وزارة التعليم العالي و

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY UNIVERSITE BADJI MOKHTAR-ANNABA



Année 2018

جامعة باجي مختار ـعن

Faculté des Sciences de la Terre

Département de Géologie

THÈSE Présentée en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat en Sciences

Les phénomènes d'altération (superficielle ?) des roches silicatées alumineuses (granitiques et gneissiques) des massif de Petite Kabylie

(NE Algérien) : Conséquences au point de vue minier et hydrogéologique.

Option

<u>Géologie</u>

Par

BOUKOFFA Méchati

PRÉSIDENT	: CHOUABBI Abdelmadjid	Pr. J	J.B.M.	Annaba
DIRECTEUR DE THÈSE	: BOUABSA Lakhdar	Pr.	U.B.M	. Annaba
CO- DIRECTEUR DE THÈSE	: CHAAB Salah	Pr.	U.B.M	. Annaba
EXAMINATEUR	: CHEBBAH Mohamed	Pr.	C.U.	Mila
EXAMINATEUR	: DJERRAB Abderrazak	Pr.	U. Gue	lma
EXAMINATEUR	: BOUREFIS Ahcène	Pr.	U. Cons	stantine1
INVITÉE	: FAGEL Nathalie	Pr.	ULg B	elgique

Table de matières

Liste des figures	
Liste des tableaux	
Remerciements	
ملخص	
Résumé	
Abstract	
Introduction générale	1
Chapitre I : Cadre géologique	4
I.1- Cadre géologique régional	4
I.1.1- Position géo-structurale de l'Afrique du Nord dans la chaîne tellienne	4
I.1.2- Unités structurales de la chaîne tellienne	4
I.1.3- Cadre géologique régional	5
I.1.3.1- Position de la petite kabylie dans la chaîne tellienne	5
I.1.3.2- Dispositif structural alpin du massif de la petite Kabylie	6
I.1.3.3- Les grands ensembles géologiques de la petite Kabylie	7
I.1.3.3.1- Le socle Kabyle	7
I.1.3.3.2- L'Oligo-miocène et les olistostromes	7
I.1.3.3.2.1- L'oligo-miocène kabyle (OMK)	7
I.1.3.3.2.2- Les Olistostromes	7
I.1.3.3.3 La dorsale kabyle ou chaîne calcaire	8
I.1.3.3.4- Domaine des flyschs	8
I.1.3.3.4.1- Le flysch maurétanien	8
I.1.3.3.4.2- Le flysch massylien	9
I.1.3.3.4.3- Le Numudien	9
I.1.3.3.5- Les séries telliennes	9
I.1.3.3.6- Le miocène post-nappe	9
I.1.4- Le magmatisme (Oligocène-Quaternaire) de la marge algérienne	10
I.1.5- Les unités de socle kabyle (S.1)	11
I.1.5.1- Les unités supérieures ou unités de socle (S.S)	11
I.1.5.1.1- Les parties centrale et orientale de l'édifice supérieur.	11
I.1.5.1.2- La partie occidentale de Texenna	12
I.1.5.2- Les unités des Beni-Ferguene (Oued Zhour)	12

I.1.5.3- L'unité de Bougaroune	13
I.2- Cadre géographique et géologique local des sites étudiés	14
I.2.1- Situation géographique locale des sites étudiés	14
I.2.2- Relief	15
I.2.3- Climat	15
I.2.4- Géologie locale des sites étudiés	15
I.2.4.1- Sites de Tamazert et Hadj Ali	15
I.2.4.1.1- Unité de Beni Belaid	15
I.2.4.1.2- Unité de Hallam-Cap Aourer	16
I.2.4.1.3- Unité de Marbouha	16
I.2.4.2- Site de Chekfa	17
Chapitre II : Echantillonnage, prétraitement des échantillons et techniques	
analytiques	19
II.1- Echantillonnage	19
II.2- Préparation des échantillons	20
II.3- Techniques analytiques	20
II.3.1- Diffraction des rayons X (DRX)	22
II.3.1.1- Principe de la méthode	22
II.3.1.2- Minéralogie totale	24
II.3.1.3- Extraction de la fraction argileuse	24
II.3.2- Spectroscopie infrarouge IR	
II.3.2.1- Principe de la méthode	26
II.3.2.2- Préparation des échantillons	26
II.3.3- Analyse thermique gravimétrique ATG	27
II.3.4- Analyse morpho-structurale (EMES/EDS)	27
II.3.5- Capacité d'échange cationique CEC	
II.2.5.1- Protocol de mesure	
II.3.6- Surface spécifique Ss	29
II.3.6.1- Principe de mesure	30
II.3.7- Limite d'atterberg	31
II.3.7.1- Mode opératoire	32
II.3.8- Analyse granulométrique	33
II.3.9- Analyses chimiques	

II.3.9.1- Principe de l'ICP/OES	34
II.3.9.2- Principe de l'ICP/MS	35
Chapitre III : Aperçu bibliographique sur les altérations	37
III.1- Introduction	37
III.2- Historique de recherches sur l'altération	37
III.3- Mécanismes de l'altération	38
III.3.1- Mécanisme physique	39
III.3.2- Mécanisme chimique	40
III.3.2.1- Mise en solution	41
III.3.2.2- Hydratation et déshydratation	41
III.3.2.3- L'hydrolyse	41
III.3.2.4- Oxydation-réduction	41
III.4- Types d'altération	41
III.4.1- L'altération météorique (supergène)	41
III.4.2- L'altération hydrothermale	42
III.5- Grands types d'études sur l'altération	42
III.6- Différents milieux d'altération	43
III.6.1- Altération dans un milieu artificiel	43
III.6.2- Altération dans le milieu naturel	44
III.7- Facteurs influençant l'altération dans le milieu naturel	44
III.7.1- Nature de la roche mère (lithologie)	44
III.7.1.1- Altérabilité des minéraux	46
III.7.2- Les facteurs climatiques	46
III.7.2.1- Effets du climat sur l'altération chimique	46
III.7.2.2- Effets du climat sur l'altération physique III.7.2.3- Néoformation vs climat	47 48
III.7.3- Topographie	50
III.7.4- Activité biologique	51
III.7.5- Temps	52
III.8- Classification et caractérisation des roches vis-à-vis de l'altération	52
Chapitre IV : Etude pétrographique	54
IV.1- Description pétrographique des profils d'altération	54
IV.1.1- Description de la roche mère	54

IV.1.2- Description des échantillons altérés	54
IV.1.2.1- Echantillon N°1(gneiss altéré)	54
IV.1.2.1.1- Minéraux secondaires et phénomènes	
Associés	55
IV.1.2.2- Echantillon N°2 (gneiss fortement altéré)	55
IV.1.2.3- Echantillon N°3 (gneiss totalement altéré)	56
IV.2- Conclusion	58
Chapitre V : Bilans géochimiques	59
V.1- Evaluation du bilan de masse	59
V.1.1- Introduction à l'approche du bilan massique	59
V.2- Pourcentages des changements absolus	59
V.3- Changements absolus des éléments majeurs	64
V.3.1- Profil de Tamazert	64
V.3.2- Profil de Hadj Ali	65
V.3.3- Profil de Chekfa	66
V.4- Changements absolus des éléments en traces	67
V.4.1- Profil de Tamazert	67
V.4.2- Profil de Hadj Ali	68
V.4.3- Profil de Chekfa	69
V.5- Conclusion	70
V.6- Lessivage des éléments	71
V.6.1- Normalisation par rapport à la roche mère	71
V.6.1.1- Profil de Tamazert	71
V.6.1.2- Profil de Hadj Ali	72
V.6.1.3- Profil de Chekfa	73
V.6.2- Comparaison entre les profils d'altération	74
V.7- Conclusion	75
Chapitre VI : Caractérisation des produits d'altération	77
VI.1- Aperçu bibliographique	77
VI.2- Structure des minéraux argileux	77
VI.2.1- Phyllosilicates simples	77
VI.2.2- Phyllosilicates interstratifiées	80
VI.3- La kaolinite	81
VI.3.1- Principaux pays producteurs de kaolin	82

VI.3.2- Principaux usages industriels de kaolin	83
VI.3.2.1- Industrie de papier	84
VI.3.2.2- Industrie céramique	85
VI.3.2.3- Industrie médicale et cosmétique	86
VI.4- Economie du kaolin	86
VI.5- Conclusion	90
VI.6- Identification des phases minérales par DRX	90
VI.6.1- Minéralogie totale	91
VI.6.1.1- Roche saine	91
VI.6.1.2- Echantillons altérés	91
VI.6.2- Identification des minéraux argileux (fraction <2µm)	94
VI.6.3- Estimation de l'abondance des minéraux	97
VI.6. 3.1- Site de Tamazert	97
VI.6.3.2- Site de Hadj Ali	98
VI.6.3.3- Site de Chekfa	99
VI.6.4- Conclusion	100
VI.6.5- Distinction entre mica/illite	101
VI.6.5.1- Indice d'aigui (I _A)	101
VI.7- Spectroscopie infrarouge IR	101
VI.8- Analyse morpho-structurale ESEM/EDS	103
VI.9- Analyse granulométrique	105
VI.10- Analyse thermogravimétrique (ATG)	106
VI.6- Capacité d'échange cationique (CEC) et surface spécifique (Ss)	107
VI.7- Limite d'atterberg	108
VI.8- Conclusion	109
Chapitre VII : Evaluation du degré d'altération	110
VII.1- Introduction	110
VII.2- Rôle des indices d'altération	111
VI.3- Examen des indices d'altération chimique	112
VII.4- Choix des indices d'altération chimiques et leur application	112
VII.4.1- Ruxton Ratio (R).	113
VII.4.2- Indice Résiduelle de Vogt (V)	113
VII.4.3- Indice Chimique de vieillissement (CIW)	114
VII.4.4- Indice chimique d'altération (CIA)	114

VII.4.5- Indice d'altération de Parker (WIP)114
VII.4.6- Indice d'altération des plagioclases (PIA)114
VII.4.7- Indice de la silice-titane (STI)115
VII.4.8- Facteur de lixiviation (L.F)115
VII.5- Calcul des indices d'altération115
VII.5.1- Profil de Tamazert116
VII.5.2- Profil de Hadj Ali117
VII.5.3- Profil de Chekfa118
VII.6- Conclusion
VII.7- Calcul des paramètres statistiques (<i>t</i> -test)121
VII.7.1- Profil de Tamazert121
VII.7.2- Profil de Hadj Ali123
VII.7.3- Profil de Chekfa124
VII.8- Conclusion
VII.9- Géochimie des terres rares et origine du kaolin125
VII.9.1-Comportement des terres rares au cours des processus
d'altération Continentale126
VII.9.2- Les terres rares dans le milieu supergène126
VII.9.3- Distribution des terres rares dans les profils d'altération128
VII.9.3.1- Profil de Tamazert
VII.9.3.2- Profil de Hadj Ali131
VII.9.3.3- Profil de Chekfa132
VII.9.4- Discussion sur le comportement des terres rares134
VII.9.5- Interprétation des diagrammes de normalisation de REE135
VII.9.6- Normalisation des terres rares et présentation graphiques135
VII.9.6.1- Normalisation des terres rares136
VII.9.6.2- Présentation graphique des terres rares136
VII.9.6.2.1- Profil de Tamazert136
VII.9.6.2.2- Profil de Hadj Ali137
VII.9.6.2.3- Profil de Chekfa138
VII.9.7- Conclusion139
VII.10- Formation de kaolin
VII.10.1- Origine hypogène et origine supergène141
VII.10.2- Distinction entre kaolin d'origine hypogène et kaolin

d'origine supergène	141
VII.10.2.1- Diagramme Zr vs TiO ₂	141
VII.10.2.2- Diagramme (Cr+Nb) vs (Ti+Fe)	142
VII.10.2.3- Diagramme (Ce+Y+La) vs (Ba+Sr)	143
VII.10.3- Discussion	143
VII.10.4- Conclusion	144
Chapitre VIII : Conséquences hydrogéologiques	146
VIII.1- Introduction	.146
VIII.2- Position des sites étudiés dans le réseau hydraographique de Petite	
Kabylie	146
VIII.3- Aperçu descriptif des bassins versants	.147
VIII.3.1- Bassin versant de l'Oued El Guebli	149
VIII.3.2- Bassin versant de l'Oued Zhour	.151
VIII.3.2.1- Caractéristiques du BV de l'Oued Zhour	.151
VIII.3.2.2- Données physico-chimiques du BV de l'Oued	
Zhour	151
VIII.3.3- Bassin versant de l'Oued Nil	153
VIII.3.3.1- Paramètres du BV de l'Oued Nil	154
VIII.3.3.2- Acquisition des analyses chimique	155
VIII.4- Conclusion	156
Conclusion générale	158
Recommandations	160
Références bibliographiques	162
Annexe I	178
Annexe II	.179
Annexe III.	181

<u>Résumé</u>

Au cours de leur histoire géologique complexe, les formations géologiques du massif de Petite Kabylie en Algérie ont subi des transformations métamorphiques et une succession d'évènements tectoniques bouleversant la mise en place des formations géologiques et perturbant les limites géométriques entre ces formations. Une altération d'origine météorique et mixte s'est développée sur le substrat métamorphique hétérogène à dominance gneissique. Cette altération a produit d'importants dépôts de kaolinite. Dans ce travail, nous avons étudié en particulier les profils d'altération de trois régions différentes, caractérisées par les mêmes conditions bioclimatiques : Tamazert, Hadj Ali et Chekfa. L'échantillonnage avait pour objectif : 1) d'évaluer le degré d'altération de chaque profil, 2) d'identifier l'origine de l'altération par le biais de la géochimie des éléments majeurs et traces et 3) de caractériser les produits d'altération en terme de minéralogie (DRX, ESEM/EDS, ATG), granulométrie laser, et propriétés géotechniques (limites d'Atterberg).

Les bilans géochimiques montrent la mobilité de tous les éléments chimiques analysés au cours du processus d'altération. Certains éléments sont totalement ou partiellement évacués tels que Na, Ca et K respectivement, avec des proportions variables d'un profil à l'autre, voire au sein d'un même profil ; les éléments tels que Al, Mg, Fe et REE sont plutôt enrichis. Le rapport SiO₂/Al₂O₃ est supérieur à 2 dans les trois profils, il est un peu loin de la valeur de la kaolinite pure (1.54).

Les indices d'altération chimique appliqués dans cette étude ont permis d'évaluer et de comparer le degré d'altération des profils ; certains de ces indices ne présentent pas une aptitude d'application pour ce type de contexte géologique. Seul, WIP (weathering index of parker, 1970) donne des résultats significatifs pour les trois profils. Sur la base de ces résultats, le profil le mieux altéré est celui de Tamazert (WIP = 5557) suivi de celui de Hadj (WIP = 4282) Ali et enfin celui de Chekfa (WIP = 3789).

Le comportement géochimique des éléments en traces est identique dans les trois profils. Les rapports des éléments en traces (Zr vs TiO₂), (Cr + Nb) vs (Ti + Fe) et (Ti + Fe) vs (Cr + Nb) permettent de distinguer deux origines pour le kaolin. L'origine supergène est la plus fréquente dans les trois profils tandis qu'une origine mixte (supergène et hypogène) est observée pour les échantillons (T3, T4, H2, H3, H4, H5 et C2, C3). Au cours du processus d'altération, les terres rares (REE) s'accumulent dans les profils d'altération avec un léger fractionnement des LREE par rapport aux HREE.

Les produits d'altération montrent des similitudes minéralogiques entre les trois profils. Le cortège des minéraux argileux est caractérisé par la dominance de la kaolinite. L'illite, les smectites ainsi que la chlorite sont présentes, mais, en quantité non significative et seulement dans quelques échantillons. Les méthodes analytiques complémentaires à la diffraction des rayons X (DRX) confirment le caractère kaolinitique de l'argile issue de l'altération des feldspaths dans les trois profils.

L'altération chimique des différents types de roches est responsable d'une part de la dissolution de certains minéraux (microcline, orthose, albite et micas) avec libération d'éléments chimiques (Na, Ca, K, Cd, Cu, Pb...), dont une partie est infiltrée dans les nappes d'eaux souterraines ; l'autre partie des éléments libérés est transportée en solution pour atteindre les plages où se combinent avec les sédiments pour former de nouveaux minéraux ; d'autres part, les minéraux résistant à l'altération sont transportés sous forme de particules solides et constituent des concentrations de type placers.

Mots clés: Géochimie, Météorisation, Altération, Minéralogie, Kaolin, Petite Kabylie.

Abstract

During complex geological history, the formations of the Petite Kabylie massif underwent metamorphic transformations and succession of tectonic events disrupting the setting of geometric limits between the formations by placing on surface the rocks are born in depth. On this heterogeneous metamorphic context with gneiss dominance, meteoric alterations was superposed and produce kaolinized profiles in three different regions and even bioclimatic conditions (Tamazert, Hadj Ali and Chekfa).

The samples from the alteration profiles were studied in two ways: 1) - to assess the degree of alteration in each profile and to identify the origin of the alteration through the geochemistry of the major elements and traces. 2) - Characterization of alteration products by several methods such as DRX; ESEM / EDS; ATG; laser granulometry; and geotechnical testing (Atterberg limits). The various geochemical balances calculated show that; no chemical element is stable during the alteration process. Some elements are partially or totally evacuated with proportions varying from one profile to another and even within the same profile, others are enriched. The SiO₂ / Al₂O₃ ratio is greater than 2 in the three profiles, and rarely close to the pure value (1.54) of the kaolinite.

The chemical weathering indices applied in this study made it possible to evaluate and compare the degree of alteration of the profiles; some of these indices do not have an aptitude for application for this type of geological context. Alone, WIP which gives significant results for all three profiles. On the basis of these results, the better altered profile is that of Tamazert (WIP = 4281) followed by that of Hadj Ali (WIP = 5557) and finally that of Chekfa (WIP = 3789). The geochemical behavior of the traces elements is identical in the three profiles with some exceptions concerning the evacuation or the accumulation of certain elements in a profile and is depleted in another profile. The ratios of calculated trace elements (Zr *vs* TiO₂), (Cr + Nb) *vs* (Ti + Fe) and (Ti + Fe) vs (Cr + Nb) made it possible to distinguish two possible origins of kaolin: a supergene origin dominates the samples of the three profiles and a mixed origin (supergene and hypogen) for some samples (T3,T4, H2, H3, H4, H5 et C2, C3). The REEs are accumulated in the weathering profiles; LREE show a slight fractionation with respect to HREE during the alteration process. Characterization of weathering products shows mineralogical similarities between the three profiles.

Clay minerals are characterized by dominance of kaolinite and illite, smectites and chlorite are accidentally in some sample in insignificant amounts. The analytical methods

complementary to the DRX confirm the kaolinitic character of the clay resulting from the alteration of the feldspars in the three profiles.

The direct effect of chemical alteration on the different types of rocks, on the one hand, causes the mineralization of the minerals which is highly sensitive to alteration and the release of the chemical elements (Na, Ca, K, Cd, Cu, Pb...) that are infiltrated into the water bodies or Combine with the sediments of the rivers, on the other hand, the minerals resistant to alteration are transorpted in solid mass and constitute concentrations of the placing type.

Key words: geochemistry, weathering, alteration, mineralogy, kaolin, petite kabylie.

ملخص

خلال تاريخها الجيولوجي المعقد مرت الصخور المشكلة لجبال القبائل الصغرى بعدة تحولات جيولوجية وأحداث تكتونية متعاقبة، ما أدى إلى تداخل الحدود الهندسية للصخور المشكلة لهذا الماسيف؛ وفي هذا السياق الجيولوجي المعقد وغير المتحانس تشكلت معاطف الكاولينيت بفعل عملية التجوية في ثلاث مناطق مختلفة: (تمازرت – الحاج علي- الشقفة).

العينات التي تركز عليها هذه الدراسة تم جمعها من المعاطف الثلاثة، ودراستها بطريقتين:

- تقييم درجة الضرر الناتج عن عملية التجوية في كل معطف، وتحديد أصل التجوية من خلال دراسة جيوكيميائية للعناصر الأساسية والعناصر الثانوية.
 - استعمال تقنيات متعددة من أجل معرفة خصائص المواد النابحة عن عملية التجوية.

المعايير الجيوكيميائية المحسوبة تؤكد عدم وجود أي عنصر كيميائي مستقر أثناء عملية التجوية.

كل العناصر الكيميائية تعرضت لعملية الهجرة بطريقة كلية أو جزئية.

نسب هجرة العناصر متفاوتة من معطف إلى آخر، وفي المعطف نفسه.

النسبة SiO₂ /Al₂O₃ أكبر من (2) في معظم الحالات، ونادرا ما تقترب من نسبة الكاولينيت النقى (1.54).

مؤشرات التجوية الكيميائية المطبقة في هذه الدراسة سمحت بمعرفة درجة التجوية ومقارنتها في كل معطف، بالرغم من أن بعض هذه المؤشرات لم تعط نتائج مرضية.

بناءً على نتائج هذه المؤشرات الكيميائية يمكننا تصنيف درجة التجوية في كل معطف، حيث إن معطف (تمازرت) أكثر تجوية، ثم يليه معطف (الحاج علي)، وفي الأخير معطف (الشقفة).

من خلال الاعتماد على بعض العناصر الكيميائية الثانوية تم تحديد أصل الكاولينيت في مختلف المعاطف:

- 1- نشأة ناتجة عن التجوية الحيوية.
- 2- نشأة مختلطة بين التجوية الحيوية والتجوية الناتجة عن المياه الساخنة الباطنية.

كلمات مفتاحية: جيوكيمياء, تأكل, تأكل جوي, كاولن, مينيرالوجي, القبائل الصغري

<u>Liste des figures</u>

Fig.1. Carte géologique et structurale du Nord Algérien (Durand-Delga, 1969; Vila, 1980)5
Fig.2. Situation du massif de Petite Kabylie dans la Chaîne Alpine Occidentale6
Fig.3. Situation du massif de Petite Kabylie dans le domaine interne10
Fig.4. Carte géologique montrant les trois unités principales (Mahdjoub, 1991)13
Fig.5. Position géographique des sites étudiés dans le massif de Petite Kabylie14
Fig.6.Esquisse géologique de la région Béni Bélaid-Béni Férguène (Roubault, 1934; Sonarem
1968; Amri, 1996; Kehal, 1997), légèrement modifiée17
Fig.7. Esquisse géologique de la région de Chekfa (carte géologique d'El-Milia N°29)18
Fig.8a. Profils d'échantillonnage du site de Tamazert (Source : Google earth)19
Fig.8b. Profil d'échantillonnage du profil de Hadj Ali19
Fig.8c. Profil d'échantillonnage du site de Chekfa (Source : Google earth)20
Fig.9. Différentes techniques d'analyses des minéraux argileux
Fig.10. Schéma simplifié de diffraction des rayons X (DRX)21
Fig.11. Schéma illustrant la diffraction d'un faisceau de rayons X (Barraud 1960)23
Fig.12: Préparations désorientées des argiles pour la DRX (méthode back-side)23
Fig.13. Préparations des lames d'argiles orientées (AGEs)24
Fig.14. Système de diffraction de rayon X, AGEs Département de Géologie, ULg25
Fig.15. Spectromètre infrarouge de type Nicolet NEXUS
Fig.16. Microscope électronique à balayage, ESEM/EDS
Fig.17. Méthode de calcul de la surface spécifique
Fig.18. Appareil de Casagrande pour le calcul de (W _L)
Fig.19. Méthode des rouleaux pour calculer (W _P)
Fig.20. Granulomètre Laser Malvern Mastersizer 2000
Fig.21. ICP/OES 6500 radial ThermiFisher
Fig.22. ICP/MS X7 ThermoFisher
Fig.23. Schéma de principe de l'ICP/MS
Fig.24. Altération physique40
Fig.25. Haloclastie (cristallisation de sel) d'une croûte calcaire en milieu évaporitique40
Fig.26. Diagramme d'ordre d'altérabilité des minéraux, (Goldisch,1938 et
Benrner and Berner, 198745
Fig.27. Partition eau de surface-eau souterraine en fonction de la perméabilité du massif
(Parriaux, 2006)

Fig.28. Représentation schématique de l'influence des zones climatiques sur l'épaisseur	
relative des couches néoformées	50
Fig.29. Principaux facteurs de l'altération : climat, roche mère et topographie	
(Beauchamp, 2002)	.51
Fig.30. Organigramme résumant le processus de l'altération chimique (Fooks et al., 1988).	53
Fig.31. Photos de lames minces montrant le degré d'altération dans (profil de Tamazert)	57
Fig.32. Représentation graphique des changements absolus des éléments majeurs (profil de Tamazert)	; 61
Fig.33. Représentation graphique des changements absolus des éléments majeurs (profil de	•
Hadj Ali)	62
Fig.34. Représentation graphique des changements absolus des éléments majeurs (profil de	•
Chekfa)	63
Fig.35. Représentation graphique des changements absolus des éléments traces (profil de	
Tamazert)	64
Fig.36. Représentation graphique des changements absolus des éléments traces	
(profil de Hadj Ali)	.65
Fig 37. Représentation graphique des changements absolus des éléments traces (profil de	
Chekfa)	66
Fig.38. Diagramme normalisé des éléments majeurs et traces (profil de Tamazert)	68
Fig.39. Diagramme normalisé des éléments majeurs et traces (profil de H. Ali)	69
Fig.40. Diagrammes normalisé des éléments majeurs et traces (profil de Chekfa)	70
Fig.41. Structure de la kaolinite (Xhite, 1999)	74
Fig.42. Structure de la muscovite, (Xhite, 1999)	74
Fig.43. Différentes possibilités d'interstratification au sein des phyllosilicates avec deux	
ou trois composants Fig 44 Structure de la chlorite (White 1999)	75
Fig 45 Diffractogramme DRX de la roche saine	.70
Fig 46 Diffractogramme DRX (Tamazert)	.77
Fig 47 Diffractogramme DRX (Hadi Ali)	.07
Fig.48 Diffractogramme DRX (Chekfa)	
Fig 49 Comparaison minéralogique à partir des diffractogrammes DRY	
Fig 50 Effet des traitements (éthylène alveol et chauffage) sur la position des réflections	.07
(Thorez 1986)	۵n
Fig 51a Diffractogramme DRX de la fraction (< 2µm) site de Tamazert	
1 15.5 ru. Diffuetogrumme DIVI de la maction (< 2 µm), site de l'umazert	

Fig.51b. Diffractogramme DRX de la fraction (< 2µm), site de Hadj Ali	91
Fig.51c. Diffractogramme DRX de la fraction (<2µm), site de Chekfa	91
Fig.52. Minéralogie totale (Tamazert)	93
Fig.53. Composition en minéraux argileux (Tamazert)	93
Fig.54. Composition Minéralogie totale (Hadj Ali)	94
Fig.55. Composition en minéraux argileux (Hadj Ali)	94
Fig.56. Composition minéralogie totale (Chekfa)	94
Fig.57. Composition en minéraux argileux (Chekfa)	94
Fig.58. Spectre IR (site de Tamazert)	97
Fig.59. Spectre IR (site de Hadj Ali)	98
Fig.60. Spectre IR (site de Chekffa)	98
Fig.61a. Images ESEM de kaolinite	99
Fig.61b. Image ESEM (Hadj Ali)	99
Fig.61c. Image ESEM (Chekfa)	99
Fig.62a. Spectre EDS (Tamazert)	99
Fig.62b. Spectre EDS (Hadj Ali)	99
Fig.62c. Spectre EDS (Chekfa)	99
Fig.63. Distribution granulométrique dans les échantillons analysés	101
Fig.64. Classification granulométrique des matériaux argileux dans le diagramme de Win	kler
(Winkler, 1954)	101
Fig.65. Thermogramme TGA des échantillons	102
Fig.66. Variation des indices d'altération chimiques en fonction du degré de l'altération	
(profil de Tamazert)	.112
Fig.67. Variations des indices d'altération chimique en fonction du degré de l'altération	
(profil de Hadj Ali)	113
Fig.68. Variations des indices d'altération chimique en fonction du degré de l'altération	
(profil de Chekfa)	114
Fig.69. Position des échantillons dans le diagramme ternaire Si-Al-Fe (Hill et al., 2000)	115
Fig.70. Diagrammes empiriques de progression de l'altération (profil de Tamazert)	.117
Fig.71. Diagrammes empiriques de progression de l'altération (profil Hadj Ali)	118
Fig.72. Diagrammes empiriques de progression de l'altération (profil Chekfa)	.120
Fig.73a. Spectres de Terres rares normalisées (profil de Tamazert)	133
Fig.73b. Spectres de terres rares normalisées (profil de Hadj Ali)	134
Fig.73c. Spectres de terres rares normalisées (profil de Chekfa)	135

Fig.74a. Diagramme binaire (Zr vs TiO ₂)	138
Fig.74b. Diagramme binaire (Ti+Fe) vs (Cr+Nb)	138
Fig.74c. Diagramme binaire (Ba+Sr) vs (Ce+La+Y)	139
Fig.75. Carte de localisation des sites étudiés et principaux oueds de la partie orientale	
de la Wilaya de Jijel (Durand Delga, 1955, légèrement modifiée)	143
Fig.76. Carte des sous bassins versants de l'Oued El Guebli	144
Fig.77. Limites du bassin versant de l'Oued Zhour au site du barrage projeté et réseau	
hydrographique	146
Fig.78. Bassin versant de l'oued Nil	150
Fig.79. Caractéristiques physico-chimiques des eaux de l'Oued Saayoud en amont	151

Liste des tableaux

Tableau 1: Classification des flux d'altération des minéraux (Meyer et al., 2009)	45
Tableau 2 : Altération et types de sols selon le climat (Beauchamp, 2002)	49
Tableau 3 : Classification des roches en fonction de l'état d'altération (d'après Fookes	
et al., 1971)	52
Tableau 4: Grade d'altération et caractéristiques pétrographiques des échantillons	56
Tableau 5 : Analyses chimiques des éléments majeurs et en traces (profil de Tamazert)	61
Tableau 6 : Analyses chimiques des éléments majeurs et en traces (profil de Hadj Ali)	62
Tableau 7 : Analyses chimiques des éléments majeurs et en traces (proil de Chekfa)	63
Tableau 8 : Pourcentages des changements absolus des éléments majeur	
(profil de Tamazert)	65
Tableau 9: Pourcentages des changements absolus des éléments majeurs	
(profil de Hadj Ali)	66
Tableau 10 : Pourcentages des changements absolus des éléments majeurs	
(profil de Chekfa)	67
Tableau 11: Pourcentages des changements absolus des éléments traces	
(profil de Hadj Ali)	68
Tableau 12: Pourcentages des changements absolus des éléments traces	
(profil de Chekfa)	69
Tableau 13: Concentrations normalisées des éléments majeurs (profil de Tamazert)	70
Tableau 14: Concentrations normalisées des éléments en traces (profil de Tamazert)	72
Tableau 15 : Concentrations normalisées des éléments majeurs (profil de Hadj Ali)	72
Tableau 16 : concentrations normalisées des éléments en traces (profil de Hadj Ali)	73
Tableau 17: Concentrations normalisées des éléments majeurs (profil de Chekfa)	73
Tableau 18: Concentrations normalisées des éléments en traces (profil de Chekfa)	74
Tableau 19 : Principaux groupes de phyllosilicates	74
Tableau 20: Pays producteurs de kaolin de l'Union Européenne (1994)	79
Tableau 21: Réserves et production mondiale de kaolin	82
Tableau 22: Réserves et production mondiale de kaolin	83
Tableau 23 : Utilisations industrielles du kaolin	84
Tableau 24: Spécifications pour les produits standards de qualité "couchage" pour l'indu	strie
de papier (Elzea Kogel J. 2002)	85
Tableau 25: Production du kaolin 2001-2005 (Hetherington et al 2007)	88

Tableau 26: Composition minéralogique totale (en %) du site de Tamazert	97
Tableau 27: Pourcentage des minéraux argileux (site de Tamazert)	98
Tableau 28: Composition minéralogique totale (en %) du site de Hadj Ali	98
Tableau 29 : Pourcentage des minéraux argileux (site de Tamazert)	98
Tableau 30: Pourcentage des minéraux argileux (site de Chekfa)	99
Tableau 31: Composition minéralogique totale (en %) du site de Chekfa	99
Tableau 32: Facteurs correctifs, (D'après Cook et al., 1975)	102
Tableau 33 : Bandes d'absorption en (Cm ⁻¹) des spectres IR de kaolinite et d'ahalloysite	2
d'après Farmer (1974) et Van Der Marel &Beutelspacher (1976)	105
Tableau 34: Distribution granulométrique	107
Tableau 35: Résultats de la CEC et Ss de (Tamazert, Hadj Ali et Chekfa)	109
Tableau 36: Surface spécifique et CEC de quelques minéraux argileux (Morel, 1996)	115
Tableau 37 : Résultats des essais géotechnique	116
Tableau 38: Formules des indices chimiques avec leurs références	118
Tableau 39: Résultats des indices d'altération (profil de Tamazert)	119
Tableau 40 : Résultats des indices d'altération (profil de Hadj Ali)	120
Tableau 41: Résultats des indices d'altération (profil de Chekfa)	121
Tableau 42: Résumé des indices d'altération (D'après Price & Velbel, 2003)	123
Tableau 43: Paramètres statistiques des indices d'altération (profil de Tamazert)	124
Tableau 44: Paramètres statistiques des indices d'altération (profil de Hadj Ali)	130
Tableau 45: Paramètres statistique des indices d'altération (profil de Chekfa)	132
Tableau 46: Teneurs de terres rares (en ppm), de Tamazert	133
Tableau 47: Teneurs de REE (en ppm), profil de Hadj Ali	137
Tableau 48: Teneurs de terres rares (en ppm), profil de Chekfa	138
Tableau 49: Paramètres physiques du bassin versant de l'Oued Zhour	139
Tableau 50: Caractéristique physico-chimiques des eaux souterraines du bassin versant	
de Oued Zhour	152
Tableau 51: Paramètres physiques du bassin versant de Oued Nil.	155

<u>Dédicaces</u> Ce travail est dédié :

A la mémoire de mon très cher Père

Puisse Dieu, le Tout Puissant l'accueille dans son vaste paradis N'challah

A ma très chère mère, Fatima.

A ma chère femme, Meriem.

A mes filles, Cécile et Liliane.

A mes neuveux et nièces: Mohamed , Chaïma, Abd El Bari et Nour.

A mon frère, Nacer.

A mes sœurs, Djamila et Menouba.

A tous ceux qui me sont chers.

REMERCIEMENTS

Il m'est très agréable d'exprimer ici ma reconnaissance à tous ceux qui, d'une manière ou d'une autre, ont contribué à l'aboutissement de ce travail.

En premier lieu, je tiens à exprimer ma gratitude envers le professeur BOUABSA Lakhdar, mon directeur de thèse qui m'a proposé ce sujet de recherche à double intérêts, scientifique et économique, avec confiance de le bien entretenir. C'est avec lui que j'ai ouvert mes yeux sur le domaine des argiles et des altérations. Je lui suis très reconnaissant pour sa confiance et sa patience, ses conseils avisés et son soutien moral durant toutes ces années de préparation de cette thèse.

Je remercie également, le Professeur CHAAB Salah, mon co-directeur de thèse, pour ses conseils pertinents, surtout dans la partie hydrogéologie.

Je souhaite ensuite faire part de ma gratitude envers la professeure Nathalie Fagel de (l'ULg- Belgique), pour son engagement dans la co-direction de cette thèse, comme codirectrice de thèse à l'étranger et pour son accueil chaleureux à trois reprises (2010, 2011 et 2012) au sein de son Unité de Recherche (AGEs), c'est à ce moment-là que les portes se sont ouvertes pour mieux préparer cette thèse. Malgré son emploi du temps très chargé, elle s'est rendue toujours disponible pour répondre à mes questions, m'orienter et m'ouvrir d'autres portes par ses divers contacts avec d'autres laboratoires.

Je tiens à remercier le professeur CHOUABI Abd El Madjid de l'Université d'Annaba pour l'honneur qu'il me fait de particper et présidé le jury de soutenance. Mes reconnaissances vont égalment aux professeurs menmbres de jury: CHEBBAH Mohamed du Centre Universitaire de Mila; BOUREFIS Ahcène de l'Université de Constantine 1; DJERAB Abderrezak de l'Université de Guelma, qui m'ont fait honneur de lire et examiner ce travail.

Mes remercients vont également à mon ami LAMOURI Bachir, avec qui j'ai traversé ces années d'étude en post-graduation (préparation du Magistère, puis la préparation de cette thèse) et surtout durant le stage de longue durée à lUlg.

Je remercie également mes collègues de l'unité de recherche AGEs, avec qui j'ai traversé ces 18 mois de stage. Ils m'ont aidé et encouragé sans compter et m'ont offert de bons moments, D^r Meriam El Ouahabi, D^r Jacques Richard Mache.

Je tiens à remercier les techniciens (Ing. Joel Otten, Nicolas Delmelle) et les secrétaires du Département de Géologie (Mme Joelle Schmetz et Mariella Guadagnago).

Mes remerciements vont également au personnel de la société SOALKA d'El Milia, en particulier M^r Loudjani Fouad, directeur de l'unité; Boudmagh Hocine, ingénieur en électromécanique; Boulahdid Hocine, ingénieur de mine et Keroum Brahim, ingénieur en géologie.

Je souhaite également remercier toutes les personnes que je n'ai pas encore cité mais qui ont cependant répondu à mes interrogations, m'ont conseillé, se sont rendues disponibles pour m'aider. Que ceux que j'ai oubliés me pardonnent.

Merci à ma petite famille, qui a fait preuve de beaucoup de patience et de résignation, malgré les moments difficiles à qui j'ai inspiré le courage de mener ce travail à son terme.

INTRODUCTION GENERALE

Les roches de l'écorce terrestre mise en surface sont en contact permanant avec l'atmosphère, l'hydrosphère et la biosphère. Ces roches subissent des transformations et des modifications physiques et chimiques par divers processus. Les processus physiques fragmentent les roches sans modifications dans leur chimisme, au contraire, les processus chimiques attaquent directement le réseau cristallin des minéraux ce qui provoque la libération des éléments bénéfiques ou partiellement toxiques dans les différents systèmes (sols et eaux) qui constituent la principale source de vie pour les êtres vivants sur terre. Les agents climatiques, topographique, lithologiques et le temps sont les principaux facteurs qui contrôlent le processus d'altération chimique. Les produits ultimes de cette altération sont restés en place (in situ) pour former des dépôts primaires ou drainés par les eaux de surface et forment des dépôts secondaires.

Dans ce travail, nous avons analysé les produits d'altération chimiques de trois profils kaolinisés (Tamazert, Hadj Ali et Chekfa) développés sur un socle (socle du massif de la petite kabylie) métamorphique hétérogène à dominance gneissique. Cette altération de type kaolinisation, est probablement due aux perturbations climatiques affectant le bassin méditerranéen durant le miocène ou aux plutonismes qui recoupe l'édifice des Beni-Ferguène ? Le produit résiduel de l'altération « in situ » est une argile de type kaolinite dérivée de la dégradation des feldspaths constituant les roches mères. Les profils kaolinitisés sont subdivisés en quatre grands ensembles différenciés par leur intensité d'altération. Le premier ensemble (kaolin sableux) est un sol blanc meuble où la structure originale a disparu; le deuxième ensemble, formé de roches moyennement à fortement altérées et gardent la structure originale : ce type de roches est appelé « saprolite ». Le troisième ensemble formé de gros blocs rocheux fissurés dont la structure originale est conservée, est faiblement touché par l'altération surtout dans sa partie basale. Enfin, le quatrième ensemble, constitué par une roche massive compacte (roche mère).

L'altération provoque l'évacuation des éléments qui sont plus mobiles tels que Na, Ca, As, U, Rb dans les solutions et seront libérés dans l'environnement. Certains de ces éléments -les plus mobiles- forment de nouveaux minéraux tandis que les autres éléments incompatibles ou faiblement liés, tels que Cs, Ba, U, et Rb, sont évacués de leur roche mère et libérés dans les sols et les eaux. Les éléments immobiles restent sur place et sont retenus dans les produits d'altération, soit adsorbés à la surface des minéraux néoformés, soit absorbés aux seins de leur réseaux cristallins.

Cette thèse est divisée en huit chapitres. Le premier chapitre est dédié à la présentation du cadre géologique régional et local, en précisant la position géo-structurale de la chaîne des maghrébides dans le domaine interne, ainsi que la position des sites d'étude dans le massif de la petite kabylie. Le deuxième chapitre est réservé à la description des techniques analytiques que nous avons utilisé ainsi que l'échantillonnage. Le troisième chapitre est consacré à la description pétrographique des profils d'altération à travers l'étude microscopique des lames minces. Le quatrième chapitre est dédié à une recherche bibliographique sur les altérations. Le cinquième chapitre est dédié au calcul des différents bilans de masses en comparant les résultats entre les profils. Le sixième chapitre est consacré d'une part, à l'évaluation du degré d'altération dans les profils par l'utilisation d'un certain nombre d'indices d'altération chimique et d'autre part, déterminer l'origine de l'altération qui a conduit à la formation des gisements de kaolin par le biais des diagrammes de discrimination entre l'origine hypogène et l'origine supergène. Le septième chapitre est dédié à la caractérisation des produits d'altération des trois profils pour des éventuelles utilisations industrielles. Dans ce chapitre plusieurs techniques analytiques ont été mises en œuvre. Le huitième chapitre est une synthèse de travaux hydrogéologique réalisés dans les bassins versants où les sites (profils) kaolinisés sont localisés. Dans ce chapitre, et par manque de données d'analyses chimiques des eaux de sources dans les différents sites, j'ai tenté d'effectuer une réeinterprétation des données disponibles en les coincidant avec la lithologie de chaque site.

Les objectifs de cette étude sont de combiner la pétrographie, la géochimie et la minéralogie des produits d'altération et celle de la roche de mère pour comparer le degré d'altération dans chaque profil et de déterminer l'origine du kaolin (météorique ou hydrothermale). A cette fin des bilans géochimiques ont été calculés pour chaque profil d'altération en utilisant les concentrations des éléments majeurs, ainsi que divers indices d'altération chimique ont été utilisés pour évaluer le degré d'altération de chaque profil : le Ruxton ratio (R), l'indice chimique d'altération (CIA), l'indice chimique des vieillissement (CIW), l'indice de vieillissement de Parker (WIP), l'indice d'altération des plagioclases (PIA), l'indice résiduelle de Vogt (V), l'indice de la silice-titane et le facteur de lixiviation (L.F). Certains éléments en traces sont utilisés pour éclaircir la redistribution de ces éléments dans les produits d'altération et d'examiner d'éventuelles concentrations anomales qui nécessite leur

exploitation comme minerai secondaire. La minéralogie permet d'identifier les phases minérales néoformés (argileux) et de les quantifier (quantification semi quantitaive). Une étude de valorisation et de caractérisation des kaolins a été aussi réalisée.

I. CADRE GEOLOGIQUE

I.1- carde géologique régional

I.1.1- Position géo-structurale de l'Afrique du nord dans la chaine tellienne

Les massifs kabyles sont traditionnellement considérés comme le substratum des zones internes de la chaîne tellienne, tronçon algérien de la chaîne alpine des maghrébides (Fig. 1). Cette dernière s'étend linéairement le long du littoral méditerranéen sur plus de 1200 km, du Rif au Calabre.

I.1.2- Unités structurales de la chaîne tellienne

La chaîne tellienne des maghrébides est subdivisée en unités structurales issues de trois domaines paléogéographiques. (1) Les unités structurales issues des domaines internes [«]Al Ka Pe Ca [»]. Il s'agit des unités cristallophylliennes du « socle kabyle », des unités de la [«] dorsale kabyle [»] (Durand Delga, 1969), et domaine continental aminci avec sa couverture mésozoïque à tertiaire. (2) Les unités issues des bassins de sédimentation des flyschs, alimentés depuis le crétacé jusqu'à l'éocène supérieur par le domaine interne. Les principales unités sont représentées par les séries maurétaniennes et massyliennes. (3) Les unités issues du domaine externe ; ce domaine constitue la marge téthysienne du continent africain. Leur sédimentation mésozoïque à tertiaire est supposée d'affinité africaine. Les formations détritiques postérieures au lutétien. Parmi ces formations détritiques recouvrant les unités telliennes, on peut citer : Le Nummulitique II (Raoult, 1974) qui est gréso-micacé et forme la couverture de la dorsale calcaire et du flysch maurétanien ; l'oligo-miocène kabyle (OMK), qui est la couverture du socle kabyle ; le numidien sédimenté sur le domaine tellien externe.

Les massifs cristallophylliens internes de la chaîne tellienne, de la chaîne béticorifaine et de la chaîne péloritano-calabraise, sont classiquement regroupés en un seul domaine à la jonction de la plaque européenne et africaine. Un débat est liée au nombre de sillons (un ou deux) et à leur position par rapport au domaine considéré est entamé depuis le siècle dernier: Deux hypothèses ont été avancées et chacune est défendue par un nombre d'auteurs.

La première hypothèse défendue par (Durand Delga, 1969; Raoult, 1974; Bouillin, 1979 et Vila, 1980); est basée sur l'existence d'un seul sillon. Le domaine continental est rattaché à l'Europe ; et appelé sous plaque « méso-méditerranéenne » (Durand Delga et Fontebote,1981).

La deuxième hypothèse, (Andrieux et Djellit, 1989 ; Coutelle et Duee, 1984), est basée sur l'existence de deux sillons. Le domaine considéré est appelé « domaine médiane continental » et rattaché à l'apulie [«] Afrique [»].

La désignation (Al Ka Pe Ca), Alboran – Kabyle – Péloritain – Calabre a été proposée par Bouillin et al., 1986. C'est à dire le domaine océanique unique qui est situé en position externe (Sud) et se relie à l'Est au sillon liguro-piemantais.

Actuellement le domaine (Al Ka Pe Ca) est représenté par des petits massifs isolés, parfois situés à plus de 1000 km les uns par rapport aux autres.

L'ouverture de l'atlantique a joué un rôle important sur l'évolution de la chaîne des maghrébides: le tel et le rif se trouvant pris entre les marges continentales européenne et africaine (Andrieux et al., 1971 ; Bijou-Duval, Dercourt, Lepichon, 1977 ; Taponnier, 1977 ; Turpin, 1983 ; Wildi, 1983 ; Dercourt et al.,1985). La chaîne tellienne est considérée comme un exemple type de chaîne de coulissage (Turpin, 1983).



I.1.3- Cadre géologique régional

I.1.3.1- Position de la petite kabylie dans la chaîne tellienne

Le massif de la petite Kabylie est situé en position septentrionale du domaine interne de la chaîne tellienne (fig. 1). Il s'étend le long du littoral méditerranéen sur plus de 150 km entre la région de Jijel à l'Ouest et le massif de Filfila (Skikda) à l'Est, avec une extension N-S de 50 km, il constitue l'affleurement le plus important des terrains cristallophylliens de la côte algérien.



