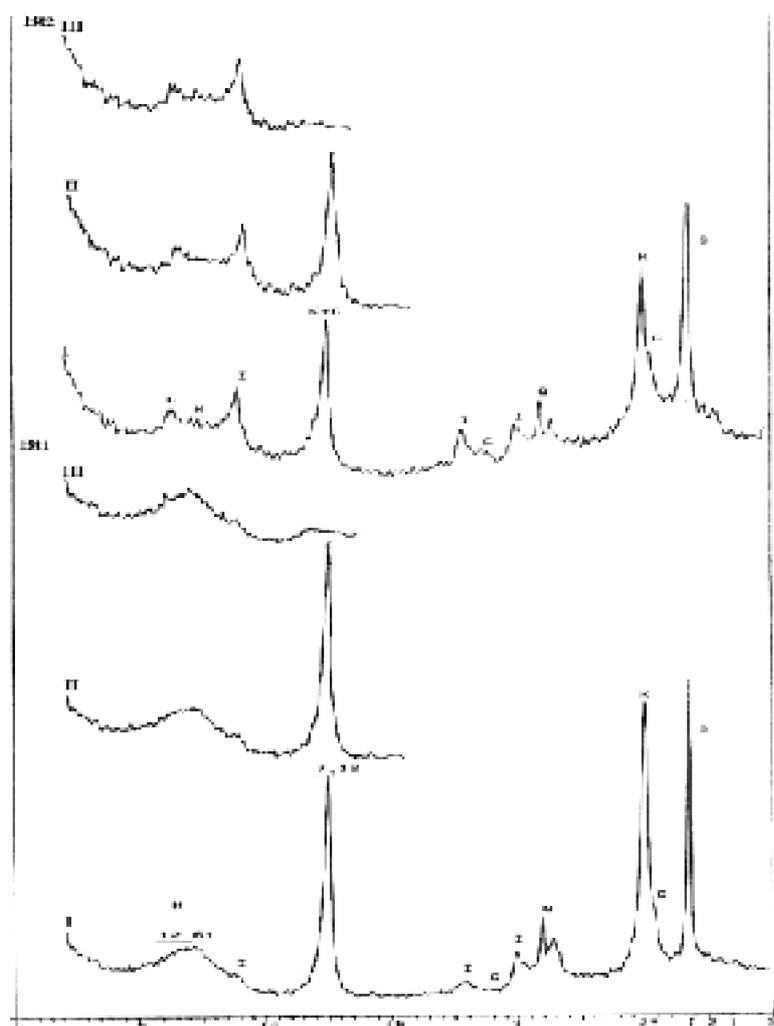


Fig. 15. Diagrammas de DRX des dépôts orientés de la fraction  $< 2 \mu\text{m}$  (sol 4: B3, B12)  
I - Etat naturel  
II - Après traitement E-G  
III - Après chauffage à  $350^\circ\text{C}$

**Figure 15 : Diffractogrammes de DRX des dépôts orientés de la fraction  $< 2\mu\text{m}$  du sol 4 (H3, H4)**

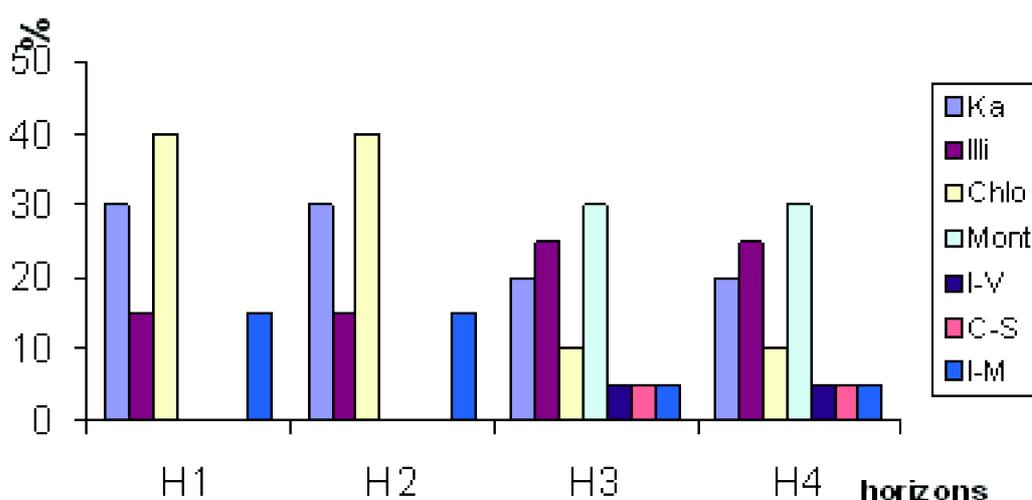


Fig.16 : Distribution des types d'argile dans le profil 4.

La figure 16 révèle que l'illite s'exprime bien dans les horizons profonds (25%) et qui diminue en surface (15%) au profit de la kaolinite et la chlorite. Cette dernière évolue dans les horizons A1 et A2 (40%) qui diminue en profondeur au profit de la montmorillonite. Quant à la kaolinite, elle présente une évolution vers la surface (30%). Concernant les minéraux interstratifiés type illite-montmorillonite, ils sont les plus représentés dans les horizons de surface (15%) puis régressent en profondeur(5%) suivis des interstratifiés type illite-vermiculite (5%) et chlorite-smectite (5%).

Cette analyse a montré que le cortège minéralogique est variable. Cela suggère que les minéraux argileux inventoriés ne sont pas le produit d'altération du même matériau parental. Et la présence de la montmorillonite est le produit de la transformation de cette argile. Ainsi, et compte tenu du fort pourcentage en MgO, les argiles sont trioctaédrique.

Suivant les données de la semi-quantification, la répartition des argiles dans ce sol est de type I – C – K – M – (I-M) - (I-V) – (C-S).

### 2.3. Sol développé sur calcaire dur

L'analyse minéralogique montre que la terre fine de ce sol est composée essentiellement de quartz ( 4,26 – 3,35 Å), de feldspaths (3,25 Å), d'illite (10,08 – 4,99 Å), de kaolinite (7,22– 4,48 Å) de la chlorite (14,55 Å), d'hématite (2,70 – 2,50 Å) et de sidérite (3,58 – 2,79 Å ). Le cortège minéralogique semble inchangé mis à part la présence de la sidérite dans l'horizon inférieur et la montmorillonite (Fig. 17).

La figure 18 indique que les minéraux argileux de la fraction fine sont représentés par l'illite, chlorite, kaolinite et des minéraux interstratifiés type illite-montmorillonite et chlorite-smectite le long du profil. Cependant, la montmorillonite est présente dans l'horizon argilique Bt1. Le minéral à 7,12 Å présente un pic fin peu développé sans variation d'intensité après traitement à l'éthylène glycol. Cependant, le chauffage écrase le minéral. L'illite est présente à 9,94 Å par un pic fin et peu intense. Le minéral à 14,09 Å ne présente pas de gonflement à l'éthylène glycol. Après chauffage à 550°C, le pic persiste, ne disparaît pas c'est le comportement d'une chlorite. Le traitement à l'éthylène

glycol du minéral à 12,63 Å, déplace la raie à 18,65 Å et après passage au chauffage, la raie descend à 10,66 Å. C'est le comportement d'une argile gonflante qui est la montmorillonite. Concernant les minéraux interstratifiés, ils sont de type illite-montmorillonite et chlorite-smectite.

Quelque soit l'horizon considéré, les minéraux argileux sont dominés par l'illite (Fig.19) en particulier, dans l'horizon A1 (50%) où la kaolinite est peu abondante (10%). Quant à la chlorite (20% en surface), elle diminue en profondeur Bt1 (10%) au profit de la montmorillonite (30%).

Mis à part la présence de la montmorillonite en Bt1 qui est due à une transformation d'illite par l'intermédiaire des interstratifiés type illite-montmorillonite, le cortège minéralogique demeure inchangé. Cela suggère que les minéraux argileux sont le produit d'une évolution in situ.

Vu les fortes teneurs en MgO (>4%), les argiles inventoriés sont de type trioctaédriques.

La répartition des argiles dans ce sol est de type I – C – K – M – (C-S) - (I-M).

