



**HAL**  
open science

# Altération des granites d'Oulmès (Maroc central) : mécanismes et produits de la kaolinisation

Abderrazzak Gmira

► **To cite this version:**

Abderrazzak Gmira. Altération des granites d'Oulmès (Maroc central) : mécanismes et produits de la kaolinisation. Pétrographie. Université Claude Bernard - Lyon 1, 1994. Français. NNT: . tel-02427565

**HAL Id: tel-02427565**

**<https://theses.hal.science/tel-02427565>**

Submitted on 3 Jan 2020

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# Thèse

*présentée à*

L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I

*pour l'obtention du grade de*

DOCTEUR D'UNIVERSITE

*par*

﴿ GMIRA Abderrazzak ﴾

## ALTERATION DES GRANITES D'OULMES (Maroc Central)

MECANISMES ET PRODUITS  
DE LA KAOLINISATION



*Soutenue publiquement le 24 juin 1994 devant la commission d'examen :*

M. BOUDEULLE (Professeur)  
E. DEBARD (Maitre de conférence)  
M. EL YOUSSE (Maitre de conférence)  
M. MURAT (Directeur de recherche CNRS)  
G. TRUC (Maitre de conférence)

Président  
Examineur (Directeur de thèse)  
Rapporteur  
Rapporteur  
Examineur





## Avant-Propos

Au terme de ce travail, il m'est agréable d'adresser mes remerciements à toutes les personnes qui ont contribué, par leur soutien moral ou par leur aide scientifique, à sa réalisation.

Je remercie tout d'abord Madame Evelyne Debard, pour avoir dirigé ce travail, pour sa disponibilité et ses critiques constructives.

Je dois beaucoup à Messieurs M. El Youssi et A. EL Mouraouah, qui ont été à l'origine de ce projet de recherche et qui ont suivi de très près et collaboré étroitement à sa réalisation. Grâce à eux et avec l'aide de Monsieur D. Bensari, directeur du CNR à Rabat, j'ai pu bénéficier d'un soutien logistique qui a rendu plus faciles mes missions sur le terrain. Qu'ils trouvent dans ce travail le témoignage de ma profonde gratitude.

A tous les membres du jury qui ont bien voulu examiner cet ouvrage, j'adresse mes remerciements les plus sincères :

Mademoiselle Micheline Boudeulle, Professeur à l'Université Claude Bernard, qui me fait l'honneur d'assurer la présidence du jury.

Monsieur Mohamed El Youssi, Maître de Conférences à la faculté des Sciences de Kénitra et au CNR, rapporteur.

Monsieur Michel Murat, Directeur de recherches au CNRS (INSA de LYON), rapporteur.

Monsieur Georges Truc, Maître de Conférences à l'Université Claude Bernard, examinateur.

Ma profonde gratitude va à tous mes amis du village de Tarmilat, pour leur accueil chaleureux. Je tiens à mentionner particulièrement Monsieur Raoui El ayachi et sa charmante petite famille qui m'ont accueilli chez eux lors de mes séjours sur le terrain, ainsi que tous les instituteurs du groupe scolaire de Tarmilat.

Mes remerciements vont à N. Podevigne pour la réalisation de tous les travaux photographiques ; D. Barbe et J. Monnier qui se sont chargés respectivement des tirages et reliures. Je remercie également Messieurs Capiez et Castelli pour les analyses chimiques et la réalisation des lames minces, respectivement.

J'adresse mes remerciements les plus sympathiques à Mesdames R. Miard et M.C. Guégan, pour leur amitié et leur bonne humeur quotidiennes, qui ont constitué pour moi un soutien moral considérable.

Au Centre des Sciences de la Terre, nombreux sont les amis et collègues qui ont contribué, chacun à sa façon, à rendre agréable le temps passé au laboratoire et je tiens à les en remercier : A. Bachnou, M. El Boughdiri, Y. Seghir, S. Bayarassou, A. Herrag, J.P. Bourseau, C. Boulard, J. Cheneval, R. Vilain, D. Olivero, F. Thevenard, H. Ouali, F. Malartre, F. Giraud, Eléonor et Nathalie.

Je tiens à exprimer ma gratitude à Azedine et Taha qui m'ont permis d'effectuer des analyses chimiques diverses.

Je dédie également ce travail à mes frères et soeurs Kamal, Driss, Hicham, Najat et Saïda ainsi que leurs petites familles respectives.

Enfin, mes remerciements les plus profonds vont à mes amis qui ont souvent été à mes côtés dans les moments difficiles, Abdellatif, Driss ; à mes amis restés au Maroc, Sadoq, karim et hassan. Je ne saurais oublier la famille Berkaine ainsi que les copains avec qui j'ai partagé la bonne humeur et parfois le stress du samedi soir, Abderrazzak, Khalid, Mustapha et Mouss.

Je remercie plus particulièrement mon très cher ami Shoujae Abdeslam pour tous les services qu'il m'a rendus et pour son amitié sans faille.

# Table des Matières



## INTRODUCTION

### PREMIERE PARTIE : DONNEES GENERALES ET METHODOLOGIE

#### CHAPITRE I : CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL

	pages
1-Situation géographique.....	19
2-Les grands domaines structuraux du Maroc.....	19
3-Caractères généraux des domaines structuraux du Maroc.....	21
3-1-Le sud marocain ou domaine anti-atlasique .....	21
3-2-Le Moyen-Maroc.....	23
3-2-1-le domaine mésétien.....	23
3-2-2-le domaine atlasique.....	23
3-3-Le Maroc méditerranéen ou domaine rifain.....	23
4-Les zones structurales du Maroc hercynien .....	23
4-1-Les zones méridionales ( zones 1 et 2).....	25
4-2-Le domaine mésétien.....	25
4-2-1-la zone de Rabat-Tiflet ( zone 8).....	25
4-2-2-les zones orientales à plissement précoce et leur marge .....	25
4-3-Les zones occidentales, sans plissement précoce et leur marge.....	27
4-3-1-la zone de Meseta centrale (zone 6).....	27
4-3-2-le bloc côtier mésétien ( zone 7 ).....	29

#### CHAPITRE II : DONNEES ET METHODES D'ETUDE

1-Affleurements.....	31
2-Méthodes d'étude .....	31
2-1-Granulométrie.....	31
2-2-Péetrographie.....	32
2-2-1-étude macroscopique.....	32
2-2-2-étude microscopique.....	32
2-3-Minéralogie.....	33
2-3-1-appareillage.....	33
2-3-2-protocole expérimental .....	33
2-4-Géochimie .....	34
2-5-Microscopie électronique.....	35
2-6-Techniques physiques et thermiques .....	35
2-6-1-l'analyse par spectroscopie infrarouge .....	35
2-6-2-l'analyse thermogravimétrique (ATG) .....	35
2-6-3-l'analyse thermique différentielle (ATD) .....	36
2-6-4-l'analyse dilatométrique.....	36

**DEUXIEME PARTIE :  
ETUDE DE LA ROCHE MERE**

**CHAPITRE III : PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES GRANITES SAINS  
D'OULMES.**

**A-Etude pétrographique**

<b>1-Variétés pétrographiques dans le pluton d'Oulmès :</b> .....	39
1-1-Le faciès principal .....	39
1-2-Les variantes du faciès principal : .....	44
1-2-1-le granite feldspathique .....	44
1-2-2-le granite micacé .....	44
1-3-Les faciès secondaires à grain fin .....	45
1-3-1-le granite à grain fin à biotite dominante.....	45
1-3-2-le granite aplitique.....	46
1-3-3-le granite à grain fin à deux micas.....	48
<b>2-Evolutions minéralogiques dans les granites d'Oulmès.....</b>	<b>48</b>
2-1-Les paragenèses dans le faciès principal.....	48
2-1-1-paragenèse I : Plagioclases - Biotite .....	48
2-1-2-paragenèse II : Feldspaths potassiques - Quartz.....	48
2-1-3-paragenèse III : Microclinisation-Muscovitisation.....	49
2-2-Les paragenèses dans l'unité secondaire .....	51
<b>3- Les filons dans le massif d'Oulmès :</b> .....	<b>52</b>
3-1-Les granites filoniens.....	52
3-1-1-les filons couches.....	52
3-1-2-les filons pegmatitiques.....	54
3-1-3-les filons aplitiques.....	54
3-2-Les filons de quartz.....	54