I.1.3.2- Dispositif structural alpin du massif de Petite Kabylie

Les travaux antérieurs sur la petite Kabylie montrent l'existence d'un contact anormal majeur entre l'ensemble cristallophyllien Kabyle (Nappe de socle) et l'ensemble infra-Kabyle qui est constitué par les unités maurétaniennes, massyliennes et telliennes (fig.1 et 2), D-Delga, 1969; Bouillin, 1979; Vila, 1980. Le massif de petite Kabylie est caractérisé par deux particularités.

- 1- La superposition de la nappe de socle sur les unités flyschoïdes qui est montrée par les fenêtres de (Filfila, Safia et Beni Touffout ; fig.1 et 2). Ce recouvrement constitue la principale caractéristique du massif de Petite Kabylie.
- 2- La présence d'intrusions granitiques recoupant l'édifice des nappes alpines. Il s'agit des granites affleurant dans le massif de Bougaroun, des Beni Touffout et de Filfila ; leur source est à dominance crustale avec une mise en place superficielle à (P = 2kb et T° = 700 et 800°C) (Ouabadi, 1994 ; Bouabsa et al., 2005 ; Satouh, 2007). L'effet thermique des granites à cordiérite (cap de Bougaroun) est responsable d'une auréole de métamorphisme affectant aussi bien les séries du socle que les unités mésozoïques à langhiennes qu'ils traversent (Raoult, 1934 ; Bouillin, 1979, 1983 ; Ouabadi, 1994).

L'épimétamorphisme des unités infra-kabyles et la rétromorphose de la base du socle (massif de Texenna, par exemple), sont la conséquence d'un chevauchement plurimétrique alpin. Le soubassement des flyschs maurétaniens (ou Jurassique) est largement engagé sous la nappe de socle où il est fortement déformé et métamorphisé dans le faciès schistes verts de haut degré (zone à biotite).

I.1.3.3- Les grands ensembles géologiques de la petite Kabylie

I.1.3.3.1- Le socle Kabyle

Il forme un ensemble charrié sur des terrains mésozoiques et cénozoiques. Il comporte à sa base des gneiss à intercalations de marbre et d'amphibolites. Cet ensemble de base est surmonté par des gneiss œillés, des schistes et micaschistes.

Dans la partie septentrionale de Collo, aux environs de Tamanart, affleure un socle composé de kinzigites et de lherzolites serpentinisées ; ce socle est isolé du reste par le bassin de Collo - Oued Zhour (fig. 3).

Le socle Kabyle était probablement émergé durant tout le secondaire et jusqu'à l'oligocène terminal. En effet les dépôts de l'oligo-miocène Kabyle (Durand-Delga, 1969 ; Bouillin et al, 1973) reposent directement sur le socle par l'intermédiaire d'un niveau conglomératique et des grés micacés daté de l'oligocène terminal. Au-dessus se mettent en place des formations tectono- sédimentaires à débris de flyschs (maurétanien et massylien), ce sont les olistostromes décrits pour la première fois en Algérie par (Durand-Delga, 1969) au Sud du Chenoua à l'Ouest d'Alger puis en petite Kabylie par (Bouillin et Raoult, 1971).

I.3.3.2- L'oligo-miocène et les olistostromes

I.1.3.3.2.1- L'oligo-miocène kabyle (OMK)

Il constitue la couverture sédimentaire transgressive du socle de la petite Kabylie. C'est une formation détritique qui comporte trois termes lithologiques. Un conglomérat discordant sur le socle à la base ; des grés micacés à débris de socle associés à des perlites micacées et des silexites au sommet.

I.1.3.3.2.2- Les Olistostromes

En petite Kabylie les olistostromes ont été décrit pour la première fois par (Bouillin, Raoult, 1971). Ces formations téctonosédimentaires, constituées de flyschs massyliens et maurétaniens, reposent sur l'oligo-miocène kabyle et des passées de grés micacés semblables à ceux de l'OMK peuvent se retrouver intercalées entre les flyschs.

I.1.3.3.3- La dorsale kabyle ou chaîne calcaire

La chaîne (dorsale) calcaire constitue la couverture méridionale du socle Kabyle, elle marque la limite entre ce dernier au Nord et les zones telliennes au Sud. Raoult, 1974, distingue trois domaines paléogéographiques qui sont du nord au sud, la dorsale interne, la dorsale médiane et la dorsale externe. Ces domaines ont un début d'histoire comparable, tout au moins jusqu'au Crétacé moyen (Lahondère, 1987) avec, un épisode continental qui s'achève durant le Trias avec des dépôts de grés et de conglomérats. Ils se traduisent durant le Lias inférieur par une sédimentation calcaire puis par des marno-calcaires colorés à céphalopodes au Lias supérieur (Lahondère, 1987), suivi d'une période à sédimentation condensée et lacuneuse allant du Dogger au Néocomien. Du barrémien à l'Albien les dépôts deviennent exceptionnels, c'est à ce moment que ces trois domaines vont se différencier nettement. Cette chaîne calcaire n'affleure pas dans le secteur d'étude,

- La dorsale interne, caractérisée par une série complète allant du Permo-Trias au Néocomien.
- 2- La dorsale médiane, qui associe des termes du Permo-Trias, au Lias, du Crétacé inférieur et surtout des marnes du Crétacé supérieur au Lutétien inférieur.
- 3- La dorsale externe, caractérisée par des formations détritiques du Crétacé supérieur et de l'éocène inférieur.

I.1.3.3.4- Domaine des flyschs

Deux types de séries de flyschs sont connus depuis les travaux de Glangeaud, (1933) (flyschs Albo-Aptien et flyschs de Guerrouch). Des travaux ultérieurs ont permis de définir deux grands types de flyschs :

I.1.3.3.4.1- Le flysch maurétanien

Il comporte de bas en haut les formations de calcaires fins du thitonique-néocomien, un flysch argilo-gréseux de l'albien moyen, des microbrèches à ciment calcaire d'âge cénomanien, des conglomérats datés depuis le sénonien supérieur jusqu'au paléocène, des calcaires microbréchiques du paléocène au lutétien supérieur.

I.1.3.3.4.2- Le flysch massylien

Bouillin et al., (1971), montrent que le flysch massylien comporte de bas en haut: une série de quartzites associés à des argiles du crétacé inférieur, suivie d'une série de phtanites du néocomien et une série de microbrèches à ciment pélitique du crétacé supérieur et enfin, une série de calcaires à calpionelles du néocomien.

I.1.3.3.4.3- Le Numidien

Le numidien occupe la position structurale la plus haute dans l'édifice structural de la région et comportent de bas en haut : Des argiles dites « argiles sous numidiennes » de couleur verte, rouge ou violacée à Tubotomaculum, des grés à grains de quartz hétérométriques et à dragées de quartz, des argiles à silexites ou encore « argiles supranumidiennes.

I.1.3.3.5- Les séries Telliennes

Les séries telliennes ont été découpées par les phases tectoniques tertiaires en trois grandes unités (Vila, 1980). Elles sont caractérisées par d'épaisses formations à dominante marneuse qui seraient issues du sillon tellien. On distingue les unités suivantes :

Les unités ultratelliennes, dont les formations typiques du crétacé inférieur sont constituées par des marno- calcaires du néocomien au Lutétien. Les unités telliennes sensu stricto, avec un crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes et où les intercalations des faciès néritiques restent modérées du crétacé supérieur à l'éocéne. Les unités péni- telliennes et les unités méridionales à Nummulites, elles sont caractérisées par la prépondérance des faciès néritiques du crétacé supérieur à l'éocène. Ces séries montrent de grandes affinités avec celles de leurs avants- pays méridionaux (le sillon des Sellaoua, les unités sud- sétifiennes et le môle néritique constantinois).

I.1.3.3.6- Le miocène post-nappes

Le miocène post-nappe est caractérisé par deux cycles sédimentaires : - Un premier cycle, constitué de marnes grises ou bleues, transgressives sur les formations précédentes ; - un deuxième cycle dont l'épaisseur ne dépasse pas les 50 m, comprenant essentiellement des grés provenant de la destruction du numidien.

En 1979, Bouillin, propose une structuration de la Kabylie de Collo en trois compartiments :

- Un compartiment Nord-inférieur, constitué par l'empilement de nappes (flysch maurétanien, massylien et tellien) sous le socle kabyle (fenêtre des Beni-Touffout)
- Un compartiment Nord-supérieur, comprenant le socle recouvert en discordance par l'oligo-miocène kabyle et surmonté lui-même successivement par des olistostromes, des formations telliennes et des nappes de flyschs du crétacé-paléogène. Vient ensuite le numidien et enfin le miocène poste-nappe discordant sur l'ensemble.
- Un compartiment structural Sud qui regroupe les formations numidiennes ainsi que des nappes de flyschs maurétanien et massylien superposées aux unités telliennes.



I.1.4- Magmatisme Oligocène-Quaternaire de la marge algérienne

Un volcanisme est bien développé au centre de l'Algérie et à l'Ouest (Oranais), postérieurement aux évènements alpins. Il est de nature calco-alcaline, souvent associé à des granitoïdes de même âge.

A l'Est, c'est à dire en Algérie nord-orientale (Bejaïa – Amizour, El Aouana, région de Collo, Filfila et Cap de Fer), existe une nette prédominance des roches plutoniques (granitoïdes et diorites) sur les roches volcaniques andésites, dacites et rhyolites (Arafa,2007).

Au Cap Djenat à l'Est d'Alger (Raymond, 1976), se mettent en place des basaltes tholeïtiques, des andésites et des dacitoïdes, ainsi que des intrusions plutoniques représentées par des microgranites et granodiorites à biotites plus ou moins amphiboles (Belanteur, 1989). Dans l'Ouest Algérois, à Ténès et Hadjout (Hernandez et Lepvrier, 1979; Aït Hammou, 1987), les laves sont essentiellement des andésites, dacites et rhyolites d'affinité calco-alcaline.

Plus à l'Ouest, les laves miocène de l'Oranais (Megarsti, 1985) correspondent à des rhyolites, andésites et dacites, à tendance calco-alcaline. Elles sont associées à des basaltes alcalins plio-quaternaires.

Selon les données géochronologiques disponibles, l'ensemble de ce magmatisme calco-alcalin semble être le résultat de deux périodes d'activités, l'une aux environs de 22 Ma, et l'autre entre 16 et 13 Ma.

I.1.5- Les unités du socle kabyle S.l

Le socle de petite Kabylie a fait l'objet de deux monographies régionales, (Roubault, 1934 et Durand Delga, 1955). Les travaux de Roubault, (1934) ont porté sur la transversale de Collo. Ceux de Durand Delga, 1955 ont été consacrés à la partie occidentale et méridionale du socle (région de Texenna, Sidi Merouane, Moule Ed Demamen). Ces travaux révèlent la superposition de trois ensembles d'unités principales.

I.1.5.1- Les unités supérieurs ou unités de socle s.s

Ce sont les unités les plus hautes de l'édifice alpin. Elles sont constituées par les mêmes unités lithologiques de Grande Kabylie et le massif d'Alger (Mahdjoub, 1981; Saad Allah, 1981).

I.1.5.1.1- Les parties centrale et orientale de l'édifice supérieur

D'après Mahdjoub (1991), cette partie montre la superposition de trois ensembles lithologiques. Un ensemble inférieur paragneïssique, parfois migmatitique, formant le cœur d'une structure antiforme EW. Ces paragneïss sont surmontés par une alternance de métapélites et de roches carbonatées (bancs de marbres interstratifiés dans les micaschistes). Ces séries sont largement intrudées par des granites orthogneïssifiés (granites à grains fin à moyen, lames granitiques à grands cristaux de feldspaths potassiques et orthogneïss oeillés). Un ensemble intermédiaire constitué par une alternance de grés-quartzites et de métapélites renfermant des lentilles de marbres. Enfin, un ensemble supérieur, constitué de schistes noirs graphiteux, séricitoschistes et chloritoschistes.

Le passage de l'ensemble intermédiaire à l'ensemble supérieur est marqué par les lames d'orthogneiss oeillés (orthogneiss de Skikda à l'Est et orthogneiss de Sidi Mezghiche au sud du massif, Boukaoud, 2007).

I.1.5.1.2- La partie occidentale de Texenna

Elle est caractérisée par la série Khondalito-Kinzigitique de Texenna chevauchant les unités infra-kabyles (Djellit, 1987). Cet ensemble granulitique est surmonté par des schistes noirs, puis par le paléozoïque du massif de Beni Affeur.

I.1.5.2- Les unités des Beni-Ferguene (Oued Zhour)

L'édifice des Beni-ferguène s'étend entre la région de Sidi Abd El Aziz et Beni Bel Aïd à l'Ouest et la région de Kerkera (Sud de Collo) à l'Est. Cet ensemble montre de haut en bas l'empilement de plusieurs sous-unités probablement alpines (Fig .4).

La sous-unité supérieure paragneissique (micaschistes feldspathiques ou gneiss fin), recoupée par des sils d'amphibolites. La sous-unité intermédiaire métapélitique dans laquelle s'intercalent des lames d'épaisseur plurimétrique d'orthogneiss oeillés (dalles d'orthogneiss) et de granite à sillimanite. La sous unité inférieure formée par alternance de métapélites claires, de métapélites sombres, lentilles de pyroxénites et granite à grain fin orthogneissifiés et à couronne de grenat.

Cet édifice est chevauché au Sud par l'édifice supérieur (unité de socle s.s) et recouvert au Nord par les formations nummidiennes, l'OMK et les olistostromes de flyschs. Le pluton granitique de Beni Touffout traverse l'ensemble des formations de cet édiffice.

Une des particularités de cet édifice réside dans la superposition de deux métamorphismes M1 (BP) et M2 (HP), où on note un remplacement des paragénèses minérales de BP par des paragénèses minérales de HP. (Andalousite ——> Disthène). (Mahdjoub, 1991).

Dans cet édifice, comme dans l'édifice supérieur (unité de socle s.s) deux déformations majeures superposées (D1 et D2) ont été mises en évidence :

D1, de direction NW associée au métamorphisme synschisteux M1 à (BP) est synchrone à la mise en place des granites tardi-hercynien (intrusif dans les deux édifices). D2, de direction subméridienne prédomine dans les unités de Beni-ferguène, où elle s'accompagne d'un métamorphisme de faciès amphibolites de type Barrovien M2 (HP). On note que l'intensité de déformation D2 est variable d'une sous-unité à une autre.



Fig. 4. Carte géologique montrant les relations entre les trois unités principales (Mahdjoub, 1991)

I.1.5.3- L'unité de Bougaroune

Le massif de Bougaroun (Collo) est actuellement situé à plus de 1000km des massifs Randa (sierra alpujata et sierra berjema des cordillères bétiques Espagnoles) et des massifs des Beni Boussera (Sebtid et Rif interne marocain). Ce massif affleure sur le littoral nord constantinois et se prolonge vers le Nord, sous la mer. Sa partie émergée est allongée suivant un axe de direction SW-NE, parallèlement aux structures régionales, et s'étend sur une surface d'environ 200 km². Du NE vers le SW, le massif présente une succession de faciès de profondeur croissante dont la mise à nu révèle un épisode de basculement postérieur à la mise en place, sa partie orientale montre, sous un toit de paragneiss granulitiques et de péridotites serpentinisées, des microgranites qui passent vers le SW à des granites à grain fin, puis progressivement à des granites à grain moyen-grossier, jusqu'à des granites porphyroïdes. Par sa position intrusive au cœur des zones internes de la chaîne alpine, le massif de Bougaroun recoupe aussi bien l'édifice de nappes que les dépôts discordants post-nappes dont les plus récents sont d'âge Langhien inférieur. A sa bordure sud, il induit dans son encaissant des déformations (schistosités, plis, linéations) et un métamorphisme de contact atteignant le faciès des cornéennes à hornblende. Sa mise en place est datée du Langhien (16 Ma), c'est-àdire qu'elle est postérieure d'environ (19 Ma) à la phase tectonique éocène supérieur responsable de la structuration des zones internes des maghrébides; elle est probablement synchrone de l'épisode distensif qui suit la phase de serrage d'âge miocène inférieur correspondant au dernier événement tectonique compressif important. Il s'agit donc d'un massif clairement discordant, mis en place près de la surface et post-tectonique.

I.2- Cadre géographique et géologique locale des sites étudiés

I.2.1- Situation géographique des sites étudiés

Le massif montagneux de Collo renferme d'une part le site kaolinisé de Tamazert qui fait partie à la région d'El Milia (W. Jijel) et se situe à 17 Km au nord d'El Milia, d'autre part le site kaolinisé de Hadj Ali qui fait partie de la région d'Aïn Kechera (W. Skikda) et situé à 25 Km d'Aïn Kechera (fig. 5). Le site de Chekfa est situé à plus de 20 Km à l'Est de la wilaya de Jijel et à 4 Km à l'WSW du village de Chekfa.



★ Site de Tamazert ★ Site de Hadj Ali ★ Site de Chekfa
Fig. 5. Position géographique des sites étudiés dans le massif de Petite Kabylie
I.2.2- Relief

Le massif de Collo est caractérisé par un relief montagneux très accidenté ; les montagnes occupent plus de 80% de sa superficie totale. Elles sont de modeste altitude et culminent entre 900 m dans la région de Collo et 1200 m dans la région d'El Milia. Les montagnes du massif sont recouvertes par de nombreuses espèces végétales et dominées par des forêts de chêne-liège et de pin maritime. Le relief de la région de Chekfa est caractérisé par des montagnes au sud et la plaine côtière jijelienne au nord.

I.2.3- Climat

Le climat qui règne dans les régions des sites étudiés est de type méditerranéen ; il est caractérisé par un hiver doux et pluvieux (plus de 1200 mm/an) et un été chaud (25°C en moyenne), c'est la zone la plus arrosée dans l'Algérie. Le réseau hydrographique est très développé dans les sites étudiés. De la région de Collo à la région de Chekfa passant par la région d'El Milia on compte plus de cinq principaux oueds où l'écoulement de l'eau est annuel dans ces oueds. Les sources naturelle sont abondantes dans le massif et constituent des points d'alimentation en eau potable pour les populations de certains villages.

I.2.4- Géologie locale des sites étudiés

I.2.4.1- Site de Tamazert et Hadj Ali

Les sites de kaolin de Tamazert et de Hadj Ali se localisent dans les formations géologiques de l'édifice des Beni-ferguène (Oued Zhour), qui constitue une partie du massif de Petite Kabylie. Cet édifice s'étend entre la région de Béni Belaid à l'Ouest et la région de Kerkera à l'Est. D'un point de vue structural (Amri, 1996), cet édifice est subdivisé en trois unités structurales (fig. 6).

I.2.4.1.1- L'unité de Béni Bélaïd

Cette unité est constituée par deux faciès lithologiques : (i) Le faciès métapélitique affleurant au niveau de la plage de Beni Bélaïd, est traversé par des intercalations de pegmatites orthogneissifiées et de grands prismes d'andalousites pseudomorphosées en disthène. (ii) Le faciès granitique à couronne de grenat, composé de quartz, feldspath potassique, plagioclase, mica et grenat, tourmaline, apatite et zircon (Amri, 1996).

I.2.4.1.2- L'unité de Hallam- Cap Aourer

Caractérisée par une série de paragneïss composés de quartz, de muscovite, de plagioclase, de grenat, d'andalousite et de staurotide, développés dans la partie Nord de Beni Belaid-Oued Zhour. La partie supérieure de cette unité, bien représentée dans la région d'El Hallam, est caractérisée par une alternance de gneiss et de pegmatites. La partie inférieure, représentée par le cap Aourar, renferment des corps granitiques et des sills d'amphibolites. Les pegmatites sont composées de quartz, de muscovite, de plagioclase et de tourmaline. Les amphibolites sont essentiellement formées d'hornblende, de quartz et de plagioclase.

I.2.4.1.3- L'unité de Marbouha

C'est l'unité la plus haute de l'édifice des Béni Férguéne. Elle renferme deux principaux faciès lithologiques : (i) faciès de micaschiste composé de quartz, de mica, de plagioclases et de grenat (Amri, 1996). (ii) faciès d'orthogneiss fortement kaolinisés composé de quartz, de muscovite, de feldspaths potassiques et de plagioclases (Amri, 1996). Les filons de pegmatites se présentent sous forme de sills dans les micaschistes de l'unité de Marbouha.

Parmi les métaux rares associés aux filons de pégmatites et de pégmatites greisinisées, on trouve la cassétérite et la columbo-tantalite (Kehal, 1998).



Fig. 6. Esquisse géologique de la région Béni Bélaid–Béni Ferguène (D'après M. Roubault, 1934; Sonarem 1968; K. Amri 1996; A. Kehal 1997) légèrement modifiée



I.2.4.2- Site de Chekfa

Le site kaolinisé de Chekfa trouve place dans les formations métamorphiques du massif de Petite Kabylie. Les faciès affleurant dans le secteur du gisement sont ceux de l'assise supérieure du socle kabyle, gneiss oeillés, schistes, des micaschistes et marbres. Ces formations métamorphiques sont intrudés par des roches granitiques (fig. 7).



Site kaolinisé de Chekfa

Fig.7. Esquisse géologique de la région de Chekfa (extrait de la carte géologique d'El - Milia N°29)

II. ECHANTILLONNAGE, PRETRAITEMENT ET TECHNIQUES ANALYTIQUES

II.1- Echantillonnage

Les échantillons sur lesquels est basée cette étude proviennent de trois sites kaolinisés: Le site de Tamazert (25 échantillons) avec une maille de prélèvement de cinq mètres (fig. 8a), dont six échantillons ont été choisis pour analyse chimique (profil médian du corps central) ; le site de Hadj Ali (cinq échantillons), la distance entre les échantillons est de trois mètres (fig. 8b) ; le site de Chekfa (trois échantillons), avec une maille de cinq mètres (fig. 8c). Les échantillons ont été prélevés depuis la roche mère (saine) jusqu'au manteau de surface (fortement kaolinié) suivant des profils de direction N-S. L'ensemble des échantillons ont subi des prétraitements avant qu'ils ne soient analysés.





Fig. 8a. Profils d'échantillonnage du site de Tamazert (Source : Google Earth)

Fig. 8b. Plan d'échantillonnage du profil de Hadj Ali



Fig. 8c. Profil d'échantillonnage du site de Chekfa (Source : Google Earth)

II.2- Prétraitement des échantillons

L'ensemble des opérations de préparation des échantillons a été effectuées au niveau du laboratoire AGEs (Argile, Géochimie et Environnements Sédimentaires, Ulg- Belgique). Plusieurs étapes de préparations ont été effectués afin d'obtenir différentes informations sur la composition minéralogique du matériau.

II.3- Techniques analytiques

Les techniques d'analyse des argiles sont largement diversifiées en fonction des buts poursuivis et des utilisations fondamentales ou appliquées (fig. 9). Dans le but de mieux caractériser le matériau issu de l'altération dans chaque profil, nous avons utilisé les techniques cités ci-dessous.

- ✓ La diffraction des rayons X (DRX) ;
- ✓ La spectrométrie infrarouge (FTIR) ;
- ✓ La microscopie électronique à balayage (ESME/EDS) ;
- ✓ L'analyse thermique gravimétrique (ATG) et l'analyse thermique différentielle;
- ✓ Calcul de la surface spécifique (SS) ;
- ✓ Calcul de la capacité d'échange cationique ;

✓ L'analyse chimique des éléments majeurs et en traces.

Chacune de ces techniques se complètent et apporte des informations complémentaires et de nature différente sur l'objet étudié.



Fig. 9. Les différentes techniques d'analyses des minéraux argileux en fonction des orientations en recherches fondamentales ou appliquées.

II.3.1- Diffraction des rayons X (DRX)

La diffraction des rayons X (DRX) repose sur une interaction entre matière et rayonnement. C'est une méthode indispensable pour l'étude des minéraux argileux. L'interaction exploitée ici n'est pas l'absorption des photons, mais leur diffraction par les minéraux, dans le but d'identifier ces derniers. La DRX est une technique d'analyse globale de l'échantillon, surtout adaptée aux phases bien cristallisées, ce qui n'est pas toujours le cas des phases issues de l'altération.

II.3.1.1- Principe de la méthode

Elle consiste à appliquer un rayonnement d'une longueur d'onde variée entre (0.1 et 10 nm) sur un échantillon en poudre orientée ou désorientée. L'échantillon est soumis à un rayonnement généré par l'excitation des couches électroniques internes d'une anticathode en Cu, Co, Ni ou Fe (raie K α). Le faisceau de longueur d'onde (λ) tombe sur la fraction à analyser avec un angle d'incidence (θ) variable et se diffracte alors selon un angle (2 θ) (Fig. 9). L'empilement de plans identiques dans un cristal est décrit par des longueurs correspondantes aux distances entre les plans d'empilement. Cette distance est nommées distance réticulaire. Le faisceau diffracté mesuré résulte de l'ensemble des interactions constructives des rayons émis par les atomes d'un même plan. Le phénomène de diffraction des rayons X par un réseau cristallin est décrit par la loi de Bragg (n λ = 2dsin θ), que l'on peut illustrer avec la (fig.10) et expliquer de la manière suivante en s'appuyant à nouveau sur le modèle ondulatoire de la lumière.

n: nombre entier correspondant à l'ordre de diffraction, λ : longueur d'onde du rayonnement, **d**: distance réticulaire, θ : angle de diffraction.



Fig.10. Schéma simplifié de diffraction des rayons X (DRX)



Fig.11. Schéma illustrant la diffraction d'un faisceau de rayons X de longueur d'onde λ par une famille de plans cristallins (A à D) séparés par une distance interréticulaire d, avec $\theta = \theta B$, angle vérifiant la formule de Bragg. (Barraud, 1960).

Le diffractomètre utilisé dans ce travail est de type *Bruker D8 Advance* (fig. 14) utilisant le rayonnement $K_{\alpha 1}$ du Cuivre (λ =1.5418A°). La tension d'accélération est de 40Kv, l'intensité est de 30mA, la vitesse de mesure du goniomètre est de 0.6s/pas, vitesse de rotation 2°20/min, induisant un temps d'analyse de plusieurs minutes pour couvrir une gamme angulaire allant de 2° à 45° 20 pour les poudres non orientées et de 2° à 30° 20 pour les lames orientées.

Le dépouillement des diffractogrammes obtenus est effectué à l'aide d'un logiciel employé pour l'identification des phases cristallines DIFFRACT Plus Release 2000-EVA6.0 et des données fournies pas les fiches PDF « Powder Diffraction File ».

II.3.1.2- Minéralogie totale

Pour chaque échantillon brut, une quantité de l'ordre de 1g a été prélevé et broyé manuellement au mortier en agate, puis tamisé à sec à 250 microns. La poudre inférieure à 250 micron est placée dans un porte échantillon en PVC (fig.12) par simple pression pour éviter toute orientation préférentielle des minéraux, selon la méthode de Moore et Reynolds (1989) dite « back-side ».



Fig.12. Préparation désorientée des argiles pour la DRX (méthode back-side)

II.3.1.3- Extraction de la fraction argileuse

L'analyse de la fraction argileuse ($<2\mu$ m) par DRX nécessite la confection des lames orientées à partir de l'échantillon brut pour améliorer la réponse des minéraux argileux à la diffraction des rayons X. Ceci consiste à déliter une quantité de l'échantillon brut dans un bécher avec un fond d'eau distillée pendant deux jours ou plus, selon l'état de l'échantillon (meuble ou solide) puis tamisé à 63μ m (tamisage humide). Sur la base de la composition minéralogique globale, la fraction ($<63\mu$ m) a subi des prétraitements, si c'est nécessaire. Éliminer les carbonates qui diluent la fraction argileuse, gêne sa défloculation et la préparation des lames orientées. On ajoute une petite quantité de HCl dilué (0.1N) à la solution sous agitation ; le pH de la solution est testé à l'aide du papier pH jusqu'à l'obtention d'un pH acide (élimination des carbonates) ; l'excès de l'acide est éliminé par centrifugation. L'élimination des sulfates, s'effectue par de l'eau chaude à partir de 60°C. L'extraction de la matière organique par l'ajout de l'eau oxygénée H_2O_2 (10%) sous hotte, jusqu'à la disparition de l'effervescence. Le rinçage et la centrifugation de l'échantillon est indispensable après chaque traitement.

La fraction (<2µm) est prélevée par pipette après un temps de sédimentation de 50mn (loi de stokes), et déposée sur une lame de verre (Méthode de Moore et Reynolds, 1989). Après séchage à l'air pendant une nuit (fig.13), l'agrégat orienté est analysé par diffraction des rayons X (fig.14). Le spectre enregistré est nommé (N). La même lame orientée va subir une solvation à l'éthylène glycol, pendant 24 heures, un spectre DRX est enregistré nommé (EG), ensuite, la même lame va subir un chauffage à 500°C pendant 4 heures, le spectre enregistré est nommé (CH). La comparaison des trois spectres (N, EG et CH) obtenus sur la même préparation argileuse permet l'identification des minéraux argileux.



Fig.13. Préparation des lames d'argiles orientées (AGEs)



Fig.14. Système de diffraction des rayons X, AGEs. Département de Géologie, ULg.

II. 3.2- Spectroscopie infrarouge « IR »

L'analyse par spectrométrie infra-rouge à transformée de Fourier est une méthode complémentaire à la diffraction X. Cette méthode physique, rapide, économique et non destructive couramment utilisée en analyses structurales est décrite par Fripiat et al., (1982).

II.3.2.1- Principe de la méthode

L'échantillon est soumis à un rayonnement infrarouge. L'absorption des rayons infrarouges résulte du changement des états vibrationnels et rotationnels d'une liaison moléculaire. Elle permet de montrer la présence de groupements atomiques spécifiques dans une phase donnée. Les analyses peuvent être effectuées en moyen infrarouge (domaine compris entre 4000 cm⁻¹ et 400 cm⁻¹) ou en proche infrarouge (domaine compris entre 11000 cm⁻¹ et 4000 cm⁻¹). Plusieurs modes de vibration de molécules en réponse à l'énergie absorbée existent en infrarouge à savoir :

- > Deux modes de déformation de la molécule (stretching) ;
- > Deux modes de courbure ou pliage de la molécule (bending).

II.3.2.2- Préparation des échantillons

Pour chaque échantillon, 32 balayages ont été enregistrés avec une résolution de 1cm⁻¹ dans un intervalle compris entre 400 et 4000 cm⁻¹ (correspondant au milieu de l'infrarouge). Deux mg d'argile ont été mélangés avec 148 mg de KBr, puis pressés jusqu'à 9 tons afin d'obtenir un granulé homogène. Le culot est ensuite séché dans une étuve pendant plusieurs

heures à 120°C. Afin d'éviter toute contamination de l'eau, les mesures ont été effectuées sous vide.

Les enregistrements des spectres infrarouges ont été effectués au laboratoire de minéralogie et cristallochimie au département de Géologie (Université de Liege - Belgique) à l'aide d'un spectromètre Nicolet NEXUS (fig.15). La technique dite DRIFTS (Diffus Reflectance Infrared Fourier Transform Spectroscopy) a été utilisée dans un domaine d'onde compris entre 4000 cm⁻¹ et 400 cm⁻¹.



Fig.15. Spectromètre infrarouge de type Nicolet NEXUS (Labo, Département de Géologie, Ulg - Belgique)

II.3.3- Analyse thermique gravimétrique (ATG)

La thermogravimétrie est une méthode d'analyse thermique qui permet de suivre la variation de masse d'un échantillon en fonction du temps ou de la température dans une atmosphère contrôlée. L'ATG consiste à mesurer la variation de masse d'un échantillon soumis à un régime de température, et renseigne sur le transfert de matière entre l'échantillon et son environnement.

II.3.4- Analyse morpho-structurale (EMES/EDS)

Le microscope électronique tire son nom du fait que l'échantillon est observé à l'aide d'un faisceau d'électrons et non de lumière visible comme en microscopie optique.

L'examen d'un matériau par microscope électronique permet d'accéder à des résolutions bien meilleures en termes d'imagerie. L'utilisation des électrons permet d'extraire des informations supplémentaires sur l'échantillon, telles que sa chimie ou sa cristallinité. Ces deux points constituent des atouts certains pour l'étude des phases d'altération, en particulier lorsqu'elles sont peu développées.

Dans ce travail nous avons utilisé un microscope électronique à balayage ESEM (Environmental scanning electron microscopy) de type Philips XL 30 FEG sur des échantillons de poudres métallisées au carbone au laboratoire de chimie inorganique de l'Université de Liège (fig.16). Les échantillons sont examinés en électrons secondaires avec une accélération de 15 keV est équipé d'un détecteur de rayon X à énergie dispersive EDS pour des analyses chimiques ponctuelles. Cet instrument a la performance d'un SEM classique mais a l'avantage que pratiquement n'importe quel matériau peut être examiné à l'état naturel dans un environnement gazeux à des pressions aussi élevées que 1330 Pa (10 torr) et à des températures aussi élevées que 1500° C. Grâce aux multiples orifices de limitation de pression (PLA) et à ses détecteurs d'électrons secondaires environnementaux, le microscope peut offrir des images haute résolution dans un environnement saturé en vapeur d'eau, conservant l'échantillon dans son état humide d'origine (minimum 4,6 Torr à 0°C).



II.3.5- Capacité d'échange cationique CEC

La capacité d'échange cationique des argiles exprimée en méq/100g est définie comme étant le nombre de cations monovalents dans l'espace interfoliaire qui peuvent être substitués par des cations compensateurs. Les préparations de la mesure de la CEC des échantillons relatifs aux sites étudiés sont effectuées par la méthode Schollenberger au laboratoire AGEs. Une quantité de 50g d'échantillon (< 63 μ m) est saturée par 10ml d'acétate d'ammonium (1N à pH 7) sous agitation sur un agitateur va et vient pendant deux heures (2h) ; ensuite l'échantillon est centrifugé à 3000 tpm pour éliminer le surnagent. L'opération de saturation est répétée trois fois. Le culot obtenu est lavé par le méthanol (par portion de 20 ml) quatre à cinq fois pour être sûr d'avoir éliminé tout l'ammonium qui ne serait pas fixé entre les feuillets et centrifuger chaque fois après lavage. A la fin des opérations, l'échantillon dans le tube est séché à l'étuve à 105°C. Les mesures de la CEC par la méthode dite, méthode de Kjeldahl, sont effectuées dans l'Unité des Sciences du sol de la Faculté d'Ingénierie agronomique, biologique et environnementale à l'UCL de l'Université catholique de Louvain la neuve (L'UCL).

II.3.5.1- Protocol de mesure

- ✓ Peser une quantité de l'échantillon ;
- ✓ Verser l'échantillon dans un erlenmeyer ;
- ✓ Ajouter de l'eau distillée et quelques millilitres de NaOH (50%) ;
- ✓ Dans un autre bécher qui sera placé sous le tube de vapeur, verser une quantité de HCL N/20 ou N/100, ajouter une quantité de IND-MIXTE et une quantité d'acide borique (H₃BO₂) à 20%, la vapeur d'eau distillée se mélange avec l'échantillon et commence à extraire le NaOH qui tombe dans le bécher provoquant un changement de couleur. Le titrage s'effectue à l'aide d'une burette digitale, le HCL est versé à l'aide d'une burette digitale sur la solution obtenue jusqu'au changement de couleur du vert au rouge ; lire la valeur affichée sur la burette et enfin, effectuer les calculs pour obtenir la CEC de l'échantillon.

II.3.6- Surface spécifique Ss

La surface spécifique (Ss) appelée aussi « Aire massique » représente la surface totale (As) par unité de masse (M) et on l'exprime généralement en (m^2/g) . La surface spécifique d'un sol donné est dépendante de la méthode de mesure. Dans cette étude on a utilisé la méthode d'adsorption de bleu de méthylène dont la formule chimique est C₁₆H₁₈ClN₃S, avec un poids moléculaire correspondant à 373,91 g/mol. En général, on admet que la surface couverte par une molécule de bleu de méthylène (A_{BM}) est de 130 Å².

II.3.6.1- Principe de la mesure

La détermination de la valeur au bleu de méthylène au spectrophotomètre, nécessite l'utilisation de sept (07) béchers. La procédure d'essai par béchers se résume comme suit :

- Introduire la solution du bleu de méthylène et la fraction du sol (5 g) dans un bécher ;
- Laisser reposer la solution pendant 1 à 2 mn ;
- Prélever le surnageant, centrifuger pendant 5 mn à haute vitesse ;
- > Déterminer l'absorbance du surnageant au spectrophotomètre.

La procédure de détermination de la courbe d'absorbance par rapport à la concentration comporte deux étapes :

- La première consiste en la détermination du point de saturation avec la méthode conventionnelle (test à la tâche), car le spectrophotomètre doit commencer par un point de référence ;
- La deuxième étape concerne les mesures au spectrophotomètre dont la procédure est la suivante :
 - Placer le deuxième bécher sur l'agitateur à ailette avec la quantité de la solution du bleu de méthylène trouvé à la première étape.
 - ✓ Dans le troisième, on ajoute 0,5 à 1 ml de solution de bleu de méthylène et on détermine l'absorbance ;
 - ✓ À partir des deux mesures obtenues, on doit diviser l'intervalle formé par ces deux mesures en quatre petits intervalles égaux.
 - ✓ On procède à la détermination de l'absorbance pour les trois béchers dans lesquels les niveaux de la solution de bleu de méthylène correspondant au bornes des quatre intervalles trouvés.
 - ✓ Détermination de la valeur au bleu de méthylène à l'aide du spectrophotomètre correspondant à la concentration du bleu de méthylène tiré du premier changement de la pente dans la courbe absorbance-concentration de bleu de méthylène (Fig.17).



Fig. 17. Méthode de calcul de la surface spécifique

Le calcul numérique de la surface spécifique est donnée par la relation suivante (Santamarina et al., 2002), Ss = VB*FC

$$S_{s} = \left\lfloor \frac{V_{BM}}{M_{sol}} \right\rfloor \left[m_{BM \, \text{sec}} \frac{A_{v}}{373,91} A_{BM} \right] \quad \left(\frac{m^{2}}{g} \right)$$

Où : VB est la valeur de bleu du sol exprimée en fonction de :

VBM : quantité de bleu de méthylène adsorbée (ml);

M_{sol}: masse à sec de la prise d'essai (g).

FC : facteur de conversion exprimé en fonction de :

m BM : teneur en bleu de la solution de titrage (g/ml);

Av : nombre d'Avogadro ($6,02 \times 10^{23}$ atomes/mol);

ABM : aire couverte par une molécule de bleu de méthylène (130 Å²) et le poids moléculaire du bleu de méthylène (373,91).

Dans notre cas : FC = 20,93 et $M_{sol} = 5$ g.

II.3.7- Limites d'Atterberg

Les limites d'Atterberg sont des constantes conventionnelles qui marquent les seuils entre elles, se réalisent sur un matériel dont la granulométrie est inférieure à 420µm. Le passage d'un sol de l'état liquide à l'état plastique (limites de liquidité : W_L) Ces limites ont pour valeur la teneur en eau du sol à l'état de transition considérée, exprimée en pourcentage du poids du matériau sec. Elles fournissent des informations complémentaires à celles obtenues par la granulométrie laser.

La différence $I_p = W_L - W_{P_1}$ définissant l'étendue du domaine plastique est particulièrement importante : c'est l'indice de plasticité.

II.3.7.1- Mode opératoire

L'essai a été effectué au laboratoire de Géotechnologie, ULg. Selon la méthode d'essai LPC N° 19 qui comporte deux phases.

Rechercher la limite de liquidité à l'aide de l'appareil de Casagrande (Fig.18). A partir de la coupelle de Casagrand, on place le matériau dans celle-ci et on creuse une rigole avec l'outil de Casagrand. Puis on va compter le nombre de coup pour que les lèvres de cette rigole se ferment en 10mm. On réalise l'essai sur différents séchage du matériau de sorte que le nombre de coup soit compris entre 15 et 35 coups. Il faut au moins 4 points.

Le principe de calcul de la limite de plasticité consiste à prélever une petite quantité de matériau mouillé pour façonner une petite boulette, qui va être étirée sous la paume de la main afin de réaliser un cylindre de 3 mm de diamètre et une longueur de 100 mm (fig.19). Après, le matériau sera séché sous ventilateur, et on répète l'opération ci-dessus, jusqu'à ne plus obtenir ce cylindre. Une partie du matériau est mise à l'étuve pour en connaître sa teneur en eau. Cette opération est réalisée sur trois tests (moyenne arithmétique Wp=Somme (W%)/3).



Fig. 18. Appareil de Casagrande pour le calcul de (W_L)



Fig. 19. Méthode des rouleaux pour le calcul de (W_P)

II.3.8- Analyse granulométrique

Les mesures granulométriques ont été effectuées à l'aide d'un granulomètre Laser (Mastersize 2000, Malven) au laboratoire de chimie inorganique (LCIS) à l'université de Liège (fig. 20). Celui-ci est mené de deux sources lasers différentes, on utilise en routine une lumière bleue et une lumière rouge.

Le principe de cet instrument est basé sur les théories de diffraction de Mie et de Fraunhofer équivalente. Elles stipulent que l'angle de diffraction du rayon Laser émis par une source de lumière intense et cohérente et inversement proportionnel à la taille de la particule. La fraction granulométrique mesurable par cet instrument se situe entre 0.02 et 2000 microns. Deux unités de dispersion sont utilisables : par voie sèche et par voie humide. Dans le cadre de ce travail la voie humide (HydroS) est utilisée.

- Tamiser si nécessaire à 2000 micron pour éliminer la fraction grossière (>2 mm) ;
- Si présence de matière organique: laisser réagir l'échantillon avec de l'eau oxygénée (10%) sous hotte, répéter l'ajout d'H₂O₂ tant que l'effervescence se poursuit, ensuite rincer l'excès d'H₂O₂ avec de l'eau déminéralisée. Centrifuger une fois pour rincer l'échantillon en utilisant de l'eau déminéralisée.
- Mettre en suspension l'échantillon dans un bécher en utilisant de l'eau déminéralisée.
- Mettre le bécher (5 à 10 min en fonction de la texture de l'échantillon) sur la plaque agitatrice en ajoutant un barreau aimanté.

II.3.9- Analyses chimiques

Les analyses chimiques des échantillons collectés des différents profils d'altération et de la roche mère ont été réalisées à l'aide d'un ICP/OES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy), type 6500 radial ThermoFisher (fig. 21) pour les éléments majeurs et ICP/MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) de type X7 ThermoFisher (fig. 21) pour les éléments en traces.





Fig. 20. ICP/OES 6500 radial ThermiFisher

Fig. 21. ICP/MS X7 ThermoFisher

II.3.9.1- Principe de l'ICP/OES

L'ICP-OES est une technique d'analyse chimique donnant accès à la composition en éléments majeurs. L'abréviation vient de l'anglais et signifie : inductively coupled plasma (torche à plasma) - optical emission spectrometry (spectrométrie d'émission optique). L'échantillon est dans un premier temps ionisé par la torche à plasma, puis le rayonnement lumineux qu'il émet (lié à la désexcitation des atomes ionisés) est décomposé par le spectromètre. Chaque élément est caractérisé par un rayonnement de longueur d'onde donnée, dont l'intensité est mesurée.

La quantification est réalisée par rapport à des échantillons étalons de composition connue. Même si l'ICP/OES est une méthode globale, ne permettant pas d'étudier spécifiquement la phase d'altération (à moins de pouvoir l'isoler du reste du solide), les compositions chimiques qu'elle fournit sont essentielles pour la compréhension des processus d'altération. Les analyses en ICP/OES présentées dans ce travail ont été commandées auprès du Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), laboratoire situé à Vandoeuvre-lès-Nancy (Meurthe-et-Moselle, France). L'instrument utilisé est de type ThermoFisher X7.

La technique peut être appliquée pour des échantillons liquides aussi bien que solides. Ces derniers ont toutefois besoin d'être mis en solution (acide) au préalable. Les préparations d'échantillons sont réalisées conformément aux consignes données par le SARM : broyage fin et quantité minimale de 1 g pour les solides ; filtration à 0,2 μ m, acidification à 2% d'acide nitrique.

II.3.9.2- Principe de l'ICP/MS

La spectrométrie de masse est une technique d'analyse reposant sur la séparation, l'identification et la quantification des éléments constitutifs d'un échantillon en fonction de leur masse. Elle est basée sur le couplage d'une torche à plasma générant des ions et d'un spectromètre de masse quadripolaire, cas de l'ICP/MS Thermoelectron X7 (fig. 21), qui sépare ces ions en masse.

L'analyse des échantillons par ICP-MS peut être divisée en quatre étapes : introduction-nébulisation, ionisation, séparation en masse, détection.

L'échantillon est mis en solution. Un passeur automatique d'échantillons (type AS 90) couplé à une pompe péristaltique introduit la solution dans une chambre de vaporisation où le nébuliseur la transforme en un aérosol liquide composé de micro-gouttelettes de quelques μ m à l'aide d'argon gazeux. L'aérosol ainsi formé est envoyé dans une torche à plasma d'argon (15 l.min⁻¹) à très haute température (entre 6 000 et 10 000 °C), suffisante pour vaporiser, dissocier, atomiser et ioniser complètement la plupart des éléments.

Une partie de ce plasma (10 %) est échantillonnée par un premier orifice de 1 mm de diamètre environ au sommet d'un cône en nickel ou en platine, puis se détend sous l'effet du vide modéré (1 à 2 mbar) qui règne dans une chambre de pompage différentiel (qui permet de passer de la pression atmosphérique au vide secondaire du spectromètre de masse) et passe ensuite dans un deuxième orifice (le skimmer). Un système de vide différentiel accélère les ions du plasma vers un ensemble de lentilles électrostatiques qui extrait les ions chargés positivement et les transporte vers un filtre de masse quadripôlaire.

La partie détection s'effectue grâce à un multiplicateur d'électrons à dynodes discrètes. Pour la détection des ions positifs, une série de dynodes est soumise à une tension négative de quelques milliers de volts. L'extrémité de la série de dynodes est reliée à la terre. A la sortie du quadripôle, un ion positif, attiré par la tension négative, heurte la surface semi-conductrice de la première dynode. Cet ion positif provoque l'émission d'un ou de plusieurs électrons secondaires qui heurtent à nouveau la paroi de la deuxième dynode : une boule de neige se produit. A l'extrémité de la série de dynodes, pour un ion qui heurte le détecteur, environ 100 électrons atteignent un collecteur équipé d'un préamplificateur. Le signal se traduit en nombre d'impulsions (nombre de coups), une interface informatique assure le transfert des données afin qu'elles soient traitées. Pour un isotope donné, le nombre d'ions mesuré permet de calculer directement la concentration de l'élément analysé grâce à un logiciel de traitement quantitatif et qualitatif de l'enregistrement. Les nombres de coups sont convertis en concentrations grâce à l'utilisation de deux types de calibrations : externe (solutions étalon) et interne (spikes). Pour les matrices complexes telles que les roches, un traitement supplémentaire des données est nécessaire.