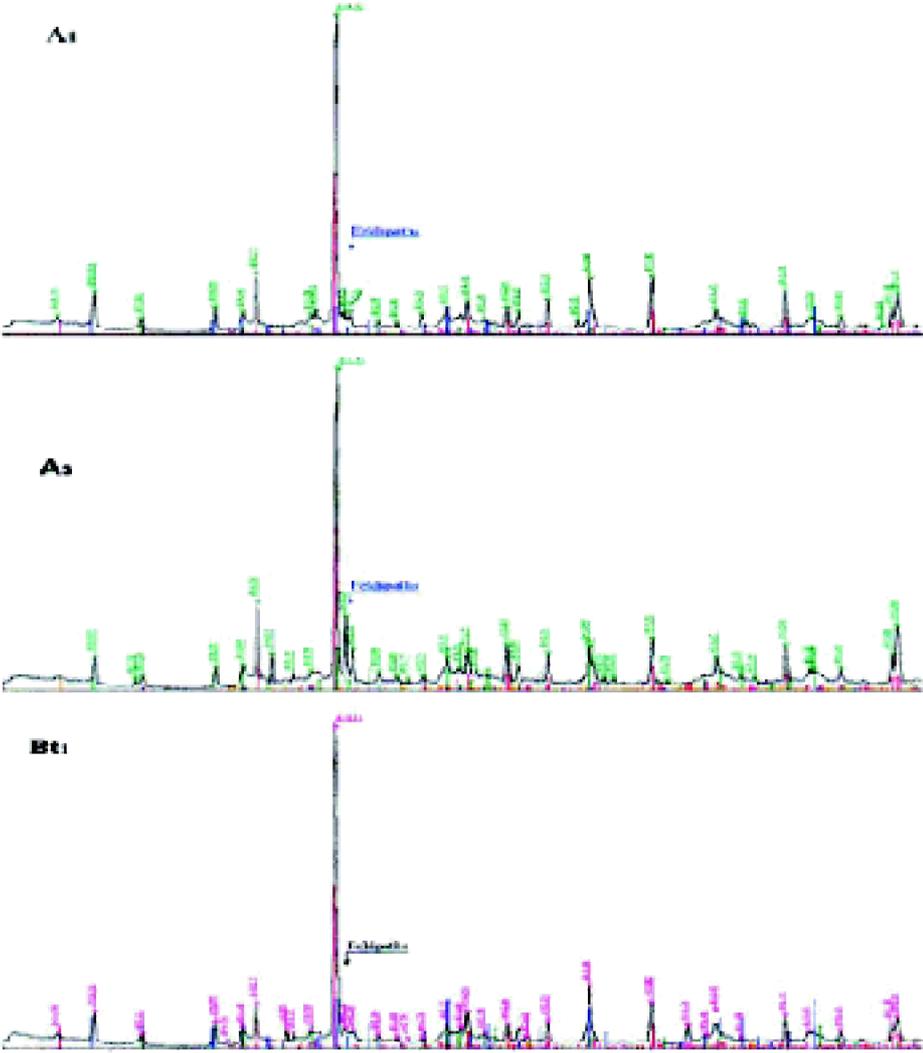


Figure 17 : Diffractogrammes de DRX de la terre fine du sol 5

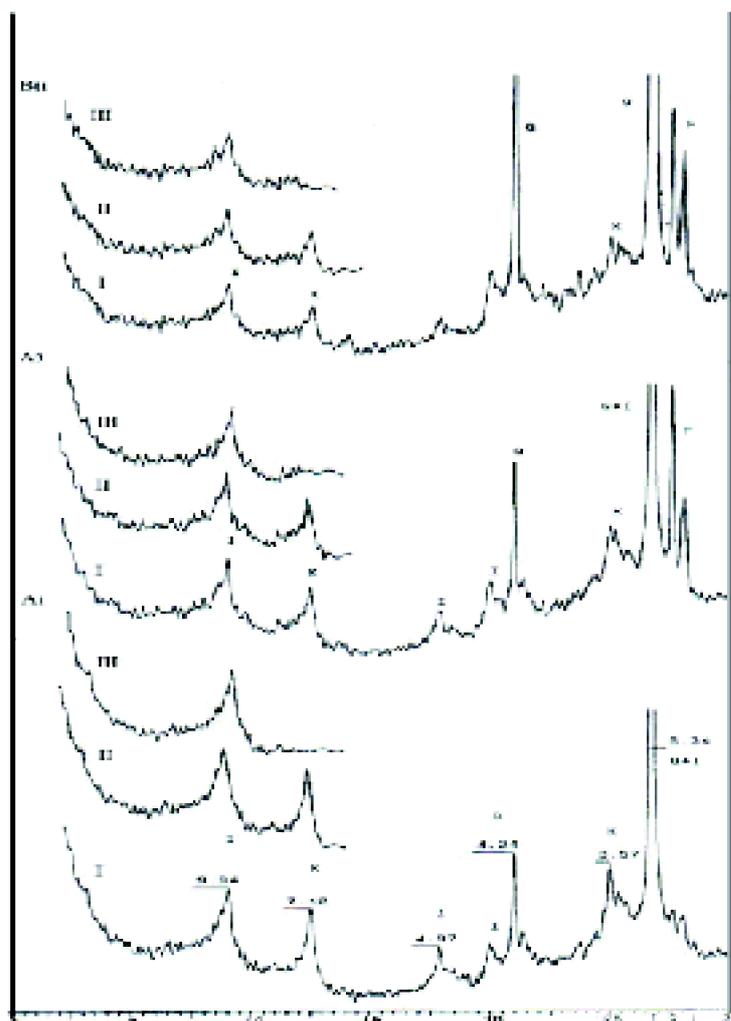


Fig 18: Diagrammes de DRX des dépôts orientés de la fraction  $< 2 \mu\text{m}$  (sol 5)  
 I - Etat naturel  
 II - Après traitement E. G.  
 III- Après chauffage à 550°C

Figure 18: Diffractogrammes de DRX des dépôts orientés de la fraction  $< 2 \mu\text{m}$  Sol 5

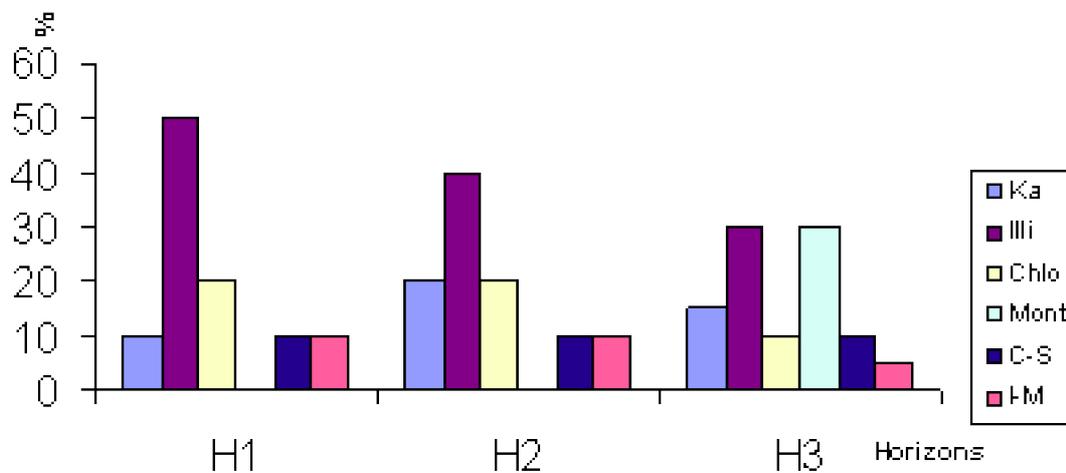


Fig.19 : Distribution des types d'argile dans le profil 5.

### 3. Spectroscopie infra rouge

---

#### Introduction

Le rayonnement infra rouge est une méthode qui viendra confirmer directement les études des rayons X. Il apporte des compléments d'informations sur la composition cristalochimique permettant de conduire éventuellement à l'identification des espèces minérales. Ainsi, on peut différencier les argiles dioctaédriques des argiles trioctaédriques (Dejou et al., 1977 ; Farmer., 1974; Madejova et al., 1992). Elle est aussi utilisée pour distinguer entre les substitutions tétraédriques et octaédriques, dans les minéraux argileux.

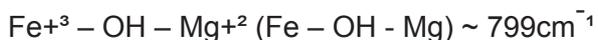
Pour cela, les zones de vibrations des OH sont particulièrement intéressantes.

Les formules structurales des argiles font apparaître des liaisons de types Si - O, Si-O-M et M-O-H, ainsi q'un grand nombre de groupements OH susceptible de s'entourer de molécules d'eau. Dans le spectre des phyllosilicates, on distingue différents domaines :

1- Des liaisons OH et H-O-H : Les vibrations dues aux hydroxyles se définissent dans trois domaines structuraux :

- Vibration de valence OH entre 3750 et 3400  $\text{cm}^{-1}$
- Vibration de déformation angulaire entre 950 et 600  $\text{cm}^{-1}$
- Vibration de déformation angulaire de la molécule d'eau vers 1600-1700  $\text{cm}^{-1}$

2- Des liaison M-OH : Les vibrations OH de déformation angulaire des cavités octaédriques, dans les smectites dioctaédriques sont comprises entre 795  $\text{cm}^{-1}$  et 915  $\text{cm}^{-1}$ , selon (Farmer, 1974 ; Caillere et al., 1982):



Les vibrations OH de valence et de déformation angulaire des argiles est déterminable grâce aux bandes d'absorptions suivantes (Dejou et al., 1977):

- Les montmorillonites (dioctaédriques) vibrent à 3620  $\text{cm}^{-1}$ . La présence de bandes supplémentaires à 3650  $\text{cm}^{-1}$  et 3670  $\text{cm}^{-1}$ , traduit généralement une meilleure cristallinité du minéral. Quant à la vibration de déformation angulaire de la montmorillonite, elle est enregistrée à 845  $\text{cm}^{-1}$ .