**B-ETUDE GEOCHIMIQUE**

<b>1-Les éléments majeurs.....</b>	<b>57</b>
1-1-Diagramme de nomenclature.....	59
1-2-Diagramme des minéraux caractéristiques .....	59
1-3-Diagramme triangulaire: quartz-colorés-feldspaths-muscovite.....	59
1-4-Conclusion .....	66
<b>2-Les éléments traces.....</b>	<b>66</b>
<b>3-Age de mise en place des granites d'Oulmès .....</b>	<b>68</b>
<b>4-Conclusions.....</b>	<b>70</b>

**TROISIEME PARTIE :  
LA KAOLINISATION ET SES PRODUITS**

**CHAPITRE IV : ASPECTS DE L'ALTERATION DANS LES GRANITES  
D'OULMES**

**A-DESCRIPTION DES FACIES ALTERES DU MASSIF D'OULMES**

<b>1-Description des carrières et échantillonnage.....</b>	<b>75</b>
1-1-Carrière CI .....	75
1-2-Carrière CII .....	79
1-3-Carrière CIII.....	84
1-4-Carières CIV et CV .....	85
1-5-Carrière CVI .....	86
1-6-Carrière CVII.....	87
1-7-Affleurement d'Al Kirit.....	88

**B-ANALYSES DES FACIES ALTERES**

<b>1-Granulométrie.....</b>	<b>89</b>
1-1-Carrière CII.....	89
1-2-Carrière CI.....	93
1-3-Al Kirit.....	96
<b>2-Observations microscopiques .....</b>	<b>96</b>
2-1-Carrière CI.....	97
2-2-Carrière CII.....	100
<b>3-Analyses géochimiques.....</b>	<b>102</b>
3-1-Rappels bibliographiques.....	102
3-2-Résultats .....	105
3-2-1-carrière CI.....	105
3-2-2-carrière CII.....	110
3-3-Conclusions.....	115

**CHAPITRE V : DETERMINATION ET CARACTERISATION DES PRODUITS DE  
L'ALTERATION**

<b>1-Rappels sur le kaolin.....</b>	<b>117</b>
1-1-Les minéraux du groupe du kaolin et leur structure.....	117
1-2-Genèse des minéraux kaoliniques.....	119
1-3-Intérêt économique du kaolin .....	119
<b>2-Analyse par diffraction des rayons X.....</b>	<b>120</b>
2-1-Présentation des résultats .....	122
2-1-1-carrière CI.....	122
2-1-2-carrière CII.....	124
2-1-3-carrière CIII.....	127

2-1-4-carrière CIV.....	127
2-1-5-carrière CVII.....	130
2-2- Cristallinité.....	133
2-3-Discussion et conclusions.....	133
<b>3-Analyses thermiques : (ATD, ATG).....</b>	<b>135</b>
3-1-Résultats .....	135
3-2-Discussion.....	138
3-3-Conclusions.....	142
<b>4-Analyse par spectroscopie infra-rouge:.....</b>	<b>143</b>
4-1-Résultats .....	143
4-2-Discussion.....	146
4-3-Conclusion .....	146
<b>5-Etude dilatométrique .....</b>	<b>146</b>
5-1-Apport de la dilatométrie.....	149
5-2-Résultats et discussion .....	151
<b>CONCLUSIONS .....</b>	<b>157</b>
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>165</b>
<b>PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES</b>	
<b>ANNEXES</b>	

## INTRODUCTION

Le massif granitique d'Oulmès a souvent, et pendant longtemps, suscité un grand intérêt auprès des géologues. Les travaux se sont succédés pour mieux faire connaître la pétrographie et les conditions de mise en place de ce pluton ; ces diverses études s'inscrivaient dans le cadre plus généralisé de la connaissance des massifs hercyniens de la meseta centrale marocaine. Cependant, ce n'est qu'à partir de 1959 que certains auteurs ont commencé à s'intéresser aux produits issus de l'altération des granites de cette région. Ces travaux ont souvent mentionné l'existence de kaolin résiduel à Oulmès, mais ont évoqué principalement des affleurements de kaolin filonien (Jeannette, 1959 ; Hafdi & Malecha, 1979). Ces auteurs, s'ils ont signalé la présence de granites kaolinisés, ne se sont pas penchés sur le problème de la connaissance du type de mécanisme responsable de cette kaolinisation.

Plus récemment, le Ministère des Mines marocain ainsi que le Centre National de la Recherche Scientifique (C.N.R) se sont préoccupés de cet aspect du problème. Ainsi, suite à la brève visite du site avec monsieur Hafdi (Service des Mines), J.M. Triat conclut dans un rapport préliminaire (Triat, 1989 inédit), à un mécanisme de type altération latérale sous roche saine, qui serait selon lui hydrothermale et sans aucune relation avec les agents de désorganisation météorique.

Peu de temps après, E. Amade (géologue consultant à l'ONA) visitait également le site pour observer les indices de kaolin évoqués dans le rapport cité précédemment. Dans son compte-rendu de visite (Amade, 1989 inédit), il écarte l'implication d'une altération hydrothermale "sous couverture" et conteste l'étendue prêtée à la kaolinisation du granite d'Oulmès.

Le problème restant posé, le projet de sujet de recherche sur l'altération des granites d'Oulmès m'a été soumis par messieurs M. El Youssi et A. El Mouraouah, tous deux géologues au C.N.R., le but de l'étude étant d'essayer de déterminer le type d'altération qui affecte ces granites ; ce qui pourrait aider à évaluer l'ampleur de cette altération en profondeur. La difficulté majeure rencontrée lors de la réalisation de ce travail a été l'impossibilité de réaliser des sondages ou forages profonds et nous avons dû nous contenter, après de vaines tentatives auprès des responsables concernés, des seuls affleurements superficiels disponibles.

L'approche que nous avons adoptée dans ce travail est la suivante :

Dans un premier temps nous nous sommes intéressés à la roche mère du massif. Son étude pétrographique et géochimique nous a paru utile car, dans le massif d'Oulmès,

les faciès granitiques sont relativement diversifiés de par leur minéralogie, leur état de fracturation, leur texture etc.. et ne réagissent pas de la même manière à l'action des agents altérants.

Ensuite, nous avons étudié les faciès kaolinisés, en utilisant divers procédés analytiques, pour avoir une idée sur la variation du degré d'altération selon les secteurs étudiés. Cette étude apporte également des éclaircissements sur l'origine probable de cette altération.

Enfin, nous avons essayé de caractériser le kaolin issu de ces granites, pour une meilleure connaissance de sa qualité et de ses domaines possibles d'utilisation.



*PREMIERE PARTIE*

**DONNEES GENERALES  
ET  
METHODOLOGIE**



## CHAPITRE I

## CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL

## 1-SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le pluton granitique d'Oulmès se situe au Nord Est du Massif central marocain ; il se trouve à quatre kilomètres au Sud Est de la petite ville d'Oulmès.