L'ICP/MS est devenue incontournable pour l'analyse simultanée des éléments en trace et ultra-traces et pour la détermination des rapports isotopiques dans les roches, l'eau, les sols et les systèmes biologiques. En routine, cet appareil permet d'analyser en quelques minutes 20 à 30 éléments différents dans les matériaux les plus variés. Il est par ailleurs doué d'une excellente sensibilité, lui permettant de détecter des éléments présents au niveau du ppt dans une solution de roche ou dans de l'eau. Sans aucune séparation chimique, il permet l'analyse de nombreux éléments en trace au niveau du ppb. La précision varie d'un élément à l'autre en fonction du potentiel d'ionisation et des matrices étudiées, l'incertitude moyenne "de routine" étant inférieure à 3 %.



Fig. 22. Schéma de principe de l'ICP/MS

III- APERÇU THEORIQUE SUR LES ALTERATIONS

III.1- Introduction

Les roches de l'écorce terrestre continentale subissent des altérations physiques, chimiques et biotiques, conduisant à un certain nombre de modifications dans la roche. Le climat d'une région est une variable importante dans le processus d'altération des roches. Cependant d'autre facteurs plus locaux comme la topographie, la composition minéralogique et géochimique de la roche mère et l'activité biologique modulent également les conditions et le degré d'altération des roches (Nesbitt et Young, 1982 ; White et Blum, 1995). L'altération chimique décompose les minéraux primaires de la roche mère. Les produits d'altération s'accumulent sur la roche mère en formant un manteau d'altération ou sont évacués vers les lacs et les océans comme principale composante lithogène dans les sédiments (Windom, 1976). Au cours de l'altération chimique, les éléments alcalins et alcalino-terreux sont facilement évacués des minéraux primaires (Nesbitt et al., 1980 ; Nesbitt et Wilson, 1992 ; Nesbitt et Markovics, 1997). Au contraire, les éléments qui forment les minéraux résistants sont considérés comme immobiles (Nesbitt et Markovics, 1997). Les éléments tels que Fe, Al et Ti sont retenus dans le profil d'altération et se combinent avec d'autres éléments pour former des minéraux secondaires. Le comportement des terres rares (REE) au cours de l'altération chimique a été abordé par de nombreux auteurs (Nesbitt et al., 1997; Duddy, 1980; Banfield et Eggleton, 1989; Marsh, 1991; Price et al., 1991; Caggianelli et al., 1992; Nesbitt et Wilson, 1992; Braun et al., 1993, 1998; Mongelli, 1993; Boulagne et Colin, 1994; Condie et al., 1995; Nesbitt et Markovics, 1997; Hill et al., 2000). En général les terres rares sont mobiles pendant l'altération chimique et leur redistribution dans les produits d'altération varie selon la nature et l'intensité de l'altération. Documentée par de nombreux auteurs, la mobilité des éléments majeurs et traces au cours de l'altération est utilisée pour identifier l'origine des gisements de kaolin.

III.2- Historique de la recherche sur l'altération supergène

Les géochimistes et pédologues de langue française emploient le mot « altération » pour désigner l'ensemble des modifications chimiques, cristallochimiques, la formation de nouveaux minéraux et les évolutions ultérieures qui constituent les principaux aspects de l'altération. Les pédologues, proposent un langage spécifique « horizons d'altération » ou « horizon C » pour désigner les horizons appartenant au profil pédologique. L'horizon

d'altération commence là où la roche a perdu ces caractères essentiels, et s'arrête avec l'apparition de nouveaux agencements.

Certains auteurs de langue française, (Tricart & Cailleux, 1965) proposent de remplacer le mot « altération » équivalent de « weathering » en anglais par le terme « météorisation » qui se définit comme « l'ensemble des modifications mécaniques, physiques et chimiques que subit une roche au contact des agents atmosphérique ». Pedro (1984), propose le terme « périmorphisme » pour désigner l'aspect géochimique et cristallochimique des phénomènes d'altération.

Ces nouveaux termes ont été admis par les géochimistes et les pédologues et continuerons à désigner par altération « l'ensemble des transformations qui peuvent affecter la matière minérale dans le milieu pédologique ».

Les auteurs de langue anglaise (Chatellin, 1970) ont adopté le mot « weathering », qui désigne l'ensemble des processus chimiques mais aussi physiques qui conduisent à la destruction ou à la décomposition des roches. Le terme « altération » est employé dans la littérature anglaise lorsqu'il s'agit de la transformation d'un minéral considéré isolé ou qui n'est pas lié à une structure lithologique dans le milieu naturel ou dans le milieu expérimental. Les anciens auteurs, cités par Chatelin (1970) ont emprunté le terme « katamorphism » dans un sens équivalent de « weathering », mais l'usage de ce mot est actuellement abandonné. Le « crust of weathering » ou « écorce d'altération) qui désigne tous les matériaux friables de la lithosphère qui dérivent plus ou moins de la décomposition des roches ignées ou métamorphiques et qui peuvent accomplir un cycle (cycle of weathering) complet s'ils sont repris par le métamorphisme. Donc dans l'esprit des anciens auteurs, le domaine de l'écorce d'altération qui comprend les roches, les sols et les sédiments est beaucoup plus vaste que celui de la pédologie.

III.3- Les mécanismes de l'altération

D'après l'Académie Française, l'altération c'est « rendre autre ». Altérer une roche, signifie rendre cette roche autre, « modifier sa nature, sa constitution ». Au sens large, l'altération englobe l'ensemble des modifications physiques et chimiques que peut subir une roche métamorphique, magmatique ou sédimentaire sous l'effet des agents atmosphériques ou l'action des eaux thermales. Les modifications liées à une augmentation importante de la pression lithosphérique (diagenèse, etc ...) où la température a été exclue.

Dans son sens restreint, l'altération désigne uniquement les modifications d'ordre chimique et leurs conséquences sur le niveau minéralogique. Les modifications d'ordre physique sont regroupées sous le terme « érosion ». Contrairement à l'altération chimique, l'érosion n'implique pas des modifications sur la chimie de la roche, mais seulement la divise en fragments de plus en plus petits, sous l'action de l'eau, le vent et le gel dégel, etc La différence est donc bien nette entre les deux processus, vu que la fragmentation augmente et amplifie surfaces réactives aux effets de l'altération chimique. Par contre si l'érosion est plus rapide que les réactions chimiques, elle peut localement limiter l'altération. Dans cette thèse, le mot « altération » sera uniquement employé au sens d'altération chimique.

III.3.1- Mécanisme physique

Les actions purement mécaniques des agents d'érosion produisent des fragments de même composition chimique que la roche mère. L'altération physique s'opère par un certain nombre d'agents qui produit la fragmentation des roches.

- ✓ Les variations répétées de température entraînent la dilatation ou la contraction des roches, provoquant des fissures dans la roche (fig. 23A);
- ✓ L'alternance de gel et dégel dans les régions suffisamment humides (cryoclastie), l'eau pénètre et élargir progressivement les fissures (fig. 23A et 23B);
- ✓ La cristallisation des sels ou autres minéraux évaporitiques peut également augmenter les fissures des roches (haloclastie) (fig. 24) ;
- ✓ Décompression de la roche sous l'effet de l'enfouissement ;
- ✓ L'usure par des grains emportés par le vent, les glaciers ou l'eau (fig. 23D) ;
- ✓ L'action biologique, sous l'effet de la pénétration des racines dans les roches, conduit aux fracturations des roches. Ces fractures s'élargissent au fur et à mesure que les racines s'enfoncent dans la roche.



Fig. 23. Altération physique. A: cryoclastie d'un basalte (roche macrogélive), Islande;
B: cryoclastie d'un schiste (roche microgélive), Belgique; C: joints de décompression dans un massif granitique, Ploumanach; D: glace chargée de sable et de graviers, Pyrénées.



Fig. 24. Haloclastie (cristallisation de sel) d'une croûte calcaire en milieu évaporitique (B): Great Salt Lake, Utah, USA (A).

III.3.2- Mécanisme chimique

L'altération chimique des roches s'accompagne par des changements dans le chimisme de la roche mère. Ces changements donnant naissance à de nouveaux minéraux, s'effectuent par plusieurs mécanismes. **III.3.2.1- Mise en solution :** c'est la réaction la plus simple, faisant intervenir de l'eau ou un acide.

- ✓ Dissolution du quartz : $SiO_2 + 2 H_2O \rightarrow H_4SiO_4$
- ✓ Dissolution du carbonate : $CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca^{2+} + 2 HCO^{3-}$ (bicarbonate en solution).

III.3.2.2- Hydratation et déshydratation : sont des réactions d'ajout ou extraction de l'eau.

✓ La déshydratation du gypse pour produire de l'anhydrite

$$CaSO_4 2H_2O \rightarrow CaSO_4 + 2 H_2O$$

✓ L'hydratation de l'hématite pour produire de la limonite

$$Fe_2O_3 + 3 H_2O \rightarrow 2 Fe(OH)_3$$

III.3.2.3-L'hydrolyse : C'est une réaction de mise en solution par dissolution complète du minéral en le convertissant en une nouvelle espèce.

Exemples

L'olivine et le pyroxène se dissolvent complètement, alors que les feldspaths se dissolvent partiellement, produisant de la silice en solution et des minéraux argileux. Comme les eaux météoriques contiennent du CO₂ dissout, les réactions se présentent comme suit:

- ✓ Mg₂SiO₄ (forstérite) + 4 H₂CO₃ → 2 Mg²⁺ + 4 HCO³⁻ + H₄SiO₄
- ✓ 4 NaAlSi₃O₈ (albite) + 4 H₂CO₃ + 18 H₂O → 4 Na⁺ + 8 H₄SiO₄ + Al₄Si₄O₁₀(OH)₈ + 4 HCO³⁻

III.3.2.4- Oxydation-réduction : Ce sont les réactions les plus connues.

Exemples $(Fe^{2+})_2 SiO_4 + 1/2 O_2 + 5 H_2O \rightarrow 2 Fe^{3+}(OH)_3 + H_4SiO_4$ $4 FeS_2 + 15O_2 + 8 H_2O \rightarrow 2 Fe_2O_3 + 8 H_2SO_4$

III.4- Types d'altérations

III.4.1- L'altération météorique (supergène)

Les Anglo-saxon l'appellent « weathering ». Comme son nom l'indique, ce type d'altération se déroule à la surface de l'écorce terrestre ou à des faibles profondeurs où les températures ne dépassent pas les (50°C).

Les roches sont exposées aux processus superficiels, et sont donc en contact direct ou indirect avec les agents de surface (Atmosphère, Hydrosphère et Biosphère). Ces derniers

jouent un rôle important dans les changements chimiques et minéralogiques qu'a subi la roche initiale par fragmentation, suivie d'une percolation de l'eau qui va modifier la composition de la roche initiale ; l'altération atteint un équilibre si les conditions climatiques se stabilisent.

III.4.2- L'altération hydrothermale

Liée directement à l'action des fluides chauds (400°C environ), portés par une source de chaleur profonde (chambre magmatique) et chargés en éléments chimiques.

Les filons et les fissures assurent le cheminement des solutions hydrothermales et se développent au voisinage de ces structures des altérations latérales épaisses de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Sous l'influence de ces altérations, les roches encaissantes se transforment en minéraux phylliteux ou minéraux voisins : kaolinite, séricite, montmorillonite, chlorite, pyrophyllite, alunite, serpentine, talc et même palygorskite. Parfois les altérations, au lieu d'être disposées en bandes symétriques de part et d'autre des filons, s'étendent sur un plus grand volume et transforment des massifs entiers. L'altération hydrothermale est caractérisée par une zonation (par exemple : tourmalinisation, greisinisation et kaolinisation (cas de St Austell).

Constatons que les eaux hydrothermales ne sont que des eaux météoriques infiltrées profondément dans le sous-sol, Tardy, (1993), a proposé d'employer le terme « altération climatique » comme équivalent du terme anglais « weathering », afin de distinguer l'origine des eaux et les conditions dans lesquelles interagissent avec les roches. Le terme altération météorique semble toujours être employé, et donc retenu dans ce travail.

III.5- Grands types d'études sur l'altération

La recherche sur l'altération s'articule autour de trois grands types d'études :

1- L'expérimentation en laboratoire qui permet de déterminer les constantes et les lois thermodynamiques et cinétiques (Blum and Stillings, 1995) ;

2- les études de terrain pour la compréhension des processus en milieu naturel ;

3- la modélisation géochimique numérique, qui utilise la synthèse des connaissances acquises sur le terrain et au laboratoire.

Les processus d'altération peuvent être l'objet d'étude à l'échelle du minéral jusqu'à celui d'un bassin versant. Dans le premier cas, on s'intéresse aux processus liés aux interfaces minérales et à l'avancée du front d'altération (Buss et al., 2008). Dans le deuxième cas, on

cherche à comprendre quels sont les facteurs qui contrôlent les processus d'altération et la composition chimique des rivières.

La modélisation géochimique est une méthode utilisée pour la compréhension et qui permet de proposer des scenarios d'évolution des systèmes passés ou futures. Des études sur les processus actuels (Godderis et *al.*, 2006 ; Roelandt and Godderis, 2010 ; Sverdrup and Warfvince, 1993) et les interactions entre l'altération et le climat à l'échelle du temps géologique peuvent ainsi être menées (Berner, 1992 ; Donnadieu et al., 2006).

III.6- Différents milieux d'altération

Les facteurs d'altération sont les éléments qui initient les phénomènes d'altération en les accentuant ou en les diminuant. L'altération des minéraux de roche s'effectue dans le milieu naturel ou dans un milieu artificiel.

III.6.1- Altération dans un milieu artificiel

L'avancée technologique permet de réaliser des expériences d'altération de roches au laboratoire ; ceux-ci s'expriment par une loi cinétique qui dérive de la «*Transition State Theory* de Eyring (TST) ». Cette loi prend en compte l'état de saturation des solutions et la loi d'Arrhénius qui lie les constantes cinétiques (K) avec la température.

$\mathbf{K} = \mathbf{A} \exp(-\mathbf{E} \mathbf{A} \mathbf{P} \mathbf{R} \mathbf{T})$

Où : **A**, est le facteur pré-exponentiel ; **Eapp**, est l'énergie d'activation apparente de la réaction solution / minéral ; **R**, est la constante des gaz parfait ; **T**, est la température.

Les facteurs qui jouent alors sur les bilans dissolution/précipitation des minéraux sont : (1) la surface du minéral en contact avec les solutions, (2) la température, (3) la composition chimique des solutions (concentration des réactifs H⁺, OH⁻, eau, matière organique, présence d'espèces minérales) ; (4) le temps de réaction entre la solution et le minéral.

De la TST, certains auteurs se sont inspirés pour proposer des lois empiriques de l'altération à l'échelle des bassins versants sur la base de certains facteurs tels que : (i) la nature de la roche mère, (ii) le climat, (iii) d'autres facteurs supplémentaires ont été pris en compte, (Oliva et *al.*, 2003 ; White and Blum, 1995).

III.6.2- Altération dans le milieu naturel

Dans le milieu naturel, l'altération s'opère par l'interaction de plusieurs facteurs. Les taux de dissolutions sont beaucoup plus faibles qu'en laboratoire de (2 à 3 fois ordres de grandeurs), pour cette raison la transposition des lois expérimentales pour la dissolution des minéraux n'est pas évidente. Cette différence de dissolution des minéraux dans le milieu naturel et au laboratoire a été l'objet d'études menées par plusieurs chercheurs (Ganor et *al.*, 2007; Murphy et *al.*, 1998; Velbel, 993; White and Brantley, 2003). Parmi les raisons qui peuvent expliquer cette différence on peut citer : (i) La surface de contact entre les minéraux et les solutions a été souvent invoquée. (ii) La formation d'un enduit d'oxydes sur les minéraux, (iii) Des grains émoussés par le transport, (iv) Trajet de circulation préférentielle des solutions dans les sols conduisant à une diminution de la surface d'échange et par conséquent ralentir les réactions en milieu naturel.

III.7- Facteurs influençant l'altération dans le milieu naturel

La vitesse et la nature de l'altération sont extrêmement variables et dépendent de nombreux paramètres tels que : le type de la roche mère ; la topographie ; le climat et l'activité biologique.

III.7.1- Nature de la roche mère (lithologie)

Tous les minéraux primaires ne montrent pas la même résistance à l'altération. Le diagramme de Goldich, (1938) et Berner and Berner, (1987) ont mis en évidence que les minéraux primaires sont corrélés avec la suite réactionnelle de Bowen. Cette corrélation est expliquée par Goldish, 1938, « la suite réactionnelle indique la stabilité des minéraux aux conditions d'équilibres, de pression et température qui régnaient au moment de la formation des minéraux constitutifs des roches ignées (fig. 25). Ces conditions sont nettement différentes des conditions d'équilibre au moment de la formation et celles régnant en surface gouverne l'ordre de stabilité. Les observations de Goldich, (1938) ont été confirmées et quantifiées par des expériences réalisées sur des minéraux silicatées au laboratoire. En outre, il a été montré que les micro-défauts et les hétérogénéités de composition pouvaient réduire la résistance intrinsèque d'un minéral. Enfin, la composition chimique identique, des matériaux bien cristallisés résistent mieux à l'altération de verres.



Fig. 25. Diagramme montrant l'ordre d'altérabilité des minéraux d'après Goldisch (1938) et Benrner and Berner (1987).

Les travaux de Meybeck, (1987), normalisation des flux d'altération (masse de silice et ions dissous par unité de surface et par unité de temps corrigé des apports atmosphériques) réalisés sur des petits bassins monolithologiques par rapport à ceux des bassins granitiques. Il obtient les résultats mentionnés dans le (Tab 1). Les dépôts sédimentaires silicatés, qui ont déjà subi une première phase d'altération produisent des flux moins importants que les roches granitiques.

Nature de la roche	Flux d'altération
Granite	1
Gneiss	1.2
Micaschiste	1.2
Gabbro et Grés	1.3
Roches volcaniques	1.5
Schistes	2.5
Serpentine et amphibolite	5
Roche carbonatée	12
Gypse	40
Evaporites	80

Tableau 1: Classification des flux d'altération des minéraux.

III.7.1.1- Altérabilité des minéraux

La différence d'altérabilité des minéraux des roches présente des conséquences importantes sur la charge acide que peut supporter un milieu, ainsi que sur l'alcalinité des eaux de rivières. L'alcalinité des grands bassins est largement contrôlée par la dissolution des carbonates dont l'ordre de grandeur de la dissolution de celle-ci est supérieur huit à dix fois à celle des silicates. Parmi les roches silicatées, les basaltes s'altèrent huit fois plus vite que les roches granitiques et sont responsables de 30% de la consommation du CO₂ atmosphérique par l'altération des silicates (Bluth and Kump, 1994). Vu la complexité des systèmes étudiés, le rôle des phases secondaires sur les flux d'altération est traité par le biais de la modélisation (Godderis et *al.*, 2006).

III.7.2- Les facteurs climatiques

Les facteurs climatiques, sont les facteurs induits par le climat et les phénomènes météorologiques ; ils comprennent : les précipitations, la température, l'humidité, l'ensoleillement et le vent. Il semble intéressent de rapprocher la température et l'ensoleillement d'une part et les précipitations et l'humidité d'autre part.

III.7.2.1- Effets du climat sur l'altération chimique

Les variations de température et l'ensoleillement influent directement sur la dissolution. D'un point de vue thermodynamique, une basse température augmente la solubilité de CO_2 dans les eaux, ce qui rend les eaux froides plus agressives que les eaux chaudes où le CO_2 est moins soluble. Sur le plan cinétique, l'augmentation de la température favorise les réactions chimiques et donc la dissolution, car elle facilite la vitesse de diffusion du CO_2 dans l'eau. La température et l'ensoleillement ont un impact sur l'activité biologique. Ils jouent un rôle sur la distribution géographique des organismes. L'altération biologique s'intensifié durant la période d'été (température plus élevées). L'ensoleillement est nécessaire pour le développement d'une grande partie d'organisme et de végétation.

Les précipitations sont de natures différentes : pluie, brume, grêle, neige et le grésil. Les précipitations représentent un des apports majeurs en eau et elles jouent un rôle fondamental dans la dissolution. Les eaux de précipitations sont de nature acides (pH = 5) généralement puisqu'elles sont chargées en CO₂ atmosphérique. Les fortes précipitations provoquent un lessivage intense de la surface, contrairement aux précipitations faibles qui permettent une meilleure infiltration dans la roche à travers les fissures, ce qui favorise aussi la dissolution.

A son arrivée au sol, les eaux de précipitations se fractionnent en plusieurs composantes (ruissellement, infiltration et évapotranspiration). La quantité d'eau attribuée à chacune de ces composantes dépend de : climat, pente du terrain, occupation du sol, présence de drainages, perméabilité du sol et des roches, urbanisation. Du point de vue perméabilité, on peut dire qu'une roche peu perméable (roches argileuses) aura une infiltration presque nulle et un grand ruissellement, contrairement aux roches karstiques qui sont caractérisées par une forte perméabilité, donc un ruissellement minimal et une forte infiltration (Fig. 26). La vitesse du vent a un impact sur la quantité d'eau reçue par la roche et donc sur son degré de saturation. La neige, qui est un élément de précipitation particulier, participe aussi à la saturation de la roche pendant la période de dégel.



Fig.26. Partition eau de surface-eau souterraine en fonction de la perméabilité du massif.

III.7.2.2- Effets du climat sur l'altération physique

La température extérieure agit sur l'altération par gélivation. Le phénomène de gel et dégel est directement lié aux variations saisonnières de la température. Elle influence la vitesse de refroidissement, la durée du dégel et la température minimale atteinte. L'ensoleillement d'une part, favorise les variations importantes de la température entre le jour et la nuit, donc, multiplication du nombre des cycles de gel-dégel journaliers dans les régions

montagneuses (plus froides) ou plus ensoleillées. D'autre part, il va diminuer le degré de saturation des roches sous l'effet d'évaporation et par conséquent diminution des effets de gélivation. L'ensoleillement augmente l'amplitude des cycles de dilatation thermique. La dilatation hydrique du massif est influencée par les variations de la température et l'humidité relative de l'air, et a lieu dans les zones favorables à l'évaporation (Coque, 1993), dans la mesure où il y a un nombre plus important de cycles humidification-séchage dans ces régions.

Les précipitations jouent un rôle important sur le degré de saturation des roches en eau, elles participent à l'altération par dilatation hydrique des roches. L'augmentation de l'humidité relative de l'air est suffisante pour réhydrater la roche. La dilatation thermique des roches est indirectement influencée par les précipitations. En effet, les précipitations conditionnent en grande partie le degré de saturation de la roche, or la conductivité thermique de la roche varie le degré de saturation, donc les variations de températures vont être influencées par les précipitations. En outre, les précipitations peuvent apporter des sels dans la roche (en particulier en zones polluées), elles sont donc à l'origine de l'altération par cristallisation des sels.

Le gel accélère le processus simple de fracturation de la roche par alternance d'humidification/séchage. L'altération des roches est donc un processus complexe et nécessite la prise en compte de nombreux facteurs. Les types de sols développés en fonction du climat et le type d'altération sont résumés dans le (Tab 3).

III.7.2.3- Néoformation vs climat

En climat chaud et humide, l'hydrolyse est totale, elle se fait à pH neutre; les silicates sont hydrolysés en gibbsite; l'acide silicique et les cations solubles sont lessivés, il ne reste sur place que le fer et l'aluminium qui constituent alors un sol ferralitique ou latéritique. Les latérites en place ou remobilisées sont susceptibles d'être exploitées comme minerai de fer ou d'aluminium (fig. 27).

En climat chaud et à alternance de saisons sèches et humides, le lessivage et le confinement alternent. Des smectites se forment, la silice reste sur place et l'association Fe, Si et Al, donne le sol fersialitique des pays tropicaux et méditerranéens. La concentration en surface des oxydes de fer produit le phénomène de rubéfaction (fig. 27).

En climat tempéré, l'hydrolyse est partielle. Les minéraux argileux sont hérités de la roche mère (*e.g.* la Chlorite) ou transformés progressivement. Lorsque l'hydrolyse est neutre,

comme sur des roches calcaires, l'illite est dégradée en smectite (K⁺ remplacée par Ca⁺⁺, Mg^{++}). Pour une hydrolyse à pH acide, l'illite est transformée plutôt en vermiculite par perte de K⁺ et ouverture des feuillets; la transformation en chlorite est également possible (fig. 27).

En climat froid et humide, « milieu de formation des podzols », les acides organiques attaquent les illites et vermiculites et les dégradent en smectites ; la kaolinite peut être néoformé (fig. 27). En climat équatorial, les granites altérés donnent de la kaolinite, alors que les roches basiques, plus riches en cations donnent de préférence des smectites (fig. 27).

Tableau 2 : Altération et types de sols selon le climat (Beauchamp, 2002)

Climat Végétation		Altération		Productivité
	Vérétation et sel		Origine des	Evolution de
	vegetation et sor		argiles	Matière
				Organique
Glacière	Toundra	Désagrégation mécanique	Héritage	Nulle
Boréal Tempéré	Taiga et forêt Podzol Sols Bruns	Complexolyse et hydrolyse acide	Transformation héritage	Forte
Méditerranéen subtropical	Steppes; Savanes Fer Sialitique	Hydrolyse neutre	Transformation néoformation	Faible
Désertique	Néant	Désagrégation mécanique	Héritage	Nulle
Equatorial	Forêt ferralitique	Hydrolyse neutre totale	Néoformation	Maximale



Fig. 27. Représentation schématique de l'influence des zones climatiques sur l'épaisseur relative des couches néoformées

III.7.3- Topographie

La topographie influence l'altération aux différentes échelles (régionale ou locale), elle a un impact sur le méso-climat. Les pluies et les températures sont influencées par l'altitude et l'orientation des versants. Ceci crée des contrastes entre versants nord et sud, où les versants nord ont tendance à être plus humides grâce à un taux d'évapotranspiration plus faible (moins d'ensoleillement direct), donc la croissance végétale est plus favorable et des sols plus épais se développent. Nous observons des tendances contraires en zones froides, où le facteur limitant est énergétique et dans ce cas, les sols sur versants sud sont souvent mieux développés que sur versants nord où la neige persiste plus longtemps. Pour la pluie, nous pouvons noter les différences entres les versants bien arrosés et les versants qui sont beaucoup plus secs. En outre, la topographie influence le ruissellement, les zones d'érosion et de dépôt des sédiments. L'érosion décape les parties convexes et les versants raides, et le dépôt de sédiments augmente l'épaisseur du sol en bas de versant. Enfin, la topographie a un impact sur la circulation de l'eau et surtout sur l'accumulation de l'eau dans les zones de dépression où les eaux de ruissellement et d'écoulement hypodermiques (à l'intérieur du profil du sol) se concentrent (fig. 28).


Fig. 28. Principaux facteurs de l'altération : climat, roche mère et topographie.

III.7.4- Activité biologique

Les organismes vivants jouent un rôle important dans l'altération des roches (accélération de la dissolution des minéraux primaires, précipitation des minéraux secondaires « minéraux biogènes », modification des conditions redox, etc...) à toutes les échelles et dans presque tous les environnements. Exemples : (1) les Lichens, organismes comprenant une composante fongique et une composante photosynthétique en symbiose, sont responsable à la fois d'une désagrégation mécanique et d'une altération biochimique de leurs substrats rocheux. (2) les plantes influent considérablement sur l'altération des roches, notamment les roches mafiques. Plusieurs mécanismes sont invoqués pour expliquer cette influence : déplacement de l'équilibre de dissolution par capture des éléments chimiques libérés par les roches, acidification locale par émission de CO_2 et sécrétion d'acides organiques, activité des micro-organismes associés au système racinaire, rétention d'eau augmentant la durée d'altération entre les épisodes de précipitations.

III.7.5- Temps

Le facteur temps est très important dans les processus d'altération des roches. Il permet au sol de former des horizons qui reflètent les conditions locales. L'échelle de temps pour la formation d'un sol se mesure en milliers d'années. Cependant, elle ne peut être considérée qu'en relation avec l'intensité de météorisation : des centaines de millions d'années dans un milieu aride peuvent donner des effets moins importants que quelques centaines d'années dans un milieu humide tropical. Plus les conditions de météorisation et de pédogenèse sont intenses, moins il faut de temps pour altérer le matériau d'origine et former des horizons distincts.

III.8- Classification et caractérisation des roches vis-à-vis de l'altération

Ces classifications se basent soit sur des critères visuels d'état général de la roche (Tab3), soit sur différents paramètres quantitatifs et qualitatifs. Cette hiérarchisation des roches dépend des altérations qui interviennent. Les études indiquent de plus, que les critères de suivi de l'altération doivent être choisis à tous les niveaux : l'altération visible à l'échelle macroscopique débute à l'échelle microscopique.

Classe	Degrés d'altération	Description
VI	Sol résiduel	Roche décolorée, sol avec texture originelle complètement détruite, changement de volume important.
V	Roche complètement altérée	Roche décolorée, sol avec texture originelle majoritairement conservée.
IV	Roche fortement altérée	Roche décolorée, discontinuités ouvertes, forte altération de la texture à proximité des discontinuités.
III	Roche modérément altérée	Roche décolorée, discontinuités ouvertes avec début de l'altération de la texture à proximité, roche notablement moins résistante que la roche saine.
II	Roche légèrement altérée	Roche un peu décolorée, surtout au niveau des discontinuités, perte de résistance non significative.
Ι	Roche saine	Aucune décoloration ni perte de résistance.

Tableau 3 : Classification des roches en fonction de l'état d'altération.

L'organigramme de la (fig. 29) résume l'ensemble des processus d'altération chimique affectant les roches saines pour former des sols.



Fig. 29. Organigramme résumant le processus de l'altération chimique.

IV. ETUDE PETROGRAPHIQUE

IV.1- Description pétrographique des profils d'altération

IV.1.1- Description de la roche mère

La roche mère (Grade I) représente un gneiss oeillé, dont les yeux (centimétriques) sont formés par un assemblage quartzo-feldspathique. Elle est composée de quartz, subovoïde ou xénomorphe qui est souvent fracturé et à extinction onduleuse ; feldspaths potassiques, représentés par l'orthose et le microcline présentant différentes sections et différentes tailles; les plagioclases de type (oligoclase à andésine) en lattes rectangulaires présentent une légère séricitisation; micas (muscovite et biotite), se présentent en lattes allongées entourant les cristaux de feldspaths potassiques et de plagioclases. La biotite, moins abondante que la muscovite est souvent blindée dans les cristaux de quartz.

IV.1.2- Description des échantillons altérés

Les caractéristiques pétrographiques des échantillons formant les profils d'altération (Tamazert, Hadj Ali et Chekfa) sont résumés dans le (Tableau 4). Les minéraux d'altération sont représentés par le chlorite qui se développe aux dépens de la biotite et la séricite, avec des traces de kaolinite se développant aux dépens des plagioclases et feldspaths potassiques. Les minéraux accessoires sont représentés par du zircon, de la monazite et de l'apatite. Au fur est à mesure de l'augmentation de l'intensité de l'altération, un mélange de (séricite + argile) remplace les grains de plagioclases et micas jusqu'à la disparition totale de ces grains et la dominance des minéraux argileux néoformés.

IV.1.2.1- Echantillon N°1 (gneiss au début d'altération)

C'est un gneiss oeillé, dont les yeux sont formés par des feldspaths potassiques et quartz. La composition minéralogique est la suivante : Quartz, Feldspath potassique, Plagioclase de type (oligoclase), Micas (muscovite et biotite), Chlorite, Séricite, Kaolinite et Zircon.

Le quartz se représente sous forme de plage sub-automorphe, fracturé et à extinction onduleuse. Les feldspaths potassiques, en section de différentes tailles, présentant la macle carlsbad sont souvent altérés en séricite. Les plagioclases sont en cristaux de différentes tailles, souvent affectés par une altération plus poussée par rapport aux feldspaths potassiques. Deux types de micas ont été distingués:

- Les micas blancs (muscovite) : se présentent sous forme de plages allongées, entourant les cristaux de plagioclases et de feldspath potassiques.
- Les micas noirs (biotite) : sont rares et se trouvent sous forme de cristaux blindés dans le quartz, ou en plages flexueuses différemment affectés par l'altération (chloritisation).

IV.1.2.1.1- Les minéraux accessoires

Ils sont représentés essentiellement par du zircon (photo 5), de l'apatite (photo 6) et la monazite.

IV.1.2.1.2- Minéraux secondaires et phénomènes associés

L'examen de la lame montre un début d'altération des feldspaths et plagioclases. Cette altération est marquée par les phénomènes suivants :

- Séricitisation : Développement de séricite à partir du cœur des minéraux et le long des clivages de ces derniers (photo 7).
- Chloritisation : C'est le résultat de l'altération de la biotite en chlorite, ceci est remarquable au niveau des lames minces par la présence des taches rougeâtres ou noirâtres (oxydes de fer et de titane) en association avec les paillettes de chlorite (photo 8).
- Kaolinisation : Formation de la kaolinite à partir de l'altération des plagioclases et des feldspaths. La kaolinite se présente sous forme de petites paillettes cryptocristallines. On note que les plagioclases sont les plus affectés par cette altération.

IV.1.2.2- Echantillon N°2 (gneiss fortement altéré)

C'est un gneiss kaolinisé, il est composé de quartz, feldspaths, plagioclases, muscovite, tourmaline et kaolinite.

- Quartz : il se présente sous deux formes, l'une à tendence automorphe (Quartz I), l'autre xénomorphe et d'apparence secondaire (Quartz II : lié à l'altération).
- Feldspaths : sont représentés par des petites plages, entourées par la muscovite et le quartz. L'ensemble baigne dans une matrice argileuse (Kaolinite).

- Plagioclases : on remarque la disparition totale des plagioclases à cause d'une altération complète de ces derniers et leur transformation en kaolinite. Les plagioclases ne subsistent que sous forme de reliques, ou bien inclus dans le quartz (non affectés par l'altération).
- Muscovite : section allongées en association avec la chlorite, elle présente des taches rougeâtres dues à l'altération de la biotite. La biotite est aussi totalement altérée en chlorite et minéraux argileux.
- **Kaolinite :** sou forme noduleuse, bien exprimé et domine l'échantillon.
- Tourmaline : minéral rare et se présente en gros cristaux zonés, fracturés et pléochroique (gris, bleu, vert, jaune).

IV.1.2.3- Echantillon N°3 (gneiss totalement altéré)

L'échantillon est complètement altéré, il est composé de : Quartz, muscovite, chlorite, et kaolinite. On note l'envahissement total des feldspaths et plagioclases par la kaolinite.

Grade	Description pétrographique
d'altération	
	- Structure : oeillée, foliée (originelle);
Grade I (Rm)	- Quartz; micas (biotite et muscovite); feldspaths potassiques et
	plagioclases: états frais
	- Minéraux accessoire: apatite ; zircon et monazite
	- Structure conservée: visible à l'œil nu
	- Quartz frais
Grada II	- légère altération des micas (biotite et muscovite),
Uraue II	plagioclases et feldspaths potassiques
	- développement des nodules de kaolinite ;
	chlorite et séricite
	- structure encore conservée
Grada III	- quartz fracturé
Grade III	- biotite et plagioclases totalement altérés
	- stade d'altération avancée des feldspaths potassiques
	- disparition de la structure originelle
Grade IV	- dissolution du quartz
	- kaolinite avec des reliques de feldspaths potassiques
Grade V	- développement d'un sol blanc (kaolinite + muscovite + quartz)

Tableau 4: Grade d'altération et caractéristiques pétrographiques des échantillons

L'examen des lames minces au microscope polarisant permet de déduire la séquence d'altération et déterminer les minéraux susceptibles d'être altérés en premier lieu. On constate que les minéraux feldspathiques (feldspaths potassiques et plagioclases) s'altèrent en premier lieu, suivi par l'altération de la biotite et enfin par la muscovite qui résiste à l'altération.

La chloritisation et la séricitisation (photos g et h) sont des phénomènes accompagnateurs de l'altération des roches et minéraux.



Fig. 30. Photos de lames minces (LP x 30) montrant le degré d'altération dans le profil de Tamazert.

(a): feldspath non altéré dans la roche mère, (b): début d'altération du feldspath, (c): feldspath fortement altéré, (d): feldspath totalement altéré en kaolinite, (e): zircon (minéral accessoire dans la roche mère), (f) : apatite (minéral accessoire) dans la roche mère, (g): phénomène de séricitisation, (h): phénomène de chloritisation avec oxydes de (Fe et Ti).

IV.2- Conclusion

A partir de l'étude pétrographique, on a pu déterminer la séquence d'altération des minéraux primaires : il s'agit des plagioclases (orthoclase et albite), puis les feldspaths potassiques, la biotite qui est totalement altérée en chlorite, la muscovite partiellement altérée en séricité. Les photos (a, b, c et d) de la (fig. 3) montrent la succession du degré d'altération de la base au sommet des profils. La progression du degré d'altération provoque la destruction totale des feldspaths et les autres minéraux micacés pour donner une phase ultime de l'altération (kaolinite).

L'étude pétrographique des profils d'altération développés sur une roche mère hétérogène a permis de proposer un modèle de l'altération de ces roches, grâce à la convergence des deux approches. Le manteau d'altération comprend une succession verticale, classique en zone équatoriale : altérites - ensemble nodulaire - ensemble meuble argilosableux de surface. L'ensemble nodulaire est formé par deux sous ensembles (ensemble à nodules grossiers et un deuxième à nodules de petites tailles).

V. BILANS GEOCHIMIQUES

D'après Dyzugorn-Aydin et al. (2002), il n'existe pas de méthodes universelles pour évaluer les changements des concentrations des éléments chimiques au cours de l'altération. Dans cette étude la méthode du bilan de masse a été retenue pour évaluer les pertes et les gains des éléments majeurs et en traces dans chaque profil au cours du processus de l'altération.

V.1- Evaluation du bilan de masse

V.1.1- Introduction à l'approche du bilan de masse

Vu l'utilisation simple de cette approche, elle a trouvé des applications répandues dans de nombreux domaines au fil du temps. Par exemple, les chimistes utilisent le bilan de masse pour sommer les différentes espèces contenant un élément afin de déterminer le bilan total de cet élément dans le système (ions libres, complexes). Certains d'autres utilisent cette approche pour déterminer les changements dans la masse des glaciers. Les hydrologues utilisent cette méthode pour interpréter les changements dans l'équilibre de l'eau dans les systèmes des eaux.

Cette méthode a également été utilisée pour déterminer les changements dans la chimie le long d'un chemin d'écoulement et de quantifier le bilan hydrologique des lacs en utilisant des isotopes stables.

Les principaux objectifs des études du bilan de masse sont: (1) quantifier les flux de masse dans et hors des systèmes de bassins versants; (2) interpréter les réactions et les processus qui se produisent dans le bassin versant qui causent les changements observés dans la composition et le flux; (3) déterminer les taux d'altération des différents minéraux constituant le socle, régolite et des sols du bassin versant; et (4) évaluer quelles sont les phases minérales impliquées de manière critique dans le contrôle de la chimie de l'eau pour aider à développer des modèles d'applicabilité générale.

V.2- Pourcentages des changements absolus

Les changements qui accompagnent le processus d'altération ne sont pas uniformes avec la profondeur, ce qui conduit à des hétérogénéités le long du profil d'altération. La compréhension des conditions et des processus qui conduisent à la transformation de la roche dure en une saprolite ou un sol sont d'une importance primordiale. Les hétérogénéités peuvent se développer en raison de l'altération non uniforme ou peuvent être associées à la mobilisation, la redistribution des éléments et à l'accumulation des horizons d'argile comme produit ultime de l'altération.

Au cours de l'altération, la mobilisation et la redistribution des éléments résultent de la décomposition des minéraux primaires (Hill et *al.*, 2000). La mobilité et la redistribution d'éléments dans les produits d'altération ont été utilisées pour estimer le degré de l'altération et le comportement des éléments lors de l'altération. Les approches de bilan de masse quantitative peuvent fournir des informations fiables sur la mobilité des éléments lors de l'altération. Dans la plupart des modèles de bilan de masse, un ou plusieurs éléments sont isolés et supposés être immobile (Anderson et *al.*, 2002; Nesbitt et Young, 1982).

Le modèle du bilan de masse chimique proposé par (Brimhall et Dietrich, 1987) est applicable dans ce cas, parce que tous les éléments analysés dans cette étude étaient soit relativement enrichis ou appauvris dans le produit d'altération. La densité des échantillons a été utilisée comme indicateur du degré d'altération en supposant que les produits d'altération sont formés par des procédés isovolumétriques. Les résultats des analyses chimiques des éléments majeurs et en traces des trois profils sur lesquelles cette étude est menue sont repportés dans les tableaux (5, 6 et 7).

Pourcentage des changements absolus = Cw Yw /Cp Yp, (Brimhall et Dietrich, 1987) Où:

C: est la concentration de tout élément ; **V**: est la masse volumique apparente ; **w** et **p**: représentent la roche altérée et non altérée, respectivement.

D'près les résultats d'analyses géochimiques (Tab. 8), on note un appauvrissement significatif de tous les éléments majeurs (alcalins, alcalino-terreux, SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ et P_2O_5 à l'exception de TiO₂ qui est enrichi. Pour les éléments en traces, la majorité est appauvrie dans les trois profils, sauf le Sr qui marque l'exception avec un enrichissement très significatif de plus de 100% minimum et dépasse 300% comme maximum dans le profil de Chekfa. Ce, s'enrichit dans les trois profils étudiés. Y, Zr et V s'appauvrissent avec l'augmentation du degré de l'altération.

Eléments	RM	T1	T2	T3	T4	T5	T6
SiO ₂	77.42	59.00	64.55	63.28	64.51	61.07	48.72
Al_2O_3	11.43	26.38	21.39	22.50	21.79	25.60	34.02
Fe ₂ O ₃	1.55	0.70	0.77	0.57	0.72	0.26	0.26
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	< l.d
MgO	0.17	0.42	0.46	0.33	0.39	0.23	0.22
CaO	0.56	< 1.d	0.16	0.05	0.04	0.05	0.03
Na ₂ O	2.28	0.04	0.56	0.23	0.24	0.09	0.07
K ₂ O	4.12	2.96	4.35	5.49	5.12	1.90	1.67
TiO ₂	0.15	0.56	0.48	0.37	0.39	0.50	0.60
P_2O_5	0.23	0.07	0.04	0.06	0.04	0.05	0.04
Pf	0.86	9.74	6.42	6.57	6.93	9.76	13.86
As	4.30	< l.d	< l.d	1.68	5.33	< 1.d	1.71
Ba	59.0	201	397	430	353	257	169
Be	1.16	4.68	4.73	5.00	3.68	5.68	4.05
Bi	1.39	0.64	1.05	0.24	1.55	0.16	< l.d
Cd	< l.d	0.25	0.21	0.17	0.18	0.25	0.21
Ce	31.1	99.9	82.5	92.5	102	96.6	96.3
Со	1.50	10.5	16.5	9.91	2.84	7.71	4.79
Cr	12.6	19.1	17.5	15.1	13.4	19.2	19.6
Cs	15.2	12.8	18.4	15.4	14.6	12.9	11.3
Cu	76.8	< l.d	< l.d	< l.d	< 1.d	< l.d	< l.d
Dy	3.99	6.05	7.91	5.48	7.77	8.02	4.72
Er	0.97	3.08	4.03	2.52	3.49	4.35	2.37
Eu	0.31	1.53	1.66	1.65	2.43	2.13	1.43
Ga	20.3	31.8	28.1	25.7	25.5	27.4	30.5
Gd	4.54	6.80	8.66	6.87	10.7	9.83	6.11
Ge	2.48	1.57	1.79	1.40	1.80	1.40	1.39
Hf	3.96	7.14	6.11	6.21	7.00	8.10	7.95
Но	0.51	1.11	1.46	0.93	1.32	1.53	0.86
La	12.8	48.0	38.1	38.9	66.3	38.7	37.8
Lu	0.07	0.46	0.72	0.34	0.45	0.67	0.39
Nb	9.93	16.1	15.1	10.4	9.44	15.8	18.8
Nd	15.3	42.9	38.8	43.9	76.6	47.7	43.5
Ni	5.2	7.5	8.0	6.6	< 1.d	6.1	5.1
Pb	23.9	35.6	46.1	118	64.9	34.9	30.7
Pr	3.98	11.9	10.2	11.5	20.8	11.4	11.1
Rb	427	128	211	215	215	91.8	84.8
Sb	1.52	1.13	0.43	1.52	0.73	1.36	1.31
Sm	4.75	8.88	9.69	9.90	15.5	12.5	9.26
Sn	20.1	11.5	21.4	12.9	10.1	17.0	10.9
Sr	34.0	31.3	70.7	96.5	84.0	45.1	33.8
Ta	2.39	2.28	2.96	1.40	1.41	2.67	2.92

Tableau 5 : Analyses chimiques des éléments majeurs et en traces (profil de Tamazert).