- Les beideillites (dioctaédriques) vibrent à 3432 - 3618  $\text{cm}^{-1}$  et la vibration de déformation angulaire caractéristique de beideillite est enregistrée à 820 - 770  $\text{cm}^{-1}$ .

- Les nontronites (dioctaédriques) vibrent à 3560  $\text{cm}^{-1}$  et la vibration de déformation angulaire est enregistrée 880  $\text{cm}^{-1}$ .

- Les saponites (trioctaédriques) vibrent à  $3680\text{ cm}^{-1}$ .
- La kaolinite se caractérise par 4 bandes caractéristiques. Deux bandes intenses à  $3700 - 3625\text{ cm}^{-1}$  et deux bandes plus faibles à  $3670\text{ cm}^{-1}$  et  $3650\text{ cm}^{-1}$ , et la vibration de déformation angulaire est enregistrée à  $695 - 700\text{ cm}^{-1}$ .
- Les études infra rouges sur les chlorites sont moins développées. Cependant, la couche brucitique donne 2 bandes vers  $3620\text{ cm}^{-1}$ .
- Les interstratifiés sont dans les petites bandes d'absorption qui figurent peu dans les spectres.
- Concernant les bandes d'absorptions caractéristiques des impuretés cristallines, on prendra le cas du quartz, il est caractérisé par des vibrations de valence à  $1080\text{ cm}^{-1}$  et de déformation angulaire doublées à  $780 - 800\text{ cm}^{-1}$  (Farmer, 1974).

### 3.1. Sol développé sur dépôt marin

L'étude du spectre infra-rouge, réalisé sur la fraction argileuse de l'horizon d'altération de ce sol, présente des bandes d'absorption situées respectivement entre  $3625 - 3700\text{ cm}^{-1}$  et  $1625 - 500\text{ cm}^{-1}$  (Tableau.12 et Fig.20). Ces bandes correspondent aux vibrations de valence OH et aux vibrations de déformation angulaire. Ces bandes nous permettent d'identifier certaines familles de minéraux argileux et non argileux qui sont :

- La kaolinite se caractérise par une bande de vibration de valence intense à  $3700\text{ cm}^{-1}$ , elle correspond aux vibrations de valence des OH de constitution de type Al - OH. La présence de bandes supplémentaires à  $3625$  et  $3650\text{ cm}^{-1}$ , traduit généralement une meilleure cristallinité de ce minéral (confirmée par la diffraction de rayons X). Ainsi, la vibration de déformation angulaire à  $686\text{ cm}^{-1}$  de la kaolinite observée dans cet horizon le confirme.
- Une absorption intense se produit à  $1625\text{ cm}^{-1}$ , elle correspond aux vibrations de déformation H-O-H, dues aux molécules d'eau (Van Der Marel et al., 1976). Ce résultat confirme les résultats de la diffraction des rayons X qui montrent la présence des minéraux gonflants type montmorillonite (sous forme d'intergrade).
- Une bande d'absorption à  $912\text{ cm}^{-1}$  de type Al - OH - Al, qui confirme la présence des smectites dioctaédriques.
- Dans la zone de  $500 - 800\text{ cm}^{-1}$ , des impuretés cristallines, essentiellement du quartz, sont détectées par la présence de double bandes d'absorption à  $780 - 800\text{ cm}^{-1}$  (Farmer, 1974).
- Une bande d'absorption intense à  $1034\text{ cm}^{-1}$ , observée dans la fraction argileuse, correspond aux fréquences des vibrations de valence de Si - O (Van Der Marel et al., 1976).

### 3.2. Sol développé sur grès siliceux ferrugineux

La fraction argileuse de ce sol ne donne pas les mêmes spectres réalisés sur l'horizon de surface et sur l'horizon de profondeur. Ce résultat met en évidence l'hétérogénéité du

matériel parental et qui est en concordance avec ceux trouvés par les analyses minéralogiques. Les spectres présentent des bandes d'absorptions entre 3620 – 3700  $\text{cm}^{-1}$ , correspondant aux vibrations de valence OH et entre 1625 – 500  $\text{cm}^{-1}$ , correspondant aux vibrations de déformation angulaire (Tableau.12 et Fig.20).

- Des bandes d'absorption intenses, sont observées à 3700  $\text{cm}^{-1}$ , dans l'horizon A1, et 3692  $\text{cm}^{-1}$  dans l'horizon de profondeur. Elles correspondent aux vibrations OH de valence OH de la kaolinite. D'autres bandes d'intensité plus faible sont observées à 3670 - 3650  $\text{cm}^{-1}$  dans les deux horizons, sont attribuées à la kaolinite. Une autre valeur qui confirme la bonne cristallinité de kaolinite à 686  $\text{cm}^{-1}$  dans l'horizon de surface et à 691  $\text{cm}^{-1}$  pour l'horizon profond. Ces dernières correspondent aux vibrations de déformation angulaire de la kaolinite.

- Une bande d'absorption à 912  $\text{cm}^{-1}$  type Al – OH – Al, qui confirme la présence des smectites dioctaédriques.

- La chlorite se caractérise par une bande d'absorption enregistrée à 3620  $\text{cm}^{-1}$  pour les deux horizons analysés. Ce résultat confirme ceux inventorié par la diffraction des rayons X (présence de la chlorite le long du profil).

- La montmorillonite se caractérise par des vibrations de valences à 3620  $\text{cm}^{-1}$ . Ces vibrations sont observées uniquement dans l'horizon profond. La vibration à 845  $\text{cm}^{-1}$  est attribuée à la vibratio Al – OH - Mg, qui implique la présence du Mg dans les sites octaédriques et qui est caractéristique de la montmorillonite dans l'horizon inférieur de ce sol (Van Der Marel et Beutelspacher, 1976).

- La vibration de molécules d'eau, se manifeste à 1625  $\text{cm}^{-1}$ . Cela indique la présence des minéraux argileux gonflants type montmorillonite.

- Intense absorption à 1034  $\text{cm}^{-1}$ , observée dans les deux horizons correspondent aux fréquences de vibration de déformation de Si – O (Van Der Marel et Beutelspacher, 1976).

- Les bandes d'absorption à 780 – 800  $\text{cm}^{-1}$ , sont attribuées aux impuretés cristallines, essentiellement du quartz, qui correspondent aux vibrations de déformation angulaires du quartz.

### 3.3. Sol développé sur calcaire dur

L'étude du spectre infra – rouge obtenu sur la fraction argileuse de ce sol, apporte des informations qui confirment celles fournies par la diffraction des rayons X, en utilisant les bandes d'absorption des vibrations OH dans la zone 3615 - 3700  $\text{cm}^{-1}$  et des bandes de déformation angulaires dans la zone 1625 – 500  $\text{cm}^{-1}$  (Tableau.12 et Fig.20).

- Une bande d'absorption intense, est observée à 3700  $\text{cm}^{-1}$  et d'autres de faible intensité à 3692 - 3620  $\text{cm}^{-1}$ . Elles correspondent aux vibrations OH de valence de la kaolinite. Des vibrations de déformation angulaire de la kaolinite, apparaît à 700  $\text{cm}^{-1}$ . Ce qui confirme la bonne cristallinité de la kaolinite.

- La montmorillonite se caractérise par des vibrations de valences à 3615  $\text{cm}^{-1}$ . On enregistre une vibration à 845  $\text{cm}^{-1}$ , elle est attribuée à la vibration de déformation

angulaire type Al –OH– Mg, qui implique la présence du magnésium dans les sites octaédriques et qui est caractéristique de la montmorillonite (Van Der Marel et Beutelspacher, 1976). Ce résultat est en concordance avec les résultats de diffraction des rayons X.

- La chlorite se caractérise par une bande d'absorption enregistrée à 3620  $\text{cm}^{-1}$ .

- La vibration de molécule d'eau, se manifeste à 1625  $\text{cm}^{-1}$ . Intense absorption observée à 1034  $\text{cm}^{-1}$ , qui correspond aux fréquences des vibrations de déformation Si – O (H.W.Van Der Marel et Beutelspacher, 1976).

- Des bandes d'absorptions double à 780 – 800  $\text{cm}^{-1}$  sont également enregistrées, elles sont attribuées au quartz.