Notre zone d'étude (fig.1) est accessible, du Nord Ouest, par la route secondaire S209 Tiflet-Maaziz-Oulmès et, du Sud Est par l'axe Khénifra-Aguelmous-Oulmès. L'accès au pluton est aisé du fait que, d'une part, la S 209 longe sa limite nord et, d'autre part, l'axe S209A menant au village de Tarmilat (Oulmès les thermes) longe pratiquement toute sa partie est. Par ailleurs, une piste reliant la S 209A à l'ancienne mine d'Al Kirit, traverse le massif d'Est en Ouest. Toutes ces voies permettent l'examen de divers affleurements, la partie sud du massif restant toutefois relativement difficile d'accès.

Le granite d'Oulmès est de forme elliptique à allongement NE-SW parallèle à l'axe de l'anticlinorium Khouribga-Oulmès. Son encaissant immédiat est constitué de schistes cambro-ordoviciens. Le massif granitique affleure au sein d'un vaste plateau d'une cinquantaine de km<sup>2</sup> situé dans une région accidentée et traversée par des vallées très encaissées dont celle de l'oued Boulhmayel (500m de profondeur) qui scinde le plateau en deux, le plateau de Zguit à l'est et le pluton d'Oulmès proprement dit à l'ouest sur une surface d'environ 32km<sup>2</sup>.

L'intérêt porté à ce massif est dû à ses minéralisations en étain et tungstène, ce qui lui a valu une importante étude métallogénique et pétrographique effectuée par Termier et ses collaborateurs (1950) ; depuis, diverses recherches ont été faites abordant le mode de gisement, la géométrie, les datations etc....

Pour situer le massif granitique d'Oulmès dans le paysage géologique marocain, nous allons donner un bref aperçu de la géologie générale du Maroc, en évoquant les grands ensembles structuraux.

## 2-LES GRANDS DOMAINES STRUCTURAUX DU MAROC

L'histoire géologique du Maroc débute au précambrien , la série la plus ancienne, datée dans la dorsale de Réguibate (sud marocain), a fourni un âge de 2000Ma environ. Les différents cycles orogéniques qui se sont ensuite succédés sur le territoire marocain,

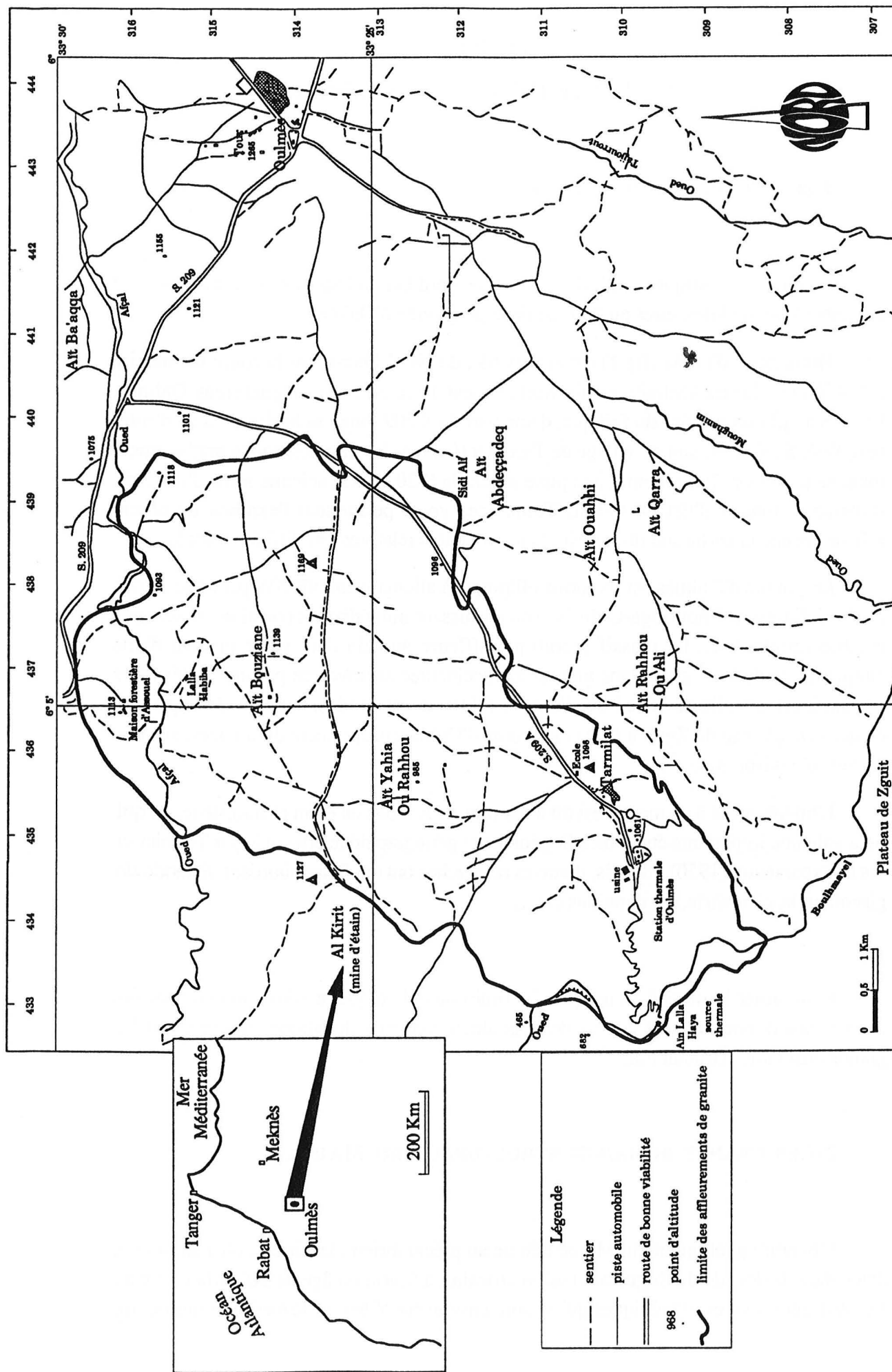


Fig. 1 : Localisation et aperçu topographique du massif granitique d'Oulmès.

l'ont marqué différemment selon les zones. Aussi, différents auteurs ont proposé des subdivisions du Maroc en domaines structuraux.

La division proposée par G. Choubert et J. Marçais (1952) est celle qui a été le plus fréquemment utilisée par les auteurs ; ils ont distingué trois domaines différents séparés par des couloirs déprimés et bordés par des accidents tectoniques majeurs à déversement vers le Sud. Il s'agit, du Sud au Nord, des domaines anti-atlasique, atlasique et rifain.

A. Michard (1976) oppose dans sa subdivision deux ensembles structuraux nettement différents ( fig. 2):

Au nord, le "Maroc méditerranéen" qui correspond au domaine rifain de Choubert et Marçais.

Au centre et au sud, le "Maroc africain". Dans cet ensemble l'auteur distingue deux parties :

\*le sud marocain, assez homogène pour être défini comme un seul domaine structural.

\*le Moyen-Maroc qui englobe deux domaines structuraux assez différents entre eux et correspondant à deux zones géographiques bien distinctes. Il s'agit du domaine atlasique au sens strict, et du domaine mésétien.

Dans cette division, le sud marocain et le Moyen-Maroc correspondent respectivement aux domaines anti-atlasique et atlasique de Choubert et Marçais.

### **3-CARACTERES GENERAUX DES DOMAINES STRUCTURAUX DU MAROC**

#### **3-1-Le sud marocain ou domaine anti-atlasique**

Il se situe juste au Nord du craton de l'ouest africain et se caractérise par une grande stabilité crustale durant le cycle alpin. Son socle est affecté par l'orogénèse panafricaine ; des stades d'ouvertures océaniques se sont produits au cours de cette période, et sont attestés par des ophiolites en obduction et une déformation de marge active. Par ailleurs, c'est au coeur de certaines structures de l'Anti-Atlas que se trouvent les roches les plus anciennes connues au Maroc.