Tb	0.82	1.07	1.39	1.02	1.51	1.43	0.87
Th	14.9	17.7	16.1	15.3	14.4	17.3	16.3
Tm	0.11	0.46	0.61	0.35	0.51	0.70	0.38
U	8.15	5.72	4.87	4.05	4.57	6.52	6.39
V	7.0	25.0	22.9	21.2	21.5	23.7	21.9
W	12.7	31.6	187	129	1.44	81.4	21.7
Y	16.7	31.7	43.5	26.1	39.9	46.1	25.2
Yb	0.58	3.14	4.55	2.34	3.16	4.59	2.58
Zn	44.9	41.1	65.4	37.0	29.9	76.0	45.2
Zr	111	250	208	212	261	297	295

Tableau 6 : Analyses chimiques des éléments majeurs et en traces (profil de Hadj Ali)

Eléments	RM	H1	H2	Н3	H4	H5
SiO ₂	77.42	66.28	61.25	64.57	61.40	65.74
Al_2O_3	11.43	20.16	23.6	22.38	23.0	20.72
Fe ₂ O ₃	1.55	0.85	1.25	0.90	1.35	0.94
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.17	0.69	0.72	0.63	0.72	0.62
CaO	0.56	0.08	0.39	0.09	0.19	0.16
Na ₂ O	2.28	2.23	2.46	0.37	3.04	2.91
K ₂ O	4.12	4.21	4.19	4.37	4.65	4.34
TiO ₂	0.15	0.48	0.45	0.36	0.44	0.47
P_2O_5	0.23	< l.d	< 1.d	< l.d	< l.d	0.04
Pf	0.86	4.65	4.98	6.39	4.23	4.32
As	4.30	< l.d	< l.d	1.59	< l.d	< l.d
Ba	59.0	313	296	275	253	306
Be	1.16	3.83	3.32	4.46	4.11	4.03
Bi	1.39	0.43	0.37	0.17	1.02	1.34
Cd	< l.d	0.24	0.18	0.16	0.19	0.22
Ce	31.1	106	97.3	94.2	97.6	111
Со	1.50	1.36	1.30	1.34	1.21	1.70
Cr	12.6	20.0	18.77	17.6	18.03	18.8
Cs	15.2	13.6	13.45	12.9	13.21	13.0
Cu	76.8	8.7	< 1.d	< l.d	<1.d	< l.d
Dy	3.99	5.47	5.03	4.36	5.66	8.11
Er	0.97	2.24	1.93	1.87	2.05	3.62
Eu	0.31	1.62	1.48	1.46	1.88	2.15
Ga	20.3	25.5	25.04	24.6	25.1	25.8
Gd	4.54	7.87	7.23	6.39	8.43	10.2
Ge	2.48	1.37	1.33	1.29	1.33	1.35
Hf	3.96	7.25	6.87	6.41	6.76	7.25
Но	0.51	0.88	0.83	0.71	1.13	1.40
La	12.8	50.5	48.6	45.1	46.15	52.0
Lu	0.07	0.30	0.22	0.27	0.41	0.46
Nb	9.93	10.9	10.02	9.44	9.63	10.2

Nd	15.3	49.0	45.12	42.0	50.11	54.2
Ni	5.2	6.4	8.56	10.3	11.45	5.6
Pb	23.9	12.2	11.43	10.4	12.93	14.6
Pr	3.98	12.9	12.42	11.1	13.32	13.9
Rb	427	233	234	236	243	227
Sb	1.52	2.37	3.67	4.67	4.88	2.79
Sm	4.75	10.7	9.63	8.82	9.57	12.3
Sn	20.1	17.3	14.97	12.4	12.65	12.9
Sr	34.0	56.1	33.21	26.4	22.10	91.3
Та	2.39	1.26	1.01	0.98	0.77	1.21
Tb	0.82	1.11	0.98	0.87	0.64	1.51
Th	14.9	19.2	19.22	19.7	20.4	20.4
Tm	0.11	0.31	0.28	0.26	0.18	0.49
U	8.15	2.26	2.2	2.08	1.98	3.62
V	7.0	27.0	26.93	25.5	25.33	28.2
W	12.7	4.35	3.44	3.60	4.12	3.25
Y	16.7	24.6	22.65	20.3	36.7	41.5
Yb	0.58	1.94	1.82	1.77	2.46	3.21
Zn	44.9	36.3	31.23	21.3	24.87	28.9
Zr	111	279	254	231	243	266

Tableau 7 : Analyses	s chimiques des	s éléments majeurs (et en traces (p	orofil de Chekfa)
	1		1	

Eléments	RM	C1	C2	C3
SiO ₂	77.42	65.65	65.65	68.77
Al ₂ O ₃	11.43	19.97	20.11	18.60
Fe ₂ O ₃	1.55	0.81	1.38	1.36
MnO	0.00	0.01	0.00	0.00
MgO	0.17	0.22	0.34	0.35
CaO	0.56	0.58	0.03	0.04
Na ₂ O	2.28	3.31	0.12	0.33
K ₂ O	4.12	4.69	3.09	3.47
TiO ₂	0.15	0.17	0.39	0.34
P_2O_5	0.23	0.39	0.04	0.06
Pf	0.86	4.45	7.02	5.70
As	4.30	3.54	20.2	41.2
Ba	59.0	242	194	367
Be	1.16	7.21	3.49	4.34
Bi	1.39	4.56	0.99	1.91
Cd	< 1.d	< 1.d	0.20	0.25
Ce	31.1	47.3	79.7	101
Co	1.50	1.75	1.07	2.95
Cr	12.6	9.5	14.4	13.5
Cs	15.2	17.4	10.7	11.4
Cu	76.8	<l.d< td=""><td>10.2</td><td>5.1</td></l.d<>	10.2	5.1
Dy	3.99	3.33	4.05	4.46
Er	0.97	1.20	2.00	2.13
Eu	0.31	0.52	1.11	1.31

Ga	20.3	26.4	22.5	20.7
Gd	4.54	3.79	5.02	6.06
Ge	2.48	1.97	1.70	1.94
Hf	3.96	2.49	7.58	7.95
Но	0.51	0.51	0.72	0.77
La	12.8	20.4	38.8	41.9
Lu	0.07	0.13	0.30	0.31
Nb	9.93	21.6	10.6	12.2
Nd	15.3	17.1	33.7	39.6
Ni	5.2	5.9	6.2	6.7
Pb	23.9	34.1	39.2	38.5
Pr	3.98	4.85	9.30	10.7
Rb	427	283	125	177
Sb	1.52	0.53	2.77	2.86
Sm	4.75	4.63	6.77	8.31
Sn	20.1	24.3	11.3	29.1
Sr	34.0	41.5	45.1	60.1
Та	2.39	5.23	1.76	6.98
Tb	0.82	0.64	0.74	0.84
Th	14.9	12.6	16.3	14.7
Tm	0.11	0.16	0.29	0.32
U	8.15	5.67	4.57	6.36
V	7.0	6.1	18.0	15.2
W	12.7	1.72	3.97	2.92
Y	16.7	16.8	21.7	22.4
Yb	0.58	1.00	1.92	2.08
Zn	44.9	95.7	68.7	159
Zr	111	73.7	276	300

Les résultats des changements de masse sont présentés dans le (Tableau 8). Ces résultats ont été tracés sur des diagrammes binaires où chaque diagramme correspond à un profil d'altération.

V.3- Changements absolus des éléments majeurs

V.3.1-Profil de Tamazert

Dans le profil d'altération de Tamazert, les changements absolus se caractérisent par une intense évacuation des éléments majeurs (Tab. 8). Les seules accumulations sont celles du titane. Des exceptions d'accumulations des éléments ont été observées pour l'aluminium (T1 et T6) et pour le magnésium (T1 et T2). Ces résultats sont reportés sur la figure 31.

N°	T1	T2	T3	T4	T5	T6
SiO ₂	-66.9	-63.4	-64.2	-70.2	-72.4	-79.9
Al_2O_3	+0.34	-17.9	-13.7	-31.8	-21.6	+28.3
Fe ₂ O ₃	-80.4	-78.4	-83.9	-83.4	-94	-92.8
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	+6.8	+18.2	-15.9	-18.2	-52.3	-45.5
CaO	0.00	-87.6	-95.9	-97.2	-96.6	-97.9
Na ₂ O	-99.3	-89.4	-95.6	-96.3	-98.6	-98.8
K ₂ O	-68.8	-53.8	-41.5	-55.6	-83.4	-82.5
TiO ₂	+61.5	+38.5	+7.7	-7.7	+15.4	+71.8
P_2O_5	-86.7	-93.2	-88.3	-93.3	-93.3	-93.3

Tableau 8 : Pourcentages des changements absolus des éléments majeurs

(Profil de Tamazert)



Fig. 31. Représentation graphique des changements absolus des éléments majeurs (profil de Tamazert)

V.3.2- Profil de Hadj Ali

Les changements absolus du profil d'altération de Hadj Ali (Tab. 9) sont caractérisés par une intense évacuation des éléments majeurs. Les seuls éléments accumulés dans le produit d'altération sont le titane et le magnésium. Une exception a été marquée dans l'échantillon (H5) où le phosphore est presque totalement évacué du profil. Ces résultats sont reportés sur la (fig. 32).

		(Prof	il de Hadj Ali)	
N°	H1	H2	H3	H4	H5
SiO ₂	-58.5	-62.6	-60.5	-65.2	-63.2
Al_2O_3	-14.5	-2.3	-8.1	-11.7	-21.7
Fe ₂ O ₃	-73.4	-62	-72.8	-61.1	-73.6
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	+97.7	+100	+74.7	+86.5	+59.2
CaO	-93.1	-66.9	-92.4	-78.3	-87.5
Na ₂ O	-52.5	-48.9	-92.4	-41.5	-44.5
K ₂ O	-50.5	-51.9	-50.2	-50.5	-54.2
TiO ₂	+53.8	+41	+12.6	+28.6	+36.2
P_2O_5	0.00	<1.d	< l.d	< 1.d	-93.3

Tableau 9: Pourcentages des changements absolus des éléments majeurs



Fig. 32. Représentation graphique des changements absolus des éléments majeurs (profil de Hadj Ali)

V.3.3- Profil de Chekfa

Le bilan géochimique des changements absolus montre que tous les éléments sont évacués (Tab. 10). Notons des exceptions d'accumulations de certains éléments dans les échantillons de ce profil. Le potassium et le phosphore montrent des accumulations dans les échantillons (C2 et C3), l'aluminium est accumulé dans l'échantillon (C3) et le fer est accumulé dans l'échantillon (C2). Les résultats de ces changements absolus sont tracés sur la (fig. 33).

	(FIOIII de Chekia)						
	C1	C2	C3				
SiO ₂	-51.5	-8.8	-8.9				
Al_2O_3	-0.06	-81	+36.4				
Fe ₂ O ₃	-70.1	+28.7	-60.5				
MnO	0.00	0.00	0.00				
MgO	-26.5	-90	-83.2				
CaO	-41.2	-34.5	-39.3				
Na ₂ O	-17.8	1.00	-4.5				
K ₂ O	-35.6	+0.5	+3.9				
TiO ₂	-35.9	-41.7	-41.7				
P_2O_5	-4.5	+11.8	+4.9				

Tableau 10 : Pourcentages des changements absolus des éléments majeurs (Profil de Chekfa)



Fig. 33. Représentation graphique des changements absolus des éléments majeurs (profil de Chekfa)

V.4- Changements absolus des éléments en traces

V.4.1- Profil de Tamazert

Le bilan géochimique des éléments en traces dans le profil de Tamazert (Tab. 11) montre une forte concentration de baryum, de cobalt, de vanadium, de plomb et de cérium dans la majorité des échantillons. Le reste des éléments a été évacué avec quelques exceptions concernant l'enrichissement ou l'appauvrissement de certains éléments dans certains échantillons (exemple: le strontium, zirconium et l'yttérium). Ces résultats sont représentés sur la (fig. 34).

	(Profil de Tamazert)										
N°	T1	T2	T3	T4	T5	T6					
Sr	-60	-8.8	24.5	-11.6	-53.6	-57.2					
Ba	+48.1	+195.2	+219.5	+114	+55.8	+23.4					
Со	+204.2	+382.3	+189.7	-32.3	+79.9	+37.6					
Cr	-34.1	-39.1	-47.5	-61.9	-46.7	-32.9					
V	+55.3	+43.4	+32.8	+9.9	+18.5	+34.8					
Ni	-37.3	-32.5	-44.3	< l.d	-58.9	-57.8					
Pb	+547.4	-15.4	+116.5	-2.9	-48.9	-44.7					
Zn	-60.2	-36.2	-63.9	-76.2	-40.8	-56.6					
Zr	-2.1	-17.8	-16.3	-15.9	-6.4	+14.5					
Ce	+39.6	+16.3	+30.4	+17.3	+8.7	+33.4					
Y	-17.5	14.2	-31.5	-14.5	-3.4	-35					

Tableau 11: Pourcentages des changements absolus des éléments traces



Fig. 34. Représentation graphique des changements absolus des éléments traces (profil de Tamazert)

V.4.2- Profil de Hadj Ali

Dans ce profil, le bilan des changements absolus (Tab. 12) montre une évacuation totale des éléments traces, sauf pour le baryum, vanadium et cérium. Le zirconium est accumulé à la base du profil (H1, H2) et au sommet (H5), mais il est évacué dans la partie médiane du profil (H3, H4). Les résultats sont tracés sur la (fig. 35).

			0		
N°	H1	H2	H3	H4	H5
Sr	-20	-53.8	-63.6	-71.5	16.7
Ba	+157	+137.2	+118.7	+88.1	+125.4
Со	-56.1	-59	-58.1	-64.4	-50.7
Cr	-23.1	-29.5	-34.5	-37.3	-35.2
V	+86.9	+82	+70.9	+58.7	+75.1
Ni	-40.4	-22.1	-7.1	-3.5	-53.2
Pb	-75.3	-77.4	-79.6	-76.3	-73.5
Zn	-60.8	-67.1	-77.7	-75.7	-72
Zr	+21.8	+8.3	-2.3	-4	+4.2
Ce	+65.2	+48	+42.1	+37.6	+55.2
Y	-28.6	-35.8	-42.9	-3.6	-2.3

Tableau 12: Pourcentages des changements absolus des éléments traces (Profil de Hadj Ali)



Fig. 35. Représentation graphique des changements absolus des éléments traces (profil de Hadj Ali)

V.4.3- Profil de Chekfa

Les changements absolus (Tab. 13) montrent l'accumulation du cérium, baryum et strontium dans l'ensemble des échantillons du profil (Tab. 13). Cependant, quelques exceptions ont été observées concernant l'accumulation ou l'évacuation de certains éléments (Ba, Co et Zn). Le reste des autres éléments sont évacués au cours de l'altération. Les résultats sont tracés sur la (fig. 36).

	(-		
	C1	C2	C3
Ba	-30.9	+82.1	+84
Sr	+131.9	+323.6	+301.4
Со	-30.1	+93.6	+54.9
Cr	-57.4	-76.7	-72.3
V	-50.7	-66.8	-66.8
Ni	-35.9	-21.8	-10.7
Pb	-19.3	-27.1	-27.1
Zn	20.5	-35.3	-37.9
Zr	-62.5	-77.5	-78.1
Ce	+14	+8.3	+8.3
Y	-43.8	-51.3	-51.3

Tableau 13: Pourcentages des changements absolus des éléments traces (Profil de Chekfa)



Fig. 36. Représentation graphique des changements absolus des éléments traces (profil de Chekfa)

V.5- Conclusion

Le bilan des changements absolus des éléments majeurs montre un contraste entre l'accumulation et l'évacuation des éléments d'un profil à l'autre et au sein du même profil. Le titane et le magnésium sont fortement concentrés dans tous les échantillons du profil de Hadj Ali, fortement évacués dans le profil de Chekfa. A Tamazert, certains échantillons montrent une accumulation de ces deux éléments. Le reste des éléments majeurs a été évacué dans les trois profils.

Les éléments en traces montrent un comportement identique à celui des éléments majeurs avec un contraste entre l'accumulation et l'évacuation des éléments entre les trois profils et dans le même profil. Le baryum et cérium sont accumulés dans les trois profils, le vanadium est accumulé dans les profils de Tamazert et Hadj Ali et exporté dans le profil de Chekfa. Le cobalt est accumulé dans les profils de Tamazert et Chekfa et exporté dans le profil de Had Ali. Le reste des éléments sont tous exportés des profils au cours de l'altération.

A partir de ces résultats, nous constatons qu'il y a une certaine similitude entre les profils d'altération (Tamazert, Hadj Ali et Chekfa). Les différences sont quantitatives qui seraient probablement dûes à l'appauvrissement ou à l'enrichissement de l'élément dans les roches mères altérées.

V.6- Lessivage des éléments

Dans cette étude, aucun élément n'a été supposé être immobile. Tous les éléments ont été normalisés en utilisant la concentration de l'élément dans la roche mère par rapport à sa concentration dans la roche altérée ($X_{éch}/X_{R,mère}$). Si le rapport de l'élément normalisé est inférieur à 1, cela signifié que l'élément a été appauvri, à l'inverse, si le rapport est supérieur à 1, il est enrichi.

V.6.1- Normalisation par rapport à la roche mère

Le rapport (Cjw/Cjp) des concentrations des éléments dans les roches altérées et la roche mère donnent une approximation de lessivage ou d'accumulation des éléments lors de l'altération. Si le rapport (Cjw/Cjp) est supérieur à 1, donc cet élément s'élimine difficilement (enrichissement) au cours de l'altération, dans le cas contraire, le rapport est inférieur à 1, l'élément s'élimine facilement et sera évacué par les solutions (appauvrissement) (Tardy, 1969).

V.6.1.1- Profil de Tamazert

Parmi les éléments majeurs enrichis dans le produit d'altération Al_2O_3 , MgO, TiO₂ et K₂O dans certains échantillons, les autres éléments sont exportés du profil. Le taux d'enrichissement et d'appauvrissement varie d'un échantillon à l'autre (Tab.14). L'enrichissement en magnésium peut être expliqué par l'incorporation de cet élément dans la structure cristalline de certains minéraux argileux néoformés. Les éléments en traces sont enrichis dans le produit d'altération (Tab. 15). Quelques échantillons montrent des exceptions concernant l'enrichissement ou l'appauvrissement en certains éléments dans le même échantillon du même profil (fig. 37).

	SiO ₂	Al_2O_3	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K_2O	TiO ₂	P_2O_5
T1/Rm	0.8	2.3	0.5	0.00	2.5	0.00	0.01	0.7	3.8	0.3
T2/Rm	0.83	1.9	0.5	0.00	2.7	0.28	0.24	1.1	3.2	0.2
T3/Rm	0.81	1.96	0.36	0.00	1.9	0.08	0.1	1.3	2.5	0.26
T4/Rm	0.83	1.9	0.46	0.00	2.3	0.07	0.1	1.2	2.6	0.2
T5/Rm	0.78	2.24	0.16	0.00	1.4	0.08	0.04	0.5	3.3	0.21
T6/Rm	0.62	2.97	0.16	0.00	1.3	0.05	0.03	0.4	4.0	0.2

Tableau 14: Concentrations normalisées des éléments majeurs (profil de Tamazert)

Tableau 15: Concentrations normalisées des éléments en traces (profil de Tamazert)

	Ba	Sr	Со	Cr	V	Ni	Pb	Zn	Zr	Ce	Y
T1/Rm	3.04	0.9	7	1.5	3.6	1.4	1.5	0.9	2.2	3.2	1.9
T2/Rm	6.72	2.1	11	1.4	3.3	1.5	1.9	1.5	1.87	2.7	2.6
T3/Rm	7.28	2.8	6.6	1.2	3.02	1.3	4.9	0.8	1.1	2.97	1.6
T4/Rm	5.98	2.5	1.9	1.1	3.07	<l.d< td=""><td>2.7</td><td>0.7</td><td>2.4</td><td>3.3</td><td>2.4</td></l.d<>	2.7	0.7	2.4	3.3	2.4
T5/Rm	4.4	1.3	5.1	1.5	3.4	1.2	1.5	1.7	2.7	3.1	2.8
T6/Rm	2.86	1.00	3.2	1.6	3.1	0.98	1.3	1.00	2.7	3.1	1.5



Fig. 37. Diagramme normalisé des éléments majeurs et traces (profil de Tamazert)

V.6.1.2- Profil de Hadj Ali

Les éléments majeurs qui sont accumulés dans le produit d'altération du profil de Hadj Ali sont Al₂O₃, MgO, Na₂O dans la majorité des échantillons, K₂O et TiO₂ (Tab. 16). Les éléments en traces accumulés sont le Ba, Cr, V, Ni, Zr, Ce et Y. Le Sr et Co, montrent des accumulations dans certains échantillons et non dans d'autres (Tab. 17). Le P₂O₅ est totalement exporté du profil (fig. 38).

	SiO ₂	Al_2O_3	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P_2O_5
H1/Rm	0.85	1.76	0.54	0.00	4.05	0.14	0.97	1.02	3.2	0.00
H2/Rm	0.79	2.06	0.8	0.00	4.23	0.69	1.07	1.01	3	<1.d
H3/Rm	0.83	1.95	0.58	0.00	3.70	0.16	0.16	1.06	2.4	0.00
H4/Rm	0.79	2.01	0.87	0.00	4.23	0.28	1.33	1.12	2.9	<1.d
H5/Rm	0.84	1.81	0.60	0.00	3.64	0.28	1.27	1.05	3.13	0.17

Tableau	16:	Concentrations	normalisées o	les éléments	majeurs (profil de	e Hadi	Ali)	1
I ubicuu	10.		normansees (majours	prom ac	/ I luuj	1 111	

Tableau 17 : concentrations normalisées des éléments en traces (profil de Hadj Ali)

	Ba	Sr	Co	Cr	V	Ni	Pb	Zn	Zr	Ce	Y
H1/Rm	5.3	1.6	0.9	1.6	3.9	1.2	0.5	0.88	2.5	3.4	1.43
H2/Rm	5.01	0.97	0.85	1.5	3.8	1.6	0.47	0.74	2.3	3.1	1.4
H3/Rm	4.7	0.8	0.89	1.4	3.7	1.98	0.43	0.52	2.1	3.02	1.2
H4/Rm	4.3	0.65	0.8	1.4	3.4	2.2	0.5	0.63	2.2	3.1	2.2
H5/Rm	5.2	2.7	1.1	1.5	4.02	1.07	0.6	0.65	2.4	3.6	2.5



Fig. 38. Diagramme normalisé des éléments majeurs et traces (profil de H. Ali)

V.6.1.3- Profil de Chekfa

L'accumulation et l'évacuation des éléments majeurs et en traces du profil de Chekfa (Tableaux 18 et 19) sont presque identiques avec ceux des profils de Tamazert et de Hadj Ali. L'exception est notée dans l'échantillon C1qui montre des accumulations de la majorité des éléments sauf, SiO₂, Fe₂O₃, MgO et TiO₂ dans les échantillons C2 et C3, CaO dans l'échantillon C2. Pour les éléments en traces (Co dans l'échantillon C2), notons aussi, l'évacuation des éléments Cr, V et Zr de l'échantillon C1 (fig. 39).

	SiO ₂	Al_2O_3	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P_2O_5
C1/Rm	0.84	1.74	0.51	0.00	1.29	1.03	1.45	1.13	1.13	1.7
C2/Rm	0.91	1.34	0.34	0.00	0.11	0.67	1.01	1.05	0.6	1.2
C3/Rm	0.94	1.4	0.4	0.00	0.17	1.03	0.98	1.07	0.6	1.7

Tableau 18: Concentrations normalisées des éléments majeurs (profil de Chekfa)

Tableau 19: Concentrations normalisées des éléments en traces (profil de Chekfa)

	Ba	Sr	Co	Cr	V	Ni	Pb	Zn	Zr	Ce	Y
C1/Rm	4.1	1.2	1.2	0.8	0.9	1.1	1.4	2.1	0.7	1.5	1.00
C2/Rm	3.3	1.3	0.7	1.2	2.6	1.2	1.6	1.5	2.5	2.6	1.4
C3/Rm	6.2	1.8	1.95	1.1	2.2	1.3	1.6	3.5	2.7	3.2	1.3



Fig. 39. Diagrammes normalisés des éléments majeurs et traces (profil de Chekfa)

V.6.2- Comparaison entre les profils d'altération

Les diagrammes normalisés (fig. 33), suggèrent que Al₂O₃, MgO, TiO₂, K₂O sont accumulés dans le produit d'altération des trois profils. Tandis que, Na₂O présente une accumulation variable dans les profils de Hadj Ali et de Chekfa (fig. 33b et 33c). CaO est fortement évacué dans les trois profils, mais reste relatif dans le profil de Chekfa. Le SiO₂ qui est considéré comme immobile, présente une légère évacuation dans les trois profils. Les éléments en traces sont accumulés dans le produit d'altération des trois profils avec des degrés variables.

La variabilité d'accumulation et d'évacuation des éléments, pendant le processus d'altération observée dans les trois profils est directement liée à la progression du degré de l'altération dans chaque niveau de chaque profil et à la nature de la roche mère altérée. Le schéma d'appauvrissement relatif des éléments majeurs et en traces de chaque profil est comme suit :

- ✓ Profil de Tamazert: $Ca = Na > P > Fe > K^* > Si$; Sr* > Ni* > Zn*.
- ✓ Profil de Hadj Ali: $P > Ca > Na^* > Fe > Si$;
 - Pb > Zn < Sr > Co.
- ✓ Profil de Chekfa: $Mg > Fe > Ca^* > Ti > Si$; $Co^* > Cr^* > Zr^* > V^* > Y^*$.

Les éléments en étoile (*) signifié que l'appauvrissement de cet élément n'est pas systématique dans l'ensemble des échantillons.

V.7- Conclusion

Les résultats montrent les principales différences. Les modifications ne sont pas uniformes le long du profil. Les densités apparentes des échantillons altérés sont faibles de celles de la roche mère. Cette baisse de la densité résulte de l'augmentation progressive de la porosité des échantillons qui est due aux pertes d'éléments lors de la progression de l'altération. Ces résultats sont similaires à l'observation faite par Anderson et *al.*, (2002).

Le calcul des changements de masse absolus révèle que Al et Fe ne sont pas toujours retenus. Les taux de migration en Al et Fe sont relativement faibles. Cette faible migration peut être liée à la précipitation de ces deux éléments dans des phases solides faiblement cristallisés à partir de solutions sursaturées ou peuvent être associées à la faible solubilité des hydroxydes de Al et de Fe. Le léger enrichissement en Al₂O₃, Fe₂O₃ et TiO₂ pourrait être associé à la formation de minéraux secondaires (Wen et *al.*, 2004) qui peuvent accueillir ces éléments pendant les premières phases de l'altération. La variation de Ti, Fe et Al peut être expliqué par leur faible mobilité et leur apparition importante dans les phases minérales secondaires.

En comparant les concentrations des éléments en traces dans le produit d'altération et la roche mère, on observe que la majorité des éléments en traces analysés montrent un enrichissement relatif notable à l'exception de quelques éléments tels que Rb, U, Sn, Mo, Cu et Ge. Le Rb est considérablement appauvri dans les échantillons analysés des trois profils par rapport à sa concentration dans la roche mère. Des concentrations très élevées en Ba dans le produit d'altération résultent de la concentration initiale élevée dans la roche mère.

Il est à noter qu'à partir des diagrammes normalisés, tous les éléments sont relativement mobiles, comme certains sont épuisés et d'autres enrichis. Cette observation est fortement significative pour le profil de Tamazert en premier lieu, puis pour le profil de Hadj Ali en deuxième lieu et enfin avec un degré moins pour le profil de Chekfa. Cette observation est contraire à l'hypothèse que Ti et Zr sont presque toujours immobile comme supposé dans de nombreux calculs de bilan de masse (Anderson et al., 2002) dans les zones tropicales et tempérées. Y augmente progressivement avec l'augmentation de l'intensité de l'altération (profil de Tamazert), bien que Hill et al, (2000), ont noté que Y peut être mobile dans les premiers stades de l'altération (profil de Chekfa). On observe également que tous les éléments montrent divers niveaux de changement de masse absolue. Un élément immobile est exclu d'avoir un changement de masse absolue de l'ordre de zéro (0) qui n'est pas le cas dans cette étude. Ces observations préconisent que tous les éléments sont mobiles dans tous les profils. Ti, Zr et Y ont été utilisés comme élément inerte dans plusieurs modèles de bilan de masse (Zhang et al., 2007). Il est possible que ces éléments soient conservés dans le climat tempéré, mais sont mobiles dans des conditions climatiques extrêmes, qui opèrent dans la région tropicale humide.

VI- CARACTERISATION DES PRODUITS D'ALTERATION

VI.1- Aperçu bibliographique sur les argiles

Le terme argile trouve son origine dans le mot Grec (ARGILOS) qui signifie blanc dont la racine ARGOS, puis dans le mot latin ARGILLA. L'argile est parmi les matériaux les plus répandus dans l'écorce terrestre. Ce matériau est anciennement utilisé par les hommes. L'archéologie nous confirme cette utilisation par les civilisations plus anciennes (exemple, les Japonais ont utilisé l'argile depuis 10000 ans).

VI.2- Structure des minéraux argileux

Les argiles appartiennent à la famille des phyllosilicates et sont distinguées par le nombre de couches mises en commun dans le feuillet élémentaire et par la façon dont ces feuillets s'empilent. L'empilement peut concerner des feuillets identiques (espèces simples) ou différents (espèces interstratifiées). La chimie des feuillets, le taux de substitution, l'occupation octaédrique et la nature des cations interfoliaires, sont également pris en compte pour différencier les phyllosilicates.

VI.2.1- Phyllosilicates simples

Les phyllosilicates, sont des minéraux de la famille des silicates construits par l'empilement de feuillets tétraédriques (T) où les tétraèdres partagent trois sommets sur quatre (les oxygènes basaux), le quatrième sommet (l'oxygène apical) étant relié à un feuillet octaédrique (O) occupé par des cations différents (Al, Mg, Fe, Ti). L'union des feuillets (T) et des feuillets (O) forme des couches, qui représentent l'unité de clivage des phyllosilicates. Dans les feuillets T, l'aluminium peut substituer le silicium, cas des micas. Le feuillet (O) forme aussi des minéraux, et notamment des hydroxydes, la brucite, Mg (OH)₂, trioctaédrique, et la gibbsite, Al (OH)₃, dioctaédrique. Selon le type de couche, les phyllosilicates sont classés dans les groupes suivants:

✓ Les phyllosilicates de type 1 :1 ou encore T-O, dans ce cas la couche est formée d'un feuillet (T) et d'un feuillet O, l'épaisseur de la couche est environ 7Å, l'exemple de la kaolinite (fig. 40).



Fig. 40. Structure de la kaolinite.

 ✓ Les phyllosilicates de type 2 :1 ou encore T-O-T, la couche est formée d'un feuillet (O) en sandwiche entre deux feuillets (T). l'épaisseur de la couche est de 10Å, l'exemple de la muscovite (fig. 41).



Fig. 41. Structure de la muscovite.

✓ Les phyllosilicates de type 2 :1 :1 ou T-O-T-O, sont des minéraux argileux de type 2 :1 avec une couche octaédrique interfoliaire. L'épaisseur de la couche est environ 14Å, l'exemple de la chlorite, (fig. 42). Les principaux groupes des phyllisilicates sont resumés dans le tableau 20.



Fig. 42. Structure de la chlorite.

Type de feuillets	Groupe	Sous-groupe	Espèces
1 :1	Kaolinite /Serpentine	Kaolinite Serpentine	Kaolinite, Dickite Nacrite, Halloysite Chrysotile, Lizardite
	Pyrophyllite/Talc	Pyrophyllite Talc	Pyrophyllite Talc
	Mica	Mica dioctaèdrique	Muscovite, Paragonite, Illite
2.1		Mica trioctaèdrique	Phlogopite, Biotite
2.1		Smectite	Beidellite,
	Smectites	trioctaèdreique	Montmorillonite
		Smectite dicotaèdrique	Saponite, Hectorite
	Chlorites	Chlorite dioctaèdrique	Donbassite Chlinochlore (Mg)
2 :1 :1	Chiorites	Chlorite trioctaèdrique	Chamosite(Fe) Sudoite

Fableau 20 : Principaux	groupes	de phyllosilicates
-------------------------	---------	--------------------

VI.2.2- Phyllosilicates interstratifiés

Les minéraux argileux interstratifiés reconnus dans les sols sont composés de l'empilement d'au moins deux types de feuillets 1:1/2:1, 2:1/2:1, 2:1/2:1:1 (Fig. 43). Les récents développements des logiciels de modélisation des diffractogrammes de rayons X ont révélé que les interstratifiés à trois composants (2:1/2:1/2:1:1 ex. I/S/Ch) étaient plus répandus qu'on ne le pensait. Les minéraux interstratifiés sont fréquemment rencontrés dans les sols et les séquences d'altération des phyllosilicates primaires. Leurs processus de formation dans les sols sont encore mal connus. Dans certains cas, ils peuvent être des intermédiaires dans la transformation des minéraux primaires.



Fig. 43. Différentes possibilités d'interstratification au sein des phyllosilicates avec deux ou trois composants

On distingue deux grands groupes : les interstratifiés ordonnés (parfois réguliers) et les interstratifiés désordonnés.

- ✓ Les interstratifiés ordonnés, correspondant à la succession régulière des deux types de feuillets, sont identifiables en DRX lorsqu'ils s'approchent de la régularité. S'ils comportent deux feuillets élémentaires de composition différente (ex : illite 1,0 nm et smectite 1,52 nm), la régularité signifie que la composition est proche de 50% illite 50% smectite pour un ordre 1 (R = 1). Dans ce cas, le pic de diffraction d001 correspond à la somme des deux feuillets (2,52 nm) et les harmoniques correspondent à des fractions rationnelles de d₀₀₁.
- ✓ Les interstratifiés désordonnés, présentent des séries de pics de diffraction 00ℓ non rationnelles du fait de l'interférence entre les pics voisins des deux espèces pures. Les diffractogrammes des interstratifiés sont très différents des espèces simples qui les constituent et dépendent de la nature, de la proportion et des séquences d'empilement des différents feuillets (fig. 44). Les positions des pics sont intermédiaires entre les

deux phases pures les constituant et dépendent de leurs proportions. On utilise les lois de Méring pour connaître la proportion des espèces pures.



Fig. 44. Variation des proportions de l'illite et de la smectite dans un interstratifié illite/smectite

Les minéraux argileux interstratifiés à deux composants les plus couramment décrits dans les sols sont :

- ✓ Illite/smectite (I/S) et kaolinite/smectite (K/S) qui correspondent à l'empilement de deux espèces dioctaédriques.
- ✓ Mica (biotite)/vermiculite ; chlorite/vermiculite et chlorite/smectite qui correspondent à des espèces trioctaédriques ou di/trioctaédriques. Les interstratifiés mica/vermiculite et chlorite/vermiculite sont en général ordonnés.

VI.3- La kaolinite

Le mot kaolin est dérivé du terme chinois (Kao-ling) qui signifié haute crête. Ce type d'argile, a été exploité à l'origine dans un terrain granitique altéré à proximité d'un village appelé Kauling. Les roches kaolinique sont composées en grande partie par des minéraux du groupe du kaolin, qui sont la Kaolinite, l'Halloysite, la Dickite et la Nacrite (d = 7 A°) sont de même formule chimique et ont des systèmes de cristallisation différents. La kaolinite de formule chimique $Al_2Si_2O_5$ (OH)₄ est le minéral le plus répandu dans la nature par rapport aux autres minéraux du groupe qui sont relativement rares.

Le kaolin ou « china clay » est une roche kaolinique presque pure. Chimiquement inerte, elle est utilisée pour donner de la blancheur et de l'éclat dans les céramiques, les peintures et les papiers de haute qualité. Les « ball clays » sont des argiles plastiques constituées principalement de kaolinite avec une contribution mineure d'illite. Ces argiles assurent la plasticité nécessaire à la mise en forme et la cohésion avant cuisson. Elles jouent également un rôle de ciment des composés réfractaires lors du chauffage.

VI.3.1- Principaux pays producteurs de kaolin

La production mondiale de kaolin était estimée par B.G.S (Brotish Geological Survey) entre 24 et 25 Mt en 1997. La production de kaolin en 1995 est assurée à partir de six zones dans le monde, dont, la production est supérieure ou voisine à 1Mt.

✓	Ceinture	Géorgie-	Caroline	du Sud	aux Etats	Unis :	8.8Mt;
---	----------	----------	----------	--------	-----------	--------	--------

1	Corée du Sud	2.8Mt ;
1	Cornouailles (U.K)	2.5Mt;
1	Nord-Est du Brésil	1.1Mt;
1	Allemagne	1.14Mt;
1	Ukraine	0.95Mt.

Dans les pays de l'Union Européenne, dix pays dominent la production de kaolin avec des capacités de production variables et parfois modérées (Tab 21) par rapport aux pays producteurs de premier rang.

Pays	Production en	Pays	Production en
	Mt		Mt
U.K	2.6	Suède	0.1
Allemagne	1	Autriche	0.087
France	0.3	Portugal	0.75
Grèce	0.2	Italie	0.1
Espagne	0.15	Danemark	0.04

Tableau 21: Pays producteurs de kaolin de l'Union Européenne (1994)

La Tchéquie, pays de l'Europe Centrale possède une capacité de production de 300.000t. Les réserves mondiale en kaolin sont encore importantes est sont évaluées à 4.4Gt (Tableau 22), soit 170 ans de consommation au rythme actuel.

	Réserves		Production
Pays	Prouvées (Mt)	Possibles (Mt)	1994 Mt
Etats Unis		>500	8.32
Tchéquie	252	696	2.71
Angletter		>200	2.6
Corée du Sud	?	?	2.6
Allemagne		50	1
Chine	10 (est)	100 (est)	1 (1996)
Ukraine	200 à 300 (est)	>200 (est)	0.8
Indonisie		200	0.8
Brésil	>700	>1000(est)	0.76
Inde		50 à 100	0.7
Thailande	125	?	0.415
France		5à 10	0.3
Afrique du sud	?	?	0.25
Espagne		10	0.15
Australie		>2	0.15
Vietnam	200	?	0.1 à 0.2
Portugal		1 à 3	0.075
Total	1487	3014	21.63
	30% primaire	20% primaire	
	70% sédimentaire	80% sédimentaire	

Tableau 22: Réserves et production mondiale de kaolin

Source: Industrial Mineral; European Minerals Yearbook

VI.3.2- Principaux usages industriels du kaolin

Grace à l'évolution technologique, le kaolin est largement utilisé dans plusieurs domaines industriels. Le (Tableau 23), résume certains domaines d'utilisation du kaolin. Trois exemples d'utilisation de kaolin (kaolin pour papier et kaolin pour céramique) dans le domaine industriel ont été détaillés dans ce travail.

Chaque domaine industriel exige des propriétés spécifiques. Les propriétés souhaitées et les niveaux d'exigence varient d'une industrie à une autre ; le comportement rhéologique est très important pour l'industrie de céramique, mais cela n'est pas le cas pour la fabrication des réfractaires. Le quartz n'est pas bienvenu dans le kaolin destiné à l'industrie du papier, tandis que sa présence empêche la déformation de la céramique pendant la cuisson.

Une bonne connaissance de la relation entre les propriétés, et les rôles des composants du kaolin industriel est indispensable pour la commercialisation du produit.

Rôle	Utilisation				
Couchage	couchage de papier, peinture, encre				
couchage	esweinuge de pupier, peintare, enere				
Charge	charge minérale de papier, caoutchouc, plastiques, polymères, adhésifs,				
- · · · 8 ·					
	textiles, linoleum				
Matières premières	catalyseur, fibre de verre, ciment, l'industrie du bâtiment, céramiques,				
1	plâtre filtre émaux fonderies production des composés chimiques				
	plate, inte, enaux, interes, production des composes enfiniques				
	d'aluminium, production dezéolite				
Diluant, adsorbant	polissage, vecteur de médicament, engrais, insecticide, détergents,				
	produits pharmaceutiques produits de beauté tannerie des cuirs				
ou transporteur	produits pharmaceutques, produits de beaute, tamérie des eurs				
1 I					

Tableau 23	: Utilisations	industrielles	du kaolin
------------	----------------	---------------	-----------

VI.3.2.1- Industrie de Papier

Les propriétés qui sont importantes pour le fabricant de papier sont la dispersion, la rhéologie, l'éclat, la blancheur, l'indice de réfraction, la douceur, l'adhésivité, la résistance de la pellicule à la rupture, la réceptivité à l'encre, et la qualité d'impression.

L'industrie du papier est le principal consommateur du kaolin, principalement pour le couchage, mais également comme charge minérale (50% de la consommation mondiale de kaolin porte sur les applications dans l'industrie du papier). Les principaux gisements de kaolin pour papier sont : 1) le bassin d'Amazone au Brésil 2) la Cornouaille au R-U, la ceinture de kaolin de la Géorgie au sud-est des Etats-Unis, qui est le leader mondial de la production. Seuls quelques kaolins dans le monde peuvent être employés pour le couchage du papier en raison des conditions rigoureuses sur la viscosité et la blancheur.

Tableau 24: Spécifications pour les produits standards de qualité "couchage" pour l'industrie du papier.

Produit		Taille des particules (% <2µ)		Blancheur* (GE)	Viscosité Brookfield (cP)**(%solide/spinelle/ppm***)	Prix en moyenne (\$ /tonne)	
		#1 fine	95	86.0-87.5	300 (70/1/20)	75-85	
	Blancheur	#1	90-94	86.5-88.8	300 (70/1/20)	75-85	
	normal	#2	80-82	85.5-87.0	300 (70/1/20)	60-70	
Standard		#3	73	85.0-86.5	-	-	
	Blancheur élevée	#1 fine	95	90-92	600 (70/2/20)	130-140	
		#1	90-94	90-92	300 (70/1/20)	130-140	
		#2	80-82	88-90	300 (70/1/20)	115-125	
Délaminé		fine	95	87-89	400 (67.5/3/20)		
		normale	80	88-90	400 (67.5/3/20)	85-95	
		gros		84-89	400 (67.5/3/20)		
Calciné		Blancheur	86.02	2 80.82 500 (50/2/20)			
		bas	80-92	80-85	500 (50/2/20)	280-320	
		Blancheur	86.02	Min 02.5	500 (50/2/20)		
		standards	80-92	WIIII. 72.3	500 (50/2/20)		
* Reflet mesuré à 457 nm ** Centi-poise - *** Révolution par minute							

VI.3.2.2- Industrie Céramique

Les propriétés importantes du kaolin dans l'industrie céramique peuvent être présentées sous deux classes :

- 1- La composition minéralogique, la composition chimique, la distribution granulométrique, surface spécifique et capacité d'échange cationique. La présence dans la composition chimique des éléments en traces, soufre, carbone organique, chlore, de fluor, et sels solubles dans les kaolins destinés à l'industrie céramique méritent d'être signalés. La quantification et la connaissance qualitative des phases minérales accessoires sont aussi d'importance non négligeable.
- 2- Les propriétés technologiques intervenant lors de la mise en forme d'un produit céramique tels que : Le comportement au délitage, le refus sur tamis, la teneur en eau (l'humidité et la perte au feu), comportement à la défloculation, demande en floculant et la concentration critique, la courbe de défloculation, le comportement au coulage

(test de filtration), la cohésion en cru, la plasticité le comportement au séchage et à la cuisson.

Les spécifications techniques recherchées pour la fabrication des céramiques fines sont les suivantes (fiche technique SIM, Argiles pour céramiques fines et réfractaires):

- ✓ Teneur en kaolinite prédominante ;
- ✓ Eléments colorants non souhaités (argiles cuisant blanc): Fe₂O₃<2%,TiO₂<2% ;
- ✓ La présence de quartz peut être souhaitable, sauf pour le réfractaire ;
- ✓ Présence de feldspaths, micas/illites et calcite à des teneurs < 25 %, souhaitée pour les produits grésés (argile grésantes);
- ✓ Présence de smectites (teneur < 5 %), d'halloysite et de matière organique souhaitée (amélioration de la plasticité);
- ✓ Présence de gypse et de sels solubles prohibée.

VI.3.2.3- Industrie médicale et cosmétique

L'utilisation de kaolin dans l'industrie pharmaceutique est ancienne et ces propriétés médicales semblent connues depuis plus de 1000 ans. L'argile kaolinitique est utilisée pour traiter des maladies contagieuses telles que choléra par Muhammad Zakariya Razi connu sous le nom de Razes ou Rhazes (argile venant de Nishapur, actuellement Neyshabur, près de Mashad en Iran). Le domaine médical exige un taux de pureté de kaolin très élevé.

Actuellement, le kaolin trouve d'autres voies d'applications dans le domaine médical et pharmaceutique et utilisé comme diluant et complément dans des médicaments et cataplasmes. Dans le secteur pharmaceutique, le kaolin est employé comme, par exemple en mélange avec de la morphine. Les propriétés absorbantes du kaolin peuvent réduire le taux auquel un médicament est libéré dans le corps et même la quantité réelle absorbés par le corps. La quantité de kaolin change considérablement selon les applications, entre 7.5% et 55% de kaolin dans des applications absorbantes, autour 25% dans des poudres de saupoudrage, et jusqu'à 55% dans les cataplasmes.

VI.4- Economie du kaolin

Pendant les trois dernières décennies, la production mondiale de kaolin a augmenté de 14 à 24.4 Mt. Dans la dernière décennie il y a cependant eu un changement considérable du modèle de production. La production de kaolin aux Etats-Unis a augmenté de moins de 2 %
par an depuis 1990 et que le rendement de Royal Uni a diminué de presque 3 % par an, par contre, au Brésil, la production de kaolin s'est développée de 9.6 % par an dans la même période (Roskil, Kaolin, 2006). La production du kaolin entre 2001-2005 est présentée dans le Tableau 25.

Les quatre grands pays producteurs de kaolin (Etats-Unis, le Brésil, le Royaume-Uni et la Chine), ont 57 % de la production mondiale de kaolin dont plus de 50% pour les seuls Etats-Unis (30% de la production mondiale).

Le plus grand producteur du kaolin du monde, Imerys (Entreprise Française), fondée en 1880, opère dans l'extraction et la transformation des minéraux. Maintenant, présente sur les quatre continents, alors que plusieurs producteurs d'Europe occidentale ont acquis des positions en Europe de l'Est. Sibelco, bien connu en tant que producteur de sable, de silice et de feldspath, dispose maintenant d'une capacité de la production de kaolin de plus de 1 Mt/an. La concurrence a également nécessité d'investir en développant de nouvelles catégories de produits pour répondre aux demandes de plus en plus spécifiques des consommateurs principaux de kaolin.

La stagnation dans les prix de la fin des années 90 n'a pas encouragé l'investissement dans de nouveaux projets dans le kaolin. L'investissement a simplement visé à améliorer la productivité et à baisser les coûts de production.

Les producteurs essayent de transmettre les coûts croissants de traitement du kaolin sur les consommateurs mais une combinaison de croissance limitée de la demande, de concurrence d'autres minerais de charges et de marges de plus en plus réduites chez les consommateurs principaux, limitera les hausses.