**Tableau 12 :Principales bandes d'absorption de quelques fractions argileuses des sols étudiés entre 3800 et 500  $\text{cm}^{-1}$ .**

Sols	Fréquence ( $\text{cm}^{-1}$ ) Vibrations de valence - OH	Fréquence ( $\text{cm}^{-1}$ ) Vibrations de déformation angulaire M – OH (M= Al, Mg, Fe)
S2H3	3700 (K) 3650 - 3625 (K)	1625 ( $\text{H}_2\text{O}$ ) 686 (K) 912 (S D) 780 – 800 (Q)
S4H1	3700 (K) 3670 – 3650 (K) 3620 (C)	1625 ( $\text{H}_2\text{O}$ ) 686 (K) 912 (S D) 780 – 800 (Q)
S4H4	3692 (K) 3670 – 3650 (K) 3620 (C) 3620 (Mt)	1625 ( $\text{H}_2\text{O}$ ) 691 (K) 845 (Mt) 780 – 800 (Q) 912 (S D)
S5H3	3700 (K) 3692 - 3620 (K) 3620 (C) 3615 (Mt)	1625 ( $\text{H}_2\text{O}$ ) 700 (K) 845 (Mt) 912 (S D) 780 – 800 (Q)

K : kaolinite, C: chlorite, Mt : montmorillonite, Q : quartz, S D : smectite dioctaédrique

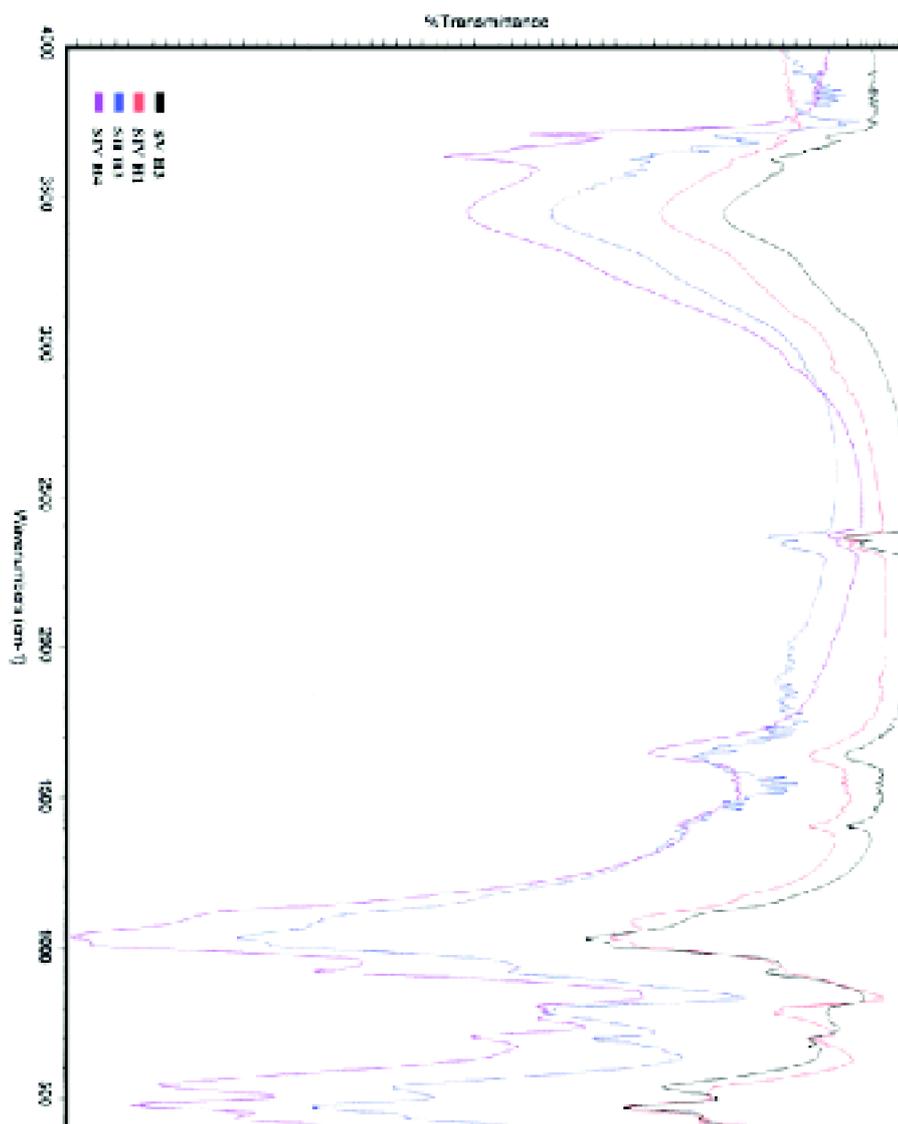


Figure 20: Spectre infra-rouge des sols 2, 4 et 5 dans la zone 3800 et 500  $\text{cm}^{-1}$

#### 4. Les mécanismes d'évolution des minéraux argileux

La nature minéralogique des argiles du sol, varie en fonction de plusieurs facteurs tels que: la composition du matériau parental, la phase de formation du sol, les conditions édaphiques (humidité et pH) et la matière organique (Dahlgren et al., 1993) cité par Bernou (2001).

D'après l'analyse minéralogique de la fraction argileuse des sols étudiés, on peut mettre en évidence les grands mécanismes qui règlent l'évolution des minéraux argileux. A cet effet, l'évolution minéralogique des argiles, du sol développé sur dépôt marin, est dominée par l'héritage d'illite et de la kaolinite, suivie de la transformation des minéraux interstratifiés type illite-montmorillonite (sans aboutir au stade montmorillonite). Quant aux sols développés sur un grès siliceux-ferrugineux et sur calcaire dur, en plus de l'héritage (l'illite et la chlorite), on a le mécanisme de transformation des minéraux illitiques et

chloritiques en interstratifiés de type illite-vermiculite et chlorite-smectite (sans aboutir au stade final) cependant, les interstratifiés de type illite-montmorillonite se transforment en montmorillonite. Nous avons noté, également, le mécanisme de néoformation d'argile de type kaolinite dans ces sols.

#### 4.1. L'héritage

Mis à part le sol développé sur calcaire, les sols étudiés sont issues des roches sédimentaires qui contiennent des minéraux argileux. Ces minéraux sont libérés de la dissolution de ces roches et vont constituer la majeure partie du sol. Il s'agit là d'un héritage. Ce dernier, intéresse différents minéraux argileux.

- **L'illite** : Seul dans les régions arides à pH alcalin et à concentration élevée en potassium que l'illite peut se néoformer (Singer, 1989 in Torrent, 1995).

Dans notre cas, la présence d'illite (ouverte) en forte quantité dans le profil 2 (50% - 65%) et la présence des minéraux interstratifiés, de type I-M, laisse conclure que ce minéral serait le produit d'un héritage. Cependant, malgré la forte concentration en potassium et les faibles teneurs d'illite, dans le sol développé sur grès siliceux-ferrugineux (15% - 25%), on ne peut pas conclure que ce minéral est de néoformation, car ces sols sont acides et le climat est humide. En revanche, le sol développé sur calcaire dur se localise dans une région humide à pH neutre et l'illite a subi une transformation notable. Dans ces conditions, la néoformation de ce minéral est impossible.

- **La kaolinite** : Dans le sol développé sur dépôt marin, la kaolinite se maintient dans le sol à des taux constants dans l'ensemble des horizons de ce sol (30%), atteint d'une pédogenèse de faible intensité et, les conditions édaphiques (humidité et pH) ne permettent pas de faire appel à une néoformation. Il est plus raisonnable d'invoquer le mécanisme d'héritage.

- **La chlorite** : La présence de la chlorite est signalée, uniquement, dans les sols développés sur grès siliceux-ferrugineux et sur calcaire dur. La chlorite s'ouvre en minéraux interstratifiés de type chlorite-smectite. En revanche, chlorite est héritée de la roche également.

#### 4.2. La transformation

Les résultats minéralogiques ont montré que le mécanisme de transformation par dégradation des minéraux est fréquent et a touché aussi bien les horizons inférieurs C que le reste des horizons du profil. Ces principales transformations, par dégradation, ont concerné l'argile micacée (illite) et chloritique qui aboutissent à des interstratifiés suivants:

- L'ouverture des feuillets de la chlorite en interstratifiés de type chlorite-smectite, ont été identifiés dans les horizons profonds à des faibles pourcentages des sols développés sur grès siliceux-ferrugineux (5%) et sur calcaire dur (10%),

- L'ouverture des feuillets d'illite en interstratifiés de type Illite-vermiculite, ont été identifiés uniquement dans l'horizon profond du sol acide de la région de Yakouren.

Ces différents interstratifiés (chlorite-smectite et illite-vermiculite) restent au stade

d'interstratifiés sans aboutir au stade de smectite et vermiculite.

L'illite fournie par les roches est, généralement, une illite ouverte, donc légèrement altérée. Dans les sols étudiés, l'illite se transforme en édifices gonflants de type montmorillonite. Cette transformation consiste en un lessivage progressif des ions alcalins et alcalino-terreux et un enrichissement relatif du feuillet en silicium. La montmorillonite de transformation caractérise les milieux lessivant vis-à-vis des alcalins, et confinant vis-à-vis de la silice.

### 4.3. La néoformation

Sur la base de la caractérisation minéralogique et géochimique, on peut dire que la formation des argiles de type kaolinite a concerné les sols de la région de Yakouren et de Larbâa Nath Irathen.

- **La kaolinite** : Dans la région de Yakouren, le milieu est suffisamment lessivé et les conditions édaphiques (l'humidité et le pH acide) sont très favorables à la genèse de la kaolinite à partir des feldspaths. En revanche, l'altération de la chlorite trioctaédrique du sol développé sur calcaire dur, donne du fer libre, de la silice et de l'alumine pour la formation de la kaolinite. Cependant, cette genèse suppose au moins un climat ancien plus humide.

## Conclusion

---

Les résultats des analyses minéralogiques et le rayonnement infra rouge sont concordant, et ont montré une différenciation minéralogique pour le sol développé sur grès siliceux ferrugineux donc hétérogénéité du matériel parental. Cependant, le cortège minéralogique, des sols développés sur dépôt marin et sur calcaire dur, demeure inchangé (pas de différenciation).