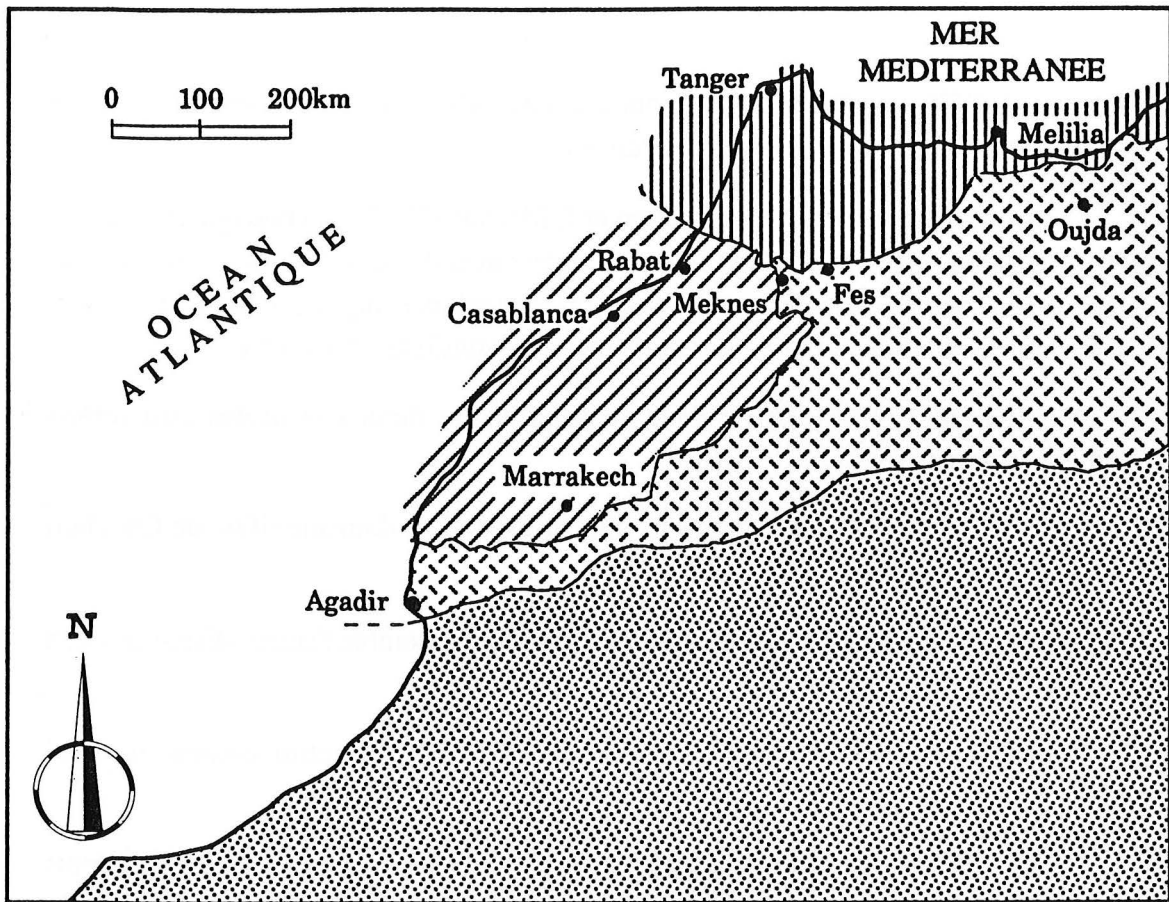
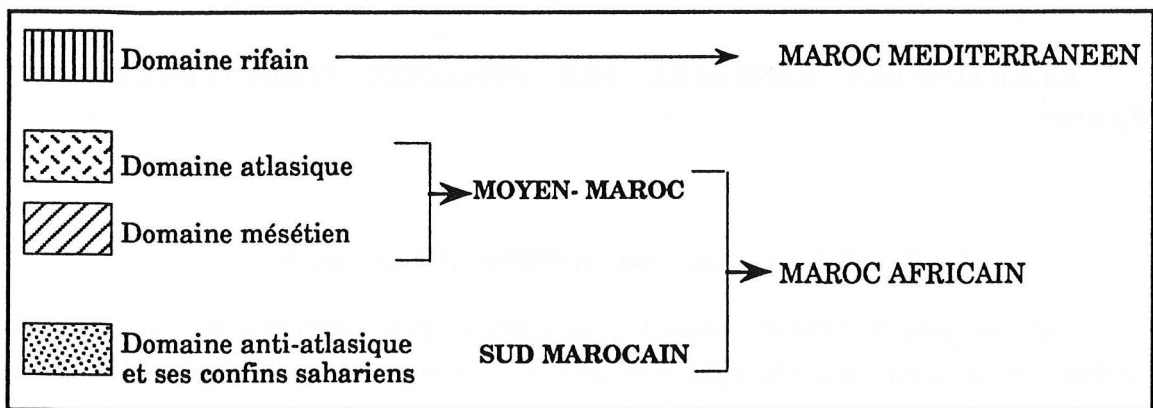


Fig. 2 : Les domaines structuraux du Maroc et les ensembles qui les regroupent (d'après A. Michard, 1976)



### **3-2-Le Moyen-Maroc**

#### **3-2-1-le domaine mésétien**

Dans ce domaine, le Mésozoïque et le Cénozoïque, peu plissés, viennent recouvrir en discordance une chaîne hercynienne, plissée et pénéplanée : la Meseta, au sein de laquelle affleurent de nombreux massifs paléozoïques . Le domaine mésétien présente ainsi une analogie avec le domaine anti-atlasique, du fait de la stabilité de la couverture secondaire et tertiaire. Les séries appartenant à cet âge sont toutefois plus développées dans le premier domaine.

#### **3-2-2-le domaine atlasique**

Il correspond à la chaîne intracontinentale mésozoïque à cénozoïque du Haut-Atlas et du Moyen-Atlas. Ce domaine est caractérisé par sa forte surrection, liée à des mouvements verticaux le long de grandes cassures du socle. La couverture, plissée suivant un style jurassien, présente des épaisseurs importantes sauf dans certains secteurs où le socle a pu être largement dénudé.

### **3-3-Le Maroc méditerranéen ou domaine rifain**

Localisé dans la partie la plus septentrionale du pays, il correspond à une petite partie de la chaîne alpine ouest méditerranéenne. Il englobe les chaînes rifaines, les collines bordant leur arc vers l'extérieur et les unités géologiques qui s'y rattachent. Ce domaine est caractérisé par une grande instabilité de l'écorce, typique d'un régime géosynclinal ; on y observe les traces d'une tectonique violente avec métamorphisme et charriage ( Michard, 1976).