Continent	Pays	2001	2002	2003	2004	2005
Europe	Albanie				300 000	310 000
	Autriche	20 047	21 212	15 034	16 345	55 508
	Belgique	*300 000	*300 000	*300 000	*300 000	*300 000
	Bosnie et Herzégovine	13 000	6 500			
	Bulgarie	*140 000	*150 000	*120 000	*190 000	*200 000
	Rép. Tchèque (h)	561 600	562 300	582 100	639 100	639 300
	France	377 000	339 000	335 000	316 000	293 000
	Allemagne (G)	696 832	740 821	738 123	*740 000	*750 000
	Grèce	60 075	57 885	59 680	53 438	49 912
	Hongrie				3 300	1 300
	Italie	295 263	174 990	224 755	246 608	
	Pologne (k)	103 220	89 372	106 761	130 596	159 207
	Portugal	148 706	147 448	169 669	*170 000	
	Romanie	21 867	22 517	25 741	22 338	26 772
	Russie	*45 000	*45 000	*45 000	*45 000	*45 000
	Serbie et Montenegro	60 900	95 622	99 460	14 122	
	Slovaquie	34 730	24 600	24 800	89 424	34 830
	Espagne (k)	*400 000	419 483	427 193	437 990	450 000
	Turquie	505 773	372 344	370 455	536 008	615 271
	Ukraine (h)	*170 000	*170 000	169 900	202 300	216 600
	Royaume- Uni (a) (1)	2 204 156	2 162 815	2 097 137	1 944 955	1 908 000
Afrique	Algérie	13 356	9 505	19 258	27 700	34 386
	Egypte	260 000	260 000	*260 000	249 761	*250 000
	Ethiopie	1 790	3 534	3 088	4 251	3 726
	Kenya	700	*700	*700	*700	*700
	Nigéria	32 090	52 352	57 587		
	Afrique du Sud	83 500	91 456	86 365	81 901	60 072
Amérique	Mexique	681 709	745 498	798 407	654 711	877 147
	Etats – Unis (e)	8 110 000	8 010 000	7 680 000	7 760 000	*7 720 000
	Argentine	13 584	13 865	19 219	39 072	54 705

Tableau 25: Production	du kaolin 2001-2005.
------------------------	----------------------

Brésil (h)	1 817 419	1 757 488	2 081 000	2 381 000	2 410 000
Chili	5 300	6 164	9 000	7 133	15 183
Equateur	8 818	8 483	11 884	5 646	5 928
Paraguay	*66 500	*66 700			
Pérou	5 478	1 934	2 653	2 720	2 567
Venezuela	*10 000	*10 000	*10 000	*10 000	*10 000
Bangladesh (d)	*8 000	*8 000	9 630	13 113	13 738
Chine	*1 500 000	*1 500 000	*1 600 000	*1 800 000	*1 800 000
Inde (c) (i)	187 232	204 694	209 920	220 262	238 759
Indonésie	*15 000	*15 000	*15 000	*15 000	*15 000
Iran (j)	760 615	592 803	556 003	596 886	*600 000
Japon	17 240	11 602	12 223	11 553	*12 000
Jordanie	24 124	39 745	36 528	51 836	62 947
Kazakhstan	*20 000	*20 000	*20 000		
Rép de la Coréé	850 360	1 054 543	1 042 018	936 537	702 295
Malaisie	364 458	323 916	425 942	326 928	494 511
Pakistan (d)	12 980	55 584	39 575	25 204	37 732
Philippines	5 111	*5 000	1 860	3 240	6 927
Arabie Saoudite	7 740	7 920	8 100	*8 000	*8 000
Sri Lanka	9 403	8 613	9 073	16 233	9 914
Taiwan	28 921	18 403	22 448	35 001	9 423
Thaïlande (h)	181 583	130 282	185 512	200 671	165 884
Ouzbékistan (i)	*150 000	*150 000	*150 000	*150 000	*150 000
Vietnam	*600 000	*600 000	*650 000	*650 000	*650 000
Australie (d) (f)	232 000	228 000	280 000	285 543	231 611
Nouvelle Zélande	15 620	17 250	14 770	15 250	15 750
onde	22 600 000	22 200 000	22 600 000	23 100 000	23 300 000
	Brésil (h)ChiliEquateurParaguayPérouVenezuelaBangladesh (d)ChineInde (c) (i)IndonésieIran (j)JaponJordanieKazakhstanRép de la CorééMalaisiePakistan (d)PhilippinesArabie SaouditeSri LankaTaiwanThaïlande (h)Ouzbékistan (i)VietnamAustralie (d) (f)Nouvelle Zélandeonde	Brésil (h) 1 817 419 Chili 5 300 Equateur 8 818 Paraguay *66 500 Pérou 5 478 Venezuela *10 000 Bangladesh (d) *8 000 Chine *1 500 000 Inde (c) (i) 187 232 Indonésie *15 000 Iran (j) 760 615 Japon 17 240 Jordanie 24 124 Kazakhstan *20 000 Rép de la Coréé 850 360 Malaisie 364 458 Pakistan (d) 12 980 Philippines 5 111 Arabie Saoudite 7 740 Sri Lanka 9 403 Taiwan 28 921 Thaïlande (h) 181 583 Ouzbékistan (i) *150 000 Vietnam *600 000 Australie (d) (f) 232 000 Nouvelle Zélande 15 620 onde 22 600 000	Brésil (h)1 817 4191 757 488Chili5 3006 164Equateur8 8188 483Paraguay*66 500*66 700Pérou5 4781 934Venezuela*10 000*10 000Bangladesh (d)*8 000*8 000Chine*1 500 000*1 500 000Inde (c) (i)187 232204 694Indonésie*15 000*15 000Iran (j)760 615592 803Japon17 24011 602Jordanie24 12439 745Kazakhstan*20 000*20 000Rép de la Coréé850 3601 054 543Malaisie364 458323 916Pakistan (d)12 98055 584Philippines5 111*5 000Arabie Saoudite7 7407 920Sri Lanka9 4038 613Taiwan28 92118 403Thaïlande (h)181 583130 282Ouzbékistan (i)*150 000*150 000Vietnam*600 000*600 000Australie (d) (f)232 000228 000Nouvelle Zélande15 62017 250	Brésil (h)1 817 4191 757 4882 081 000Chili5 3006 1649 000Equateur8 8188 48311 884Paraguay*66 500*66 700Pérou5 4781 9342 653Venezuela*10 000*10 000*10 000Bangladesh (d)*8 000*8 0009 630Chine*15 00 000*1 500 000*1 600 000Inde (c) (i)187 232204 694209 920Indonésie*15 000*15 000*15 000Iran (j)760 615592 803556 003Japon17 24011 60212 223Jordanie24 12439 74536 528Kazakhstan*20 000*20 000*20 000Rép de la Coréé850 3601 054 5431 042 018Malaisie364 458323 916425 942Pakistan (d)12 98055 58439 575Philippines5 111*5 0001 860Arabie Saoudite7 7407 9208 100Sri Lanka9 4038 6139 073Taiwan28 92118 40322 448Thaïlande (h)181 583130 282185 512Ouzbékistan (i)*150 000*150 000*150 000Vietnam*600 000*600 000*650 000Australie (d) (f)232 000228 000280 000Nouvelle Zélande15 62017 25014 770nde22 600 00022 0000022 600 000	Brésil (h)1 817 4191 757 4882 081 0002 381 000Chili5 3006 1649 0007 133Equateur8 8188 48311 8845 646Paraguay*66 500*66 700Pérou5 4781 9342 6532 720Venezuela*10 000*10 000*10 000*10 000Bangladesh (d)*8 000*8 0009 63013 113Chine*1 500 000*1 500 000*1 600 000*1 800 000Inde (c) (i)187 232204 694209 920220 262Indonésie*15 000*15 000*15 000*15 000Iran (j)760 615592 803556 003596 886Japon17 24011 60212 22311 553Jordanie24 12439 74536 52851 836Kazakhstan*20 000*20 000*20 000*20 000Rép de la Coréé850 3601 054 5431 042 018936 537Malaisie364 458323 916425 942326 928Pakistan (d)12 98055 58439 57525 204Philippines5 111*5 0001 86003 240Sri Lanka9 4038 6139 0731 6 233Taiwan28 92118 40322 44835 001Thaïtande (h)181 583130 282185 512200 671Ouzbékistan (i)*150 000*150 000*650 000Vietnam*600 000*600 000*650 000*650 000

• * Estimée ; • (1) En ajoutant des pays comme le Danemark qui est censé produire du kaolin.

• (a) Vendus ; • (b) Les années ont fini le 7 juillet ; • (c) Les années ont fini le 31 mars.

(d) Les années ont fini le 30 juin ; • (e) Vendu ou utilisé par des producteurs ; • (f) En excluant de la Nouvelle-Galles du Sud ; • (G) Kaolin lavé et sec ; • (h) Kaolin traité. • (i) Kaolin traité ; exclut le kaolin normal directement utilisé ; • (j) Les années ont fini le 20 mars.
(k) Kaolin lavé; • (l) Poids sec.

VI.5- Conclusion

Le kaolin est un des minéraux naturel industriels le plus utilisé dans divers domaines d'applications. La diversification des usages est aussi suivie par les producteurs. Elle est considérée comme une politique permettant d'obtenir une moindre sensibilité aux variations du marché dans un secteur défini. La gestion des ressources en kaolin nécessite une compréhension fine de ses propriétés industrielles, dépendant elles-mêmes du rôle de ses divers composants minéraux. D'après les données du (Tableau 25), l'Algérie, est le premier producteur de kaolin en Afrique, leur production ne cesse d'augmenter d'une année à l'autre et peuvent doubler ces réserves par l'exploration des réserves potentiels dans les différentes régions du pays. Ceci nécessite des investissements lourds par les filiales de l'ENOF producteurs de kaolin et les sociétés privés actives dans le secteur des argiles. La caractérisation des argiles kaoliniques est donc un réel problème industriel.

VI.6- Identification des phases minérales par DRX

L'analyse des échantillons par DRX produit un diffractogramme sur lequel les phénomènes de diffraction engendrés par les plans réticulaires de l'édifice cristallin sont visibles sous la forme de pics d'intensité. Ceux-ci constituent la signature des phases minérales qui constituent l'échantillon.

Pour déterminer la composition minéralogique, il s'agit donc de comparer la position et les intensités relatives des pics de diffraction avec des données de référence, obtenues sur des échantillons de nature connue. Autrefois consignées dans des tableaux (*e.g.*, Brown *et al.*, 1961), ces données de référence sont aujourd'hui intégrées à des bases de données informatiques. Celle utilisée dans ce travail de thèse – qui est aussi l'une des plus répandues – est la base PDF 2 (Powder Diffraction File 2).

Un logiciel d'interprétation est indispensable pour traiter un diffractogramme et le comparer avec une base de données. Celui utilisé dans cette thèse est Diffracplus EVA. Les opérations de traitement comprennent par exemple le retrait du fond continu ou la correction d'un mauvais positionnement en hauteur de l'échantillon (qui résulte en un

décalage des pics en abscisses). La comparaison avec la base de données peut se faire sur le diffractogramme entier ou seulement sur certains pics désignés par l'utilisateur.

VI.6.1- Minéralogie totale

VII.6.1.1- Roche saine

Le diffractogramme de la roche saine (fig. 42), présente la composition minéralogique de la roche intacte. C'est un gneiss à : quartz ; micas (muscovite et biotite), feldspaths-K et plagioclases comme phses majeurs. Les phases accessoires sont représentées par la tourmaline, le zircon et l'apatite.

VII.1.2- Echantillons altérés

Le dépouillement des diffractogrammes DRX sur poudre (fig. 45, 46 et 47) des différents sites étudiés (Tamazert, Chekfa et Hadj Ali) montrent une composition minéralogique similaire.

Quartz : Le quartz caractérisé par ses réflexions principales 3.34Å et 4.25Å, présent dans tous les diffractogrammes DRX avec des pics bien prononcés.

Mica (muscovite) : Identifiée par sa réflexion basale 9.98Å et deux réflexions secondaires 4.99Å et 3.32Å pour la majorité des échantillons.

Kaolinite : la kaolinite qui est le minéral argileux principale est identifiée par les réflexions (7.12 Å et 3.58 Å). Certains échantillons du site de Tamazert sont caractérisés par des pics à 7 Å très males prononcés ou presque nuls à cause de la faible quantité en kaolinite qu'il renferme.

Feldspaths : les feldspaths (K, Na) sont présents dans la composition minéralogique globale des échantillons, les réflexions basales sont respectivement 3.18Å pour les feldspaths sodiques et 3.24Å pour les feldspaths potassiques. Dans le site de Chekfa, on remarque la présence des deux types de feldspaths (K, Na) avec des pourcentages variables ; par contre dans les deux autres sites (Tamazert et Hadj Ali) sont rarement présent ensemble et dans la majorité des échantillons sont absents ce qui prouve l'altération totale des feldspaths.

Argile totale : les pics 4.44 Å et 4.48 Å observés dans les différents diffractogrammes des trois sites étudiés représente l'ensemble des minéraux argileux présents dans l'échantillon brut.



Fig.45. Diffractogramme DRX de la roche saine



Fig.43. Diffractogramme DRX (Tamazert)



Fig.46. Diffractogramme DRX (Hadj Ali)



Fig.47. Diffractogramme DRX (Chekfa)

La superposition des trois diffractogrammes DRX (fig. 48), permet la comparaison entre la composition minéralogique des trois profils étudiés (Tamazert, Hadj ali et Chekfa).



Fig. 48. Comparaison minéralogique à partir des diffractogrammes DRXTA : Site de Tamazert ; HA: Site de Hadj Ali ; CH : Site de chekfa.

VI.6.2- Identification des minéraux argileux (fraction <2µm)

L'identification des minéraux argileux consiste à superposer trois types de diffractogrammes d'un même échantillon. Le premier naturel (N), le deuxième traité avec l'éthylène glycol (EG) et le troisième chauffé à 500°C (CH). Le spectre (N) permet une première évaluation qualitative des minéraux tels que mica-illite. Le diffractogramme (EG)

permet de mettre en évidence d'éventuels minéraux gonflants. Le diffractogramme (CH) permet la confirmation de l'existence ou non de la kaolinite et des minéraux gonflants dans l'échantillon par la disparition du pic à 7Å et des pics des minéraux gonflants collapses à des positions différentes (fig. 49). Les fiches établies par Thores, (1986) ont été utilisées pour réaliser cette opération. Les diffractogrammes des lames orientées montrent l'abondance de deux minéraux argileux dans la quasi-totalité des échantillons ; il s'agit de l'illite et de la kaolinite. D'autres minéraux accessoires, tels que la chlorite et la smectite sont aussi présents mais, seulement, dans certains échantillons. L'illite est identifiée par sa réflexion basale à 10Å. Après différents traitements (solvatation et chauffage), la réflexion basale de l'illite reste stable et ne change pas de positions (fig. 49). La kaolinite est reconnue par sa réflexion basale à 7Å dans l'ensemble des échantillons. Cette réflexion ne change pas de position après solvatation avec l'éthylène glycol et disparait après chauffage à 500°C dans l'ensemble des échantillons. Dans certains diffractogrammes, nous constatons que le pic à 7Å résiste au chauffage (fig. 49), ceci est expliqué par la présence de la chlorite (c'est la deuxième réflexion à 7Å de la chlorite superposée sur la réflexion basale de la kaolinite). Les smectites sont identifiées dans les sites de Hadj Ali et de Chekf. Dans le site de Tamazert, certains échantillons renferment des infimes quantités de smectite. Cette dernière est reconnue par le déplacement la réflexion basale à 17Å après solvatation en éthylène glycol et collapses à 10Å après chauffage.

MINERAL	SYMBOL	7	8	9	10	11	d-spacin 12	g in Å 13	14	15	16	17
Kaolinite	K	N EG										
Chlorite	C								N EG 500			
Swelling Chlorite	Cg								N 500		EG	dan taka rekaren
Illite	I				N EG 500							
Smectites (Montmorillonites)	М			an a	500		N -		► N	N	Metrole-	EG
Vermiculite	۷		TRANSLA.		500				N EG			
Palygorskite	PAL				N 500	3		1				
Sepiolite	SEP				500		N EG					

Fig. 49. Effet des traitements (éthylène glycol et chauffage) sur la position des réflexions (Thorez, 1986).

Les diffractogrammes de la fraction (< $2\mu m$) de chaque site sont représentés dans les (fig. 50a. 50b et 50c).



Fig. 50a. Diffractogramme DRX de la fraction ($< 2\mu m$), site de Tamazert



Fig. 50b. Diffractogramme DRX de la fraction (< $2\mu m$), site de Hadj Ali



Fig. 50c. Diffractogramme DRX de la fraction (<2µm), site de Chekfa

VI.6.3- Estimation semi-quantitative de l'abondance des minéraux

L'estimation de la concentration des minéraux peut être obtenue en utilisant la méthode « Peak-height Ratio » qui ne donne que des indications sur les contenus. Dans cette méthode, la distance verticale entre l'apex de chaque pic intéressant et la ligne de base est mesurée et multipliée par le facteur correctif correspondant. Les résultats de chaque multiplication sont ensuite totalisés pour les différents minéraux identifiés, puis leurs pourcentages respectifs dans le matériau sont établis suivant une simple règle de trois. En général, l'intensité est mesurée pour le pic de référence (réflexion 001). Dans notre étude, la première méthode, sur poudre totale, est utilisée pour estimer la proportion du contenu en minéraux phyllosilicatés à partir de la mesure de l'intensité de la réflexion (020) vers 4.4Å. Cette intensité est multipliée par un facteur de 20. La plupart des minéraux non argileux, qui sont présents en association en petite quantité avec les minéraux argileux, sont élevés lors des prétraitements chimiques (décarbonatation, suppression de la matière organique avec H₂O₂).

Les minéraux argileux sont ensuite étudiés à partir des résultats des analyses sur lames orientées. L'estimation semi-quantitative est effectuée à partir de la hauteur du pic caractéristique multipliée par un facteur correctif (tableau 28), tel que rapporté par Cook et *al.*, (1975) et Fagel et *al.*, (2003).

L'abondance semi-quantitative des minéraux argileux et non argileux est représentée dans les tableaux 2 et 3.

En raison de la superposition de la réflexion (001) de la kaolinite avec la réflexion (002) de la chlorite, l'estimation de l'abondance relative de la kaolinite (Fagel, 2008) a été calculée suivant la formule ci-dessous:

Kaol = I (7 Å) EG × [I (3.57 Å) N/[I(3.54 Å) N + I(3.57 Å)N]] × 0,7

VI.6. 3.1- Site de Tamazert

	Tuesteur 20. Composition innerniogique totule (en /0) du site de Tuindze								
N°	Qtz	Ms	F (K)	F (Na)	F (Na+K)	Arg (T)	Σ		
T1	7	14	00	00	00	79	100		
T2	14	56	2	00	2	28	100		
T3	11	61	7	00	7	21	100		
T4	23	13	00	00	00	64	100		
T5	5	8	00	00	00	87	100		
T6	10	11	00	1	1	78	100		

Tableau 26: Composition minéralogique totale (en %) du site de Tamazert

NIO	Minéraux	argileux en %	Т	Eag	Σ	
IN	Illite	Kaolinite	IA	Esq		
T1	71	29	3.08	0.34	100	
T2	46	54	1.4	0.32	100	
T3	65	35	2.94	0.19	100	
T4	33	67	0.54	0.77	100	
T5	77	23	1.36	0.41	100	
T6	23	77			100	
I. India	a d'airra I	Tag . Dammant Ea	~~~~			

I_A: Indice d'aigu ; Esq : Rapport Esquevin



Fig. 51. Composition minéralogique totale (Tamazert)



Fig. 52. Composition en minéraux argileux (Tamazert)

VI.6.1.3.2- Site de Hadj Ali

N°	Qtz	Ms	F (K)	F (Na)	F (Na+K)	ArgT	Σ
H1	14	34	2	19	21	31	100
H2	9	44	00	18	18	29	100
H3	11	33	2	10	12	44	100
H4	11	29	3	18	21	39	100
H5	12	30	00	24	24	34	100

Tableau 28: Composition minéralogique totale (en %) du site de Hadj Ali

Tableau 29 : Pour	centage des min	éraux argileux (s	site de Tamazert)
-------------------	-----------------	-------------------	-------------------

Nº	Mine	éraux argile	ux	т	Fsa	Σ	
IN	Illite	Kaolinite	Smectite	$\mathbf{I}_{\mathbf{A}}$	Esq	L	
H1	57	33	10	3.4	0.25	100	
H2	67	30	3	1.64	0.2	100	
H3	43	29	28	2.02	0.2	100	
H4	7	40	53	0.27	0	100	
H5	37	57	6	5.16	0.22	100	

I_A: Indice d'aigu ; Esq : Rapport Esquevin



VI.6.1.3.3- Site de Chekfa

Tableau 30: Composition minéralogique totale (en %) du site de Chekfa

N°	Qtz	Ms	F (K)	F (Na)	F (Na+K)	Arg (T)	Σ
C20	9	34	18	25	43	14	100
C21	10	47	3	26	29	14	100
C23	13	47	9	16	25	15	100

Tableau 31: Pourcentage des minéraux argileux (site de Chekfa)

N°	M	inéraux argile	т	Eca	$\mathbf{\nabla}$	
	Illite	IA	Lsq	Z		
C20	74	21	5	0.27	0.36	100
C21	52	22	26	1.44	0.25	100
C23	40	60	0	0.52	0	100



Fig. 55. Composition minéralogie totale (Chekfa)



Fig. 56. Composition en minéraux argileux (Chekfa)

VI.6.4- Conclusion

En s'appuyant sur les diffractogrammes DRX, nous constatons que la composition minéralogique totale est identique dans les trois sites (Quartz, Muscovite (Illite), Argile totale et feldspaths (K-Na). Cette composition est similaire à celle de la roche mère sauf l'apparition des minéraux argileux (d = 4,44 Å) dans les échantillons altérés (conséquences direct de la dégradation des feldspaths (K - Na)). La minéralogie de la fraction fine (< 2μ m) est aussi identique dans les trois sites, à l'exception de la présence de smectite, en quantité quantifiable dans les sites de Chekfa et de Hadj Ali ; alors que, dans le site de Tamazert les smectites sont sous formes de traces et uniquement dans certains échantillons. Les pics de feldspaths observés dans les diffractogrammes DRX indiquent que la dégradation des feldspaths n'est pas totale. Cette constatation peut donner une idée sur le degré d'altération de chaque site.

Mineral	Window ([°] 2 θ , CuK α Radiation)	Range of D-Spacings (A)	Intensity Factor ^a
Amphibole	10.30-10.70	8.59- 8.27	2.50
Analcite	15.60-16.20	5.68- 5.47	1.79
Anatase	25.17-25.47	3.54- 3.50	0.73
Anhydrite	25.30-25.70	3.52- 3.46	0.90
Apatite	31.80-32.15	2.81- 2.78	3.10
Aragonite	45.65-46.00	1.96- 1.97	9.30
Augite	29.70-30.00	3.00- 2.98	5.00 -
Barite	28.65-29.00	3.11- 3.08	3.10
Calcite	29.25-29.60	3.04- 3.01	1.65
Chlorite	18.50-19.10	4.79- 4.64	4.95 -
Clinoptilolite	9.70- 9.99	9.11- 8.84	1.56
Cristobalite	21.50-22.05	4.13- 4.05	9.00
Dolomite	30.80-31.15	2.90- 2.87	1.53
Erionite	7.50- 7.90	11.70-11.20	3.10
Goethite	36.45-37.05	2.46- 2.43	7.00
Gypsum	11.30-11.80	7.83- 7.50	0.40
Halite	45.30-45.65	2.00- 1.99	2.00
Hematite	33.00-33.40	2.71- 2.68	3.33
Kaolinite	12.20-12.60	7.25- 7.02	2.25
K-Feldspar	27.35-27.79	3.26- 3.21	4.30
Magnetite	35.30-35.70	2.54- 2.51	2.10
Mica	8.70- 9.10	10.20- 9.72	6.00
Montmorillonite	4.70- 5.20	18.80-17.00	3.00
Palygorskite	8.20-8.50	10.70-10.40	9.20
Phillipsite	17.50-18.00	5.06- 4.93	17.00
Plagioclase	27.80-28.15	3.21- 3.16	2.80
Pyrite	56.20-56.45	1.631.62	2.30
Rhodochrocite	31.26-31.50	2.86- 2.84	3.45
Quartz	26.45-26.95	3.37- 3.31	1.00
Sepiolite	7.00- 7.40	12.60-11.90	2.00
Siderite	31.90-32.40	2.80- 2.76	1.15
Talc	9.20- 9.55	9.61- 9.25	2.56
Tridymite	20.50-20.75	4.33- 4.28	3.00″
Gibbsite	18.00-18.50	4.93- 4.79	0.95

Tableau 28: Facteurs correctifs, D'après Cook et al., (1975)

^aThe intensity factors are determined in 1:1 mixtures with quartz by obtaining the ratio of the diagnostic peak intensity of each mineral with the intensity of the diagnostic peak of quartz, which is assigned a value of 1.00. The detection limit in weight percent of the minerals in a siliceous or calcareous matrix can be obtained by multiplying the intensity factor by 0.12.

VI.6.5- Distinction entre mica/illite

VI.6.5.1- Indice d'aigui ou Indice de cristallinité (I_A)

L'indice d'aigu « I_A », donne une double précision pour le composant mica-illite par la mesure de la largeur de la réflexion principale (001) à 10Å à mi-hauteur entre le bruit et l'apex de cette réflexion. Le rapport d'Esquevin (1969), représente le rapport d'intensité des réflexions (002) à 5Å et (001) à 10Å ($I_{(5Å)} / I_{(10Å)}$). Ce rapport donne une indication indirect sur la composition en Al/(Fe + Mg) de la couche octaédrique des micas-illite.

Le rapport Esquevin calculé sur les diffractogrammes « EG » permet de caractériser chimiquement les composés micacés, mais en ne recourant qu'à la diffraction des rayons X. Théoriquement les valeurs de ce rapport se répartissent en quatre catégories :

- Inférieur à 0.15: elles correspondent à un rapport Al/Fe+Mg avec Fe et/Mg d'avantage substituées à l'Al et a un caractère biotitique ;
- Comprise entre 0.15 et 0.3: composition, sous forme de phase solide, d'une muscovite et biotite ;
- 3- Comprise entre 0.30 et 0.40: composition type d'une phengite ;
- 4- Supérieure à 0.40: composition d'une muscovite avec des valeurs qui, habituellement n'excèdent pas 0.50.

Le rapport Esquévin (Esq) et l'indice d'aigu (I_A) montrent que le composé micacé à 10Å est un mélange en solution solide, de muscovite et de biotite dans la majorité des échantillons du gisement de Tamazert avec un rapport Esquevin inférieur à 3 et un indice d'aigu ossillant entre 0.15 et 0.30. La muscovite en tant que minéral micacé seul, est rarement présente, sauf dans quelques échantillons (Esq supérieur à 0.4 et parfois est hautement alumineuse, Esq supérieur à 0.50). L'illite à pic aigu est souvent présente avec un indice aigu entre ($3 < I_A < 4$). Les valeurs très basses de (I_A) reflètent des effets diagénétiques au niveau du ciment argileux recristallisé.

VI.7- Spectroscopie infrarouge (IR)

Les spectres infrarouges « IR » réalisés sur la fraction argileuse (< 63 μ m) montrent deux modes de vibrations (mode d'élongation et mode de déformation). A chacun de ces deux modes de vibrations sont associés des bandes d'absorptions caractéristiques de groupements d'atomes particuliers. Dans le domaine d'élongation, les bandes d'absorbances (3619 Cm⁻¹ à 3621Cm⁻¹) et (3696 Cm⁻¹ à 3698 Cm⁻¹) sont attribuées à la vibration de la

liaison O-H caractéristique de la kaolinite et de l'halloysite. Le domaine de déformation compris entre 1500 Cm⁻¹ et 400 Cm⁻¹ comprend des bandes d'absorbances attribuées aux différentes vibrations des liaisons (Si-O, Si-O-Si, Al-OH, Si-O-Al^{IV}). La kaolinite et l'halloysite se différencient par leurs spectres IR. Le (Tab 32) regroupe les bandes caractéristiques de ces deux minéraux. La différence majeure se situe entre 3200Cm⁻¹ et 4000Cm⁻¹. La kaolinite et l'halloysite comportent toutes deux des reflexions à ~3620Cm⁻¹ et ~3670Cm⁻¹. Cependant, pour la kaolinite, deux pics de moindres intensités s'intercalent entre ces réflexions communes.

Tableau 32 : Bandes d'absorption en (Cm⁻¹) composant les spectres IR de la kaolinite et de l'halloysite, d'après Farmer (1974) et Van Der Marel &Beutelspacher (1976).

Kaol.	3694	<mark>3667</mark>	<mark>3653</mark>	3621	1100	1032	1008	937	913	694	694	-	359	471	431
Halloy.	3695	-	-	3623	1094	1033	1012	<mark>941</mark>	913	<mark>692</mark>	<mark>650</mark>	<mark>562</mark>	540	471	432

Les spectres infrarouges nous ont permis de confirmer le caractère kaolinitique de l'argile de Tamazert (fig. 57), de Hadj Ali (fig. 58) et de Chekfa (fig. 59) et, vu la présence des pics de moindre intensité entre les pics communs avec l'halloysite ce qui ignore l'hypothèse du caractère halloysitique. Les bandes permettant de différencier les deux spectres sont indiquées en gras.

La seule différence entre les deux types de kaolinite est le degré de cristallinité. La kaolinite de Tamazert à une faible cristallinité (présence de deux pics intercalaires entre les pics majeurs) par rapport à la kaolinite de Chekfa et Hadj Ali qui est male cristallisée (présence d'une seule bande d'absorbance entre les pics majeurs).



Fig. 57. Spectre IR (site de Tamazert)



Fig. 58. Spectre IR (site de Hadj Ali)



Fig. 59. Spectre IR (site de Chekfa)

VI.8- Analyse morpho-structurale par ESEM/EDS

L'examen des textures de kaolin au M.E.B, apporte des informations complémentaires pour la compréhension de leur genèse. Les kaolinites d'origine météorique ont une texture poreuse constituée par de gros paquets de plaquettes hexagonales empilées de façon lâche, ce qui les différencie des kaolinites d'origine hydrothermale qui ont la texture compacte et à faible porosité. Les observations au microscope électronique à balayage environnemental (ESEM) ont permis d'identifier la présence de la kaolinite sous forme de paquets en plaquettes sub-héxagonales bien cristallisés (fig. 60a, b et c), ainsi que des feldspaths mélangés avec la kaolinite. Les analyses chimiques ponctuelles EDS sur des plaquettes de kaolinites (fig. 59a, b, c) confirment l'existence des feldspaths et plagioclases en cours d'altération. Dans la littérature sur l'utilisation du M.E.B comme outil complémentaire d'information sur la genèse du kaolin, un exemple typique saute à l'œil nu est celui des gisements de kaolins (Plémet ; massif des Colettes ; Saint-Yrieix), où l'origine de ces gisements est considérée pour longtemps comme hydrothermale, alors qu'après les observations en MEB, faites par Esteoule-Choux (1981), une origine météorique a été constatée et proposée. La comparaison entre les images M.E.B observées par Esteoule-Choux et celles observées dans cette étude, montrent des grandes similitudes au niveau de la texture (grossière) et au niveau de l'empilement lâche des plaquettes de kaolinite.

Le M.E.B, n'est pas une méthode pour déterminer l'origine des minéraux argileux, mais la connaissance exacte de la composition minéralogique d'une roche argileuse, les observations en M.E.B de la texture peuvent apporter des compléments utiles pour confirmer l'origine des minéraux argileux.





Fig. 60a. Images ESEM de kaolinite



- Fig. 61b. Spectre EDS (Hadj Ali)
- Fig. 60b. Image ESEM (Hadj Ali)





Fig. 60c. Image ESEM (Chekfa) 104

VI.9- Analyse granulométrique

L'analyse granulométrique laser réalisée sur quelques échantillons de chaque profil a permis de connaitre la distribution de la fraction fine (< 2μ m) dans chaque échantillon. Les échantillons analysés sont choisis d'une manière sélective afin de mieux couvrir les profils. Les résultats sont reportés dans le (Tableau 33). A partir de ces résultats, trois fractions granulométriques ont été retenues (< 2μ m ; 2 à 20μ m et > 20μ m). Les deux fractions granulométriques (2 à 20μ m) et (> 20μ m) sont dominante dans l'ensemble des échantillons. Celle (< 2μ m) est très faible dans les échantillons des trois profils étudiés, avec des moyennes qui n'ont jamais atteint 5%. Nous constatons que le pourcentage de la fraction fine (< 2μ m) augmente de la base vers le sommet du profil (fig. 60). Étant donné que la taille des grains d'argiles de ces matériaux est grossiere, en raison d'une quantité élevée de quartz et de la présence des feldspaths non altérés, ce qui influe directement sur la quantité de la fraction fine (< 2μ m) dans l'ensemble des échantillons. D'un point de vue industriel, les matériaux argileux des sites étudiés ne satisfont pas les exigences industrielles et surtout pour l'industrie céramique. La projection des résultats granulométriques sur le diagramme de winkler (fig. 62) montre que les échantillons des sites étudiés se situent dans le domaine I des briques solides.

	F	ractions granulométriq	ues							
Echantillons	$2\mu m > \phi < 20\mu m$	φ>20μm	$\phi < 2\mu m$							
	Site de Tamazert									
T1	38.82	59.06	2.12							
T3	59.86	37.37	2.76							
T4	58.84	36.45	4.70							
T6	64.14	28.43	7.42							
Moy	55.42	40.32	2.43							
	Site	de Hadj Ali								
H1	34.05	63.28	2.66							
H3	58.26	37.34	4.39							
H5	59.79	34.00	6.21							
Moy	50.70	44.87	4.42							
Site de Chekfa										
C1	54.94	42.07	2.98							
C3	45.66	51.89	2.45							
Moy	50.3	46.98	2.71							

Tableau 33: Distribution granulométrique



Fig. 62. Distribution granulométrique dans les échantillons



Fig. 63. Classification granulométrique des matériaux argileux dans le diagramme de Winkler (Winkler, 1954).

VI.10- Analyse thermogravimétrique

Les courbes ATG (Fig. 64) montrent une perte de masse des échantillons (Ta, Ch et HA). Une perte de masse significative (4%) est observée au dessus de 400 °C pour l'échantillon (TM) comparativement à une perte de 1,5% pour les échantillons (CH et HA). Cette perte de masse est due à la déshydroxylation de la structure. Une légère perte est observée autour de 180 °C sur l'échantillon (TM) en raison de la déshydroxylation de la phase

micacée (Caillère et *al.*, 1982). La perte de masse à une température inférieure à 180 °C est due à l'échappement de l'eau d'humidité.



Fig. 64. Thermogramme TGA des échantillons (Ta : Tamazert ; Ch : Chekfa ; HA : Hadj Ali

VII.11- Capacité d'échange cationique (CEC) et surface spécifique (Ss)

Les résultats de mesure de la capacité d'échange cationique, de la surface spécifique et des cations échangeables des échantillons prélevés des profils de Tamazert, de Hadj Ali et de Chekfa sont reportés dans les tableaux (34).

Sitos	CEC	Ss $(m^2/g$	Cation	Cations échangeables (méq/100g)				
Siles	(méq./100g)		Ca ⁺⁺	\mathbf{K}^+	Mg ⁺⁺	Na^+		
Tamazert	11.58	28.73	0.4	0.18	0.79	0.1		
Chekfa	5.42	45.65	1.1	0.08	0.95	0.2		
Hadj Ali	6.46	45.46	1.0	0.16	2.07	0.2		

Tableau 34: Résultats de la CEC et Ss de (Tamazert, Hadj Ali et Chekfa)

Les valeurs de la CEC dans les trois sites sont en accord avec celles mentionnées dans la littérature pour les dépôts de kaolin (3 à 15 meq. / 100 g). La CEC du kaolin de Tamazert (11,58 meq. / 100 g) est plus élevée par rapport à celle de Hadj Ali et de Chekfa (6.46 meq. / 100 g et 5.42 meq. / 100 g). Les valeurs de la CEC de ces kaolins coïncident avec celles cités dans la littérature (Tab 34). Les surfaces spécifiques du kaolin de Chekfa et Hadj Ali (45,65

 m^2/g et 45,46 m^2/g) et celle de la kaolinite de Tamazert (28,73 m^2/g) dépassant les valeurs mentionnées dans la littérature (Tab 34 ; d'après Morel, 1996). La petite taille des grains de kaolin de Chekfa et de Hadj Ali par rapport au kaolin de Tamazert d'une part et la présence de l'illite dans les kaolins de Chekfa et de Hadj Ali en quantité importante par rapport à celle de Tamazert, d'autre part, rend la surface spécifique des kaolins de Chekfa et de Hadj Ali supérieures à celle de Tamazert. Les cations fortement échangeables sont le Ca²⁺ et le Mg²⁺ dans les échantillons des sites de Chekfa et Hadj Ali ; les valeurs sont respectivement 1.1 méq./100g et 1.0 méq./100g pour Ca²⁺ ; 0.95 méq./100g et 2.07 méq./100g pour Mg²⁺.

Minéral	Surface	Surface externe	Surface totale	CEC
	interne (m^2/g)	(m^2/g)	(m^2/g)	(méq./100g)
Kaolinite	0	10-30	10-30	5-15
Illite	20-55	80-120	100-175	10-40
Smectites	600-700	80	700-800	80-150
Vermiculites	700	40-70	760	100-150
Chlorite	-	100-175	100-175	10-40

Tableau 34: Surfaces spécifiques et CEC de quelques minéraux argileux (Morel, 1996)

VI.12- Limite d'atterberg

La plasticité d'une matière première argileuse est contrôlée par plusieurs facteurs tels que l'abondance relative des fractions granulométriques, les quantités de minéraux argileux expansibles (smectite, vermiculite et argiles à couches mixtes) et la présence de matières organiques.

La limite de plasticité (LP) correspond à la quantité d'eau nécessaire pour que l'argile atteigne une consistance plastique, ce qui permet sa formation par extrusion. L'indice de plasticité (IP) est associé à la plage entre la consistance plastique et la consistance des boues. Les argiles de Tamazert et de Hadj Ali affichent des valeurs IP de 7.9% et 7.5% respectivement. D'après les données de la littérature (Holtz & Kovacs, 1981), elles peuvent être classées comme moyennes plasticités des valeurs de l'indice de plasticité (IP) variant entre 7% et 17%. L'essai sur l'argile de Chekfa n'a pas été réalisé à cause de la forte quantité de sable dans les échantillons. L'indice de plasticité est égale à la différence entre la limite de liquidité et la limite de plasticité (IP = Ll - Lp). Les résultats des essais réalisés sur les matériaux étudiés sont reportés dans le (Tableau 35).

Sites	Limite de liquidité	Limite de plasticité	Indice de plasticité
	(LI)	(Lp)	(lp)
Tamazert	34,8	26,9	7,9
Hadj Ali	39,2	31,7	7,5
Chekfa	-	-	-

Tableau 35 : Résultats des essais géotechniques

VI.13- Conclusion

Les différentes techniques analytiques mises en œuvre pour caractériser les produits issus de l'altération dans les trois sites étudiés (Tamazert, Hadj Ali et Chekfa) ont permis d'identifier, la composition minéralogique totale (quartz, mica, feldspath potassique, plagioclase et l'association des minéraux argileux). Le quartz, les micas et les minéraux issus de l'altération sont en abondance dans l'ensemble des échantillons avec des proportions variables d'un site à l'autre et même au sein du même site. Les feldspaths et les plagioclases sont rares dans le produit d'altération du site de Tamazert et jamais présent ensemble dans le même échantillon ; au contraire, ils restent fréquents dans les produits d'altération argileuse (<2µm). La kaolinite et l'illite dominent cette fraction avec des quantités variables d'un site à l'autre et même site. La présence de chlorite et de smectite comme minéraux accessoires dans les produits d'altération n'est pas systématique. La chlorite est présente dans la majorité des échantillons analysés, par contre, les smectites sont présentes dans uniquement les échantillons des site de Hadj Ali et de Chekfa.

Les autres techniques analytiques (FTIR, ATG, ESEM/EDS, CEC et Ss) sont des analyses complémentaires à la diffraction des rayons X ; elles permettent d'enlever les ambiguïtés concernant le caractère kaolinitique de l'argile des sites étudiés et écarter l'idée du caractère halloysitique. Les essais géotechniques permettent de classer l'argile des trois sites dans le domaine I (diagramme de Winkler), c'est le domaine des briques solides.

D'un point de vu comparatif, les argiles des sites étudiés montrent des similitudes dans leur composition minéralogique, mais du point de vu utilisation, on peut les classer par degré de priorités : Les argiles de Tamazert sont en premier rang puis les argiles de Hadj Ali et enfin les argiles de Chekfa.

VII- EVALUATION DU DEGRE D'ALTERATION

VII.1- Introduction

Les indices d'altération chimiques sont couramment utilisés pour la caractérisation des profils d'altération en intégrant la chimie des éléments majeurs de chaque échantillon. Généralement, sur les roches mères homogènes, les indices d'altération changent systématiquement avec la profondeur. Toutefois, l'altération des roches métamorphiques hétérogènes confond la relation entre l'indice de l'altération et la profondeur. Dans cette étude, nous évaluons les indices de l'altération chimique pour leur aptitude à la caractérisation des profils d'altération développé sur des roches felsiques hétérogènes constituant le socle cristallophylien du massif de Petite Kabylie. Ce socle, généralement gneissique est intrudé par des dykes d'amphibolites, des filons d'aplites et des lentilles de pyroxénites.

Les indices d'altération sont largement utilisés dans les études des profils d'altération « in situ » récents ou anciens. En outre, les indices d'altération sont également utilisés pour interpréter l'histoire de l'altération ancienne et récente (Fedo et *al.*, 1995).

Ces indices ont facilité les recherches en géochimie de surface et environnement au cours du temps géologiques (Nesbitt et Young, 1982). Une façon d'interprétation de la chimie totale des profils d'altération développés sur des roches hétérogènes est l'utilisation de la technique isovolumétrique. La technique repose sur l'hypothèse qu'au cours de l'altération subaérienne, les éléments sont extraits ou ajoutés au profil d'altération par dilatation ou compactage. Par conséquent une unité de volume de roche altérée est présumée avoir évolué à partir d'un volume équivalent de roche fraîche. La masse volumique apparente sert comme un moyen de mesure de l'étendu de l'altération. L'approche isovolumétrique a été appliquée avec succès, afin de comprendre la formation de saprolite sur les granites et diabases (homogène).

Les indices d'altération pour les profils d'altération classiques ont été calculés à partir des proportions moléculaires des oxydes des éléments majeurs. Les valeurs de l'indice d'altération reflètent les changements stœchiométriques pendant l'altération.

Toutefois, les indices d'altération calculés à partir des proportions moléculaires sont généralement basés sur l'hypothèse que l'aluminium est immobile (Vogt, 1927; Ruxton, 1968; Nesbitt et Young, 1982; Harnois, 1988; Fedo et *al.*, 1995), une hypothèse qui n'est pas toujours justifiée.

Les indices d'altération qui comprennent le fer dans leurs formulations ne sont pas adaptés pour l'application des régolites altérés (Harnois, 1988), surtout, si le profil d'altération est développé sur des roches métamorphiques (Vogel, 1975). Il existe deux limitations sur l'utilisation du fer dans un indice d'altération appliqué aux régolites altérés développés sur des roches métamorphiques :

- 1- Le fer peut être oxydé au cours du métamorphisme. La mobilité du fer dans son environnement d'altération dépend de son état d'oxydation ; le fer trivalent (ferrique) est relativement immobile, tandis que le fer divalent (ferreux) est très mobile. Au cours de l'altération, l'oxydation provoque une augmentation de Fe₂O₃ et une diminution de FeO.
- 2- La deuxième préoccupation du fer dans un environnement d'altération et son abondance est le reflet des conditions Rédox, qui peut être cohérent dans l'ensemble d'un profil d'altération (Harnois, 1988).

VII.2- Rôle des indices d'altération

Le rôle essentiel des indices d'altération chimique est de quantifier le degré d'épuisement des composants mobiles par rapport aux composants immobiles pendant le processus d'altération (Harnois, 1988). Pour l'application des indices d'altération chimique, quatre facteurs importants sont indispensables:

- 1- Seuls les éléments qui ont un comportement géochimique cohérent pendant l'altération doivent être utilisés. Dans la littérature, il y a une différence de compatibilité de certains, en particulier Al et Ti, mais en général, Na, Ca, Mg, K, Si et Fe sont considérés comme utiles pour évaluer les tendances de l'altération.
- Les indices d'altération chimique devraient être indépendants du degré d'oxydation du matériau altéré.
- 3- Seuls les éléments chimiques fréquemment rapportés dans les analyses devraient être utilisés, cela signifie que ces indices peuvent être calculés et appliqués en routine à des analyses standards.
- 4- Les indices d'altération chimique devraient être faciles à utiliser et simple à appliquer.

VII.3- Examen des indices d'altération chimique

Les indices d'altération chimique sont basés sur la composition des éléments majeurs de la roche saine. La plupart des indices d'altération chimique sont exprimés sous forme de rapports de pourcentage moléculaire ou de poids entre différents groupes de principaux oxydes, tandis que l'indice Parker (Parker, 1970) est exprimé en proportions atomiques de certains éléments mobiles (Düzgören-Aydin et *al.*, 2002). La proportion molaire de chaque oxyde est facilement calculée à partir du pourcentage de l'oxyde par rapport à son poids. La proportion moléculaire peut également être utilisée pour calculer des indices d'altération pour des matériaux qui, soit ne sont pas isovolumétriquement altérés ou qui ont été touchés par des procédés mécaniques tels que bioturbation dans les sols (Düzgören-Aydin et *al.*, 2002). Toutefois, le calcul des indices d'altération chimique utilisant les proportions moléculaires sont typiquement basés sur l'hypothèse que l'aluminium est immobile (Vogt, 1927 ; Ruxton 1968; Nesbitt & Young, 1982; Harnois 1988; Fedo et *al.*, 1985), une hypothèse qui n'est pas toujours justifiée (Banfield et *al.*, 1989). D'autre part, en utilisant des concentrations volumétriques en fonction de la densité sèche de roches entières permet la determination de la mobilité de tous les éléments (Banfield 1985; Eggleton et *al.*, 1987; Price & Velbel, 2002).

Les indices d'altération chimique ont facilité la recherche sur la géochimie de la surface terrestre au cours des temps géologiques (Düzgören-Aydin et *al.*, 2002). Ils sont largement utilisés dans les études des profils modernes et anciens de l'altération in situ. Dans les paramètres récents, les indices d'altération sont utilisés pour démontrer l'impact du climat sur les roches ; la caractérisation de l'altération associée à la néotectonique et quantifier les propriétés techniques du régolite ; l'interprétation de l'histoire de l'altération des sédiments modernes et anciens (Crichton & Condie 1993 ; Fedo et *al.*, 1995). L'évaluation de la fertilité et le développement des sols ainsi que leur catégorisation et l'évaluation de leur résistance aux intempéries et en fournissant simplement une meilleure compréhension de la mobilité élémentaire pendant les intempéries (Nesbitt, 1979 ; Colman, 1982 ; Jayawardena & Izawa, 1994 ; Ifran, 1996).

VII.4- Choix des indices d'altération chimique et leur application

Duzgoren-Aydin et *al.*, 2002, ont montré que le comportement des différents éléments chimiques est complexe en raison de leur redistribution et du type de produits altérés et ils ont ainsi conclu que les indices d'altération chimiques doivent être choisis en fonction de la spécificité du site étudié. Les oxydes couramment utilisés de façon répétée dans la plupart des

indices sont K₂O, Na₂O, CaO, MgO, Al₂O₃, SiO₂, Fe₂O₃ et TiO₂. Ces éléments ont été sélectionnés en raison de leur mobilité respective ou leur résistance au lessivage. Les éléments (Na, Ca, Mg et Si) peuvent être considérés comme étant lessivés au cours de l'altération du granite, bien que le comportement de la silice est souvent irrégulier et la proportion totale perdue est habituellement très faible (Parker, 1970). Al et Ti, sont considérés comme retenus (fixes) dans le système d'altération (même si une certaine perte se produit avec l'augmentation de l'intensité de l'altération). Fe et K, présentent des comportements plus complexes et dépondent des conditions d'oxydo-réduction et de la chimie des fluides dans le milieu ambiant.

Les indices d'altération chimique évalués dans cette étude ont été choisis selon leur aptitude à fournir des informations sur le degré d'altération dans un contexte géologique métamorphique hétérogène.