En général, l'analyse de la terre fine du sol développé sur dépôt marin révèle une richesse en silicates (quartz, feldspaths, illite et kaolinite). La présence de la goethite et d'hématite dans la terre fine, tirent leur origine des processus de rubéfaction et l'entraînement des formes du fer accompagnent l'argile en étant fixé ou non sur les surface argileuses (Duchaufour, 1977 ; Bornand, 1978). En revanche, la fraction argileuse montre que les

minéraux argileux sont constitués essentiellement d'illite, de kaolinite et des interstratifiés de type illite-montmorillonite et de quartz. Ces minéraux sont à peines altérés en surface et l'altération paraît plus intense au niveau de l'horizon Bt. Ces minéraux inventoriés sont identifiés également par le rayonnement infra rouge.

Cependant, le cortège minéralogique de la terre fine, du sol développé sur grès siliceux ferrugineux, demeure variable. Il renferme essentiellement du quartz, feldspaths, de la kaolinite, d'illite et de la chlorite le long du profil. La montmorillonite, la goethite et l'hématite sont identifiées dans les horizons profonds. Au même titre que la terre fine, le cortège minéralogique demeure variable. Il est composé du quartz, de feldspaths potassique, d'illite, de kaolinite et de la chlorite le long du profil. Cependant, la goethite,

l'hématite, la montmorillonite, les interstratifiés type illite-montmorillonite, illite-vermiculite et chlorite-smectite sont identifiés uniquement en profondeur. Ce résultat est en concordance avec les résultats de la caractérisation morphologique et physico-chimique (sol rouge uniquement dans sa partie profond). Tous ces résultats confirment l'hétérogénéité du matériel parental.

Quant au cortège minéralogique de la terre fine, du sol développé sur calcaire dur, il demeure inchangé. Il est dominé par l'illite (30 à 50%), suivie de la kaolinite (20%), de la chlorite (20%) et enfin, des interstratifiés de type chlorite-smectite (10%) et illite-montmorillonite (5 à 10%). Les résultats donnés par l'analyse infra rouge sont en concordance avec les résultats minéralogiques qui confirment la présence de la chlorite et de la montmorillonite.

Les minéraux argileux sont à peines altérés en surface et l'altération paraît plus intense au niveau des horizons Bt rouges mais sans conséquence sur les espèces argileuses rencontrées. Autrement dit, il n'y a pas de spécificité minéralogique pour ces horizons et l'apparition de la montmorillonite dans les horizons Bt, des sols développés sur grès siliceux ferrugineux et sur calcaire dur, est liée aux conditions de confinement (milieu riche en bases).

L'analyse infra rouge nous a permis de constater que les vibrations de valences (OH) à  $3692 - 3700 \text{ cm}^{-1}$  de type Al - OH sont les groupes dominants dans les argiles du sol développé sur dépôt marin de la région de Zemmouri. Les vibrations de déformation angulaire type Mg - Al - OH, qui indiquent la présence du magnésium, confirment que les sols développés sur grès siliceux ferrugineux et sur calcaire dur sont riches en micas trioctaédrique type phlogopite. Ces résultats confirment ceux de Mesrouk, (1984).

On peut conclure que la fraction argileuse, du sol de Zemmouri, est d'abord caractérisée par un héritage généralisé (illite et kaolinite) mis à part les interstratifiés de type illite-montmorillonite qui proviendraient de transformation d'illite. Lahmar (1988) conclut que la néoformation des argiles dans ces régions y est relativement moins fréquente que l'héritage.

Cependant, la fraction argileuse du sol du massif de Yakouren, en plus de l'héritage d'illite et de la chlorite de la roche, on a constaté le mécanisme de transformation d'illite en montmorillonite et des interstratifiés de type chlorite-smectite et illite-vermiculite sans aboutir le stade final. Egalement le mécanisme de néoformation de la kaolinite. Idem pour la fraction argileuse du sol du massif de Larbâa Nath Irathen. Cependant, la formation de la kaolinite suppose au moins un climat ancien plus humide.

## Chapitre 7 : Evolution pédologique des sols

### Introduction

---

La caractérisation des sols étudiés semble être sous la dépendance des facteurs

---

pédogénétiques communs qui sont le climat d'une part et de la nature du matériau parental d'autre part. Ces deux facteurs sont à l'origine de la genèse de ces sols, il s'agit plus particulièrement du processus d'altération type fersiallitique (Mesrouk, 1984; Lahmar, 1988). Partant de ce constat et, pour mieux comprendre le genèse de ces sols, nous essayerons dans ce chapitre, d'étudier les mécanismes de l'évolution pédologique en se référant aux données physico-chimiques, géochimiques, minéralogiques et l'observation au microscopique à balayage (MEB).

L'objectif de ce chapitre est d'estimer l'évolution pédologique de la fraction minérale des sols étudiés (2, 4 et 5).

## 1. Evaluation de l'altération par les indices

### 1.1. Evolution de la fraction argileuse des sols

L'évaluation de l'altération est estimée en se référant au rapport sable/argile qui est un indice qui permet d'évaluer l'altération de la fraction sableuse au profit de la fraction argileuse (Bresson, 1974) et au ratio de l'illuviation d'argile (Brahya et al., 2000). L'indice d'entraînement d'argile C.I.R est calculé par le rapport du pourcentage d'argile de l'horizon enrichie (Bt) sur le pourcentage d'argile de l'horizon appauvri (A).

#### 1.1.1. Le rapport sable/argile

Le rapport sable/argile des sols (2, 4 et 5) révèle que les valeurs diminuent dans les horizons Bt. Il est de 2,7 dans le sol 2 de la région de Zemmouri cependant, il est inférieur à 1 dans les horizons Bt des sols 4 du massif de Yakouren et 5 du massif de Larbâa Nath Irathen. Ce rapport augmente en profondeur pour le sol 2 et dans les horizons A1 et A2 du sol 4 par contre, il reste inférieur à 1 dans l'ensemble du profil du sol 5. Cela suggère que l'argilification se fait au détriment de la fraction sableuse et limoneuse du sol et l'altération est importante dans les horizons Bt et sur l'ensemble du profil 5.

Rappelons que les horizons (Bt) des sols 2, 4 et 5 consécutivement sont décarbonatés, riches en argile (25; 35; et 55,5 à 57%), riches en fer libre (3%, 2 –2,25% et > 5%) et ils sont de couleur rouge.

Tableau 13 :Regroupement des résultats de la granulométrie et du rapport S/A des sols 2, 4 et 5.

Sols	S2H1	S2H2	S2H3	S4H1	S4H2	S4H3	S4H4	S5H1	S5H2	S5H3	S5H4
A %	20,00	25,50	17,50	10,00	7,50	35,00	38,50	45,00	55,00	55,50	57,00
(Lf + Lg) %	9,75	5,50	6,35	60,68	64,43	43,80	42,77	42,76	35,65	35,35	33,95
(SF + SG)%	70,25	69,00	76,15	29,32	28,07	21,20	18,73	12,24	9,35	9,15	9,05
sable/argile	3,51	2,70	4,35	2,93	3,74	0,60	0,48	0,27	0,17	0,16	0,20

#### 1.1.2. Indice d'entraînement d'argile C.I.R

Quel que soit le profil, ce rapport est supérieur à 1. Il est de 1,27 pour le sol de la région

de Zemmouri, supérieur à 3 pour le sol du massif de Yakouren et entre 1,23 à 1,26 pour le sol du massif de Larbâa Nath Irathen. Les conditions de lessivage des argiles sont réunies dans le sol 2 (texture grossière, non calcaire et une position topographique qui favorise le drainage interne) donc favorables à la formation d'un horizon argilique Bt. Dans ce sens, une étude détaillée des sols de la région de la Grande Kabylie, Mesrouk (1984) affirme que les processus d'éluviation et d'accumulation d'argile sont communs à la majorité des sols de cette région et inclut les sols de la région de Yakouren et de Larbâa Nath Irathen. On se basant sur ces résultats et les résultats du C.I.R, on peut confirmer qu'il y'a argilification et entraînement des argiles dans ces sols avec formation d'horizons argiliques.

Cette approche nous a montré que l'argilification des horizons Bt se fait au détriment de la fraction sableuse et limoneuse du sol. Par conséquent, ces horizons de sub-surface sont les plus argileux et les plus rubéfiés.

## 1.2. Comportement du fer au cours de l'évolution

Généralement le fer se trouve dans la structure cristalline des minéraux en particulier dans les silicates ferromagnésiennes telle que la biotite ou sous forme d'hydroxydes de fer (goethite) et oxydes de fer (hématite). Le fer est un bon indicateur de la rubéfaction (Segalen, 1964) et les quantités élevées du fer dans les sols leur confèrent une teinte rougeâtre. Dans la mesure où le fer joue un rôle majeur dans la rubéfaction, son étude reste non moins importante pour estimer le degré d'altération. Cette étude est basée sur le taux du fer dans le sol dont l'indice d'altération est établi par le rapport FI/Ft qui exprime le taux de libération du fer (Duchaufour, 1977). Concernant le fer contenu dans les minéraux primaires, est calculé suivant la formule  $(Ft - FI) / Ft$  (Bornand, 1978). Alors, l'indice d'altération évolue en sens inverse par rapport au fer contenu dans les minéraux primaires.