## **4-LES ZONES STRUCTURALES DU MAROC HERCYNIEN**

Le Maroc hercynien a fait l'objet de plusieurs travaux (Piqué, 1979 ; Piqué & Michard, 1981) La distinction de zones structurales a été faite en resituant les terrains paléozoïques dans leur continuité initiale, grâce aux données sédimentologiques et stratigraphiques. Ainsi, et en se basant essentiellement sur l'âge de la tectonique paroxysmale, deux ensembles d'importance inégale peuvent être dégagés (fig. 3) :

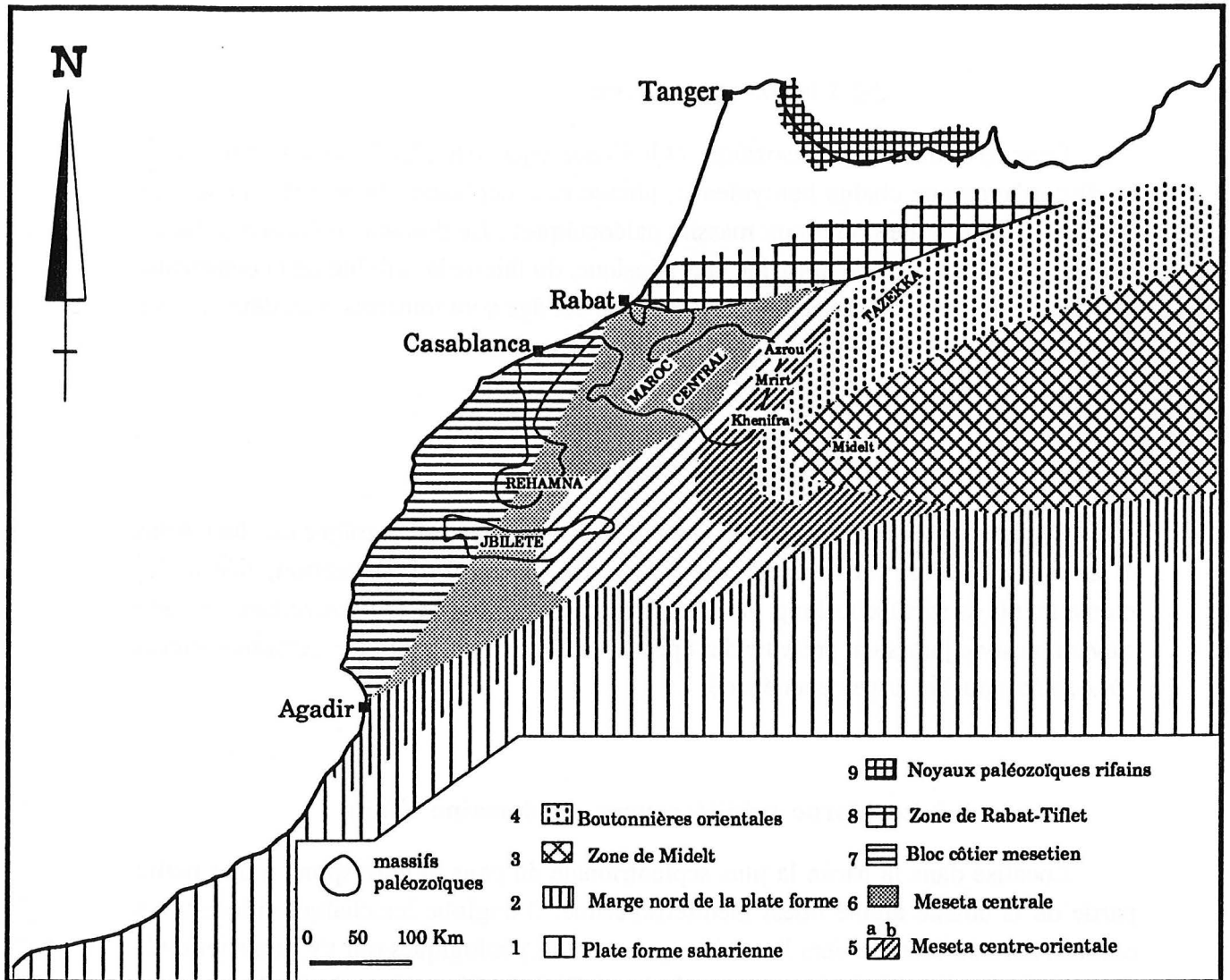


Fig. 3 : Zones structurales du Maroc hercynien ( Piqué et Michard, 1981)



#### 4-1-Les zones méridionales ( zones 1 et 2)

Elles regroupent la plate-forme saharienne (bassin de Tindouf et de Béchar) et sa marge nord (Anti-Atlas et Ougarta). La tectonique hercynienne est peu intense dans la première, tardive, d'âge Namurien à Westphalien dans la deuxième.

#### 4-2-Le domaine mésétien

A l'échelle de ce domaine trois ensembles inégaux peuvent être distingués:

##### 4-2-1-La zone de Rabat-Tiflet ( zone 8)

Elle borde au nord la zone de la Meseta centrale, et se distingue des autres zones mésétiennes par sa structuration principale qui est anté-hercynienne (anté-dévonienne), une schistosité cristallophylienne et un métamorphisme épizonal y accompagnent un plissement de direction E-W. Le granite de Rabat -Tiflet, daté de  $340 \pm 2$  Ma, recoupe les structures de cette zone. L'âge du plissement ne serait ni précambrien ni hercynien, mais plutôt Cambrien supérieur ou Ordovicien puisque l'âge des terrains qu'il affecte est supposé Cambrien moyen. Ainsi, cette zone serait un segment exotique au reste de la Meseta, et s'y serait rapproché par un mouvement coulissant ou un chevauchement.

##### 4-2-2-Les zones orientales à plissement précoce et leur marge

###### 4-2-2-1-La zone de Midelt et le plissement dévonien supérieur (zone 3)

Affleurant au sein de la couverture permo-triasique et jurassique sub-tabulaire, les boutonnières paléozoïques de Midelt montrent des terrains métamorphiques et des roches plutoniques ; le métamorphisme à chlorite et séricite et localement à biotite y a été daté de  $367 \pm 17$  Ma. La tectonique synmétamorphique, intra-dévonienne, a été suivie de la mise en place de granodiorites, puis de granites échelonnés entre  $346 \pm 17$  et  $304 \pm 4$  Ma.

4-2-2-2-La zone des boutonnières orientales : du Tazzeke à Jérada, le plissement anté-Viséen supérieur et le complexe volcano-sédimentaire du Viséen supérieur (zone 4)

Les terrains les plus anciens des boutonnières d'Oujda et de Jerada, affectés par la schistosité, constituent un olistostrome d'âge Viséen supérieur. Une épaisse série