VII.4.1- Ruxton Ratio

Cet indice d'altération a été proposé par (Ruxton, 1968), qui a été appelé le Ruxton Ratio par Chittlebough, (1991). Ruxton, (1968), a déclaré que son indice d'altération simple, est le mieux adapté pour les profils d'altération développés sur des roches uniformes acides ou intermédiaires avec un contenu de sesquioxydes constant pendant l'altération, et qui produit le kaolin et/ou des produits allophanes (produits qui ont un rapport molaire SiO₂/Al₂O₃ de 2 :1). Ruxton Ratio concerne la perte de silice à la perte totale des éléments et considère l'aluminium et d'autres sesquioxydes comme immobiles pendant l'altération (Ruxton, 1968). Cet indice a été testé sur des profils développés sur des roches ignées et métamorphiques dans des régions humides à travers le monde, et a montré que (R) est bien corrélé avec la perte totale des éléments.

VI.4.2- Indice Résiduel de Vogt (V)

Vogt (1928), a proposé une méthode géochimique pour évaluer la maturité des sédiments résiduels. Cet indice est appelé indice résiduel de Vogt. Ce dernier est utilisé par Roaldest (1973) pour déterminer la maturité des argiles dans les dépôts quaternaire de la zone Numédal de Norvège. Il a utilisé (V) pour comparer la chimie totale des dépôts morainiques et l'argile marine et il a conclu que les argiles morainiques cessaient de s'altérer après leur dépôt dans le bassin marin.

VI.4.3- Indice Chimique de vieillissement (CIW)

Harnois (1988), a développé l'indice chimique d'altération CIW (également appelé ACNRATIO), Moore et *al.*, (1989). Cet indice est identique à CIA, sauf qu'il élimine le K_2O de l'équation. La même formule a été appliquée par Maynard (1992). CIW est comme CIA utilisé pour mesurer l'ampleur de la transformation des feldspaths en argiles (Nesbitt et Young, 1984, 1989 ; Fedo et *al.*, 1995).

VI.4.4- Indice chimique d'altération (CIA)

Nesbitt et Young (1982), ont proposé le « CIA » pour reconstruire le paléoclimat des sédiments protérozoïque de la Huronian Super-group, au nord du lac Huron. Il a été largement utilisé pour évaluer quantitativement l'intensité de l'altération chimique dans les bassins de drainages (Yang et *al.*, 2004 ; Selvaraj et Chen, 2006 ; Li et Yang, 2010 ; Xiao et *al.*, 2010).

VI.4.5- Indice d'altération de Parker (WIP)

Cet indice a été introduit pour la première fois par Parker en (1970) et développé ensuite par Hamdan et Burnham (1996). Le WIP a été utilisé pour évaluer l'intensité de l'altération des roches silicatées sur la base des proportions des éléments alcalins et alcalinoterreux dans le produit d'altération. Cet indice a été suggéré comme étant le plus approprié pour l'application aux profils d'altérations développés sur des roches mères hétérogènes, et probablement inapplicable sur des manteaux fortement altérés, car sa formule comprend les éléments alcalins et les alcalino-terreux qui sont très mobiles (Hamdan et Burnham, 1996 ; Duzgoren-Aydin et *al.*, 2002 ; Price et Velbel, 2003). L'examen de l'intensité d'altération enregistré dans les divers sédiments fluviaux par la WIP est moindre par rapport à l'utilisation de CIA. L'indice d'altération de Parker est applicable pour toutes les roches (acides, intermédiaires et basiques).

VI.4.6- Indice d'altération des plagioclases (PIA)

Fedo et *al.*, (1995), a proposé l'indice d'altération des plagioclases (PIA) comme une alternative à la CIW. Les plagioclases sont abondants dans les roches silicatées et se dissolvent relativement vite par rapport aux autres types de feldspaths ; donc l'utlisation de PIA doit être surveillée dans les cas où l'altération est très avancée (Fedo et *al.*, 1995).

VI.4.7- Indice de la silice-titane (STI)

L'indice de la silice-Titane (STI) a été développé pour établir une corrélation entre le degré d'altération chimique des roches silicatées métamorphiques dans les régions tropicales, avec leurs propriétés mécaniques (résistance au point de charge et résistance à la compression uniaxiale; (Jayawardena et Izawa, 1994). Pour des roches fraîches et des profils d'altération développés sur gneiss à haute teneur et quartzite du Sri Lanka, Jayawardena et Izawa, (1994), ont constaté que le STI est bien corrélé avec le Ruxton Ratio.

VI.4.8- Facteur de lixiviation (L.F)

L'indice de vieillissement plus ancien est le rapport entre la somme des oxydes de K et de Na à la silice dans l'horizon et désagrégé dans le matériau de base. Le LF est désigné comme étant le facteur de lixiviation.

Les formules des indices utilisés dans cette étude pour évaluer le degré d'altération dans les différents profils sont résumées dans le (Tableau 36).

Indice	Formule	Référence
R	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Ruxton (1968)
WIP	$(100)[(2Na_2O/0.35)+(MgO/0.9)+(2K_2O/0.25)+(CaO/0.7)]$	Parker (1970)
V	$(Al_2O_3+K_2O)/(MgO+CaO+Na_2O)$	Vogt (1927)
CIA	$(100)[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)]$	Nesbitt et Young (1982)
CIW	$(100)[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O)]$	Harnois (1988)
PIA	$(100)[(Al_2O_3-K_2O)/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)]$	Fedo et al. (1995)
STI	$(100)[(SiO_2/TiO_2)/((SiO_2/TiO_2)+(SiO_2/Al_2O_3)+(Al_2O_3/TiO_2))]$	Jayawardena et Izawa (1994)
F.L	$I_{altéré}/I_{frais}$, $I = [(K_2O+Na_2O)/SiO_2]$	Jenny (1944)

Tableau 36: Formules des indices chimiques avec leurs références

VII.5- Calcul des indices d'altération

Les indices d'altération calculés à partir des concentrations des échantillons de chaque profil sont représentés dans les tableaux (18,19 et 20). Les variations des indices d'altération avec la profondeur dans tous les profils sont en corrélation avec leur degré d'altération. Chaque changement correspond à un niveau d'altération développé au détriment de la roche mère initiale et avec le développement des gradients d'altération. Ces indices ont subi deux tests d'applications. Le premier test est la représentation des indices d'altération (CIA, PIA, CIW, WIP, F.L, R, V est STI) calculés, dans des diagrammes binaires en fonction du degré d'altération. Le deuxième test concerne le calcul des paramètres statistiques.

VII.5.1- Profil de Tamazert

Ruxton (1968) a proposé un indice d'altération basé sur le rapport SiO_2 / Al_2O_3 du sol. Il a constaté que les roches silicatées alumineuses fraîches ont généralement une valeur de (R = 4.0 à 4.5), qui diminue progressivement jusqu'à ce qu'il atteigne une valeur de (2) dans la kaolinite pure. Le Ruxton ratio varie entre (1.43 à 3.01) avec une valeur moyenne de (2.47). Les rapports présentent des fluctuations entre la base et le sommet du profil, mais sont plus proches de la kaolinite pure. Les valeurs de la CIA dépassent 80 avec une moyenne de 86.25, ce qui laisse supposer qu'il y a eu une élimination presque complète des feldspaths dans le système par rapport à la roche fraîche. L'indice résiduel de Vogt est de (21.81 à 111.53), ce qui suggère que certains échantillons sont plus exposés à l'altération que d'autres constituants dans le profil. La PIA et CIW ont des valeurs proches de (100), avec des moyennes de (98.56 et 98.87) respectivement. Les valeurs de STI montrent des contrastes entre le sommet et la base du profil ; la moyenne des valeurs est de (69.38). Le WIP, montre des valeurs supérieures à (1000), avec une moyenne de (3021). Les valeurs du facteur de lixiviation sont inférieures à zéro dans la majorité des échantillons, ceci indique l'intense du lessivage des éléments mobiles par les solutions au cours de l'altération. Les résultats de calcul des indices d'altération sont résumés dans le (Tableau 37). Les variations de ces indices en fonction du degré d'altération ont été reportées sur les diagrammes de la (fig. 65).

Ech	R	WIP	F.L	CIA	CIW	V	PIA	STI
T1	2.23	2418	0.62	89.78	99.84	63.78	99.82	68.06
T2	3.01	3873	0.87	80.83	96.74	21.81	95.94	73.86
T3	2.81	4567	1.12	79.03	98.77	45.88	98.38	72.88
T4	2.38	1610	1.00	92.61	99.45	74.32	99.41	69.50
T5	1.43	1378	0.37	95.05	99.70	111.53	99.69	58.27
T6	2.96	4281	0.37	80.14	98.73	40.16	98.14	73.76
Moy	2.47	3021	0.73	86.25	98.87	59.58	98.56	69.38

Tableau 37: Résultats des indices d'altération (profil de Tamazert)



Fig. 65. Variation des indices d'altération chimiques en fonction du degré de l'altération (profil de Tamazert).

VII.5.2- Profil de Hadj Ali

Dans ce profil, les indices d'altération calculés (Tab 38), montrent un comportement similaire à celui du profil de Tamazert et la seule différence se situe au niveau des valeurs de chaque indice. Le Ruxton ratio varie entre (2.59 à 3.28) avec une valeur moyenne de (2.9). Les valeurs de la CIA et STI ne dépassent pas 80 avec des moyennes de (76.57 et 72.56) respectivement, ce qui laisse supposer qu'il y'a une quantité de feldspaths non altérés dans le système. L'indice résiduel de Vogt est de (6.79 à 24.54), ce qui suggère que les échantillons sont faiblement exposés à l'altération. La PIA et CIW ont des valeurs près de (90) et parfois supérieurs, avec des moyennes de (86.12 et 90.33) respectivement. Le WIP, montre des valeurs supérieures à celles de Tamazert ; elles varient entre (3790 et 5557), avec une moyenne de (4839). Les valeurs du facteur de lixiviation sont supérieures à l'unité dans la majorité des échantillons, ceci indique un faible lessivage des éléments mobiles. Les diagrammes de la (fig. 66), montrent les variations des indices en fonction du degré d'altération dans ce profil.

Ech	R	WIP	F.L	CIA	CIW	V	PIA	STI
H1	3.28	4730	1.12	75.50	89.71	8.12	87.34	72.02
H2	2.59	4892	1.25	77.02	89.22	7.98	87.19	71.02
H3	2.88	3790	0.87	82.24	97.98	24.54	86.83	73.38
H4	2.65	5557	1.5	74.48	87.68	7.10	85.03	71.67
H5	3.17	5226	1.37	73.65	87.09	6.79	84.21	74.74
Moy	2.9	4839	1.22	76.57	90.33	10.9	86.12	72.56

Tableau 38 : Résultats des indices d'altération (profil de Hadj Ali)



VII.5.3- Profil de Chekfa

Les résultats sont résumés dans le (Tab 39). Ruxton ratio varie entre (2.88 à 3.69) avec une valeur moyenne de (3.32). Les valeurs de STI ne dépassent pas (80) avec une valeur moyenne de (76.64), ce qui laisse supposer qu'il y'a une quantité de feldspaths frais non négligeable dans le système. Les valeurs de CIA sont de l'ordre de (80) dans tous les échantillons du profil. L'indice résiduel de Vogt est de (24.54 à 53.82), ce qui suggère que l'intensité de l'altération est médiocre. La PIA et CIW ont des valeurs proches de (100), avec des moyennes de (98.07 et 98.97) respectivement. Le WIP, montre des valeurs oscillant entre (2581 et 3789), avec une moyenne de (3126). Les valeurs du facteur de lixiviation sont généralement inférieures à zéro avec une moyenne de (0.9), ceci indique un fort lessivage des éléments mobiles. La variation des indices d'altération dans le profil de Chekfa sont reportés sur les diagrammes de la (fig. 67).

Ech	R	WIP	F.L	CIA	CIW	V	PIA	STI
C1	2.88	3789	1.5	82.24	99.64	24.54	97.50	76.18
C2	3.69	3007	0.5	82.83	98.04	53.82	97.61	76.14
C3	3.40	2581	0.6	86.12	99.25	47.34	99.12	77.6
Moy	3.32	3126	0.9	83.73	98.97	41.9	98.07	76.64

Tableau 39: Résultats des indices d'altération (profil de Chekfa)



Les variations des indices calculés dans cette étude sont comparées avec les données obtenues par Price & Velbel, (2003) dans la région de Coweeta (Tab 39). Les indices CIA, WIP, CIW, PIA, R, STI et V pour les échantillons altérés dans les trois profils sont supérieurs aux valeurs optimales rapportées par Price & Velbel, (2003). Les valeurs les plus élevées des indices d'altération dans les trois profils suggèrent une altération presque totale, tandis que les valeurs des indices d'altération légèrement faibles observées dans certains échantillons sont probablement dues à la nature de la roche mère qui résiste à l'altération plus que les autres, malgré qu'elle ait subi la même intensité d'altération. La présentation des données de l'analyse chimique de chaque échantillon sur le diagramme ternaire Si-Al-Fe de (Hill et *al.*, 2000), montre que le niveau d'altération le plus intense observé dans les sites étudiés est la phase de kaolinisation avec un excès de silicium, sauf pour l'échantillon T6 qui est situé dans le domaine de kaolin pure (fig. 68).



Fig. 68. Position des échantillons dans le diagramme ternaire Si-Al-Fe (Hill et *al.*, 2000)

Tableau 40: Résumé des indices d'altération (calculés en utilisant les proportions moléculaires d'oxydes d'éléments), D'après Price &Velbel, (2003).

Indices	Valeur fraîche optimale	Valeur optimale altérée	Tendance idéale de l'indice	Mobilité de Al
R	10	0	Négative	Non
WIP	100	0	Négative	Oui
F.L	-	-	-	-
CIA	50	100	Positive	Non
CIW	50	100	Positive	Non
V	1	Infini	Positive	Non
PIA	50	100	Positive	Non
STI	90	0	Négative	Non

VII.6- Conclusion

Le calcul des différents indices d'altération a permis de subdiviser les profils en niveaux selon leur degré d'altération et d'identifier la nature minéralogique de l'argile constituant les produits d'altération dans les trois profils. Il s'agit, d'une kaolinite impure vu que les valeurs de Ruxton ratio sont supérieures à (2) dans l'ensemble des échantillons analysés. Les indices d'altération CIW et STI présentent une sensibilité identique aux changements dans le degré d'altération. Les valeurs élevées de Ruxton ratio, indiquent la présence de la silice (quartz) libre dans les produit d'altération des trois sites. Les indices CIA et CIW, peuvent être utilisés pour mesurer l'étendue de la transformation des feldspaths en argiles (Price et Velbel, 2003). L'indice WIP, peut être utilisé pour identifier les produits initiaux et latéraux de l'altération qui peuvent être produits en même temps. Les résultats de WIP obtenus dans les trois profils montrent que cet indice est approprié pour étudier la mobilité des éléments alcalins et alcalino-terreux (Price et Velbel, 2003), ainsi, que leur aptitude d'application sur des substratums hétérogènes de natures différentes. L'application des indices d'altération, doit être attentive puisqu'ils n'utilisent que les oxydes mobiles dans leurs formules à l'exception de CIW. Bien que, CIW est exprimé comme un rapport entre un oxyde immobile et un groupe d'oxydes mobiles, sa composante mobile est limitée à CaO et Na₂O. Par conséquent les groupes des oxydes mobiles, seuls, ne sont pas assez sensibles pour capturer les changements tout au long de l'altération. Le climat et la nature de la roche mère sont les deux principaux paramètres influençant la nature des produits d'altération et son intensité.

VII.7- Calcul des paramètres statistiques (t-test)

Le deuxième test (*t*-test) concerne le calcul statistique et la représentation graphique des indices d'altération (CIA, PIA, CIW, R, WIP, F.L, V et STI) dans des diagrammes empiriques de progression de l'altération (fig. 68) pour chaque profil d'altération. Le T-test est utilisé pour calculer les paramètres statistiques (*p*-valeurs, *t*-test et le niveau de signification).

VII.7.1- Profil de Tamazert

Les indices d'altération, PIA, CIA, STI, R et WIP (Tabl 41) donnent des tendances appropriées et des coefficients de corrélation respectables. Le coefficient de corrélation minimal est ($R^2 = 0.5642$) et maximal ($R^2 = 0.7228$). WIP montre un coefficient de corrélation élevé ($R^2 = 0.7248$, $p \le 0.0003$) et un niveau de signification de 95%, celui de CIA est de ($R^2 = 0.7103$, $p \le 0.0001$) pour un niveau de signification de 95%, le coefficient de corrélation de Ruxton ratio (R) est de ($R^2 = 0.5771$, $p \le 0.0002$) pour un niveau de signification le plus élevé ($R^2 = 0.7228$, $p \le 0.0010$), celui de STI est de ($R^2 = 0.5642$, $p \le 0.0001$), c'est le coefficient de

corrélation minimal. Les indices d'altération (F.L, PIA et CIW) montrent des tendances inappropriées avec des faibles à très faibles coefficients de corrélations. Le PIA montre un coefficient de corrélation de ($R^2 = 0.3007$, $p \le 0.0001$) et un niveau de signification de 95%, celui de CIW est de ($R^2 = 0.2572$, $p \le 0.0001$) avec un niveau de signification de 95%, le facteur de lixiviation (F.L) montre le coefficient de corrélation le plus faible ($R^2 = 0.0328$, $p \le 0.0335$) et un niveau de signification similaire (95%). Les diagrammes empiriques de progression de l'altération (fig. 69) illustrent bien ces variations.

Indices	R^2	<i>t</i> -test	<i>p</i> -valeur	n.s (%)
R	0.5771	5.663	0.0002	95
WIP	0.7248	5.295	0.0003	95
F.L	0.0328	2.428	0.0335	95
CIA	0.7103	29.551	0.0001	95
CIW	0.2572	208.636	0.0001	95
V	0.7228	4.567	0.0010	95
PIA	0.3007	163.101	0.0001	95
STI	0.5642	28.149	0.0001	95

Tableau 41: Paramètres statistiques des indices d'altération (profil de Tamazert)

n.s : niveau de signification


VII.7.2- Profil de Hadj Ali

PIA

0.9557

Pour le profil de Hadj Ali, deux indices d'altération (Tab 42) donnent des coefficients de corrélations respectables et des tendances appropriées (fig. 70) ; il s'agit de (PIA et F.L). Le coefficient de corrélation minimal est ($\mathbb{R}^2 = 0.4964$) et maximal ($\mathbb{R}^2 = 0.9557$). L'indice d'altération des plagioclases (PIA) montre un coefficient de corrélation très significatif ($\mathbb{R}^2 = 0.9557$, $p \le 0.0001$) et un niveau de signification de 95%, celui du facteur de lixiviation est de ($\mathbb{R}^2 = 0.4964$, $p \le 0.8211$) pour un niveau de signification de 95%.

Les indices d'altération (CIA, R, PIA, STI, V et CIW) montrent des tendances inappropriées (fig. 68), avec des faibles à très faibles coefficients de corrélations. Le CIA montre un coefficient de corrélation de ($R^2 = 0.2495$, $p \le 0.0001$) et un niveau de signification de 95%, celui de CIW est de ($R^2 = 0.2121$, $p \le 0.0001$) avec un niveau de signification de 95%, le Ruxton ratio montre un coefficient de corrélation très faible ($R^2 = 0.018$, $p \le 0.0001$) est un niveau de signification similaire 95%, Il présente le plus faible coefficient de corrélation.

		1	4	
Indices	\mathbb{R}^2	<i>t</i> -test	<i>p</i> -valeur	n.s (%)
R	0.018	12.324	\leq 0.0001	95
WIP	0.3894	16.214	\leq 0.0001	95
F.L	0.4964	0.233	≤ 0.8211	95
CIA	0.2495	49.488	\leq 0.0001	95
CIW	0.2121	45.232	≤ 0.0001	95
V	0.0917	2.841	≤ 0.0218	95

134.386

 ≤ 0.0001

95

Tableau 42: Paramètres statistiques des indices d'altération (profil de Hadj Ali)



VII.7.3- Profil de Chekfa

Les résultats du calcul statistique pour le profil de Hadj Ali sont reportés dans le (Tableau 43). Les indices d'altération (CIA, PIA, WIP, V, F.L et STI) donnent des coefficients de corrélations respectables et des tendances appropriées (fig. 71). L'indice d'altération des plagioclases (PIA) montre un coefficient de ($R^2 = 0.7961$, $p \le 0.0001$) et un niveau de signification de 95% ; celui du facteur de lixiviation est de ($R^2 = 0.4964$, $p \le 0.2080$) pour un niveau de signification de 95 %. Le coefficient de corrélation de CIA est ($R^2 = 0.861$, $p \le 0.0001$), celui de WIP ($R^2 = 0.9719$, $p \le 0.0009$) et de V et STI sont respectivement ($R^2 = 0.5492$, $p \le 0.0104$) et ($R^2 = 0.9789$, $p \le 0.0001$) et un niveau de signification de 95%.

Ruxton ratio et l'indice chimique de vieillissement (CIW) montrent des tendances inappropriées avec des faibles à très faibles coefficients de corrélation. CIW présente un coefficient de corrélation de ($R^2 = 0.0433$, $p \le 0.0001$) et un niveau de signification de 95%, celui de R et de ($R^2 = 0.018$, $p \le 0.0001$).

Indices	\mathbb{R}^2	<i>t</i> -test	<i>p</i> -valeur	n.s (%)
R	0.0180	7.728	≤ 0.0015	95
WIP	0.9719	8.832	≤ 0.0009	95
F.L	0.4964	1.500	≤0.2080	95
CIA	0.861	68.120	≤ 0.0001	95
CIW	0.0433	202.332	≤ 0.0001	95
V	0.5492	4.551	\leq 0.0104	95
PIA	07961	184.763	≤ 0.0001	95
STI	0.7289	156.472	≤ 0.0001	95

Tableau 43: Paramètres statistique des indices d'altération (profil de Chekfa)

n.s: niveau de signification



VII.8- Conclusion

Les indices d'altération calculés pour chaque profil, présentent des applications contrastées. Certains indices donnent de bons résultats pour un profil et de mauvais résultats dans l'autre profil (exemple: l'indice d'altération chimique CIA est applicable dans le cas du profil de Tamazert mais ne s'applique pas pour les profils de Hadj Ali et de Chekfa) à cause de la mauvaise tendance et le faible coefficient de corrélation. Les valeurs de *p*-valeur obtenus dans les trois profils sont significatives. Price et *al.*, (2003), considèrent que des valeurs de p-valeur inférieurs à 0.06 sont significatives pour les manteaux hétérogènes.

L'indice de Parker WIP est le seul indice qui montre des tendances appropriées et des coefficients de corrélation significatifs pour les trois profils (Tamazert, Hadj Ali et Chekfa). Malgré la médiocre signification de certains indices, ces derniers ont été retenus afin de comparer les profils d'altération entre eux et le degré d'altération de chaque profil, même s'il ne représente ce dernier que marginalement.

VII.9- Géochimie des terres rares et origine du kaolin

Ce chapitre est consacré au problème du comportement des terres rares au cours de l'altération des roches continentale. A cette fin nous nous sommes efforcés de comparer directement les produits d'altération avec la roche mère. La répartition des terres rares dans les produits d'altération sera envisagée en fonction de la nature pétrographique et géochimique des roches mères.

La mobilité des éléments majeurs, mineurs et des terres rares (REE) lors des processus d'altération dans différents environnements a été documentée par de nombreux auteurs et a été utilisée pour discriminer l'origine des gisements de kaolin. (Sturchio et *al.*, 1986 ; De Groot et Baker, 1992 ; Gouveia et al., 1993 ; Van der Weijden & van der Weijden, 1995 ; Condie et *al.*, 1995 ; Dill et *al.*, 1997, 2000, Pandarinath et *al.*, 2008, entre autres).

Selon Dill et *al.*, (1997), les rapports (TiO₂ + Fe₂O₃ vs Cr + Nb, Zr vs TiO₂) et (Ba + Sr vs Ce + Y + La) dans les kaolinites permettent la discrimination entre les processus de kaolinisation hypogène et supergène. Les zones argileuses porteuses d'APS qui se sont formées pendant les processus supergènes sont significativement enrichis en « REE » par rapport aux équivalents hypogènes (Dill, 2000).

La connaissance de la genèse de tels gisements est cruciale pour établir les critères d'exploration et évaluer les réserves. Il existe plusieurs études visant à découvrir l'origine des dépôts primaires (Domínguez et Murray, 1995, 1997; Cravero et *al.*, 2001; Marfil et *al.*,

2005). La plupart des études portent sur la minéralogie, la composition chimique, la structure des dépôts et les données isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène.

Le présent chapitre porte sur le comportement des terres rares dans les matériaux d'altération des trois profils kaolinisés liés au socle du massif de Petite Kabylie ainsi qu'à leur genèse.

IV.9.1-Comportement des terres rares au cours des processus d'altération

En ce qui concerne les « REE », en premier lieu (Humphris, 1984) souligne dans un article spécifique sur le sujet que le comportement des REE au cours de l'altération continentale n'obeit pas à une règle simple. Bonnot-Courtois, (1981), à conclu que les « REE » sont peu mobile et ont tendance à s'accumuler dans les profils d'altération où leur distribution relative ne montre pas de fractionnement significatif par rapport à celle dans la roche mère. D'autres auteurs ont observé une mobilisation évidente des « REE » et le plus souvent un fractionnement de ces éléments (Nesbitt, 1979 ; Alderton et *al.*, 1980 ; Tilg, 1982 ; Cramer et Nesbitt, 1983 ; Middleburg et *al*, 1988).

Ceratins auteurs, Ronov et *al.* (1967); Roaldset (1974), ont montré que la composition des roches mères et l'intensité de l'altération avaient une influence déterminante sur la distribution des terres rares dans les shales. D'autres, comme Cullers et *al.* (1975) considèrent que la distribution des terres rares dans les argiles est directement liée à celle des roches mères. D'autres (Nesbitt 1979), au contraire, trouvent qu'il y'a un fractionnement des terres rares au cours de l'altération continentale.

VII.9.2- Les terres rares dans le milieu supergène

Les eaux superficielles ont des concentrations en « REE » extrêmement faibles. Avec des teneurs de l'ordre du µg/l, les eaux de rivières sont généralement plus concentrées que les eaux marines dont les concentrations sont de l'ordre de 10^{-3} µg/l. Les spectres de « REE » caractéristiques des eaux marines actuelles montrent, un enrichissement en « REE » lourdes, dû à la plus grande stabilité des complexes que forment avec les ligands tels que les carbonates et les sulfates (Goldberg et *al.*, 1963 ; Turner et *al.*, 1981; Wood, 1990). Le plus souvent, elles montrent une anomalie négative en Ce. L'important appauvrissement en Ce de l'eau de mer en profondeur est attribué à l'oxydation de Ce³⁺ en Ce⁴⁺ (Goldberg, 1961 ; Carpenter et Grant, 1967) et à son incorporation dans les nodules ferro-manganésifères sous forme d'oxyde cérique très insoluble (CeO₂) (Piper, 1974 ; Michard et Renard, 1975 ;

Elderfield et *al.*, 1981 ; Tlig, 1982). Elderfield et *al.*, (1990), ont montré que les processus qui contrôlent la distribution des « REE » dans les océans opèrent également dans les eaux continentales (enrichissement en « REE » lourdes, anomalies négatives en Ce dans certaines rivières alcalines). Ils observent que le facteur le plus déterminant dans le contrôle de la solubilité des « REE » est le pH des eaux: plus il est faible, plus les concentrations en « REE » sont élevées, et que leur distribution dans les eaux de rivières est indépendante de la distribution originelle dans les roches mères drainées et n'est régie que par la chimie des solutions. Les deux synthèses récentes précédemment citées, celle d'Elderfield et *al.*,(1990), portant sur le devenir des terres rares dans les eaux douces, estuairiennes et marines et celle de Wood, (1990), ayant trait au comportement des terres rares en solution aqueuse à basse température, font état du manque de données sur le comportement de ces dernières dans les sols et, plus particulièrement, du fractionnement du cerium (Ce). Ce comportement pourrait en partie, expliquer, les signatures géochimiques des terres rares observées dans les eaux.

D'après Nesbitt, (1979); Duddy, (1980); Humphris, (1984); Middleburg et *al.*, (1988) et McLennan, (1989), les terres rares sont mobiles lors de la pédogenèse mais sont redistribuées dans les profils d'altération plutôt que transportées sur de grandes distances en solution. Leur transport se fera préférentiellement sous forme particulaire (McLennan, 1989). Habituellement, les produits d'altération montrent un enrichissement en terres rares légères et un appauvrissement en terres rares lourdes (Balashov et *al.*, 1964; Ronov et *al.*, 1967). Le fractionnement des terres rares dans les sols est directement lié au facteur minéralogique (Nesbitt, 1979) bien que la solubilité des complexes de TR légères (LREE) et de TR lourdes (HREE) joue un certain rôle.

Certaines études portent plus spécifiquement sur le comportement des « REE » en milieux latéritiques (Steinberg et Courtois, 1976; Topp et *al.*, 1984; Duddy, 1980; Trescases et *al.*, 1986; Fortin, 1989; Marker et De Oliveira, 1990; Melfi et *al.*, 1990; Soubies et *al.*,1990). Il ressort de ces études que les terres rares sont redistribuées à l'échelle du profil. En général, les « REE » sont lixiviées des parties sommitales par hydrolyse et s'accumulent à la base du profil où les solutions rencontrent des conditions plus confinées (élévation du pH, de la force ionique, ...). Une autre caractéristique des profils d'altération est de montrer un fractionnement particulier du Ce. Dans les sols, les accumulations préférentielles de Ce par rapport aux autres éléments du groupe sont responsables d'anomalies positives. Celles-ci sont indépendantes du substrat sur lequel les sols se développent. Les principales anomalies positives en Ce ont été observées en milieu latéritiques dans de nombreuses régions du globe

(Steinberg et Courtois, 1976; Bonnot-Courtois, 1981; Formoso et *al.*, 1989 ; Braun et *al.*, 1990; Boulange et *al.*, 1994).

Dans les sols, les minéraux néoformés incorporant les «REE » et, quelquefois, l'U et le Th sont principalement des phosphates (membres du groupe de la crandallite (florencite), rhabdophane et monazite d'origine supergène) (Adams, 1968, 1969; Mariano, 1989a) ou des carbonates (1anthanite) (Fortin, 1989) ou bien encore des fluoro-carbonates (bastnaesite) (Mariano, 1989a et b). Ces minéraux reflètent le fractionnement observé au cours de l'altération à savoir qu'ils concentrent les terres rares légères et sont appauvris en terres rares lourdes. La précipitation de ces phases secondaires dépend en premier lieu du type de roche mère et de l'environnement chimique spécifique des zones de formation des sols. Adams, (1968) est le premier à avoir analysé des cristaux de rhabdophane présentant une forte anomalie négative en Ce. Ceux-ci provenaient de l'altération d'un filon minéralisé d'une zone de cisaillement ayant subi une altération par les eaux météoriques. II a émis l'hypothèse selon laquelle le rhabdophane pauvre en Ce, se serait formé après que le Ce ait été oxydé et précipité sous forme de cérianite (Ce O_2).

Récemment, Mariano (1989a et b) a montré la présence d'aggrégats de cristaux de cérianite dans des sols latéritiques développés aux dépens de carbonatites (roches ultrabasiques riches en « REE »). La cérianite est mélangée soit à des phosphates secondaires du groupe de la crandallite (gorceixite / florencite) ou à de l'anatase (Catabo l et Araxa, Brésil) soit à de la bastnaesite (Cerro Impacto, Venezuela). Ces phases phosphatées ou carbonatées porteuses de terres rares sont largement déficitaires en Ce.

VII.9.3- Distribution des terres rares dans les profils d'altération

Les profils d'altération étudiés sont développés sur des types de roches mères acides avec quelques intercalation de certaines roches intermédiaires voir basiques. Les valeurs du rapport (La/Yb) permettent de reconnaitre le type de roche mère altérée dans le profil. Les roches ultrabasiques et basiques ont un rapport La/Yb faible (< 3), celui des roches basiques et intermédiaires moyen, variant entre [$5 \le (La/Yb) < 15$] et celui des roches plus acides, élevé (La/Yb > 20).

VII.9.3.1- Profil de Tamazert

Les analyses des éléments de terres rares du profil de Tamazert sont reportées dans le (Tab 44). La somme des teneurs en REE est très élevée et varie entre 210.27 ppm et 435.12

ppm. Les sommes les plus élevées sont obtenues à la base, au sommet et à la limite supérieure de la partie médiane du profil. Les teneurs en « LREE » sont très élevées le long du profil. Elles varient entre 180.95 ppm et 283.36 ppm. La valeur maximale (283.36 ppm) est observée au sommet de la partie médiane du profil. Celles en HREE oscillent entre 18.29 ppm et 31.12 ppm. On remarque que la partie purement argileuse (kaolin sableux) est moins riche en HREE.

Les valeurs du rapport <u>ELREE/EHREE</u> varient entre 6.16 ppm à la base de la partie médiane et 10.9 ppm au sommet du profil. A la base du profil, les valeurs sont proches de celles du reste de la partie médiane.

Dans les détails, les teneurs en lanthane (La) varient entre 37.8 ppm au sommet du profil et 66.3 ppm au sommet de la partie médiane. Ces teneurs sont réparties d'une façon aléatoire le long du profil. La teneur maximale est observée au sommet de la partie médiane (66.3 ppm). La comparaison entre le bas et le haut du profil montre un léger enrichissement à la base (48ppm) et un appauvrissement en La (37.8 ppm) au sommet. Les teneurs en cerium (Ce) sont très élevées le long du profil et varient entre 82.5 ppm et 102 ppm. La valeur minimale et maximale est obtenue à la base et au sommet de la partie médiane du profil. On remarque un enrichissement (99.9 ppm) à la base du profil par rapport au sommet (96.3 ppm). Les concentrations en praséodym (Pr) et néodym (Nd) sont multipliées par deux à trois fois la valeur dans la roche mère. Les teneurs en Pr varient entre 11.1 ppm et 20.8 ppm, dont la plus faible valeur (11.1 ppm) est observée au sommet du profil, c'est-à- dire dans la partie fortement altérée. La valeur la plus élevée (20.8 ppm) est obtenue au sommet de la partie médiane du profil. Les teneurs en Nd sont comprises entre 38.8 ppm et 76.6 ppm, ces deux valeurs sont respectivement observées à la base et au sommet de la partie médiane du profil. Les concentrations en samarium (Sm) et en europium (Eu) sont élevées, jusqu'à trois fois la concentration de ces deux éléments dans la roche saine. Celles en samarium (Sm) varient entre 8.88 ppm et 15.5 ppm. Les plus petites valeurs sont observées à la base et au sommet du profil. Dans la partie médiane du profil, l'augmentation des teneurs en Sm sont notables où les valeurs passent de 9.90 ppm à la base à 15.5 ppm au sommet. Les concentrations en europium (Eu) oscillent entre 1.43 ppm et 2.43 ppm. La valeur maximale est observée au sommet de la partie médiane. A la base et au sommet du profil les valeurs sont plus faibles que celles dans la partie médiane, elles sont de 1.53 ppm et 1.43 ppm respectivement.

Les concentrations en « HREE » dans les différentes parties du profil montrent des valeurs mineures « dix fois inférieures » par rapport aux concentrations des « LREE ». Les teneurs en gadolinium (Gd) sont élevées et varient entre 6.11 ppm et 10.7 ppm. Les valeurs

les plus élevées sont observées dans la partie médiane du profil et sont faibles à la base et au sommet du profil (6.8 ppm et 6.11 ppm respectivement). Les teneurs en terbium (Tb) sont très faibles le long du profil. La valeur minimale, observée au sommet du profil est inférieure à 1 ppm ; la valeur maximale n'atteint pas 2 ppm et elle est observée au sommet de la partie médiane du profil. Les concentrations en dysprosium (Dy) sont élevées deux fois celles dans la roche mère. Elles varient entre 4.72 ppm au sommet du profil et 7.91 ppm à la base de la partie médiane du profil. Les teneurs en holonium (Ho) sont faibles et évoluent de la même manière que le terbium. On remarque des valeurs inférieures à 1 ppm au milieu de la partie médiane et au sommet du profil. Les teneurs en erbium (Er) sont élevées le long du profil ; elles varient entre 2.37 ppm et 4.35 ppm. L'évolution des teneurs en Er n'est pas linéaire ; elle fluctue entre augmentation puis diminution. La valeur minimale (2.37 ppm) est obtenue au sommet du profil. Celles en tulium (Tm) et luthétium (Lu) évoluent de la même manière et ne dépassent pas 1 ppm. Elles varient entre 0.353 ppm et 0.70ppm ; entre 0.396 ppm et 0.721 ppm respectivement. Les concentrations en yterbium (Yb) sont très élevées par rapport à celles dans la roche mère. Elles oscillent entre 2.34 ppm et 4.59 ppm.

	Rm	T1	T2	T3	T4	T5	T6
La	12.8	48.0	38.1	38.9	66.3	38.7	37.8
Ce	31.1	99.9	82.5	92.5	102	96.6	96.3
Pr	3.98	11.9	10.2	11.5	20.8	11.4	11.1
Nd	15.3	42.9	38.8	43.9	76.6	47.7	43.5
Sm	4.75	8.88	9.69	9.90	15.5	12.5	9.26
Eu	0.313	1.53	1.66	1.65	2.43	2.13	1.43
Gd	4.54	6.80	8.66	6.87	10.7	9.83	6.11
Tb	0.823	1.07	1.39	1.02	1.51	1.43	0.876
Dy	3.99	6.05	7.91	5.48	7.77	8.02	4.72
Но	0.513	1.11	1.46	0.938	1.32	1.53	0.860
Er	0.968	3.08	4.03	2.52	3.49	4.35	2.37
Tm	0.113	0.464	0.613	0.353	0.511	0.70	0.385
Yb	0.583	3.14	4.55	2.34	3.16	4.59	2.58
Lu	0.075	0.466	0.721	0.343	0.453	0.671	0.396
∑REE	79.848	235.29	210.27	218.21	312.54	240.15	435.12
∑LREE	68.24	213.11	180.95	198.35	283.36	209.03	199.39
∑HREE	11.60	22.18	29.33	19.86	28.91	31.12	18.29
A	5.88	9.60	6.16	9.98	9.80	6.71	10.90

Tableau 44: Teneurs des terres rares (en ppm), de Tamazert

 $A = \sum LRRE / \sum HREE$

La série des éléments des terres rares est enrichie dans le produit d'altération. Les « LREE » sont les mieux concentrés par rapport au « HREE ». Le Ce est l'élément le plus retenu dans le matériau d'altération ; il montre des teneurs très élevées le long du profil. En outre, l'évolution des teneurs en « REE » n'est pas linéaire ; elles sont plus élevées à la base du profil et au sommet de la partie médiane par rapport au sommet du profil. Ceci peut être expliqué par la présence des faciès lithologiques (dykes ou filons) facilement altérables que le gneiss.

VII.9.3.2- Profil de Hadj Ali

Pour le profil de Hadj Ali, la somme des concentrations des terres rares (Tab 45) est faible par rapport à celle de Tamazert et elle varie entre 219.19 ppm et 274.55 ppm. La valeur maximale est obtenue au sommet du profil. Les teneurs en « LREE » sont plus importantes que celles en « HREE », et varient entre 214.44 ppm et 245.55 ppm, par contre celles en « HREE » varient entre 16.51 ppm et 29 ppm. Le rapport ∑LREE/∑HREE montre des valeurs élevées, variant entre 8.46 ppm et 12.27 ppm.

Les terres rares légères montrent une évolution identique pour tous les éléments. On note une augmentation des teneurs à la base du profil puis une diminution et enfin une augmentation au sommet du profil. Les teneurs en lanthane (La) varient entre 50.5 ppm à la base du profil et 52 ppm au sommet, dans la partie médiane, elles sont comprises entre 45.1 ppm et 48.6 ppm. Le cerium évolue de la même manière que le lanthane, mais, ces teneurs sont trois fois plus élevées que celles de la roche mère et varient entre 94.2 ppm et 111 ppm. Deux valeurs dépassant 100 ppm sont observées à la base et au sommet du profil. Les teneurs en Pr, Nd et Sm évoluent de façon identique à celle en La et Ce. Les teneurs les plus faibles dans ce profil sont en erbium (Er), et oscillent entre 1.46 ppm et 2.15 ppm et rarement supérieures à 2 ppm.

Les concentrations en « HREE » sont moins importantes. L'évolution des éléments de cette série est similaire à celle en « LREE ». Les teneurs en « HREE » sont supérieures à 1 ppm à l'exception des teneurs en Lu et Tm qui sont inférieures à 1 ppm le long du profil. Celles en Gd oscillent entre 6.39 ppm et 10.2 ppm. La valeur maximale est obtenue au sommet et la valeur minimale est observée dans la partie médiane du profil. Les teneurs en Dy varient entre 5.03 ppm et 8.11 ppm. Les teneurs en Tb et Ho sont légèrement enrichies dans le produit d'altération. On note un appauvrissement marqué par une faible valeur (0.64 ppm) en Tb au sommet de la partie médiane du profil. Celles en Yb et Er évoluent de la même manière ; elles augmentent à la base du profil puis diminuent dans la partie médiane et augmentent de nouveau vers le sommet du profil. Les valeurs en Yb varient entre 1.77 ppm et 3.21 ppm, celles en Er sont plus faibles et varient entre 1.87 ppm et 3.62 ppm.

	Rm	H1	H2	H3	H4	H5				
La	12.8	50.5	48.6	45.1	46.15	52.0				
Ce	31.1	106	97.3	94.2	97.6	111				
Pr	3.98	12.9	12.42	11.1	13.32	13.9				
Nd	15.3	49.0	45.12	42.0	50.11	54.2				
Sm	4.75	10.7	9.63	8.82	9.57	12.3				
Eu	0.313	1.62	1.48	1.46	1.88	2.15				
Gd	4.54	7.87	7.23	6.39	8.43	10.2				
Tb	0.823	1.11	0.98	0.871	0.64	1.51				
Dy	3.99	5.47	5.03	4.36	5.66	8.11				
Но	0.513	0.885	0.83	0.715	1.13	1.40				
Er	0.968	2.24	1.93	1.87	2.05	3.62				
Tm	0.113	0.318	0.28	0.263	0.18	0.49				
Yb	0.583	1.94	1.85	1.77	3.06	3.21				
Lu	0.075	0.301	0.22	0.271	0.41	0.466				
∑REE	79.848	250.85	232.90	219.19	239.19	274.55				
∑LREE	68.24	230.72	214.55	202.68	218.63	245.55				
∑HREE	11.60	20.13	18.35	16.51	20.56	29.00				
А	5.88	11.46	11.69	12.27	10.63	8.46				
$\Delta = \sum I R R F / T$	THREE		$\Lambda - \Sigma I D D E / \Sigma H D E E$							

Tableau 45: Teneurs des terres rares « REE » (en ppm), profil de Hadj Ali

 $A = \sum LRRE / \sum HREE$

Les éléments de terres rares ont été tous enrichis dans le produit d'altération du profil Hadj Ali. Les concentrations en LREE sont importantes par rapport au HREE qui présentent des concentrations très faibles. Parmi les terres rares légères, le Ce est le plus concentré dans le matériau d'altération. Il montre des valeurs au voisinage de 100 ppm le long du profil. Ce comportement du Ce dans le profil de Hadj Ali est similaire à celui dans le profil de Tamazert. La concentration des « REE » dans le profil Hadj Ali est faible par rapport à celle dans le profil de Tamazert.

VII.9.3.3- Profil de Chekfa

Les concentrations des terres rares dans ce profil d'altération (Tab 46) sont plus faibles que celles de Tamazert et Hadj Ali. La somme en « REE » varie entre 105.57 ppm à la base et 219.79 ppm au sommet du profil. Les teneurs en « LREE » sont élevées par rapport à celles en « HREE ». Les valeurs en « LREE » varient entre 94.8 à la base du profil et 202.82 ppm au sommet. Celles en «HREE» varient entre 10.77 ppm et 16.97ppm. Le rapport Σ LREE/ Σ HREE, varie entre 8.8 ppm et 11.95 ppm. En détail, la série de terres rares légères (La à Eu) évolue de la même manière que celles dans les profils de Tamazert et Chekfa. Les teneurs augmentent de la base au sommet du profil d'une façon linéaire. Elles sont faibles à la base, puis augmentent dans la partie médiane et enfin sont très élevées au sommet du profil.

Les teneurs en La varient entre 20.4 ppm à la base et 41.9 ppm au sommet du profil. Celles en Ce oscillent entre 47.3 ppm et 101 ppm. Les valeurs en Ce doublent dans la partie médiane et triplent au sommet du profil. Les concentrations en Pr varient entre 17.1 ppm et 10.7 ppm. Celles en Nd, Sm et Eu varient respectivement entre 17.3 ppm et 39.6 ppm ; 4.63 ppm et 8.31 ppm ; 0.52 ppm et 1.31 ppm. Les teneurs en Eu sont les plus faibles parmi les teneurs de cette série.

Les teneurs en « HREE » (Gd à Lu) sont très faibles et ne dépassent pas 6 ppm dans toute la série. Les concentrations en Gd, Dy et Er varient respectivement entre 3.79 ppm et 6.06 ppm, 3.33 ppm et 4.46 ppm, 1.2 ppm et 2.13 ppm. Celles en Tb, Ho, Tm et Lu sont inférieures à 1 ppm le long du profil. Elles varient respectivement entre 0.64 ppm et 0.84 ppm, 0.51 ppm et 0.77 ppm, 0.16 ppm et 0.32 ppm et enfin les valeurs en Lu varient entre 0.13 ppm et 0.30 ppm. Les teneurs en Yb sont faibles mais restent supérieures à 1 ppm. Elles varient de la base au sommet du profil entre 1 ppm et 2.08 ppm.

	Rm	C1	C2	C3
La	12.8	20.4	38.8	41.9
Ce	31.1	47.3	79.9	101
Pr	3.98	4.85	9.30	10.7
Nd	15.3	17.1	33.7	39.6
Sm	4.75	4.63	6.77	8.31
Eu	0.313	0.524	1.11	1.31
Gd	4.54	3.79	5.02	6.06
Tb	0.823	0.642	0.742	0.844
Dy	3.99	3.33	4.05	4.46
Но	0.513	0.511	0.726	0.773
Er	0.968	1.20	2.00	2.13
Tm	0.113	0.163	0.298	0.322
Yb	0.583	1.00	1.92	2.08
Lu	0.075	0.136	0.301	0.309
∑REE	79.848	105.57	184.33	219.79
∑LREE	68.24	94.80	169.58	202.82
∑HREE	11.60	10.77	14.75	16.97
A	5.88	8.80	11.49	11.95

Tableau 46: Teneurs de terres rares (en ppm), profil de Chekfa

 $A = \sum LRRE / \sum HREE$

Les concentrations en « REE » dans le profil de Chekfa sont très faibles par rapport à celles dans les profils de Tamazert et Hadj Ali. Le Ce a un comportement identique à celui observé dans les autres profils. Il reste parmi les terres rares les plus concentrés dans le

matériau d'altération et de préférence au sommet du profil, (partie fortement altérée ou kaolin sableux).