L'analyse du tableau 14 indique une accumulation relative du fer libre dans les horizons argiliques Bt (3%, 2 – 2,25% et 6,30 à 6,68% des sols 2, 4 et 5 consécutivement). On remarque également, que les valeurs en fer total et en fer libre diminuent dans l'horizon d'altération du profil 2.

Tableau 14: Evolution du fer dans le sol et les minéraux des sols étudiés.

Sols	S2H1	S2H2	S2H3	S4H1	S4H2	S4H3	S4H4	S5H1	S5H2	S5H3	S5H4
Fer libre %	2,02	3,20	1,97	0,60	0,42	3,1	3,44	5,12	5,80	6,30	6,68
<b>Fer total %</b>	3,96	4,02	2,60	4,20	4,00	3,80	3,91	6,20	6,88	7,20	7,50
<b>(FI/Ft) ×100</b>	51,01	79,60	75,76	14,28	10,50	81,57	87,97	82,58	84,80	87,50	89,06
<b>(Ft-FI)/Ft ×100</b>	48,98	20,39	24,23	85,71	89,50	47,36	42,45	17,41	15,96	12,50	10,93

Concernant le taux de libération du fer, il varie d'un sol à un autre. Le sol développé sur grès siliceux ferrugineux présente des taux moyennement faibles (28,57 et 30 %) en surface (qui traduit la couleur brun pâle) à moyens (52,63 - 57,54 %) en Bt (qui explique l'apparition de la couleur rouge à ce niveau). Concernant le sol développé sur dépôt marin, le taux de libération du fer est moyen (51,01%) en surface à élevés (70,58%) en Bt.

Cependant, ce taux est très élevés (> 80%) dans le sol développé sur calcaire dur c'est une caractéristique des sols rouges fersiallitiques et la couleur rouge du sol tire son origine du phénomène de rubéfaction par altération des calcaires durs. Cependant, on remarque que le fer contenu dans les minéraux primaires est élevé dans les horizons de surfaces du sol 4 (71,42 – 70 %) et légèrement élevé dans l'horizon A1 du sol 2 (48,98 %) par conséquent l'altération tend à diminuer dans ces horizons.

Ces résultats montrent que l'altération des minéraux primaires s'accroît dans l'horizon Bt qui sont à la fois décarbonatés et argileux. Ainsi, l'altération des minéraux est très intense dans le sol développé sur calcaire dur.

Il est à noter que les valeurs les plus faibles du rapport fer libre/argile sont enregistrées dans les horizons de surface (0,06 à 0,056) du profil 4 qui sont liées beaucoup plus à la faible libération du fer libre qu'au taux d'argile. Cependant, les sols développés sur dépôt marin et calcaire dur, présentent des valeurs (fer libre/argile) qui augmentent en profondeur avec l'augmentation du taux d'argile.

Tableau.15 : Regroupement des résultats du rapport FI/A dans les sols étudiés.

Sols	S2H1	S2H2	S2H3	S4H1	S4H2	S4H3	S4H4	S5H1	S5H2	S5H3	S5H4
A %	20,00	25,50	17,50	10,00	7,50	35,00	38,50	45,00	55,00	55,50	57,00
FI %	2,02	3,00	1,97	0,60	0,42	3,1	3,44	5,12	5,80	6,30	6,68
FI/A	0,101	0,117	0,112	0,060	0,056	0,088	0,086	0,113	0,105	0,113	0,117

## 2. Approche géochimique

L'analyse géochimique a révélé une différenciation nette entre les horizons pédologiques du sol développé sur grès siliceux ferrugineux cependant, les sols développés sur dépôt marin et sur calcaire dur, n'ont pas révélé une différenciation entre les horizons.

Elle a mis en évidence la dominance de la silice dans le profil 2 (>80%) ainsi que les horizons de surface du profil 4 (>76%). Les sols étudiés sont relativement bien pourvus en aluminium surtout en profondeur et en fer dans les horizons Bt. Quant aux bases, les teneurs sont très faibles pour le profil 2. Cela suggère que l'évolution pédogénétique soit limitée. En revanche, les teneurs en base est peu élevée en profondeur dans le profil 4. Ce résultat signifie que l'évolution pédogénétique soit accentuée en profondeur. Cependant, le profil 5 est riche en base ce qui indique une évolution très poussée dans ce profil.

## 3. Approche minéralogique

L'analyse minéralogique sur la terre fine et la fraction argileuse, des sols étudiés, a montré que le cortège minéralogique est différents d'un sol à un autre. Il est composé essentiellement d'illite, de kaolinite et des interstratifiés I-M pour les tous les sols étudiés. Cependant, la présence de la montmorillonite et de la chlorite sont signalées uniquement dans les profils 4 et 5, ainsi que les interstratifiés type I-S et C-S. Quant aux interstratifiés I-V sont rencontrés seulement dans le profil 4.

Concernant les minéraux inventoriés type Illite, kaolinite et chlorite sont tous hérités de la roche, exception faite pour la montmorillonite qui est le produit de transformation d'illite par l'intermédiaire des interstratifiés I-M, ainsi que les interstratifiés type I-M, I-V et C-S. Quant à la kaolinite, elle pourra être néoformée dans le sol développé sur grès siliceux ferrugineux car les conditions édaphiques (pH et Humidité) sont réunis et sur calcaire dur mais cela exige un climat ancien plus humide.

## Conclusion

---

Cette étude nous a permis de tirer plusieurs conclusions:

Premièrement, d'après les résultats granulométriques, l'argilification se fait au détriment de la fraction sableuse du sol. Cette approche a mis en évidence que la rubéfaction concerne particulièrement les horizons qui sont riches en fer libre, riches en argile et décarbonatés (Bt).

Deuxièmement, les résultats chimiques n'ont révélé pas une différenciation nette entre les horizons pédologiques du profil 2 de la région de Zemmouri et le profil 5 de la région de Larbâa Nath Irathen. Cependant, cette différenciation est nette dans le sol 4 de la région de Yakouren. Cette approche a mis en évidence la dominance de la silice dans le sol de la région de Zemmouri (>80%) le long du profil (une arène siliceuse) et celui de Yakouren (>70%) en surface qui représente l'horizon A1d'apport et qui diminue en profondeur (<70%) au profit de la fraction fine (argile). Cependant, le sol de la région de Larbâa Nath Irathen représente un taux faible en silice <50% le long du profil.

Les sols étudiés (profils 2, 4 et 5) sont relativement riches en aluminium et en fer. Concernant les bases, le sol de la région de Zemmouri est pauvre en minéraux altérables (riche en silice) donc le taux en bases est très faible et l'évolution pédogénétique est limitée dans ce sol. En revanche, le sol de la région de Yakouren et le sol de la région de Larbâa Nath Irathen sont riches en cations basiques, et l'évolution pédogénétique de ces sols est très poussée.

Troisièmement, l'étude minéralogique a révélé que le cortège minéralogique est différent d'un sol à un autre. La confrontation de ces données suggère que les minéraux argileux inventoriés soient hérités tels que l'illite (pour tous les sols étudiés) et la kaolinite du sol de la région de Zemmouri. Cependant, la kaolinite des sols de la région de Yakouren soit de néoformation à partir des feldspaths et les conditions édaphiques (pH et l'humidité) sont favorables. Tandis que, le sol de la région de Larbâa Nath Irathen, la kaolinite est de néoformation par altération de la chlorite trioctaédrique qui donne du fer libre, de la silice et de l'alumine. Cependant, cette genèse suppose un climat ancien plus humide. En revanche, la montmorillonite est de transformation par l'intermédiaire des minéraux interstratifiés type illite-montmorillonite.

Tous les minéraux interstratifiés proviendraient de la transformation des minéraux micacés et des minéraux chloritiques.

Finalement, la confrontation de ces données suggère que la pédogenèse a très peu marqué le sol de la région de Zemmouri, cela se traduit par manque de minéraux altérables vu que cette région est influencée par sa situation littorale pauvre en minéraux

facilement altérables (riche en silice). Il s'agit donc beaucoup plus de processus pédogénétiques de rubéfaction que d'argilification. Cette pédogenèse a donné un sol rouge lessivé. Concernant le sol de la région de yakouren, la pédogenèse est beaucoup plus argilisante que rubéfiante. Cependant, le sol de la région de Larbâa Nath Irathen, la genèse a beaucoup marqué ce sol, de plus qu'elle est rubéfiante, elle est argilisante avec une altération plus poussée et une évolution maximum dans ce sol.

## Conclusion Générale

Notre travail a porté sur la caractérisation et genèse de quelques sols rouges de la Grande Kabylie développés sur matériau différent (dépôt marin, grès siliceux ferrugineux et sur calcaire dur).