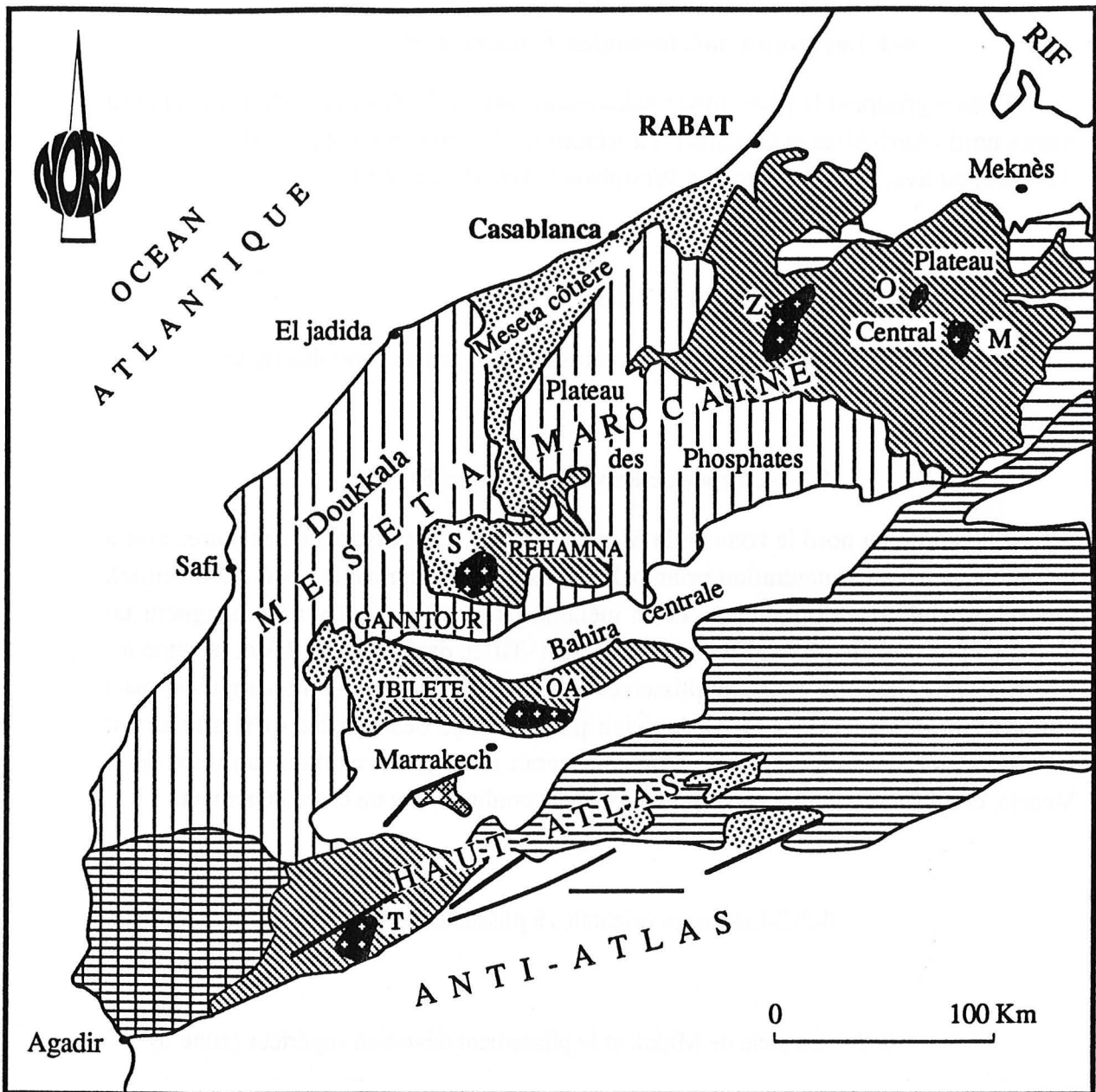






Fig. 4 : Les massifs hercyniens de la Meseta marocaine (d'après Michard et al, 1982).

-  Zones orogéniques varisques avec les principaux granites : Zaïr (Z), Oulmès (O) et Ment (M) dans le Plateau central ; Sebt de Brikiine (S) dans les Rehamna ; Oulad Aslam (OA) dans les Jebilete et Tichka (T) dans le Haut-Atlas.
-  Paléozoïque peu plissé
-  Couverture Secondaire-Tertiaire tabulaire, avec sillons néogènes sub-atlasiques et pré-rifains (en blanc)
-  Couverture plissée atlasique ( type atlantique à l'Ouest, mésogéen à l'Est)

volcano-sédimentaire (Tazzekka) repose, parfois en discordance, sur ces terrains. A Jérada, c'est par des assises calcaires que se termine la sédimentation du Viséen supérieur.

La phase de plissement serait donc intra-viséenne, puisqu'elle affecte les schistes du Tazzekka-Mekkam datés du Viséen inférieur.

4-2-2-3-La zone de Méseta centre-orientale : sillon à wildflysch du Viséen supérieur et nappes tardives d'Azrou à Jebilate (zone 5):

L'originalité de cette zone réside dans la nature chaotique des terrains du Viséen supérieur et la mise en place, au sein du bassin, de terrains allochtones. Toutefois, l'âge de la tectonique majeure permet de distinguer deux sous-zones : la première, à Azrou, montre une sédimentation continue du Dévonien au Viséen supérieur (5a) ; la seconde, à Mrirt et Khénifra, présente un Viséen supérieur discordant (5b). Un plissement post-Dévonien moyen et anté-Viséen supérieur représente la tectonique majeure de la région.

**4-3-Les zones occidentales, sans plissement précoce et leur marge**

4-3-1-La zone de Meseta centrale (zone 6) (fig. 4)

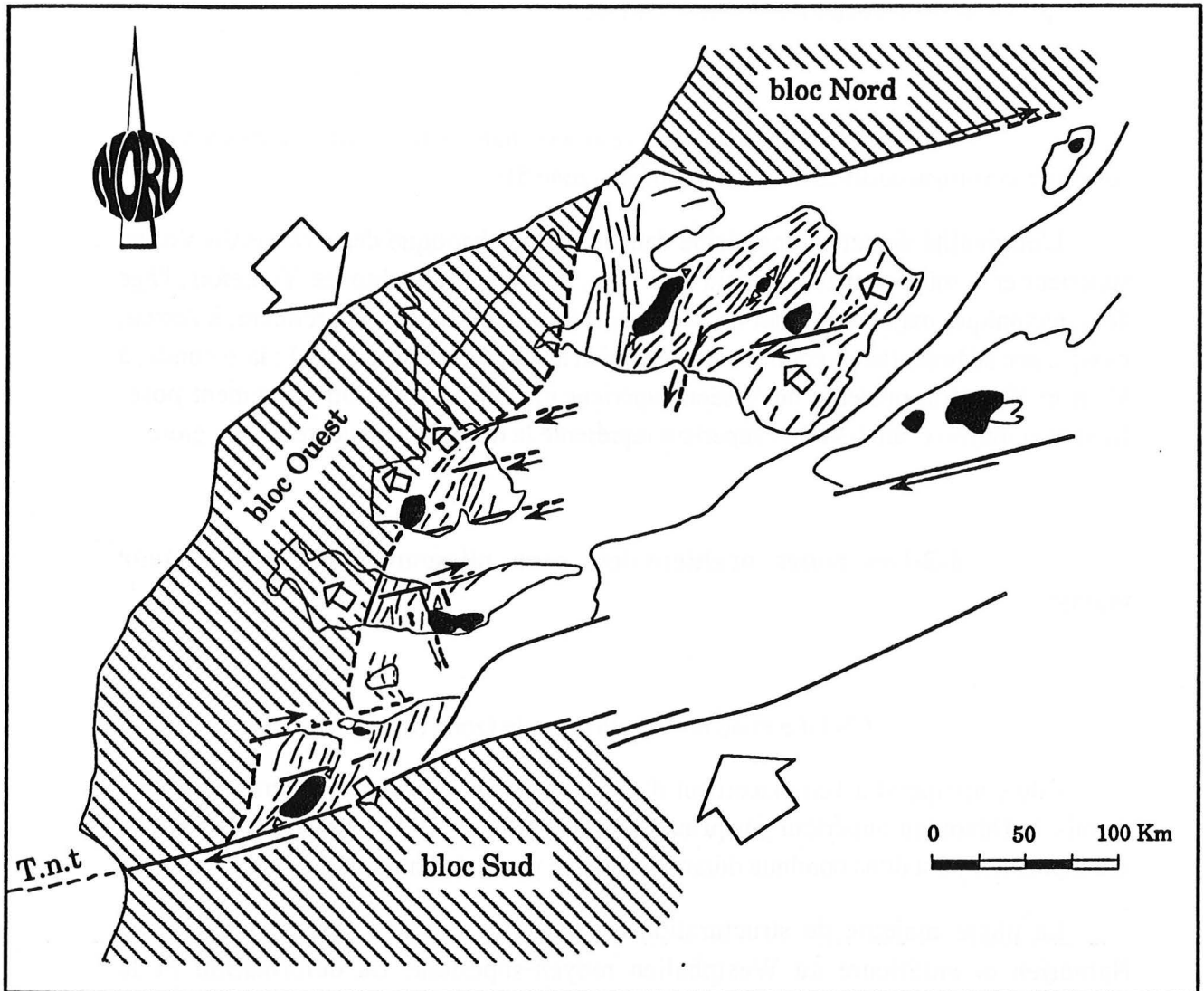
Elle correspond à l'emplacement d'anciens bassins subsidents, ayant fonctionné depuis le Dévonien supérieur jusqu'au Namurien (Piqué, 1979 ; Lagarde, 1985) ; la sédimentation y est donc continue durant la majeure partie du Paléozoïque.