VII.9.4- Discussion à propos du comportement des terres rares

Les concentrations en terres rares sont très élevées dans les matériaux d'altération des trois profils étudiés par rapport à leurs concentrations dans la roche mère. La concentration des « LREE » dans les matériaux d'altération est plus importante que celle en « HREE » dans les trois profils. Ces concentrations seraient dues à une intense altération supergène des minéraux primaires ou résulteraient de la lixiviation des matériaux de la partie supérieure des profils d'altération. Parmi les terres rares légères, le cérium (Ce) possède des concentrations anormalement élevées dans la partie fortement altérée (kaolin sableux). Ces concentrations anormales résulteraient d'un piégeage sélectif du cérium (Braun, 1997).

Le cérium serait adsorbé sur la goethite, ou en général sur les interfaces des oxydes de fer et d'aluminium à des pH proches de ceux des sols. Le piégeage sélectif du cérium pourrait être corrélable à une forte proportion de goethite dans ces matériaux ou à l'état d'oxydation du cérium trivalent ou tétravalent (Braun, 1997).

Les faibles concentrations en terres rares pourraient être liées au degré de fractionnement des terres rares. Bain et *al.*,(1990) montrent que le fractionnement des terres rares (surtout légères) est plus intense en présence des oxy-hydroxydes de fer. Cet intense fractionnement se fait corrélativement avec une augmentation des valeurs du pH (de 3,61 à 6,21). Ces faibles concentrations pourraient être également liées à la nature des faciès altérés.

En comparant les concentrations en « REE » obtenues dans les trois profils par ordre décroissant, nous constatons que le profil de Tamazert possède les concentrations les plus élevées, suivi du profil Hadj Ali et enfin celui de Chekfa.

VII.9.5- Interprétation des diagrammes de normalisation des terres rares

La variation régulière des propriétés des « REE » depuis le lanthane (La) jusqu'au luthétium (Lu) permet de représenter de manière synthétique et cohérente la composition en « REE » des matériaux terrestres (Coryell et *al.*, 1963).

Dans un diagramme de normalisation, les concentrations de l'ensemble des terres rares, divisées par celles dans un matériau de référence (chondrites, roche mère...etc), sont portées en fonction de leur numéro atomique respectif. Le principe de la normalisation par rapport à un matériau de référence permet de s'affranchir des irrégularités liées à l'abondance

naturelle des éléments dans le système solaire, notamment celles entre les éléments de numéros atomiques pairs et les éléments de numéros atomiques impairs (Loi de Oddo et Harkins). Ainsi, la comparaison entre les compositions en REE de différents matériaux est plus aisée.

Le choix du matériau de référence est généralement motivé par des raisons génétiques. Dans le domaine endogène, il est classique de normaliser la composition des REE dans une roche à celle dans les chondrites, qui sont supposées représenter la composition initiale de la terre. Dans le domaine exogène (sédiments, eaux,...) et dans des cas particuliers, comme l'altération par exemple, il peut être plus approprié de se référer à d'autres matériaux (shales, roches mères,...).

La variation progressive des propriétés des REE se traduit généralement par une courbe régulière depuis le La jusqu'au Lu. L'allure des courbes ou spectres est discutée en termes d'enrichissement ou d'appauvrissement des « REE » légères par rapport aux « REE » lourdes. Dans certains cas, des "anomalies" peuvent apparaître, c'est-à-dire qu'un élément se situe en dehors de la courbe décrite par ses voisins. On distingue des anomalies positives, si l'élément considéré se place anormalement au-dessus de ses voisins et des anomalies négatives, dans ce cas l'élément prend place au-dessous de ses voisins. Les anomalies en Ce et en Eu sont les mieux connues. Elles expriment la possibilité de ces deux éléments d'acquérir des degrés d'oxydation différents des autres REE. Quantitativement, le fractionnement entre les « LREE » et les « HREE » peut être mesuré par le rapport normalisé entre les concentrations de deux éléments choisis convenablement, tels que La et Sm.

Pour un spectre de REE plat où le rapport des concentrations entre les teneurs normalisées en La et en Sm : $(La/Sm)_N$ est égal à 1, on a :

- $(La/Sm)_N > 1$: spectre enrichi en LREE.

- $(La/Sm)_N < 1$: spectre appauvri en HREE.

VII.9.6- Normalisation des terres rares et représentations graphiques

VII.9.6.1- Normalisation des terres rares

L'évolution régulière des propriétés chimiques des REE a été mise à profit pour représenter la composition d'une roche à l'aide de diagrammes où l'on reporte, en ordonnée, la concentration de chacune des REE et, en abscisse, son numéro atomique. Les courbes obtenues ont une allure en dents de scie car l'abondance naturelle des éléments de numéro atomique pair (Ce, Nd, Sm, Gd, Dy, Er, Yb) est systématiquement plus élevée que celle des

éléments de numéro atomique impair (La, Pr, Eu, Tb, Ho, Tm, Lu). Corryel et *al.*, (1963), ont proposé une méthode permettant de lisser ces courbes. Elle consiste à diviser les teneurs en « REE » de l'échantillon par les teneurs en « REE » des chondrites (météorites pierreuses composées de pyroxène, d'olivine et de divers minéraux accessoires riches en Fe et en Ni. Le logarithme du rapport est porté en ordonnée. Parce que l'on considère que les chondrites ne montrent pas de fractionnement entre « REE » légères et « REE » lourdes et que leur spectre est parallèle à celui de l'ensemble de la terre (Taylor et McLennan, 1988) ; l'utilisation de cette référence externe au système étudié permet de connaître le fractionnement absolu des « REE » de l'échantillon. La normalisation aux chondrites est généralement utilisée pour étudier le fractionnement des REE dans les roches d'origine profonde (granitoïdes, basaltes, etc...).

Les teneurs en REE de la moyenne des chondrites carbonées CI ont été utilisées dans cette étude.

Norm = C_i/C_j

 C_i : Concentration de l'élément (i) dans l'échantillon altéré ;

C_j: Concentration de l'élément (j) dans la chondrite.

VII.9.6.2- Représentation graphique des terres rares

Les concentrations en « REE » sont reportées dans le (Tableau 47). Ces teneurs sont normalisées par rapport aux valeurs des chondrites CI (Mc Donough et Sun, 1995). Les teneurs en « REE » normalisées des échantillons de chaque site ont été reportées sur des diagrammes (Fig.71a, 71b et 71c).

VII.9.6.2.1- Profil de Tamazert

Les spectres « REE » du profil de Tamazert sont représentés sur la (fig. 72a). Ces spectres montrent un enrichissement en « LREE » par rapport aux « HREE ». Le groupe de terres rares légères (LREE) montrent des pentes fortes. les valeurs du rapport (La/Sm)_N varient entre 2.53 et 4.44 (tableau 30) et celles du groupe de terres rares lourds (HREE) sont faibles où le rapport (Tb/Yb)_N oscille entre 1.16 et 2.17 (Tableau 47). Les échantillons de ce profil d'altération sont caractérisés par une anomalie négative en europium ; les valeurs de cette anomalie sont très faibles et le rapport Eu/Eu* varie entre 0.05 et 0.08 (fig. 72a). Le degré de fractionnement des « REE » dans ce profil est faible à moyen ; il est exprimé par le

rapport $(La/Yb)_N$, qui varie entre 5.77 et 10.96 (tableau 44). Les valeurs du rapport La/Yb varient entre 8 et 21 (tableau 47). Ces valeurs permettent d'avoir une idée globale sur le degré d'hétérogénéité des facies altérés dans ce profil.

Tableau 47 :	Differents ra	apports en	« REE »	calcules	(profil	Tamazert)

	T1	T2	T3	T4	T5	T6
(La/Sm) _N	3.49	2.53	2.54	2.76	4.44	2.63
(Tb/Yb) _N	1.54	1.16	1.98	2.17	1.41	1.54
(La/Yb) _N	10.96	6.00	5.77	15.05	6.04	6.81
(La/Yb)	15	8	17	21	8	15
(Eu/Eu*) _N	0.08	0.06	0.07	0.05	0.06	0.07

 $(\mbox{La/Sm})_N$: pente des terres rares légères normalisées ;

(Tb/Yb)_N : pente des terres rares lourdes normalisées ;

 $(Eu/Eu^*) = (Eu)_N / [(Sm)_N x (Gd)_N]^{1/2}$ (Taylor et McLennan, 1985)



Fig.72a. Spectres de Terres rares normalisés (profil de Tamazert)

VII.9.6.2.2- Profil de Hadj Ali

La (fig. 72b) représente les spectres « REE » du profil de Hadj Ali. L'ensemble des spectres montre un enrichissement en « LREE » par rapport aux « HREE ». Les valeurs du rapport (La/Yb)_N sont supérieures à l'unité dans tous les échantillons du profil et elles varient entre 10 et 18 (Tab 48). Le groupe des « LREE » montre de fortes pentes où le rapport (La/Sm)_N varie entre (2.72 à 3.3) et le rapport du groupe « HREE » montre de faibles pentes et le rapport (Tb/Yb)_N varie entre 0.95 et 2.6 (Tableau 45). Comme dans le profil de Tamazert, les échantillons de ce profil d'altération sont caractérisés par une anomalie en europium négative, dont les valeurs sont très faibles et le rapport Eu/Eu* oscille entre 0.06 à

0.08 (Tab 48). Les valeurs du rapport La/Yb varient entre 15 à 26. Elles expriment le degré d'hétérogénéité des facies altérés allant de l'extrême du pôle intermédiaire au pôle acide.

	H1	H2	H3	H4	H5
(La/Sm) _N	3.30	3.25	3.30	3.11	2.72
(Tb/Yb) _N	2.60	2.40	2.23	0.95	2.13
(La/Yb) _N	18.67	18.84	18.27	10.81	11.62
(La/Yb)	26	26	25	15	16
(Eu/Eu*) _N	0.06	0.07	0.08	0.08	0.06

Tableau 48: Différents rapports en « REE » calculés (profil Hadj Ali)

(La/Sm)_N : pente de terres rares légères normalisées ;

(Tb/Yb)_N : pente de terres rares lourdes normalisées ;

 $(Eu/Eu^*) = (Eu)_N / [(Sm)_N x (Gd)_N]^{1/2}$ (Taylor et McLennan, 1985).



Fig. 72b. Spectres de terres rares normalisées (profil de Hadj Ali)

VII.9.6.2.3- Profil de Chekfa

La (fig.72c) montre les spectres REE normalisés du profil de Chekfa. Ces spectres sont caractérisés par un enrichissement en LREE par rapport au HREE. Les valeurs du rapport La/Yb sont égales à 20 (tableau 46). Le groupe des LREE montrent des fortes pentes où le rapport (La/Sm)_N varie entre 2.84 à 3.9 (Tab 49) et celui du groupe HREE montrent des pentes faibles où le rapport (Tb/Yb)_N varie entre 0.95 à 2.6 (tableau 46).Comme dans le profil de Tamazert, les échantillons de ce profil d'altération sont caractérisés par une anomalie en europium négative, dont les valeurs de cette faibles anomalie et le rapport Eu/Eu* varie entre 0.07 et 0.08 (Tab 49). Les valeurs du rapport La/Yb de ce profil montre l'altération d'un seul faciès acide.

	2.84	3.7	3.9
(La/Sm) _N	2.84	3.7	3.9
(Tb/Yb) _N	2.91	1.75	1.84
(La/Yb) _N	14.63	14.5	14.45
(La/Yb)	20	20	20
(Eu/Eu*) _N	0.07	0.08	0.07

 Tableau 49: Différents rapports en REE calculés (profil de Chekfa)

 $(La/Sm)_N$: pente de terres rares légères normalisées ;

 $(Tb/Yb)_N$: pente de terres rares lourdes normalisées.

 $(Eu/Eu^*) = (Eu)_N / [(Sm)_N x (Gd)_N]^{1/2}$ (Taylor et McLennan, 1985)



Fig.72c. Spectres de terres rares normalisées (profil de Chekfa)

VII.9.7- Conclusion

En général, les spectres de distribution des terres rares dans les trois profils d'altération (Tamazert, Hadj Ali et Chekfa) sont identiques. Dans les détails, chaque profil a ces propres caractéristiques. On note, un léger fractionnement des terres rares légères (LREE) dans les trois profils. Le degré de ce fractionnement n'est plus le même dans les trois profils ; il est très élevé dans le profil de Hadj Ali, suivi de celui de Chekfa et en dernier lieu, celui de Tamazert. La diminution du rapport (La/Yb)_N dans les échantillons des sites Tamazert, Chekfa et certains échantillons de Hadj Ali , suggère que les «LREE » ne sont pas préférentiellement adsorbés sur les argiles lors de l'altération, et que les «HREE » sont préférentiellement enrichies dans les échantillons altérés. A la base du profil de Hadj Ali (H1, H2 et H3) et dans le profil de Chekfa, on note une augmentation du rapport (La/Yb)_N indiquant une adsorption des LREE sur l'argile durant l'altération (Ronov et al., 1967 ; Roaldest, 1973 ; Nesbitt, 1979 ; Duddy, 1980, Braun et *al.*, 1991).

Les anomalies négatives en Eu dans les trois sites (Tamazert, Chekfa et Hadj Ali) sont très faibles et sont probablement dues à l'enrichissement relatif des autres REE, mais pas en Eu, causé par les pertes de masse accompagnant la destruction des plagioclases. Le fait que l'europium (Eu) n'ait pas été enrichi au cours de ce processus, suggère une perte en Eu, (peutêtre en solution lors de l'altération).

Les anomalies négatives en europium observées dans la totalité des échantillons indiquent que les conditions naturelles sont extrêmement oxydantes, ne favorisant pas ainsi le captage d'un électron supplémentaire (Meen, 1990 ; Braun et *al.*, 1998).

Les valeurs du rapport La/Yb indique que le processus d'altération affecte des lithologies hétérogènes allant du pôle intermédiaire au pôle acide dans les profils de Tamazert et Hadj Ali. Le cas du Profil de Chekfa est différent des deux autres profils, où, les échantillons ont été prélevés d'un seul facies acide.

VII.10- Formation de kaolin

Les gisements de kaolin primaires peuvent se former in situ à partir des roches alumino-silicatées par l'altération superficielle (kaolin supergene; par activité hydrothermique (kaolins hypogènes), ou dans certains cas par une combinaison des deux procédés (Murray, 1988; Murray et Keller, 1993).

Des travaux antérieurs sur l'origine du kaolin ont été réalisés par de nombreux auteurs tels que : Cravero et *al.*, 2010, qui ont comparé le gisement de kaolin d'origine hypogène au gisements d'origine supergène de la Patagonie Argentine ; (Dill et *al.*, 1997). Plusieurs méthodes ont été proposées ou discutées pour distinguer entre l'origine supergène et l'origine hypogène du kaolin, y compris le contexte géologique général, le cadre structural, la composition minéralogique et le zonage (Konta, 1969; Kitagawa and Köster, 1991; Keller, 1976a, 1976b, 1978), la composition chimique (Köster, 1969; Dill et *al.*, 1997), les inclusions fluides (Konta, 1969, Manning, 1995) et la géochimie des isotopes stables (Sheppard et *al.*, 1969; Sheppard, 1977, Marumo et *al.*, 1982, Sheppard et Gilg, 1996). Dans les dépôts hypogènes, les éléments S, Sr, Pb, V, P₂O₅ et LREE sont plus abondants, alors que Fe₂O₃, Y, Rb, U, Zr et HREE prédominent dans les gisements d'origines supergènes.

VII.10.1- Origine hypogène et origine supergène

Les minéraux du groupe de la kaolinite se développent largement sur des lithologies différentes, latérites, bauxites et les roches ignées altérées, sous différents climats (tropical, tempéré...etc).

Dans le but de distinguer entre l'origine hypogène et l'origine supergène du kaolin engendré par l'altération des feldspaths dans les profils de Tamazert, Hadj Ali et Chekfa ;

nous avons utilisé un certain nombre de ratios entre éléments traces tels que (Zr et Ti), (Cr+Nb) et (Ti + Fe), (Ce + Y + La) et (Ba +Sr). Le soufre (S), le baryum (Ba) et le strontium (Sr) sont considérablement enrichis dans le kaolin durant l'altération hydrothermale où le chrome (Cr), le niobium (Nb), le titane (Ti) et les terres rares (REE) sont principalement concentrés lors de l'altération météorique. L'Or (Au) et l'argent (Ag) sont enrichis durant l'altération hypogène très avancée (Dill et *al.*, 1997).

VII.10.2- Distinction entre kaolin d'origine hypogène et kaolin d'origine supergène

Dans ce travail, la distinction entre les origines des kaolins développés dans les profils de Tamazert, de Hadj Ali et de Chekfa est purement basée sur la chimie des échantillons analysés dans chaque profil (les éléments en traces servent comme seul moyen de distinction).

VII.10.2.1- Diagramme Zr vs TiO₂

Zr est très mobile dans des conditions quasi atmosphériques et reste un indicateur du degré d'altération ou de la quantité de retraitement des sédiments subie. Ti d'autre part peut être concentré sous forme d'anatase par des fluides hydrothermaux (Yau et *al.*, 1987). Les données en Zr et en Ti de Tamazert, de Hadj Ali et de Chekfa sont reportées dans le diagramme de la (fig. 73a), qui met en évidence des phénomènes d'altération supergènes et de contamination de certains échantillons par des fluides hydrothermaux ; conséquence de la mise en place du granite de Beni-Tofout. Une exception concernant l'échantillon (C1) a été observée au niveau du profil de Chekfa, où les teneurs en Zr et TiO₂ sont faibles par rapport aux autres échantillons. Ceci peut être expliqué par l'appauvrissement de la roche mère altérée en ces deux éléments. Le diagramme (SO₃ *vs* P₂O₅) n'est pas tracé dans cette étude à cause du manque de données concernant le soufre.



Echantillons de Tamazert Echantillons de Hadj Ali
 Echantillons de Chekfa
 Fig. 73a. Diagramme binaire Zr vs TiO₂

VII.10.2.2- Diagramme (Cr+Nb) vs (Ti+Fe)

Le Cr peut remplacer le Ti tétravalent dans les modifications du TiO₂ et le Fe trivalent dans la goethite pendant la kaolinisation supergène (Köster, 1974). On sait que le Nb est concentré dans les minéraux de Ti aussi, en raison des rayons ioniques similaires. Les échantillons provenant de gisements de kaolin supergène pur contiennent du Cr et du Nb en quantités élevées, alors que ces éléments sont très faibles dans le dépôt d'origine hypogène. Le contraste entre les échantillons d'origine hypogène et supergène est bien marqué dans ce diagramme (fig.73b). Ceci est essentiellement dû au fait que ces deux éléments, qui sont extrêmement insolubles dans des conditions presque ambiantes, sont couplés (Wagman et *al.*, 1982).



Fig.73b. Diagramme binaire (Ti + Fe) vs (Cr + Nb)

VII.10.2.3- Diagramme (Ba + Sr) vs (Ce + Y + La)

Le Ba et le Sr peuvent se substituer les uns aux autres et se trouvent principalement dans la barytine, qui se produit dans les dépôts hypogène. A l'inverse, Ce, Y et La sont considérablement enrichis lors de la bauxitisation et de la kaolinisation supergène (Maksimivic et Panto, 1983). Il n'est pas surprenant que les gisements de kaolin d'origine hypogène montrent des concentrations (Ba + Sr) anormalement élevées, alors que les échantillons prélevés sur des gisements de kaolin supergène se regroupent à un niveau très élevé de REE (fig. 71c). Les concentrations élevées en Pb sont probablement dérivées de la décomposition des feldspaths potassiques au cours de l'altération. L'association des échantillons (1) est d'origine purement supergène et l'association (2) est d'origine mixte.



Fig.71c. Diagramme binaire (Ba+Sr) vs (Ce+La+Y)

VII.10.3- Discussion

Les profils d'altération de Tamazert, de Hadj Ali et de Chekfa sont développés sur un substratum hétérogène (amphibolites, lentilles de pyroxénites, dykes d'aplites, leptynites) à dominance gneissique. Les éléments majeurs ne donnent aucun indice sur l'origine de l'altération. Pour cette raison, certains éléments ont été utilisés pour faire la distinction entre l'origine hypogène et l'origine supergène. Les relations entre (Zr *vs* TiO₂) ; (TiO₂ + Fe₂O₃ *vs* Cr + Nb) et (Ba + Sr *vs* Ce + Y + La) ont été proposés comme rapports discriminant entre l'origine hypogène de kaolin et l'origine supergène. En effet, Ba et Sr sont enrichis pendant l'altération hydrothermale alors que Cr, Nb, Ti et REE sont concentrées pendant l'altération météorique.

Les concentrations des rapports (Zr vs Ti), (Cr + Nb) vs (Ti + Fe) et (Ce + Y + La) vs (Ba + Sr) des échantillons de kaolin provenant des trois sites étudiés (Fig.4) ne montrent pas des différences significatives. Ceci suggère que les trois sites de kaolin sont issus de même processus génétique. Les contenus en (Ti + Fe) et (Sr + Ba) indiquent une origine hypogène (Dill et *al.*, 1997). Cependant, la présence d'une concentration élevée en (Cr + Nb) et (Ce + Y + La) dans la majorité des échantillons suggère plutôt une origine supergène de la kaolinite. Sur la base des rapports tracés sur la (fig.72b), on constate que les échantillons (T1, T2, T5 et T6) ayant une origine supergène alors que (T3 et T4) ont une origine mixte. L'ensemble des échantillons de Hadj Ali sont d'origine mixte à l'exception de l'échantillon (H1) qui est d'origine supergene, alors que, les échantillons du site de Chekfa sont d'origine mixte sauf l'échantillon (C1) qui a une origine supergène. En effet, le titane peut être libéré d'un minéral primaire de (exemple: biotite) de la roche mère au cours de la kaolinisation hypogène ou supergène.

L'altération supergène tant plus efficace, la teneur en Ti dans la kaolinite a été utilisée pour établir une discrimination entre les deux procédés (Dill et *al.*, 1997) parce qu'il se comporte comme un élément immobile dans des conditions superficielles, Zr est également un bon indicateur du degré d'altération de la roche mère. La plus forte concentration des éléments (Zr, Cr, V, Rb, Sr, Ba) peut être lié à leur faible mobilité au cours du processus de kaolinisation (Briand et *al.*, 1985; Vidal,1998). Par conséquent, des échantillons de kaolin avec des teneurs élevées en Ti et Zr pointent d'un environnement de formation superficiel (Marfil et *al.*, 2005). Une comparaison entre les gisements de kaolin d'origine hypogène par rapport au gisement d'origine supergène est effectué par (Cravero et *al.*, 2010), dans les gisements hypogènes S, Sr, Pb, V, P₂O₅ et LREE sont plus abondants, alors que Fe₂O₃, Y, Rb, U, Zr et HREE prédominent dans les gisements supergènes.

VII.10.4- Conclusion

Les diagrammes de discrimination (Fig.72a, 72b, 72c) ont permis de distinguer deux origines possibles pour le kaolin des gisements de Tamazert, de Hadj Ali et de Chekfa. Une origine supergène de la majorité des échantillons des trois sites dûe à l'altération des feldspaths sous l'effet des eaux météorique et une origine mixte (supergène et hypogéne) pour certains échantillons dûe au réchauffement des eaux météoriques en profondeur.

La comparaison entre les diagrammes de discrimination obtenus dans des gisements de kaolin du monde par des auteurs tels que (Dill et *al.*, 1997) pour le kaolin dans le bassin

Nord-Ouest du Pérou ; (Dill et *al.*, 1997) pour le gisement « Central American Cordillera » ; (Glig et *al.*, 1999) pour le gisement Lastarria sud-Centrale de Chili ; (Cravero et *al.*, 2001) pour le gisement de Cerro Rubio (Argentine) ; (Dominguez et *al.*, 1999) pour le gisement de Santa Cruz et Chubut (Argentine) et ceux obtenus à Tamazert, à Hadj Ali et à Chekfa montrent des similitudes et justifie l'origine supergène et mixte du kaolin dans ces trois gisements. Un autre argument qui confirme ces deux origines sont les très faibles teneurs en phosphore dans les trois gisements. Pour mieux achever la discussion sur l'origine du kaolin de Tamazert, de Hadj Ali et de Chekfa, une étude isotopique (¹⁸O) complémentaire est recommandée accompagnée des analyses du soufre pour compléter les diagrammes de discrimination.

VIII. CONSEQUENCES HYDROGEOLOGIQUES

VIII.1- Introduction

Les études d'interactions fluide-roche ont pour but de décrire, quantifier et prédire les changements de compositions chimiques et minéralogiques des phases solide et liquides dans des systèmes naturels au cours du temps. Ces études ont pris une importance croissante durant ces dernières années, tant du point de vue de la compréhension théorique de l'évolution des systèmes naturels, que par les applications très concrètes qui en résultent. Les grandes directions de ces développements sont l'exploitation des ressources énergétiques et des matières premières de la croûte terrestre, ainsi que les aspects liés à la qualité des milieux naturels.

Pour mieux traité ce chapitre, il est nécessaire d'effectuer des analyses chimiques des eaux de sources, ainsi que les eaux superficielles de chaque région (Tamazert, Hadj Ali et Chekfa), durant la période des basses eaux et celle des hautes eaux. L'objectif de ces analyses : (i) mieux connaitre les caractéristiques chimiques des eaux en interaction avec les différents types de roches constituants chaque région, (ii) saisir, les variations saisonnières et les fréquences qui affectent la frange profonde, (iii) l'influence des conditions physiques sur la composition chimique des eaux. Au terme de ce travail, et vu le manque des analyses chimiques des eaux de chaque région, ce chapitre, traite l'aspect descriptif et qualitatif des bassins versants (Oued Zhour et Oued Nil), basé sur des travaux antérieurs.

VIII.2- Position des sites étudiés dans le réseau hydrographique du massif de la Petite

Kabylie

Les sites de kaolins objet de cette étude sont localisés dans trois bassins versants. Les sites de Tamazert trouvent place dans le bassin versant de l'oued Zhour, et Hadj Ali, se localise dans le bassin versant de l'oued El Guebli, le site de Chekfa est placé dans le bassin versant de l'oued Nil et précisément dans le sous bassin versant de l'oued Saayoud.

Du point de vue administratif, le site de Tamazert appartient, Djebel Tamazert (fig.74) dans la région la région d'El Milia (W. Jijel), distant de 20Km par rapport au chef lieu d'El Milia (fig.74). Le site de Hadj Ali, localisé dans la région d'Aïn El Ksar, ville d'Aïn Kechera (W, Skikda), distant de plus de 25 Km du centre-ville (fig.72). Chekfa, se localise à Djebel Seddat (fig.74), distand d'environ 4Km de la ville de Chekfa.



Fig.74. Carte de localisation des sites étudiés et principaux oueds de la partie orientale de la Wilaya de Jijel (D'après Durand Delga, 1955, légèrement modifiée).

1: Site de Tamazert ; 2: Site de Hadj Ali ; 3: Site de Chekfa

VIII.3- Aperçu descriptif des bassins versants

VIII.3.1- Bassin versant de l'Oued El Guebli

Le bassin versant de l'Oued El Guebli occupe une superficie de 993.3Km², et un périmètre de 163.3Km. La longueur du bassin versant est de 45.2Km, est la largeur 24.6Km. Le bassin versant est subdivisé en six (06) sous bassin versants, il s'agit du sous bassin versant de l'Oued Aflassane, sous bassin de l'Oued Beni- Zid, sous bassin l'Oued Bourekane, sous bassin de l'Oued Guenitra, sous bassin l'Oued Guebli amont et le sous bassin de l'Oued Guebli aval (fig.75).



Fig.75. Carte des sous bassins versants de l'Oued El Guebli

L'analyse morphométrique du bassin versant permit de ressortir trois unités : les montagnes, les collines et les vallées. Les montagnes occupent la majeure partie du territoire du bassin versant. Elles s'étendent sous forme de chaînes de direction générale SW-NE (Dj. Sidi Dris : 1364 m) et NS (massif de Collo : Dj. El.Goufi : 1183 m). Les collines forment le prolongement des montagnes du Nord vers le Sud du bassin (Dj. Boukhalouf : 479m. Dj. Guern Aicha : 540 m, Dj. Bou Melloul : 645 m, Dj. Zefzaf : 630 m, Dj. Bounab : 662 m, Dj. Bou Bellout : 645 m.

Le bassin versant de l'Oued El Guebli est aussi caractérisé par une altitude moyenne de 320.89m, par un relief fort et des formations géologiques imperméables.

Le traitement des analyses chimiques des eaux souterraines de la nappe de Collo et de Tamalous-Bin El Ouiden, ont permet de déterminer les faciès chimiques et de donner une interprétation qualitative de l'origine de minéralisation de ces eaux. En général, les eaux de la nappe de Collo sont caractérisées par la dominance de deux faciès chimiques : le premier faciès chlorurée sodique à calcique, au nord de la plaine de Telazza et à l'ouest de l'Oued El Guebli, le deuxième faciès, bicarbonatée sodique à calcique dans le reste de la plaine (Boulabaiz et al., 2002).

La nappe de Tamalous-Bin El Ouiden est caractérisée par la dominance de quatre faciès. Sont respectivement classés par ordre décroissant, faciès sulfaté sodique (40%) ; faciès chlorurée sodique (30%) ; faciès bicarbonaté sodique (20%) et faciès sulfaté calcique (10%).

Les eaux de surface du bassin versant de l'oued El Guebli ont été caractérisées à partir des échantillons prélevés des deux barrages (barrage de Beni Zid et celui de Guenitra). Les analyses sont effectuées par l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique de Constantine (A.N.R.H).

L'interprétation des résultats des analyses chimiques des eaux du barrage de Guenitra révèle la dominance de deux faciès chimiques : (1) faciès Bicarbonaté - Calcique à sodique représentant 60%, (2) faciès de type Sulfaté - Calcique à Magnésien correspondant à 40%.

Un changement de faciès entre Sulfaté - Calcique, Sulfaté -Magnésien et Bicarbonaté-Calcique est marqué depuis 1985/1986, mais depuis 1994/1995 jusqu'à 1999/2000 le faciès est stabilisé au type Bicarbonaté - Calcique. Encore un changement est remarqué durant l'année 2000/2001 est le faciès varie entre Sulfaté – Calcique et Bicarbonaté – Calcique jusqu'à l'année 2007.

Les eaux du barrage de Beni Zid révèlent deux faciès dominants: Le premier de type Bicarbonaté - Calcique. Le second de type Chloruré – Calcique.

VIII.3.2- Bassin versant de l'Oued Zhour

Le bassin versant de l'Oued Zhour est situé dans le massif de la petite Kabylie. Il fait partie des Côtiers Constantinois Centre. Il s'agit d'un bassin montagneux, très arrosé et drainé par de nombreux oueds et chaabets alimentés essentiellement par les eaux de pluies très abondantes plus de 1000 mm/an. Il est limité, au Nord, par une série de Koudiets allant de Hdjar Miz à El Mkatel; au Sud par Koudiat Bou el Kikab et Sra Di el Khemis, à l'Est par Djebel El Goufi et, à l'Ouest par une série des koudiats le long de l'axe Ras Kfayoun-El Aouinet-Es Sandjak. L'Oeud Zhour à écoulement permanent, est le principal cours d'eau qui draine ce bassin. Il est long de 17 Km, prend sa source au Djebel El Goufi sous le nom de l'Oued Ktounan. Il est alimenté par un nombre important d'affluents et prend successivement le nom de l'Oued Habaiche, l'Oued el Kébir et enfin l'Oued Zhour (Fig. 76).

Du point de vu géologique, le bassin versant de l'oued Zhour, porte la signature géologique de l'édifice des Beni Ferguène, où l'ensemble de ces affluents drainent la lithologie de cet édifice et par conséquent, les eaux sont enrichies en termes d'éléments chimiques par les éléments chimiques dissouts au cours des processus de l'altération.



Fig.76. Limites du bassin versant de l'Oued Zhour au site du barrage projeté et réseau hydrographique.

VIII.3.2.1- Caractéristiques du bassin de l'Oued Zhour

Les paramètres physiques du bassin de versant de L'Oued Zhour sont résumés dans le (Tab 50). La forme du relief, la nature des sols, l'intensité de réseau hydrographique, les précipitations et la couverture végétale, sont les principaux facteurs qui déterminent le comportement hydrologique d'un bassin versant.

Paramètres	Valeurs	Unités	Symboles
Surface du BV	96	Km ²	А
Périmètre du BV	37.5		Р
Largeur du BV	12	Km	L
Longueur du BV	10.87		1
Altitude min	21		Z _{min}
Altitude max	1181	m	Z _{max}
Altitude moy	480		Z _{moy}
Dénivelée tot	485		
Indice de pente	77		I_{g}
Pente moy	437	m/km	I_{BV}
Pente min	100		I _{min}
Pente max	1330		I _{max}

Tableau 50: Paramètres physiques du bassin versant de l'Oued Zhour

VIII.3.2.2- Données physico-chimiques du bassin versant de l'Oued Zhour

Afin de connaitre les caractéristiques physicochimiques des eaux souterraines du bassin versant de l'Oued Zhour, des analyses ont été effectuées par le bureau d'étude Bonard et Gardel en (2005) au niveau de deux sondages (SPG 02 et SPD 03). Les résultats sont reportés dans le (Tab 51).

Paramètres	SPG 02		SPG 03
Date de prélèvement	14.08.2005	Unité	14.08.2005
рН	9.18	-	7.9
Conductivité	400	(µS/cm)	600
Turbidité eau brute	75.2	NTU	55.9
Turbidité eau décantée	5.10		16.5
Ca ²⁺	40		57
Mg ²⁺	4		17
Na ²⁺	18		41
\mathbf{K}^+	10		4
Cl	42		75
SO_4^{2-}	82	-	25
HCO ³⁻	12	mg/l	189
CO ₃	6		0
SiO ₂	35.83		37.54
NH ₄	0.08	-	2.21
NO ₂	0.38	-	0.02
NO ₃	2.24		1.42
PO ₄	0.03		0.29
Fluor	0.35		0.28

Tableau 51: Caractéristique physico-chimiques des eaux souterraines du bassin versant de l'Oued Zhour.

A partir de ces résultats, nous constatons que les eaux souterraines du bassin versant de l'Oued Zhour sont de nature conductrices (400 à 600 μ S/cm), ceci est dû à la richesse en éléments chimiques issus de la dissolution de différents types de minéraux des roches formant le socle de la petite kabylie (socle fortement hétérogène). On outre, les fortes concentrations en nitrates observées dans les eaux, peuvent être dues à la décomposition naturelle de la matière végétale et animale. Les teneurs en ammonium (NH_4^+) sont dues au fait que lors d'un apport d'azote (acides aminés, protéines, urée, ...) dans l'eau, les molécules d'azote se transforment d'abord. Ensuite, ce dernier va s'oxyder en nitrites puis en nitrates sous l'action de microorganismes nitrifiants, c'est le phénomène nitrification. En conditions anaérobies, les bactéries présentes vont transformer les nitrates en produisant de l'ammoniac (NH₃) ou de l'ammonium (NH₄⁺). Les fortes valeurs de turbidité des eaux souterraines, peuvent être expliquées par la présence des oxydes de fer dans les fissures des roches. Ce phénomène est largement rencontré au niveau des sites kaolinisés, où les oxydes de fer sont acheminés vers des niveaux profonds à travers le réseau de fissure qui affecte la roche faiblement kaolinisé. La présence de ces oxydes influe considérablement la blancheur du minerai exploité et minimisent les domaines d'utilisation de ce minerai.

Le contact entre roches et eaux conduit à l'altération des minéraux constitués les roches. Ce processus aboutit à la mise en solution des ions constitutifs des minéraux de roches ainsi que la libération des minéraux de roches à l'état solide, ces minéraux qui vont constituer le matériel essentiel pour la formation des plages.

Les conditions climatiques, le drainage ainsi que la circulation des eaux jouent un rôle très important, plus celles-ci sont intense plus les roches s'altèrent rapidement par lessivage continuel et les substances solides issues de l'altération des différentes roches rejoint les plages.

VII.3.3- Bassin versant de l'Oued Nil

Le bassin versant de l'Oued Nil, est situé au Nord-Est Algérien, distant de 15 Km du chef-lieu de la wilaya de Jijel (fig.75). Les principaux affluents de ce bassin sont : Oued Boukraa et Oued Tassift, Oued Saayoud. A ce dernier sous bassin fait partie le site de kaolin de Chekfa.



Fig.77. Bassin versant de l'Oued Nil

Du point de vue géologique, le bassin versant est composé de deux unités lithologiques. La première est formée par des roches métamorphiques (schiste, micaschiste, gneiss) qui apparaît dans les monts qui entourent la plaine. La deuxième est formée par des roches sédimentaires, elle affleure essentiellement dans la plaine. Les lits des oueds qui drainent le bassin versant sont formés par : (i) des formations alluvionnaires, (ii) des dunes de sable anciennes et récentes, (iii) des formations gréseuses et d'argiles qui affleurent dans la partie nord de la plaine, (iv) dépôts marneux séparent Oued Saayoud et oued Nil, (v) dépôts détritiques séparent Oued Nil, oued Boukraa et oued Tassift, (vi) dépôts de marne gris séparent Oued Boukraa et Oued Tassift.

VIII.3.3.1- Paramètres du bassin versant de l'Oued Nil

Les paramètres physiques du bassin versant de L'Oued Nil sont résumés dans le (Tab 52). Nous nous intéressons dans ce travail au sous bassin versant de l'Oued Saayoud. Vu que les affluents de l'Oued Saayoud sont eux qui drainent les formations géologiques du site kaolinisé de Chekfa, donc, les analyses chimiques fournis par (Benessame et *al.*, 2015)

constituent un support pour mieux comprendre l'origine des éléments chimiques rencontrés dans les sédiments de l'Oued.

	BV Oued	S.BV Oued	S.BV Oued	S.BV	S. BV
Paramètres	Nil	Nil	Saayoud	Boukraa	Tassift
Superficie (Km ²)	303	176.5	50	61	15.5
Périmètres (Km)	87.2	89	34	48.5	25
Elévation maximum (m)	1516	1516	910	1324	297
Elévation moyenne (m)	450.35	526	298	453	63.47
Pente maximum (°)	45.7	44.76	41.6	38.96	18.63
Pente moyenne (°)	15.76	17.77	15.17	13.11	4.72

Tableau 52: Paramètres physiques du bassin versant de l'Oued Nil

VIII.3.3.2- Acquisition des analyses chimiques

L'analyse chimique des éléments ont été effectués par plusieurs méthodes. La titrimétrie est appliquée pour les éléments, Ca^{2+} , Mg^{2+} et Cl^- ; la méthode spectrométrique est utilisée pour NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} et Fe^{2+} , l'appareillage utilisé est de marque Odissey. Les métaux lourds (Cd, Pb, Cu, Zn et Cr) sont dosés par spectrométrie d'absorption atomique (SAA) de type SHIMADZUAA-6200. La photométrie à flamme pour la mesure de Na⁺ et K⁺, avec un appareil de marque AFP100. Les échantillons analysés sont prélevés de l'amont du sous bassin versant de l'Oued Saayoud (OS1D, OS1G et OS1C). Les résultats des paramètres physico-chimiques des eaux sont reportés dans la (fig.78).



Fig.78. Caractéristiques physico-chimiques des eaux de l'Oued Saayoud en amont

Les résultats des analyses montrent que le milieu est oxydant avec Eh varie entre 109 et 282 mV. Les faibles valeurs de la conductivité 162-340 μ s/cm, indiquent une faible minéralisation des eaux de l'Oued Saayoud. Les teneurs en nitrates, nitrites et en ammonium sont très faibles. Elles varient entre (0 à 6.3 mg/l; 0 à 0.2 mg/l; 0 à 0.73 mg/l) respectivement. Ces teneurs sont liées à la dégradation de la matière organique. Les faibles concentrations en phosphate (0 – 0.25 mg/l) et en sulfate (0 à 19.5 mg/l). Le calcium, le magnésium, les bicarbonates et les chlorures, montrent des concentrations plus moins élevées, ceci est probablement dû à la dissolution des formations carbonatées constituant le sous bassin versant de l'oued Saayoud). Les échantillons analysés à l'aval de l'Oued Saayoud, montrent d'une part l'augmentation de la conductivité, ceci indique une augmentation dans les taux des éléments conducteurs. D'autre part, la diminution de Eh indique le changement de la nature du milieu est devenu réducteur à cause de l'accumulation de la matière organique de différentes origines. La relation entre eau-sédiment est établie à partir des analyses des sédiments.

Les résultats des analyses en éléments traces montrent des teneurs élevées en certains éléments tels que Cd, Zn, Cu et Cr dans les sédiments, par contre celles en Pb sont compatibles à ces teneurs dans l'eau.

VIII.4- Conclusion

La synthèse des données chimiques et minéralogiques des différents travaux effectués au niveau des trois bassins versants, bassin versant de L'Oued Zhour, bassin versant de l'Oued El Guebli et le bassin versant de l'Oued Nil, montrent l'augmentation des concentrations en certains éléments dans les eaux qui drainent les différentes formations géologiques de chaque bassin versant. Certains métaux lourds sont concentrés de préférence dans les sédiments à l'aval des oueds. On outre des éléments chimiques dissouts, on trouve des minéraux résistent l'altération (tourmaline, zircon) constituent les sables des plages.

Les formations géologiques du massif de la Petite Kabylie sont vulnérables à l'altération et le drainage intense. Ces conditions, engendrent un lessivage intense des éléments et minéraux issus de la dissolution et la dégradation des roches et minéraux et seront accumulés dans les sédiments les sables des oueds, puisque sont favorables.

On peut conclure que la contribution géologique dans les minéralisations rencontrées dans les sédiments et les eaux des trois bassins versants est plus élevée par rapport à celle attribuée à l'origine agricole et anthropique.

CONCLUSION GENERALE

Le massif de Petite Kabylie, situé au cœur de la chaîne montagneuse des magrébides (tronçon algérien), est considéré comme l'affleurement le plus important des massifs crystallophyliens du nord algérien. Ce massif gneissique, recoupé par des dykes, filons, lentilles et des sills est caractérisé par un climat méditerranéen chaud en été et froid en hiver. Le réseau hydrographique est très développé, où plusieurs oueds et rivières drainent le massif ; ce qui favorise le développement d'une couverture végétale très danse et diversifiée. Les évènements tectoniques successifs affectant le massif à différentes échelles, retracent une histoire géologique complexe, essentiellement marquée par des bouleversements de la lihologies et engendrant des failles et des fissures de différentes directions et différentes profondeurs. Par ces caractéristiques lithologiques, climatiques, structurales et biologiques les roches exposées à la surface deviennent très sensibles à l'altération physique et/ou chimique. Cette partie des maghrébides renferme de nombreux gîtes métallifères et non métallifères déjà décrites dans les années cinquantes (Bolfa, 1948).

Dans ce travail, trois profils d'altération (Tamazet, Hadj Ali et Chekfa), situés au Nord-Est Algérien ont fait l'objet d'une étude par la combinaison de données pétrographiques, géochimiques et minéralogiques, afin de déterminer l'origine des produits d'altération (supergène ou hypogène ?). Une étude comparative sur le degré d'altération entre les profils et la caractérisation du produit d'altération a été menée.

L'étude pétrographique réalisée sur des lames minces de la roche mère et des échantillons altérés permet de suivre l'altération à l'échelle du minéral et d'établir une séquence d'altération des minéraux. Parmi les minéraux constituant la roche mère, les plagioclases (orthoclase et albite) sont les premiers minéraux a être affectés par l'altération ; puis les feldspaths potassiques, les micas (biotite) et enfin la muscovite et enfin la dissolution du quartz.

La géochimie (majeurs et traces) nous a permis d'étudier le processus d'altération chimique dans les trois profils et de distinguer deux voies différentes, généralement opposées:

- une altération purement soustractive (accumulation relative) et
- une altération additive (accumulation absolue).

L'altération soustractive ou accumulation relative caractérise le passage de la roche fraîche à la roche meuble. Ce passage se traduit par une altération différentielle des minéraux primaires. Les plagioclases et les feldspaths potassiques sont complètement altérés en kaolinite. La biotite s'altère complètement en chlorite; la muscovite, elle, s'altère
partiellement en séricite. Les autres minéraux parentaux accessoires, tels que la tourmaline reste intacts. Une partie de ces minéraux primaires (plagioclases, feldspaths et biotite) subsistent intacts surtout dans les profils de Chekfa et de Hadj Ali. L'évolution géochimique des minéraux primaires au cours de l'altération s'accompagne par des pertes et des gains d'éléments. L'altération additive (accumulation absolue) est largement exprimée dans les parties nodulaires des profils. Ces parties sont le siège d'accumulation de la kaolinite et du fer par précipitation dans des fissures.

Le bilan des changements absolus des éléments majeurs montre un contraste entre l'accumulation et l'évacuation des éléments d'un profil à l'autre et au sein du même profil. Ti et Mg sont fortement concentrés dans tous les échantillons du profil de Hadj Ali, fortement évacués dans le profil de Chekfa. A Tamazert, certains échantillons montrent une accumulation de ces deux éléments. Na, Ca, et K présentent une lixiviation partielle ou totale dans les trois profils. Les éléments en traces montrent un comportement identique à celui des éléments majeurs. Ba et Ce sont accumulés dans les trois profils ; au contraire le V est accumulé dans les profils de Tamazert et Hadj Ali et exporté du profil de Chakfa. Le cobalt est accumulé dans les profils de Tamazert et Chekfa et exporté dans le profil de Hadj Ali. Le reste des éléments sont tous exportés des profils au cours de l'altération.

L'application d'un certains nombre d'indices d'altération chimique permet de tester l'aptitude de leurs applications sur un substratum métamorphique acide et hétérogène et d'évaluer le degré d'altération de chaque profil. Les résultats montrent que le profil de Tamazert est mieux altéré, suivi de celui de Hadj Ali et enfin celui de Chekfa.

L'étude de la redistribution des terres rares (REE) dans les produits d'altération montre enrichissement de ces éléments dans le produit d'altération par rapport à leurs concentrations dans la roche mère. Les terres rares légères (LREE) montrent un léger fractionnement dans les trois profils et sont préférentiellement concentrés dans les parties sommitales des profils. Parmi les terres rares légères, le cerium (Ce) est le mieux concentré dans le manteau d'altération. Selon l'abondance et la concentration des « REE », on peut classer les profils comment suit : le profil de Tamazert vient en première position, suivi en seconde position par le profil de Hadj Ali et en troisième position celui de Chekfa.