La description sur le terrain a permis de constater que les sols étudiés se différencient par la texture, la couleur, la structure et la profondeur du profil et l'évolution de ces sols est fonction de la nature de la roche et du climat. C'est ainsi que les sols développés sur calcaire de la région de Larbâa Nath Irathen sont les plus évolués (A1/A3/Bt1/Bt2/R). Suivis par les sols développés sur un grès siliceux ferrugineux de la région de Yakouren (A1/A2/Bt/Bt2/C) et enfin, les sols développés sur dépôt marin de la région de Zemmouri (A/B/C).

Partant de ce constat, nous avons réalisé une étude sur la caractérisation (caractérisation morphologique et physico-chimique, la caractérisation géochimique et l'évolution minéralogique) et l'évolution pédogénétique qui est basée sur l'étude de la fraction minérale de ces sols. Les résultats obtenus ont montré que la différenciation pédologique particulièrement du profil développé grès siliceux ferrugineux, est très nette. En effet, de la surface du sol à base du profil, l'évolution du sol s'accompagne par une argilification et l'apparition de la couleur rouge dans les horizons profonds. Cependant, les sols développés sur dépôt marin et sur calcaire dur ne présentent pas de différenciation.

Nous avons montré également que la genèse des sols étudiés sont affectés par les grands processus de la pédogenèse qui se résument par l'altération géochimique de la roche et des minéraux, puis une décarbonatation du profil calcaire, suivie de lessivage

d'argile et de la rubéfaction.

L'étude pédogénétique des sols a été envisagée en se basant sur l'analyse de la fraction minérale. Et à travers les résultats obtenus, un certain nombre de conclusions peuvent être dégagées.

L'approche géochimique a permis de compléter et d'expliquer les remarques déjà révélées. D'une part, la différenciation pédologique, du sol développé sur grès siliceux ferrugineux de la région de Yakouren, peut être attribuée à l'hétérogénéité du matériel parental. À cet effet, les horizons de surface (A1 et A2) sont des sols de recouvrement car cette région est très touchée par le phénomène d'érosion. D'autre part, l'étude de la dynamique du fer (F<sub>i</sub>/F<sub>t</sub>) a révélé une accumulation relative du fer libre dans les horizons argiliques Bt.

Ainsi, l'altération des minéraux primaires s'accroît dans l'horizon Bt qui présente le siège d'une pédogenèse intense. Cette pédogenèse est très intense dans le sol développé sur calcaire dur suivie du sol développé sur grès siliceux ferrugineux et enfin le sol développé sur dépôt marin.

L'approche minéralogique a montré que le sol de la région de Zemmouri est composé de kaolinite, d'illite et des minéraux interstratifiés type I-M. Cela suggère que ce sol aurait très peu évolué sous le climat actuel. Cependant, les sols développés sur grès siliceux ferrugineux et sur calcaire dur sont composés en plus de chlorite et des interstratifiés de I-M type et C-S. Il est à noter que les interstratifiés I-V sont signalés uniquement dans le profil 4. La présence de la montmorillonite est le produit d'une transformation des micas par l'intermédiaire des interstratifiés I-M.

La synthèse des résultats nous a permis de constater que la proportion des phyllosilicates 2/1 est dominante par rapport aux phyllosilicates 1/1 pour tous les sols étudiés. Les minéraux hérités représentent la majeure partie de la fraction argileuse des sols, et parmi les phyllosilicates hérités de la roche mère, on distingue la kaolinite, les chlorites et les micas. Ces derniers jouent un rôle clef dans la formation des minéraux argileux et, ils représentent la source dominante des argiles inventoriées dans nos sols. Les micas sont dioctaédriques pour les sols développés sur dépôt marin et trioctaédriques pour les sols développés sur grès siliceux ferrugineux et sur calcaire dur.

En dernier lieu, la confrontation de ces résultats, par toutes les méthodes utilisées, indique que le sol de la région de Zemmouri serait soumis à une altération ménagée des minéraux primaires avec une pédogenèse plutôt rubéfiante qu'argilisante. Également, le sol de la région de Yakouren serait soumis à une altération ménagée des minéraux primaires avec une pédogenèse peu rubéfiante et surtout argillisante (en profondeur) avec formation d'argile type montmorillonite. Cependant, le sol de la région de Larbâa Nath Irathen est le plus argileux (qui favorise la rétention et la conservation de l'eau seraient donc le siège d'une pédogenèse intense de ce sol) et ses minéraux primaires sont les plus altérés par conséquent, sa genèse de plus qu'elle est rubéfiante, elle est argilisante.

Il n'en reste pas moins que d'autres études pourraient traiter d'autres aspects, qui n'ont pas été faits dans ce travail, telle que la micromorphologie des argiles et la caractérisation de la solution du sol en même titre que la terre fine et l'argile afin de mieux

---

cerner les pertes par lessivage et évaluer l'évolution géochimique des minéraux non argileux.



## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdesselam M., 1995 – Structure et fonctionnement d'un karst de montagne sous climat méditerranéen : Exemple du Djurdjura Occidental (G.K / Algérie). Thèse doctorat Paris 233p.
- Alexiade C.A., Polysopoulos N.A., Koroxenides N.S., et Axaris G.S., 1973 - High trioctahedral vermiculite content in the sand silt and clay fraction of gray brown podzolic soil in Greece. *Soil. Sci.* V 146. n°5, pp365 – 375.
- ANRH., 2001 – (Agence National de Recherche Hydrique). Données climatiques (précipitations), période 19-2001
- Aoudjite H., 1993 – Genèse, cristalochimie, organisation et propriétés physico-chimiques des argiles des sols et des arènes développées sur roches cristallines (France). Apport de la microscopie électronique analytique. Thèse doctorat Paris 190p.
- Arocena J.M., et Sanborn P., 1999 - Minéralogie and genesis of selected soils and their implication for forest management in central and northeastern British Columbia. *Canadian. J. of. Soil. Sci.* November 1999. vol 79. n°4, pp571 – 590.
- Ayache N., 2001 – Différenciation pédologique des dunes pré littorales du Sahel Ouest Algérois. Etude du processus de la rubéfaction des sols. Thèse de Magister en science agronomiques. INA. El Harrach. 98p.
- Ballesta Jimenez R., Crral Gonzalez P., Alvarez A., Martin Patino MT., 1998 – Textural differentiation in red soil of central Spain. *ass. Internat. de sci de sol*, Montpellier,

- 1998.
- Baronnet., 1978 – La minéralogie. Collection Geosciences. 184p.
- Belabas Z., 1998 – Contribution à l'évaluation de la disponibilité en azote minéral des sols d'une suberaie méditerranéenne soue ERICA ARBOREA et CYTISUS TRIFLORUS : cas de la suberaie de Beni-Ghobri (w. Tizi-ouzou – Algérie). Thèse de Magister en science du sol. Uni.Tizi-Ouzou. 105p.
- Bernou S., 2001 – Différenciation pédologique des dunes pré littorales du Sahel Ouest Algérois. Evolution de la fraction minérale du sol. Thèse de Magister en science agronomique. INA. D'El Harrach. 105p.
- Bornand M., 1978 - Altération des matériaux fluvio-glaciaire genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaire dans la moyenne vallée de Rhone. NASA 34060 Montpellier 329p.
- Bottner P., et Lossaint P., 1967 - Etat de nos connaissances sur les sols rouges du bassin Méditerranéen. Sci. du sol 1967, n°1, pp49 – 80.
- Boulaine J., 1957 – Etude des sols des plaines de Chelef. S.E.S. Alger. Thes. 582p.
- Brahy V., Deckers J., et Delvaux B., 2000 – Estimation of soil weathering stage and acide neutralizing capacity in a toposequence Luvisol – Combisol on loes under decidious forest in Belgium. European journal of soil sci. vol 51. n°1. March 2000.
- Bresson L.M., 1974 - Rubéfaction récente des sols sous climat tempéré humide. Séquence évolutive sur fluvio-glaciaire calcaire dans le Jura méridional. Etude de microscopie intégrée. Université Paris. 186p.
- Brindley G. W. et Pedro G., 1973 – Rapport du Comité International de Nomenclature (AIPEA Madrid, 1972). Bull. Groupe fr. Argiles, 25, 37 – 41.
- Brown G., 1972 - The X-ray identification and crystal structure of clay mineral. Mineralogical society. London.
- Caillere S., Henin S., et Rautureau M., 1982- Minéralogie des argiles. Tome I. Structure et propriétés physico-chimiques. Ed. Masson, Paris. Pp70-80.
- Chamayou H., et Legros J.P., 1989 - Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol. Paris.
- Dachary M.C., 1967 - Contribution à l'étude des sols rouges du Sahel. Thèse doct. doct. 3<sup>eme</sup> cycle en géodynamique externe, 76p.
- Dan J., Yaalon D. H., Koyem Djisky H., 1969 – Catenary soil relationship in Israel : the Netanya catena on coastal dunes of the sharon. Geoderma 1969, vol 2, n°2, 95 – 120.
- De Coninck., 1978 – Soil genesis. Mineralogical aspects, 138p.
- Dejou J., Guyot J., Pedro G., 1977 - Evolution superficielle des roches cristallines et cristallophyliennes dans les régions tempérées. INRA. Paris. 464 p.
- Dekkiche B., 1987 - Pédologie générale. (polycope). 97p.
- Djili K., 2000 - Contribution à la connaissance des sols du nord de l'Algérie. Création d'une banque de données informatisées et utilisation d'un système d'information géographoquie pour la spatialisation et la valorisation des données pédologiques. Thèse de doctorat d'état en science agronomiques. INA. El Harrach. 243p.