La phase majeure de structuration est postérieure à une partie au moins du Namurien et antérieure au Westphalien moyen-supérieur. La déformation et le métamorphisme sont culminants autour des intrusions granitiques et le long de zones de cisaillement ductiles (Lagarde, 1985) ; par contre ils sont faibles à nuls dans les coeurs synclinoriaux.

Au sein de la Meseta centrale se trouve le massif central proprement dit, faisant partie de l'ensemble nord-mésétien de A. Michard (1976). Il est subdivisé en trois parties d'Ouest en Est :

\*Anticlinorium de Houribga-Oulmès

Constitué essentiellement de schistes et quartzites ordoviciens et siluriens, en plis plus ou moins serrés et schistosés, qui s'annoient au NW sous le Dévonien et le Dinantien. On y trouve deux granites intrusifs, Oulmès et Zaïr.



**Fig. 5 :** Carte des trajectoires du plan d'aplatissement post-Viséen dans la Meseta marocaine (d'après LAGARDE, 1985).

grandes flèches : direction de raccourcissement post viséenne  
 petites flèches : sens de déversement à l'époque post-viséenne  
 T.n.t : Faille du Tizi n'Test ou cisaillement sud-mésétien  
 ● granitoïdes hercyniens

\*Zone synclinoriale de Fourhal-Telt

Egalement appelée zone synclinoriale axiale, cette zone est occupée par des flyschs néo-viséens au sein desquels affleure, vers l'Est, le massif granitique du Ment.

\*Anticlinorium Kasbat Tadla-Azrou

Dans cette unité, des anticlinaux cambro-ordoviciens forment un autochtone à couverture viséenne, auquel s'associent diverses nappes (Khénifra, Mrit).

4-3-2-Le bloc côtier mésétien ( zone 7 )

Durant le Paléozoïque inférieur et moyen, cette zone a fonctionné en régime de plate-forme, avec des dépôts généralement limités au Dévonien. Les couches y sont très peu déformées et seules existent des mégastructures kilométriques d'orientation méridienne à NE-SW, sans métamorphisme ni schistosité. Toutefois, à l'approche de la Meseta centrale, vers l'Est et le Sud-Est, les plis deviennent plus serrés et une schistosité, accompagnée d'un métamorphisme, apparaît.

Conclusion sur la structuration du Maroc central

Dans le Maroc central, la tectonique hercynienne majeure est très hétérogène. L'essentiel des déformations post -viséennes, se localise au niveau de zones de cisaillements ductiles organisés en deux familles ENE dextre et subméridienne senestre. Ces zones sont étroitement contrôlées par la préfracturation du socle sous-jacent ainsi que par l'amolissement thermique de l'encaissant, en bordure des plutons granitiques hercyniens. La limite sud de la Meseta correspond au décrochement de Tizin'Test ou cisaillement sud-mésétien (fig. 5), qui, selon A. Michard *et al.* (1983), présente les caractères de faille transformante.



## CHAPITRE II

### DONNEES ET METHODES D'ETUDE

L'élaboration du présent travail a nécessité, hormis les observations et l'échantillonnage sur le terrain, l'utilisation de diverses techniques d'étude minéralogiques, physico-chimiques, thermiques et microscopiques. Il est donc utile de rappeler brièvement les différents protocoles expérimentaux et appareillages qui ont été utilisés.

#### 1-AFFLEUREMENTS

Quoique s'intéressant spécialement aux phénomènes d'altération du granite d'Oulmès, une partie de notre étude a été consacrée à la pétrographie et à la minéralogie des faciès granitiques sains. Les observations de terrain ont été faites sur des affleurements de granite, très peu ou pas altéré, qui pointent au sein d'une grande étendue d'arène granitique (fig. 6); d'autres affleurements sont visibles au niveau des talwegs qui sillonnent le massif, les plus importants se situent au sud dans la vallée profonde de l'oued Boulhmayel mais restent parfois difficiles d'accès.

Pour l'étude des aspects de l'altération dans le massif d'Oulmès, les seuls affleurements disponibles sont des carrières ouvertes sur quelques mètres de profondeur (au maximum 10 m) et exploitées en sablières. Ces carrières présentent un intérêt tout à fait particulier puisqu'elles sont creusées dans des faciès granitiques différents.

#### 2-METHODES D'ETUDE:

Certaines techniques ont été utilisées aussi bien pour l'étude des granites sains que pour le matériel altéré ; d'autres, plus spécifiques, n'ont été nécessaires que pour la caractérisation des faciès d'altération.

##### 2-1-Granulométrie

Les analyses granulométriques ont été faites selon deux procédés différents. Pour le premier, il s'agit de traiter l'échantillon total avec, au début, un tamisage pour séparer les

fractions supérieures à 63 microns. La fraction inférieure à cette taille est ensuite analysée au sédi-graph et le tout est rapporté à 100. Le problème posé par ce genre d'analyse est le décalage entre les résultats obtenus pour les deux fractions citées. Dans le cas de la fraction "moyenne à grossière" ( $> 63 \mu$ ), les résultats sont en pourcentages pondéraux ; alors que pour la partie "fine" ( $< 63 \mu$ ), analysée au sédi-graph, ils sont sous forme de pourcentages en volume.

Dans le cadre de notre étude, nous nous sommes principalement intéressés à la répartition granulométrique au sein de la fraction inférieure à 63 microns, car c'est dans cette dernière que se concentre le kaolin.

## 2-2-Pétrographie

### 2-2-1-Etude macroscopique

#### \* granites sains

Les premières données ont été récoltées par observation directe à l'affleurement. Dans un deuxième temps, l'étude de surfaces polies faites sur différents faciès permet d'avoir des renseignements précis sur les variations pétrographiques au sein du massif.

#### \* granites altérés

Ce matériel, très friable, argilo-sableux est observé à l'oeil nu, voire à la loupe, en vue de la détermination des minéraux qu'il contient.

### 2-2-2-Etude microscopique

#### \* granites sains

Des lames minces ont été confectionnées dans les différents faciès, leur étude au microscope polarisant nous a permis de décrire pétrographiquement les diverses paragenèses que présentent les faciès du granite d'Oulmès.





#### **\*granites altérés**

Après l'opération de tamisage, effectuée pour l'étude granulométrique, nous avons isolé, pour chaque échantillon, les classes de tailles de 500 à 630 microns et de 100 à 125 microns. Des lames minces sont ensuite confectionnées pour ces fractions après qu'elles aient été consolidées dans de l'araldite. Cette démarche nous permet d'avoir une idée sur la microfracturation de certains minéraux ainsi que sur la prépondérance de tel ou tel minéral dans une fraction granulométrique donnée.

### **2-3-Minéralogie**

L'étude minéralogique par diffraction des rayons X a été effectuée, d'une part sur une poudre de roche totale pour quelques granites sains, et d'autre part sur des préparations de minéraux orientés pour l'étude de la fraction argileuse des faciès altérés.

#### **2-3-1-Appareillage**

L'appareil utilisé, au Centre des Sciences de la Terre, est un diffractomètre PHILIPS, à anticathode de cobalt, avec une tension de 30Kv et une intensité de 20mA, le balayage du goniomètre est de 1° /mn.

Nous avons également utilisé un autre appareil au centre de diffractométrie Henri Longchambon, à l'université Claude Bernard. Il s'agit d'un diffractomètre de type D 500 SIEMENS à monochromateur arrière et anticathode de cuivre.