Les diagrammes de discrimination entre le kaolin d'origine hypogène et celui d'origine supergène ont permis de distinguer deux origines pour le produit kaolinique des profils étudiés (Tamazert, Hadj Ali et Chekfa). La première origine est supergène, et reste dominante dans les trois profils ; c'est une conséquence directe de l'effet des eaux météoriques sur les minéraux fortement altérables (feldspaths et plagiocleses). La deuxième origine est mixte, où les signatures géochimiques des eaux hydrothermales et météoriques sont présentes simultanément. Les résultats obtenus à partir de cette étude sont presque identiques à celle obtenus par plusieurs auteurs dans des régions différentes du monde.

Les produits issus de l'altération dans les trois sites étudiés (Tamazert, de Hadj Ali et de Chekfa) sont caractérisés pour des fins industrielles. L'application de plusieurs méthodes de caractérisation ont permis de confirmer le caractère kaolinitique des produits d'altération dans les trois profils. Cette kaolinite est impure à faible cristallinité dans matériaux de Hadj Ali et de Chekfa et bien cristallisée dans le matériau de Tamazert. Le produit d'altération renferme aussi une quantité non négligeable d'illite avec des quantités de chlorite variables d'un profil à l'autre et au sein d'un même profil. Les smectites sont très rares dans le matériau de Tamazert, mais, sont fréquentes dans les matériaux des deux autres profils (Hadj Ali et Chekfa). La quantité de smectite et de chlorite n'a pas d'influence sur la qualité des minerais. Le seul composé qui influe sur les paramètres technologiques de l'industrie céramique et d'autres types d'industries reste le taux élevé en quartz.

La comparaison entre les matériaux d'altération montre que l'argile de Tamazert est la plus appropriée dans l'industrie céramique, puis celle de Hadj Ali. Celle de Chekfa ne répondant pas aux exigences technologiques de l'industrie céramique nécessite d'autres traitements (séparation des autres phases minérales présentes) ainsi qu'un choix judicieux d'exploitation au niveau de la carrière.

Les conditions climatiques caractérisant le massif de Petite Kabylie favorisent l'altération des différentes formations géologiques. Une partie des éléments dissouts sont infiltrés en profondeur pour augmenter la minéralisation des eaux des nappes, l'autre partie est drainée par les eaux de surfaces et entre en combinaison avec les sédiments des oueds pour former des complexes minéraux. Les particules inaltérables seront transportées vers les plages et s'accumulent sous forme d'alluvions se dévellopant parfois en placers. Ces accumulations constituent des zones favorables pour la prospection des minéraux denses inaltérables.

RECOMMANDATIONS

Le thème proposé pour cette thèse constitue une piste fertile pour des études ultérieures complémentaires et détaillées. Pour cela, nous recommandons :

✓ Une étude isotopique (isotopes stables) pour confirmer l'origine des matériaux kaolinitiques développés dans les sites étudiés ;

- ✓ Une datation sur les fractions kaoliniques ou micacées (produits d'altération) pour pour mieux cadrer dans le temps ces altérations ;
- ✓ Des essais technologiques complémentaires pour d'éventuelles applications industrielles de ces argiles dans des différents domaines industriels ;
- ✓ Essai de valorisation des rejets au niveau de l'unité SOALKA par la recherche des minéraux de valeurs économiques ;
- ✓ Effectuer des recherches environnementales ;
- ✓ Effectuer une étude hydrogéologique détaillée, en s'appuyant sur les analyses chimiques des eaux de surface et de sources, au moins pour deux périodes (période de basses eaux et période de hautes eaux) autour de chaque site ;
- ✓ Etablir des relations entre contact eau-roche et suivre les variations saisonnières des concentrations des éléments chimiques en fonction de la lithologie traversée par les eaux.
- ✓ Une étude isotopique de l'eau de surface et des sources est aussi très recommandée.

Références bibliographiques

Adams J. W. 1969. Distribution of lanthanides in minerals. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 650-C, C38-C44.

Adams J. W. 1968. Rhabdophane from a rare earth occurrence, Valley County, Idaho. U. S. *Geol. Survey Prof. Paper* 600-B, B48-B51.

Aït Hammou F. 1987. Etude pétrographique et géochimique du volcanisme d'âge miocène de la région de Hadjout (Ouest Algérois). *Thèse de Magister Alger. 191p.*

Alderton D. H. M., Pearce J. A. & Potss P. J. 1980. Rare earth element mobility during granite alteration : evidence from South-West England. *Earth Planet. Sei. Leif.* 49, 149-165.

Alice S. 2011. Influence du changement climatique et des conditions extrêmes sur les massifs fracturés: rôle des fluides (H_2O , CO_2) dans leur processus d'altération. Thèse, Doct. Université Paris-Est. France.

Amri K. 1996. Cinématique des déformations ductiles et fragiles de la région de Béni Bélaid-Oued Zhour (Petite Kabylie). Mém. Magister, USTHB, Alger, 144 p.

Anderson S.P; Dietrich W.E; Brimhall Jr; GH.2002. Weathering profiles, mass balance analysis, rates of solute loss; linkages between weathering and erosion in a small steep catchment. Geological Society of America Bulletin 114, 1143-1158.

Andrieux J ; Djellit, H. 1989. Structure de la Petite Kabylie occidentale (Algérie) : flyschs ultra et flyschs externes. C.R. Acad. Sc. Paris, pp 1191-1196.

Andrieux J. 1971. Etude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans le tronçon de la chaîne alpine. *Notes et mémoires, Ser, Géol, Maroc,* 155 - 235.

Arafa M. (2007). Caractérisation et particularités pétrographiques, minéralogiques et géochimiqies des formations magmatiques miocène de la région de Annaba. *Thèse doctorat d'état. UNIV. Annaba. 199 p.*

BRGM. 1997. Mémento roches et minéraux industriels. Le kaolin. Rap. BRGM R39949, 42p., 7fig., 8tab.

Balashov Y. A., Ronov A. B., Migdisov A. A. & Turanskay AN. V.1964. The effect of climate and facies environment on the fractionation of the rare earths during sedimentation. *Geochem. Int.* 10,951-969.

Bain, D.C., Mellor, A., Wilson, M.J. (1990): Nature and origin of an aluminous vermiculitic weathering product in acid soils from upland catchments in Scotland. *Clay Minerals*, **25**, 467–475.

Banfield J.F & Eggleton R.A. 1989. Apatite replacement and rare earth mobilization, fractionation, and fixation during weathering. *Clay Mineral*, **37**, 113-127.

Bariand P; Cesbron F & Geffroy J. 1985. Les minéraux: leurs gisements, leurs associations. Edit. BRGM, France. 490pp.

Belanteur O. 1989. Pétrologie des roches magmatiques néogène de Thénia. Thèse de Magister. USTHB, 125p.

Belmedrek S. 2006. Granulométrie et minéraux lourds des sables dunaires et de plage des secteurs de l'Oued Zhour et de Béni Bélaid (Jijel, Algérie nord orientale). Mém. Magister. Univ de Constantine. 115pp.

Benessam S, Debieche T.H, Amiour S, Chine A, Khelili S. 2015. Chimie des eaux du bassin versant de l'oued Nil (Nord-Est algérien). Art. Lab Génie Géologique. Univ Jijel. 18000. Algérie.

Berner R. A. 1992. Weathering, plants and the long term carbon cycle. Geochim et Cosmochim Acta 56, 3225-3231.

Berner K.B and Berner R.A. 1987. The Global Water Cycle: Geochemistry and Environment. Prentice-Hall, New Jersey, 397pp.

Bertrand S ; François C ; Emmanuel C ; Nathalie F ; Marc De Batist. 2008. Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39°S. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 259 (2008) 301–322.

Blum and Stillings. 1995. Feldspar dissolution kinetics. In chemical weathering of silicates minerals (eds.A.F. White and S.L Brantley). Mineraligical Society of America, Washington, DC, vol. 31. Pp 291-315.

Bluth G.J.S; Kump L.R. 1994. Lithologic and climatologic controls of river chemistry. Geochim, Cosmochim Acta, Vol. 58, No. 10. Pp 2341-2359.

Bolfa J. 1948. Contribution à l'étude des gites métallifères de la Kabylie de Colla et de la région de Bône. Bull Serv. Carte Géol. Algérie, Sér. 6, 1.

Bonnot-Courtois C. 1981. Géochimie des terres rares dans les principaux milieux de formation et de sédimentation des argiles. Thèse Doct. ès Sci., Univ. d'Orsay, Paris.

Bouabsa L ; Marignac C ; Cuney M ; Gherbi C. 2005. Le complexe granitique Langhian du Filfila (Nord-Est Constantinois, Algérie) : Granites à cordiérite, granites à tourmaline et granites à métaux rares. Nouvelles données minéralogiques et géochimiques et conséquences pétrologiques. Bull. Serv. Géol.Algérie, 16, 15-53.

Bouillin J.P. 1986. Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. Bull. Soc. Géol. France, 8(2) 547-558.

Bouillin J.P. 1983. Nouvelle hypothèse sur la structure des maghrébide. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 296, Série II, p. 1329-1332.

Bouillin J.P. 1979. La transversale de Collo et d'El Millia (Petite Kabylie) : une région – clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Mémoire, Société, Géologique, France, (Nouvelle série),* **57,**135, 84 p.

Bouillin J.P. 1977. Géologie alpine de la Petite Kabylie dans la région de Collo et d'El Milia (Algérie). *Thèse d'octorat. Univ.P et M. Curie.511p.*

Bouillin J.P ; Glacon G. 1973. Découverte de Crétacé et d'Eocène de type tellien charriés sur le socle de Petite Kabylie aux environs d'El Milia (Constantinois, Algérie).C.R.Acad.Sc, 276, 1517-1519.

Bouillin J.P et Raoult J.F. 1971. Présence sur le socle Kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs, le numidien peut-il être un néoautochtone ? *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 7 : 117.

Bouillin J.P ; Raoult J.F. 1969. Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs ; le Numidien peut-il être un néo-autochtone ?. Bull. Soc. géol. Fr, 7, 338-362.

Boukaoud El.H. 2007. Etude pétrographique et géochimique des pégmatites de Sidi Mezghiche (Kabylie de Collo, Nord-Est Algérie). *Mémoire de magister. UST, Constantine.127p.*

Boukoffa M ; Bouabsa L. 2009. Caractérisation minéralogique et géochimique du phénomène de kaolinisation : l'exemple du gisement de Tamazert (NE Algérie). Symposium Maghrébin sur les argiles III (SMAIII), Boumerdès - Algérie.

Boukoffa M. 2008. Caractérisation géologique, géochimique et minéralogique du phénomène de kaolinisation (emplexe: gisement de Tamazert NE Algérie). Mém, Magister. Univ Annaba. 92p.

Boulabaiz M ; Noghra T.2002. Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de Collo. Mémoire d'ingéniorat, université, Annaba. Algérie.

Boulagne B & Colin F. 1994. Rare-earth element mobility during conversion of nepheline syenite into lateritic bauxite at Passa-Quatro, Minais-Gerais, Brazil. *Appl. Geochem*, **9**(6), 701-711.

Boulvain F. 2016. Une introduction aux processus sédimentaires, Dépt Géol, Ulg, Belgique.

Bourfis A. 2007. Pétrologie, Minéralogie et Géochimie des skarnes, granites et cornéennes du djebel filfila (Skikda, Algerie). Thèse doct. Univ Mentouri, Constantine. pp 201.

Braun J.J; Viers J; Dupre B; Polve M; Ndam J & Muller J.P. 1998. Solid/liquid REE fractionation in the lateritic system of Goyoum, east Cameroon: the implication for the present dynamics of the soil covers of the humid tropical regions. *Geochi. Cosmochim. Acta*, **62**(2), 273-299.

Braun, J.J., Viers, J., Dupré, Polve, М., Ndam, J., Muller, J.P., **B.**, 1997. Solid/liquid REE fractionation in the lateritic system of dynamics Goyoum, East Cameroon: the implication for the present of soil covers of the humid tropical regions. Geochim. Cosmochim. Acta 62 (2), 273–299.

Braun J.J; Pagel M; Herbillon A & Rosin C. 1993. Mobilization and redistribution of REEs and Thorium in syenitic profile-a mass balance study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57(18), 4419-4434.

Braun J.J. 1991. Comportement géochimique et minéralogique des terres rares, du thorium et de l'uranium dans le profil lateritique d'Akongo (Sud-Ouest CaMéroun). Thèse, Univ Nancy, pp 236.

Braun, J.J., Pagel, M., Muller, J.P., Bilong, P., Michard, A., Guillet, B., 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. Geochim. Cosmochim. Acta 54, 781–795.

Bienvenue P. 1989. Géochimie comparée des éléments hygromagmaphiles dans le système exogène océanique. Thèse doct. Univ de bretagne occidentale. pp 290.

Biju-Duval B ; Dercourt J ; Le Pichon **X. 1977.** From the Tethys ocean to the Mediterraneen seas : a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system. In : Biju-Duval B. et Montadert L. (éd.). Structiiral history of the Mediterraneen baains. Histoire structurale des bassins méditerranéens. Technip. Split 1976. p. 143-164. XXVe CoQr. A88. ptén. Cm. Intern. Expl. Sci. Mddit.

Briand P; Cesbron F; Geffroy J. 985. Les minéraux: leurs gisements, leurs associations. Edit. BRGM, France. 490p.

Brimhall G.H and Dietrich W.E. 1987. Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 51, p. 567–587.

Bruyère D. 2004. Néogenèses silico-alumineuses en contexte cryptokarstique : l'halloysite de Beez (Namur, Belgique), et de Aïn Khamouda (Kasserine, Tunisie). Thèse. Doct, Univ. Paris XI. N° 7477. 231p.

Buss H.L; Peter B. S; Samuel M; Brantley S. L. 2008. Weathering of the Rio Blanco quartz diorite, Luquillo Mountains, Puerto Rico: Coupling oxidation, dissolution, and fracturing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 4488–4507.

Caillère S. Henin S.et Rautureau.M, Minéralogie des argiles tomes 1 et II, 2ème édition Masson et Cie, (1982).

Caggianelli A; Fiore S; Mongelli G & Salvemini A. 1992. Reedistribution in the clay fraction of pelites from the southern Apennines, Italy. *Chem. Geol.* 99(4), 253-263.

Chatelin Y. 1970. Les sols ferrallitiques. Totle 1. Historique. Développement des connaissances et formation des concepts actuels. ORSTOM, Bangui, 110 p. multigr.

Chittle-bourogh D. J. 1991. Indices of weathering for soils and paleosols formed on silicate rocks. Australian Journal of Earth Sciences 38, 115-120.

Chouit Z. 2015. Evaluation des ressources en eau superficielle dans le bassin versant de l'oued Zhor: Etude de faisabilité d'un barrage. Mém, Magistèr. Univ, Annaba, 135pp.

Condie K.C; Dengate J & Cullers R.L. 1995. Behavior of rare-earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the front range, Colorado, USA. *Geochim. Cosmochim, Acta* 59(2), 279-294.

Coutelle A ; Duee G. 1984. Essai sur la tectogenèse des chaînes alpines de la Méditerranée occidentale. Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine, 8, 1, p. 1-13.

Cook H. E; Johnson P. P. D; Matti J. C. & Zemmels I. 1975. Methods of sample preparation and x-ray diffraction data analysis, X-ray mineralogy laboratory. pp. 999 -1007.

Coque R. 1993. *Géomorphologie*. Collection U, 5e édition, 1993. In: Init. Repts. DSDP (Hayes D. E., Frakes L. A. et al.), 28. Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Coryell C.D; Chase J.W; Winchester J.W.1 963. A procedure for geochemieal interpretation of terrestrial rare earth abundances patterns. J. Geophys. Res., 68, 559-566.

Cramer J. J. & NesbitT H. W. 1983. Mass-balance relations and trace-element mobility during continental weathering ofvarious igneous rocks. *Sci. Géol.*. *Mém* .. *Strasbourg* 73, 63-73.

Cravero M. F; Marfil S & Maiza P. 2010. Statistical analysis of geochemical data: A tool: to discriminate between kaolin deposits of hypogene and supergen origin. Patagonia, Argentina. *Clay Minerals*, 183-196.

Cravero M. F. Dominguez E; Iglesias C. 2001. Genesis and application of the Cerro Rubio kaolin deposit, Patagonia (Argentina). Applied Clay Science 18, 157172.

Cullers R. L., Chaudhuri S., Arnold B., Lee M. & Wolf C. W. 1975. Rare earth distributions in clay minerals and in the clay-sized fraction of the Lower Permian Havensville and Eskridge shales of Kansas and Oklahoma. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 1691-1703.

De Groot P. & Baker J.H. 1992. High element mobility in 1.91.86 Ga hydrothermal alteration zones, Bergslagen, central Sweden: relationships with exhalative Fe-ore mineralizations. Precambrian Research, 54, 109130.

Dercourt J ; Zonenshain L.P ; Ricou L.E.1985. Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de YAtlantique au Pamir pour la période du Lias h l'Actuel. Bull. Soc. Géol. France (S), 1/5,635-652.

Dill H.G. Bosse H.R. and Kasbohm, J., 2000. Mineralogical and Chemical Studies of Vol canicRelated Argillaceous Industrial Minerals of the Central American Cordillera (Western El Salvador). Econ. Geol. 95, 517538.

Dill. H.G; Bosse. H.R. K; Henning. H; Frick. A; Ahrendt. H. 1997. Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of northwestern Peru. Mineralium Deposita 32, 149-163.

Djellit H. 1987. Evolution tectono-métamorphique du socle kabyle et polarité de mise en place des nappes flysch en petite Kabylie occidentale (Algérie). Thèse Doct.Univ. Paris, 206p.

Donnadieu Y ; Goddéris Y ; Pierrehumbert R ; Dromart G ; Fluteau F ; and Jacob R ; 2006. A GEOCLIM simulation of climatic and biogeochemical consequences of Pangea breakup. Geochemistry Geophysics Geosystems 7, doi :10.1029/2006GC001278.

Dominguez, E & Murray H.H. 1999. The Lote 8 kaolin deposit, Santa Cruz Province, Argentina.In: Kodama H., Mermut A.R., Torrence J.K. (Eds), Genesis and paper industrial applications. Clay for Our Future. Proc.11th Int. Clay Conf., Ottawa, Canada 1997 ICC97 Organizing Committee, Ottawa, Canada, PP 57-64.

Dominguez E. & Murray, H.H. 1997. The Lote 8 Kaolin Deposit, Santa Cruz, Argentina. Genesis and paper industrial application. Pp. 5764 in: Proceedings of the 11th International Clay Conference (H. Kodama, A.M. Mermut & J.K. Torrance, editors) Ottawa, Canada.

Dominguez E. & Murray H.H. 1995. Genesis of the Chubut river valley kaolin deposits, and their industrial applications. Pp. 129-134 in: 649-662.

Dove, P. M. 1994. The Dissolution Kinetics of Quartz in Sodium-Chloride Solutions at 25-Degrees-C to 300-Degrees-C. American Journal of Science 294, 665-712.

Duddy, I. R. 1980. Re-distribution and fractionation of rare earth and other elements in weathering profile. *Chem. Geol*, **30**, 363-381.

Durand D. M. 1955. Etude géologique de la chaîne numidique. Thèse d'Etat, Paris. 24 : 533.

Durand D.M. 1969. Mise au point sur la structure Nord-Est de la Berberie ; Bull. Serv. Carte Géol Alg. **39**, 89-131.

Durand D.M ; Fontboté J.M. 1981. Le cadre structural de la méditerranée occidentale. *Mémoire du bureau de recherches géologiques et minières. 115, 65 -85.*

Düzgören-Aydin, N.S; Aydin, A ; Malpas, M. 2002. Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. Engineering Geology. 63, p 99-119.

Elburg ; Eric Van Ranst ; Cheo Emmanuel Suh. 2012. Evaluating the degree of weathering in landslide-prone soils in the humid tropics: The case of Limbe, SW Cameroon. Geoderma 170. 370-389.

Erwin Dehouck. 2012. Caract'erisation des processus d'alt'eration `a la surface deMars primitive par approche expérimentale et teledetection. Thèse. Planetologie. Universite de Nantes. France. 354p.

Elderfield H., Upstill-Goddard R & Sholkovi1z E.R. 1990. The rare earth elements in rivers, estuaries and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54,971-991.

Elderfield H., Hawkesworth G. H., Greaves M. J. & Calvert S. E. 1981. Rare earth elements geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45,513-528.

El Ouahabi M . 2013). Valorisation industrielle artisanale des argiles du Maroc thèse de doct. Univ. liège P.202.

Esaki T; Jiang K. 1999. Comprehensive study of weathered conditions of welded tuff from a historic stone bridge in Kagoshima, Japan. Engng Geol. **55**, 121-130.

Eswaran H; Stoops G; De Paepe R. 1973. A contribution to the study of soil formation on Isla Santa Cruz, Galapagos. Pedologie **23**, 100-122.

Fagel N; Boski T; Likhoshway L. & Oberhaensli H. 2003. Late Quaternary clay Mineral record in Central Lake Baikal (Academician Ridge, Siberia). Pleogeogrphy, Paleoclimatology, Paleoecology, 193, 159–179.

Fagel N; André L & Debrabant P. 1996. Multiple seawater-derived geochemical signatures in Indian oceanic pelagic clays. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 61, No. 5, pp. 989-1008, 1997.

Farmer V. C., 1974. The layer silicates. *In*: Farmer V. C. The infrared spectra of minerals. *Mineralogical Society Monograph* **4**, *Mineralogical Society, London*, 331-363.

Fedo C.M; Nesbitt H.W; Young G.M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implication for paleoweathering conditions and provenance. Geology 23, 921-924.

Formoso M. L. L., Retzmann K. & Valeton I. 1989. Fractionation of rare earth elements in weathering profiles on phonolites in the area of Lages, Santa Catarina, Brazil. *Geochem. Brasiliensis* 3(1),51-61.

Fortin p.1989. Mobilisation, fractionnement et accumulation des terres rares lors de l'altération latéritique de sédiments argilo-sableux du bassin de Curitiba (Brésil). Thèse. Mém. Sci. de la Terre n010, ENSMP,186p.

Fripiat J.J; Cases J; Francois M; Lettelier M. 1982. J-Colloïd interfece Sci., 89, 378-400.

Ganor Y; Teichberg V.I; Levite M. 2007. TCR activation eliminates glutamate receptor GluR3 from the cell surface of normal human T cells, via an autocrine/paracrine granzyme B-mediated proteolytic cleavage. J. Immunol. 178:683–692.

Gilg H. A; Hülmeyer S; Miller H; Sheppard S.M.E. 1999. Supergene origin of the lastarria kaolin deposit, South-Central Chile, and paleoclimatic implications. Clays and Clay Minerals, Vol. 47, No. 2, 201-211.

Glangeaud L. 1933. Sur la composition du massif éruptif de Cavallo. 8 C.R. Ac. Sc, t 196 : *p1515.*

Goddéris Y; Williams J. W; Schott J; Pollard D; and Brantley S. L. 2010. Time evolution of the mineralogical composition of Mississippi Valley loess over the last 10 kyr : Climate and geochemical modeling. Geochimica et Cosmochimica Acta 74, 6357-6374.

Goddéris Y ; François L. M ; Probst A ; Schoot J ; Moncoulon D ; Labat D ; Viville D. 2006. Modelling weathering processes at the catchment scale: The WITCH numerical model. Geochim et Cosmochim Acta 70, 1128-1147.

Goldberg E.D., Koide M., Schmitt A. & Smith R M. 1963. Rare earth distributions in the marine environment. 1. *Geoph. Res.*, 68, 4209-4217.

Goldich S.S. 1938. A study in rock weathering. Journal of Geology, vol. 46, p. 17-23.

Gouveia M.A., Prudencio M.I., Figueiredo M.O., Pereira L.C.J., Waerenborgh J.C., Morgado I., Pena T. & Lopes A. 1993. Behavior of REE and other trace and major elements during weathering of granitic rocks, E ´vora, Portugal. Chemical Geology, 107,293-296.

Hamdan, J., Burnham, C.P., 1996. The contribution of nutrients from parent material in three deeply weathering soils of Peninsular Malaysia. Sedimentary Geology 55, 319–322.

Harnois L. 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.* 55, 319-322.

Hernondez J; Lepvrier C. 1979. Le volcanisme calco-alcalin miocène de la région d'Alger (Algérie) : pétrologie et signification géodynamique. *Bull. Soc. Géol. Fr, (7), t XXI, n°1.*

Hill I.G; Worden R.H & Meighan I.G. 2000. Yttrium: the immobility-mobility transition during basaltic weathering. *Geology* 28(10), 923-926.

Humphris S.E.1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. In *Rare Earth Element Geochemistry* (éd. P. HENDERSON) Elsevier, Chap. 9, pp. 317-340.

Ifran T.Y. 1996. Mineralogy, fabric properties and classification of weathered granites in Hong Kong. Quart. J. Engng Geol. 29, 5-35.

Jacques R .M. 2013. Mineralogie et proprietes physico-chimiques des smectites de bana et sabga (cameroun) : Utilisation dans la décoloration d'une huile végétale alimentaire. Thèse, doct. Univ. Liège. 135p.

Jayawardena U. de S; Izawa A. 1994. A new chemical index of weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: A study from Sri Lanka. Eng. Geol 36. 303-310.

Justin E. B. 2012. Review of rare earth element concentrations in oil shales of the Eocene Green River Formation. USGS. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia: 2012.

Kehal A. 1998. Géologie, pétrographie et géochimie des formations du socle de petite Kabylie dans la région des Béni Bélaid (Algérie Nord-Orientale). Altérations hydrothermales et minéralisations à Sn, Ta, Nb liées aux pegmatites. Mém. Magistère. Univ Constantine. 73 p.

Keller W.D. 1978. Scan electron micrographs of the kaolinization process including examples from the Bohemian Massif. Schriftenreihe fuer Geologische Wissenschaften, Berlin, 11, 89-108.

Keller W.D. 1976a. Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin-I. Clays and Clay Minerals, 24, 107-113.

Keller W.D. 1976b. Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin--II. Clays and Clay Minerals, 24, 114-117.

Keller W.D. 1970. Discussion of J. Konta: Comparison of the proofs of hydrothermal and supergene kaolinization in two areas of Europe. In Proceedings of the International Clay Conference, Tokyo, Volume 2, L. Heller, ed., Israel University Press, 91-93.

Kitagawa R; Köster H.M. 1991. Genesis of the Tirschenreuth kaolin deposit in Germany compared with the Kohdachi kaolin deposit in Japan. Clay Minerals, 26, 61-79.

Koneshloo M. 2007. Caracterisation, Estimation et Valorisation de Gisements d'Argiles Kaoliniques du Bassin des Charentes. Thèse doct, de l'Ecole des Mines de Paris. 315p.

Konta J. 1969. Comparison of the proofs of hydrothermal and supergene kaolinzation in two areas of Europe. In Proceedings of the International Clay Conference, Tokyo, Volume 1, L. Heller, ed., Israel University Press, 281-290.

Köster H. 1974. Ein Beitrag zur Geochimie und Enstehung der oberpfälzischen Kaolin-Feldspat-Lagerstätten. Geol Runds 63: 655-689.

Köster H.M. 1969. Beitrag zu Geochemie der Kaoline. In Proceedings of the International Clay Conference, Tokyo, Volume 1, L. Heller, ed., Israel University Press, 273-280.

Lahondère J.C. 1987. Les series ultrateliennes d'Algérie Nord-Orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural. Thèse doctorat d'état, Université Paul Sabatier, Toulouse, 238 p.

Laurent C.2011. Phyllosilicates des sols : de l'identification à la quantification. Thèse Habilitation. Sciences de la terre. Université de Poitiers-France. 146p.

Li, C., Yang, S.Y., 2010. Is chemical index of alteration a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? American Journal of Science 310, 111–127.

Mahdjoub, Y. 1991. Cinématique des déformations et évolution P, T anté-alpines et alpines en Petite Kabylie (Algérie Nord orientale) : un modèl d'évolution du domaine tellien interne. *Thèse-es-Science USTHB*. Alger. 196p.

Mahdjoub Y. 1981. La déformation plastique d'échelle microscopique dans les unités tectoniques du massif d'Alger. Un écaillage contemporain de la mylonitisation épizonale. *Th*, 3^{em} cycle, Alger, 140.

Maksimovic Z; Panto Gy. 1983. Mineralogy oh yttrium and lanthanide elements in karstic bauxite deposits. Trav ICSOBA 18: 191-200.

Malmo, S. 1980. Abrasive Ph of feldspar as an engineering index for weathered granite.Bull. IAEG 22, 207-211.

Manning D.A.C. 1995. Introduction to Industrial Minerals. Chapman&Hall, London, 276 pp.

Marfil, S.A ; Maiza P.J; Cardellach E & Corbella M. 2005. Origin of kaolin deposits in the "Los Menucos", Río Negro Province, Argentina. *Clay Minerals*, **40**, 283-293.

Mariano A.M. 1989a. Nature of economic mineralization in carbonatites and related rocks. In Bell K (ed) Carbonatites-gneiss and evolution. Un Win Hyman. London, pp 149-176.

Mariano A. M. 1989b. Economic geology of rare earth minerals In *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. (éd. Lipin B.R.& McKay GA), Reviews in mineralogy 21, pp 309-334.

Marumo K; Matsuhisa Y; Nagasawa K. 1982. Hydrogen and oxygen isotopic composition of kaolin minerals in Japan. Developments in Sedimentology, 35, 315-320.

Marker A. & De Oliveira J. J. 1990. The formation of rare earth element scavenger minerais in weathering products derived from alkaline rocks in SE-bahia, Brazil. (*Abs.*). *Chem. Geol.* 84, 373-374.

Maynard J.B.1992. Chemistry of Modern Soils as a Guide to Interpreting Precambrian Paleosols. *May 1992.* 35.1University of Cincinnati.

Marsh, J.S. 1991. REE fractionation and Ce anomalies in weathered karoo dolerite. *Chem. Geol.* 90(3-4), 189-194.

Matsuo, S; Nishida, K. 1968. Physical and chemical properties of decomposed granite soils. Soils Found. 8, 10-20.

McLennan S. M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. (éd. Lipin B. R.& McKay G. A.), Reviews in mineralogy 21, pp 169-196.

McDonough, W.F; Sun S.S. 1995. The composition of the earth. Chem. Geol. 120, 223-225.

Mecibah I. 2008. Les ressources en eau et gestion intégrée du bassin versant d'Oued Guebli (Nord-Est Algérien). Mém, Magister. Univ Annaba. 262pp.

Meen J.K., 1990. Negative Ce anomalies in Archean amphibolites and laramide granitoïds, southwestern Montana, USA. *Chem. Geol.* 81, 191-207.

Megarsti M. 1985. Le volcanisme moi-plio-quaternaire de l'Oran Nord occidentale. *Thèse Sci. UNIV. Alger. 296 p.*

Melfi A. J., Figueiredo A. M., Kronberg B. I., Dohert W. D. & Marques L. S. 1990. REE mobilities during incipient weathering of volcanic rocks of the Parana Basin, Brazil. (*Abs.*).*Chem. Geol.*84, 375-376.

Meybeck M. 1985. The GEMS-Water Programme 1977-1983. *Water Quality Monitoring*, Burlington, 10, 4, 167-174.

Michard G et Renard D. 1975. Possibilités d'entraînement du cobalt, du plomb et du cérium dans les nodules de manganèse par oxydation. C. *R. Acad.* Sc. *Paris* 280, 1761-1764.

Middelburg J. J., Van Der Weijden C. H. & Woittiez J. R. W. 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chem. Geol.* 68,253-273.

Mongelli, G. 1993. REE and other trace elemnts in a granitic weathering profile from Serre, Southern Italy. *Chem. Geol.* 103 (1-4), 253-273.

Moore D. M ; Reynolds R. C.1989. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, Oxford, 332p.

Morel, R. 1996. Les sols cultivés. Lavoisier, Paris.

Murray, H.H. and Keller, W.D. (1993) Kaolins, kaolins and kaolins. In Kaolin Genesis and Utilization, H.H. Murray, W. Bundy, and C. Harvey, eds., The Clay Mineral Society, Boulder, Colorado, 1-24.

Murray, H.H. (1988) Kaolin minerals: Their genesis and occurrences. In Hydrous phyllosilicates (Reviews in Mineralogy, Volume 19), S.W. Bailey, ed., Mineralogical Society of America, Washington, DC. 67-89.

Murphy E; Dingwall R; Greatbach D; Parker S & Watson P.1998. Qualitative research methods in healt technology assessments: a review of literature, Health Technology Assessment, 2 (16).

Njoya A; Nkoumbou C; Grosbois C; Njopwouo D; Njoya D; Courtin-Normande A; Yvon J; Martin F. 2006. Genesis of Mayouom kaolin deposit (W- Cameroon). Applied Clay Science 32. p125-140.

Nesbitt H.W; Makovics G. 1997. Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of silicatic sediments. *Geochim. Cosmochim, Acta,* **44**, 1653-1670.

Nesbitt H.W; Wilson R. E. 1992. Recent chemical weathering of basalts. Am. J. Sci. 292(10), 740-777.

Nesbitt H.W; Young G.M. 1982. Early Proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature **299**, 715-717.

Nesbitt H.W; Markovics G. & Price R.C. 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earth during continental weathering. *Geochim et Cosmochim Acta*, **44**,1659-1666.

NesbitT H. W. 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature* 279,206-210.

Oelkers E. H; Schott J; Devidal J. L. 1994. The effect of aluminium, pH and chemical affinity on the rates of aluminosilicate dissolution reactions. Geochim et Cosmochim Acta 58, 2011-2024.

Oliva, P; Viers J; Dupré B. 2003. Chemical weathering in granitic environments. Chemical Geology 202, 225-256.

Onodera, T.F; Yoshinaka, R; Oda, M. 1974. Weathering and its relation to mechanical properties of granite. Third Int. Conf. ISRM, Denver **2A**, 71-78.

Ouabadi A. 1994. Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux a cordiérite (Cap- Bougaroun, Béni-Toufout et Filfila), Algérie Nord- orientale. Thèse de doctorat. Univ.Rennes I.France.

Ouabadi A; Capdevila R; Fourcade S; Sem roud B. 1992. Le granite à biotite et cordiérite du Cap Bougaroun (Algérie) : un analogue alpin des granites de type S de la ceinture de Lachlan (Australie)? c.R. Acad. Sei. Paris, t.314, Série II, p. 1187-1194.

Pandarinath K., Dulski P., Torres Alvarado I.S. &Verma S.P. 2008. Element mobility during the hydrothermal alteration of rhyolitic rocks of the Los Azufres geothermal field, Mexico. Geothermics, 37,5372.

Parker A. 1970. An Index of Weathering for Silicate Rocks.

Parsapoor A; Kahlili M & Mackinzadeh H.A. 2009. The behaviour of trace and rare earth elements (REE) during hydrothermal alteration in the Rangan area (central Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, **34**, 123-134.

Pedro G.1984. La genèse des argiles pédologiques. Ses implications minéralogiques physico-chimiques et hydriques .Bull. Sc. Géol., Strasbourg. 37(4),333-347.

Piper D. Z. 1974. Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases. *Geochim. Cosmochim. Acta* 29, 1007-1022.

Price I. R; Michael A; Velbel. 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical geology*, **202**, 397 – 416.

Price R.J; Velbel A.M. 2002. Chemical weathering indices applied to weathered profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rock. *Chemical geology*, 202, 379-416

Price R.C; Gray C.M; Wilson R.E; Frey F. A & Taylor S.R. 1991. The effects of weathering on rare-earth element, Yand Baabundances in tertiary basalts from southeastern Australia. *Chem. Geol.* 93(34è), 245-265.

Raoult J.F. 1974. Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord Constantine, Algérie). *Mém. Soc. Géol. France, pp121-163.*

Raoult J.F. 1969. Nouvelles données sur les flyschs au nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du Col des Oliviers (Nord Constantinois, Algérie). *Bulletin de la Société géologique, France.*, (7), *XI*, 516–543.

Raymond D. 1976. Evolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin. *Thèse doctorat d'état, Paris VI ; 152.*

Roaldset E. 1973. Rare earth elements in quaternary clays of the Numedal area, southern Norway, *Lithos*, 6, 349-372.

Rocha Filho, P; Antuenes, F.S; Falcao, M.F.G. 1985. Quantitative influence of weathering upon the Brasilia 1, 281-294.

Roelandt C; Goddéris Y; Bonnet M. P; Sondag F. 2010. Coupled modeling of biospheric and chemical weathering processes at the continental scale. Global Biochemical Cycles 24,1-18.

Ronov A. B; Balashov Y. A & Migdisov A. A. 1967. Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle. *Geochem. Int.* 4, 1-17.

Roubault M. (1934). La Kabylie de Collo. Etude géologique. *Thèse. Etat, Paris. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, (2), n° 10 : 272.*

Ruxton, B.P. 1968. Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *Journal of Geology*, 76, 518- 527.

SaadAllah A. 1981. Le massif cristallophyllien d'El Djazair. Evolution d'un chariage à vergence nord dans les internides de maghrébides. *Th*, 3^{em} cycle. Alger A60p.

Santamarina J.C; Klein Y.H; Prencke E. 2002. Spécifie Surface: Détermination and Relevance. Canadian Géotechnique Journal, 39: 233-241.

Satouh A. 2007. Pétrographie et minéralisations des roches magmatiques de la région de Collo. (NE algérien). *Mém magister. UNIV. Annaba. 116 p.*

Selvaraj, K., Chen, T.A., 2006. Moderate chemical weathering of subtropical Taiwan: constraints from solid-phase geochemistry of sediments and sedimentary rocks. Journal of Geology 114, 101–116.

Sener C. 2008. New Chemical Weathering Indices for Estimating the Mechanical Properties of Rocks: ACase Study from The Kürtün Granodiorite, NE Turkey. Turkish J. Earth Sci, vol 17. PP 187-207.

Sheppard S.M.E; Gilg, H.A. 1996. Stable isotope geochemistry of clay minerals. Clay Minerals, 31, 1-24.

Sheppard S.M.E. 1977. The Cornubian batholith, SW Eng- land: D/H and 180/160 studies of kaolinite and other alter ation minerals. Journal of the Geological Society (London), 133, 573-591.

Sheppard S.M.E; Gustafson, L.B. 1976. Oxygen and hydrogen isotopes in the porphyry copper deposit at E1 Salvador, Chile. Economic Geology, 71, 1549-1559.

Sheppard, S.M.E, Nielsen, R.L., and Taylor, H.P. 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. Economic Geology, 64, 755-777.

Sommé J ; Paepe R ; Baeteman C ; Beyens L ; Cunat N; Geeraerts R; Hardy A.F ; Hus J ; JuvignéE ; Mathieu L ; Thorez J ; Vanhoorne R. 1978. La formation d'Herzeele: Un nouveau stratotype du pleistocene moyen marin de la mer du nord. Bull, de l'Associationfrançaise pour l'étude du Quaternaire. 1.2.3, pages 81-149.

Souaibou; Mvondo J.O; Elimbi A; Ekodeck G.E; Kamgang V.K.B. 2015. Caractéristiques morphologiques et géochimiques des matériaux d'altération développés sur granitoïdes dans la region de l'Adamaoua (Caméroun). Eurp. Sci. J. édt, Vol. 11, No 15. P 187- 204.

Soubies F., Melfi A. J. & Autefage F. 1990. Geochemical behavior of rare earth elements in aiterites of phosphate and titanium ore deposits in Tapira (Minas Gerais, Brazil) : the importance of phosphates. *Chem. Geol.* 84, 376-377.

Sueoka, T. 1988. Identification and classification of granitic residual soils using chemical weathering index. Second Int. Conf. Geomech Trop. Soils, Singapore **1**, 55-61.

Sueoka, T. 1985. Identification and classification of granitic residual soils using chemical weathering variation in four index. Scond Int. Conf. Geomech. Trop. Soils, Singapore 1, 55-61.

Steinberg M. & Courtois C. 1976. Le comportement des terres rares au cours de l'altération et ses conséquences. *Bull. Soc. Geol. France* 1, 13-20.

Sturchio N.C., Muehlenbchs K. & Meitz M. 1986. Element redistribution during hydrothermal alteration of rhyolite in an active geothermal system: Yellowstone drill cores Y-7 and Y-8. Geochimica et Cosmochimica Acta, 50, 1619-1631.

Sverdrup H; Warfinge P. 1993. Calculating field weathering rates using a mechanistic geochemical model-PROFILE. Journal of Applied Geochemistry 8, 273-283.

Tapponier P. 1977. Evolution tectonique du système alpin en méditerrannée. Poinçonnement et écrasement rigide plastique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7). 19. 437 – 460.

Tardy Y.1993. Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Paris : Masson, 459 p.

Tardy Y. 1969. Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins ,d'Europe et d'Afrique. Thèse, Strasbourg, 274 p. *mdtigr*.

Taylor S.R; McLennan S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell.

Topp S. E., Salbu B., Roaldset E. & Jorgensen P. 1984. Vertical distribution of trace elements in laterite soil (Suriname). *Chem. Geol.* 47, 159-174.

Trescases J.J., Fortin P., Melfi A. & Nahon D.1986. Rare earth elements accumulation in lateritic weathering of Pliocene sediments, Curitiba basin (Brazil). In *Proceeding of the International Meeting Geochemistry of the Earth Surface and Process of Mineral Formation.* Grenade, 260-271.

Thorez J. 1986. Argillogenesis and the hydrolysis index. Mineralogica et Petrographica Acta, 29, 313–338.

Thorez J. 1976. Practical identification of clay minerals. A handbook for teachers and students in clay mineralogy. Dison, Lelotte.

Tlig S. 1982. Distribution des terres rares dans les fractions de sédiments et nodules de Fe et Mn associés en l'Océan Indien. *Mar. Geol.* 50,257-274.

Tlig A. 1978. Les conditions de dépôt du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du Sud Tunisien. Etude scdimentologique et géochimique. Thèse 3ème cycle. Orsay. 122 pp.

Tricart J ; Cailleux A. 1965. Traité de géomorphologie. 1. Introduction à la géomorphologie climatique. 5. Le modelé des régions chaudes, for& et savanes. S.E.D.E.S.,Paris, 1. 306 p., 5. 322 p.

Tuncer, E.R. 1988. Pore size distribution characteristics of tropical soils in relation to engineering properties. Second Int. Conf. Geomech. Trop. Soils, Singapore 1, 63-70.

Turner D. R, Whitfield M. & Dickson A. G. 1981. The equilibrium speciation of dissolved components in fresh water and seawater at 25°C and 1 atm pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45,855-881.

Turpin L. 1983. Altération hydrothermales et caractérisations isotopiques (O, H et C) des minéraux et des fluides dans le massif uranifère de St, Sylvester. Extention à d'autres gisements intergranitiques d'Uranium français. *Thèse CREGU/ CRPG. Nancy. 190 p.*

Van Der Marel H.W. & Beutelspacher H., 1976. Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures. *Elsevier, Amsterdam, Oxford, New-York*, 396p.

Van der Weijden C.H. & Van der Weijden R.D. 1995. Mobility of major, minor and some redox-sensitive trace elements and rare-earth elements during weathering of four granitoids in central Portugal. Chemical Geology, 125, 149167.

Vogt T. 1927. Sulitjelmafeltels geologi og petrografi. Norges Geologiske Undersokelse 121, 1-560 (in Norwegian, with English abstract).

Velbel M.A. 1993. Formation of protective surface layers during silicate-mineral weathering under well-leached, oxidizing conditions. American Mineralogist, Volume 78, pages 405-414, 1993.

Vidal P.1998. Géochimie. Série geosciences. Dunod, Paris. 190 pp.

Vila, J.M. 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisien. Thèse Sc. Paris. 665p.

Vivian B.C; Karen F; Gerald G.J. E; Matthieu K; Marlina E; Eric Van R; Cheo E.S. 2012. Evaluating the degree of weathering in landslide-prone soil in the humid tropics: The case of Limbe, SW Cameroon. Geoderma, 170. 378-389.

Vogel D.E. 1975. Precambrien weathering in acid metavolcanic rocks from the Superior Province, Villebon Toxnship, South-Central Quebec. Canadien Journal of Earth Sciences 12, 2080-2085.

Wagman D.D; Evan W.H; Parker V.B; Schuman R.H; Halow I; Baily S.M; Churney K.L; Butall R.L. 1982. The NBS tables of chemical thermodynamic properties. Selected values for inorganic and C1 and C2 organic substances in SI units. J Phys Chem Ref Data 11: 2-392.

Wen B.P; Duzgoren-Aydin, N.S; Aydin A. 2004. Geochemical characteristics of the slip zones of a landslide in granitic saprolite, Hong Kong: implication for their development and microenvironments. Environmental Geology 47. 140-154.

Woo M; Thorne, R., 2003. Streamflow in the Mackenzie Basin, Canada. Arctic 56, 328-340.

Wood S.A. 1990. The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters. *Chem. Geol.* 82, 159-186.

Wildi N. 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Moroc, Tunisie); stucture, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 24. 201 – 297.

Windom H.L. 1976. Lithogeneous materials in marine sediments. In: *Chemical Oceanography*, vol.5 (eds. J. P Riley and R. Chester). Academic Press, pp. 103-135.

White A. F; Brantley S. L. 2003. The effect of time on the weathering of silicate minerals: why do weathering rates differ in the laboratory and field. Chemical Geology 202(3-4), 479-506.

White A.F; Blaun A.E. 1995. Effect of climate on chemical weathering in watersheds. *Geocchi. Cosmochim Acta*, 59, 1729-1747.

Xiao, S.B., Liu, W.G., Li, A.C., Yang, S.Y., Lai, Z.P., 2010. Pervasive autocorrelation of the chemical index of alteration in sedimentary profiles and its palaeoenvironmental implications. Sedimentology 57 (2), 670–676.

Yang, S.Y., Jung, H.S., Li, C.X., 2004. Two unique weathering regimes in the Changjiang and Huanghe drainage basins: geochemical evidence from river sediments. Sedimentary Geology 164, 19–34.

Yau Y.C; Peacor D.R; Essene E.J. 1987. Authegenic anatase and titanite in shales from the Salton Sea Geothermal Field. California. Neues Jahrb Mineral Monatsh: 441-452.

Zhang G.L; Pan J.H; Huang C.M; Gong Z.T. 2007. Geochemical features of a soil chronosequence developed on basalt in Hainan Island, China. Revista Mexicana Ciencias Geologicas 24, 261-269.

Zhang X; Zwiers F. W; Hegerl G. C; Lambert F. H; Gillett N. P; Solomon S; Stott P. A. Nozawa T. 2007. Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. Nature 448, 461-466.









Diffractogrammes DRX superposés, montrant la composition minéralogique totale du site Chekfa.



Diffractogrammes DRX superposés, montrant la composition minéralogique totale du site Hadj Ali.





Diffractogrammes DRX superposés, montrant la composition minéralogique totale du site Tamazert selon les profils A, B et C.

°20CuKa1

8 11



Diffractogrammes DRX de la fraction argileuse (<2 μ m), profil de Hadj Ali



Diffractogrammes DRX de la fraction argileuse (<2µm), profil de Chekfa



Diffractogrammes DRX de la fraction argileuse (<2µm), profil de Tamazert