- Duchaufour Ph., 1965 – Précis de pédologie. Ed. Masson, Paris, 481p.
- Duchaufour Ph., 1977 - Pédologie. 1. Pédogenèse et classification 477p.
- Duchaufour Ph., 1995 - Pédologie abrégée : Sol, végétation, environnement. 4<sup>ème</sup>. Ed. Masson, Paris. 234p.
- Durand J.H., 1959 - Les sols rouges et les croûtes en Algérie. SES Birmandreis Alger, 187p.
- Farmer V. C., 1974 - The layer silicates: in the infrared spectra of minerals: mineralogical society, London, pp331 – 362.
- Fordham A. W., 1990 - Formation of trioctahedral illite from biotite in soil profile over granite gneiss. Clay miner, 38, 187 – 195.
- Fritzpatrick E. A., 1992 - Soil microscopy and micromorphology. 303p.
- Gellard J.P., 1978 – Géologie du Nord-Est de la Grande Kabylie (un segment interne de l'orogène littoral Nord-Africain). Thèse. Sci. Dijon. 324p.
- Goldich S.S., 1938 - A study in rock weathering. Journ. Géol. 46, 17 – 58.
- Guessoum A., 1983 – Contribution à la connaissance des sols rouges méditerranéens en Algérie (région ouest). Mem. Ing. 63p.
- Guillet B.J., Rouller., et Souchier., 1975 - Podzolization and clay migration in spodosoils of East. France. Geoderma 14 (3). 223 – 245.
- Hammouche (1986) – Contribution à l'étude des sols du sahel d'Alger. Thèse de magister, 193p.
- Lahmar R., 1979 – Etude cartographique et séquentielle des sols de la région de Boumerdès (Zemmouri). Mém. Ing. 79p. INA d'El Harrach.
- Lahmar R., 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 de doctorat de l'université de Paris. VI. 216p.
- Lamouroux M., 1972 - Etude des sols formés sur roches carbonatées. Pédogenèse fersiallitique au Liban. Men. ORSTOM, Paris, 245p.
- Lamouroux M., Paquet H., Millot G., 1973 – Evolution des minéraux argileux dans les sols du Liban. Bull. de la soci. Belge de pédologie XXIII, 1, pp53 – 71.
- Lozet J., Mathieu C., 1990 – Dictionnaire de science du sol. 2<sup>ème</sup> Ed Lavoisier, Paris, Tec et Doc.
- Maes E., Iserentant A., Hebault J., et Delvau., 1999 - Influence of the nature of clay minerals on brown earth. Podzol weathering sequence. European. J. Soil. Sci. March. 1999. Vol 50. n°1. pp117 – 125.
- Madejova P., Kodamel P., and Cichel B., 1992 – Infrared spectra of some Czech and Slovak smectites and their correlation with structure formulas. Geologica carpatica clays 1, 9-12.
- Messaoudene M., 1989 – Dendroécologie et productivité de QUERCUS AFARES Pomel et QUERCUS CANARIENSIS Wild dans les massifs forestiers d'AKFADOU et de Beni-Ghobri en Algérie. Thèse de doctorat. Uni. D'Aix-Marseille III. 123p.
- Mesrouk A., 1984 - Caractérisation et genèse des sols de la région de Tizi-Ouzou.

- Grande Kabylie. Algérie. Thèse de Doctorat. 173p.
- Mouffok M., 2001 – Caractérisation physico-chimique et minéralogique des sols alluviaux du moyen et haut Sebaou (Fréha – Tadmaït). Thèse de Magister. Uni. Tizi-Ouzou. 159p.
- Nedjari et Abed., 1998 - Les roches détritiques. Les cahiers de la géologie, n°2. avr1998. 31p.
- Norrish K., et Pickering J.G., 1983 -Weathering of biotites in Algeria: Géoderma 26, 287-309.
- Paquet H., 1970 - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations des climats méditerranéens, tropicaux à saisons contrastées. Mem. Serv. Carte géol. Als. Lorr. Strasbourg : 212p.
- Pinta M., 1971 - Spectroscopie d'absorption atomique. T 1 et T2 Masson. Paris.
- Prost R., 1969 – Remarques générales sur l'application de la spectroscopie infrarouge pour l'étude des minéraux secondaires et de la matière organique du sol. Bull. A.F.E.S. n°1.
- Prost R., 1970 – Eléments fondamentaux de spectroscopie infrarouge pour l'étude des silicates. Am. Agrp. 20 (6), pp547-567.
- Robert M., et Tessier D., 1974 – Méthode de préparation des argiles des sols pour les études minéralogiques. Ann, agro. 25 (6). pp859 – 882.
- Robert M., 1975 – Principe de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons X. Problèmes particuliers posés par les minéraux argileux les plus fréquents dans les sols des régions tempérées. Ann. Agr. 26 (4). pp363 – 399.
- Saadi N., 1970 - Etude pratique agropédologique des plaines alluviales de la vallée du Sébaou (Grande Kabylie). Service hydraulique de Tizi-Ouzou (Algérie), 196p.
- Segalen P., 1964 – Le fer dans le sol. Initiation et doc. Techn ORSTOM Paris, 150p.
- Seltzer P., 1946 – Le climat de l'Algérie. Institut de météorologie et de physique du globe de l'Algérie (hors série), 219p.
- Sing A., Schwertmann U., Friedl J., 1998 – Iron oxide mineralogie of terra rossa and Rendzinas in relation to their moisture and temperatures regimes. Europ. J. of Soil Sci. Sept. 1998, 49, pp385 – 395.
- Torrent J., 1995 – Genesis and properties of the soils Mediterranean regions. Univ. Degli Studi Di Napoli Federicoll Dipartimento Di Scienze Chimica Agrarie 109p.
- Van Der Morel et Beutelspacher., 1976 – Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their ad-mixtures : Elsevier, Amsterdam, 31-58.
- Van Den Berg G.A., et Loch. J.P.G., 2000 – Decalcification of soil subject to periodic waterlogging. European. J. soil. Sci. March 2000. vol 51. pp27 – 33.
- Vigario E, Pitaval M et Fontaine G., 1971 – Microscope électronique à Balayage. Bull. Soc. Franç. Min et cristallogr. T.94, n°3, pp195 – 203.

---

# Annexe

## I- Données climatiques synthétiques

Tableau I: Moyenne annuelle des pluies et des températures des stations utilisées.

Stations	Altitude (m)	P. Ann. (mm)	Temp. Ann. Moyenne (C°)
Thénia	150	816	17,67
Dellys	-	715,9	17,86
Tizi-ouzou	233	905 770,4	17,8 18,5
Yakouren	432	1073,78	15,27
Larbâa Nathlrathen	942	1034	15,07

- Station de Thénia : Données de Seltzer (1946), période (1913-1939)
- Station de Dellys : O.N.M de Dellys, période (1990-2003).
- Station de Tizi-ouzou: Données de Seltzer, (1946), période (1913-1939) et O.N.M de Tizi-Ouzou (1994-2003).
- Station de Yakouren : ANRH (2001), période (1976-2001) concernant la pluviométrie et

données de la station d'Aghrib période (1918-1951) corrigé pour la région de Yakouren (Messaoudene, 1989) concernant la température.

Station de Larbâa Nath Irathen : Données de Seltzer (1946), période (1913-1939).

### I-1- Les indices et climagrammes

---

Des indices et climagrammes ont été mis au point pour la caractérisation et la classification des climats.

**a-Indice de Lang :** cet indice a été utilisé par Lamouroux (1972) en étudiant les sols rouges au Liban pour délimiter la rubéfaction entre ( $30 < I < 100$ ). Cité par Lamouroux (1972), Feifenberg (1947) situe les sols rouges de Palestine dans l'intervalle  $30 < I < 60$ .

Il est calculé par le rapport:  $I = P / T$

P: pluviométrie annuelle (mm)

T: température moyenne annuelle (°C)

Concernant les régions étudiées, l'indice de Lang est (tableau I):

Tableau II: Indice de Lang des régions étudiées

Stations	I
Thénia	46,17
Dellys	40,08
Tizi-Ouzou	50,84
Yakouren	70,31
Larbâa Nath Irathen	68,61

**b-Indice d'aridité de De Martonne :** Cet indice est en fonction de la température et des précipitations. On peut calculer l'indice d'aridité mensuel ou annuel selon le but recherché. Il nous renseigne sur l'aridité du climat d'une région donnée ; il est d'autant plus élevé que le climat est moins aride.

Indice d'aridité annuel est calculé  $A = Pa / T + 10$  comme suit:

Pa: précipitations annuelles (mm)

T : température moyenne annuelle (°C)

Tableau III: Indice d'aridité annuelle de De Martonne pour les stations utilisées

Stations	A
Thénia	29,49
Dellys	25,66
Tizi-Ouzou	32,55
Yakouren	42,49
Larbâa Nath Irathen	41,24