#### **2-3-2-Protocole expérimental**

##### **\* granites sains**

Les échantillons sont finement broyés. La poudre ainsi obtenue est disposée dans la fente centrale d'une lame en cuivre et analysée au diffractomètre pour des valeurs de l'angle  $2\theta$  allant de 5 à 45°.

##### **\* granites altérés**

A partir de la fraction inférieure à 50 $\mu$ , obtenue par tamisage, la fraction argileuse (2 microns) est isolée après des centrifugations successives (Holtzapf, 1985) et des

lames d'agrégats orientés ont été confectionnées (3 ou 4 pour chaque échantillon). Ces lames sont ensuite traitées puis analysées selon le protocole suivant:

- une lame témoin (naturelle)
- une lame saturée à l'éthylène-glycol
- une lame chauffée à 490° pendant 2 heures
- une lame saturée à l'hydrazine.

L'examen des résultats analytiques de l'une ou l'autre des deux dernières phases n'est rendu nécessaire que dans le cas d'une ambiguïté sur la distinction entre la chlorite et la kaolinite.

Les mesures semi-quantitatives sont effectuées sur le diffractogramme de l'échantillon glycolé.

#### 2-4-Géochimie

L'analyse géochimique, permettant l'obtention des pourcentages en éléments majeurs et éléments en traces, est faite par spectrométrie de fluorescence X sur des poudres d'échantillons. Pour le dosage du sodium et du potassium, on utilise la spectrométrie par émission de flamme. Les poudres analysées sont obtenues par broyage, le broyeur utilisé est en agate pour éviter la contamination par des éléments étrangers.

L'appareillage utilisé est de type Philips, générateur PW1130, spectromètre PW 1410/20, avec passeur d'échantillons à quatre tourelles. Le tube est à anticathode de rhodium.

Principe : un échantillon est irradié avec un rayonnement X, les atomes sont alors excités (transfert d'électrons sur une orbitale excitée donc peu stable) et reviennent à l'état stable en émettant un rayonnement X caractéristique, avec une longueur d'onde spécifique qui peut être analysée grâce à une relation liant l'intensité de rayonnement de fluorescence à la concentration de l'élément.

Pour les éléments majeurs on opère sur des fusions, ce qui permet d'avoir, après refroidissement progressif une "perle" homogène. On utilise 1 g de roche dans 5 g de fondant flux 100B de Johnson Matthey. Pour le sodium et le potassium l'analyse est faite sur des solutions obtenues par attaque nitrofluorhydrique d'un gramme d'échantillon.

En ce qui concerne les éléments traces, étant donnée leurs faibles concentrations, on travaille directement sur de la poudre compactée. La "pastille" est obtenue en mélangeant 4,5 g de roche à 0,5 g de cire Hoescht.

Enfin les interprétations analytiques des intensités de raies ont été réalisées sur micro-ordinateur à l'aide de logiciels mis au point par P. Capiez au sein du laboratoire.

### **2-5-Microscopie électronique**

Cette technique d'observation permet d'une part, d'observer l'état d'altération de certains minéraux dont principalement les feldspaths, et d'autre part, grâce aux grossissements obtenus, elle permet d'analyser la structure des minéraux argileux, en particulier celle de la kaolinite.

### **2-6-Techniques physiques et thermiques**

Certaines de ces techniques ont été utilisées pour la caractérisation de la fraction fine, d'autres ont particulièrement servi à la connaissance des propriétés physiques du matériau kaolinique.

#### **2-6-1-L'analyse par spectroscopie infrarouge**

Cette technique permet de mettre en évidence les différentes phases minérales en présence dans chaque échantillon étudié et donc d'affiner les résultats de l'analyse par diffraction des rayons X. Les courbes obtenues montrent des bandes d'absorption qui traduisent les vibrations de valences des groupements hydroxyles. Les positions et orientations de ces derniers étant différentes d'un minéral à l'autre, l'analyse de ces courbes permet de caractériser le type d'argile kaolinique.

La fraction inférieure à 60 microns est broyée dans du bromure de potassium (KBr) à raison de 1 à 0,15% en poids d'échantillon, puis comprimée sous une pression de  $2.10^6$  Pa pour obtenir une pastille de  $2,5 \text{ cm}^2$ . Les bandes de vibrations du réseau sont observées dans le domaine  $1200-250 \text{ cm}^{-1}$ .

#### **2-6-2-L'analyse thermogravimétrique (ATG)**

Elle permet de suivre en continu l'évolution de la masse d'une substance soumise à un échauffement ou un refroidissement. Le matériel utilisé est une thermobalance SETRAM type G70.

Environ 400 mg de poudre inférieure à 60 microns, étuvée à  $105^\circ\text{C}$ , est chauffée de 20 à  $1000^\circ\text{C}$  sous air ; la vitesse de montée de la température est de  $5^\circ\text{C}/\text{min}$ .

### 2-6-3-L'analyse thermique différentielle (ATD)

Elle met en évidence des réactions thermiques telles que les transformations ou les décompositions des phases argileuses qui se produisent dans l'échantillon et qui se traduisent par la modification de l'énergie de l'un ou de plusieurs de ses composants.

Cette technique consiste à chauffer, dans les mêmes conditions, l'échantillon étudié et un matériau de référence exempt de toute transformation et mesurer la différence de température entre les deux. La courbe obtenue à l'issue de cette analyse, montre des pics endothermiques et exothermiques, traduisant des réactions (décomposition, recristallisation ..), accompagnées respectivement d'absorption ou de dégagement de chaleur.

Nous avons utilisé 30 mg de poudre inférieure à 60 microns, soumis à une élévation de température de 20 à 1000°C à la vitesse de 10°C/min. La substance de référence utilisée est le kaolin calciné à 1200°C en raison de son inertie totale chimique et thermique.

### 2-6-4-L'analyse dilatométrique

Le dilatomètre utilisé, Adamel type DI24 permet d'enregistrer le retrait au cours du cycle thermique de densification. L'appareil est équipé d'un four à résistance en carbure de silicium et permet les investigations dans une gamme de températures allant de l'ambiante à 1300°C. La chaîne de mesure est constituée d'un poussoir maintenu en contact avec l'échantillon par un ressort et d'un capteur de déplacement inductif (LVDT), qui mesure la variation de la longueur au cours de l'essai. La courbe ainsi obtenue  $dl/l = f(T)$  est ensuite corrigée en tenant compte de la dilatation de l'équipement en alumine. L'apport de ce type d'analyse se situe surtout au niveau de la caractérisation du kaolin en vue de ses utilisations industrielles ; nous en discuterons plus en détail dans le paragraphe correspondant aux résultats de l'étude dilatométrique.

Enfin, nous devons préciser que la majorité de ces analyses n'ont pu être effectuées dans le Centre des Sciences de la Terre. Par manque de moyens, nous avons dû solliciter l'aide de laboratoires extérieurs ; ainsi nous avons souvent pu utiliser leur matériel mais nous avons dû nous limiter quant au nombre d'échantillons traités. Ces restrictions nous ont donc obligé à faire des choix et sélectionner les niveaux à analyser suivant les affleurements et dans le cas de certaines analyses, nous avons dû nous contenter de traiter quelques échantillons. Aussi, nous avons essayé de prendre des niveaux de façon à ce que les résultats soient significatifs à l'échelle de l'affleurement ; nous sommes toutefois conscients que l'interprétation de ces résultats souffre parfois de ces restrictions.

*DEUXIEME PARTIE*

**ETUDE DE LA ROCHE MERE**





**CHAPITRE III**  
**PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES GRANITES SAINS**  
**DANS LE MASSIF D'OULMES.**

L'étude pétrographique effectuée par Termier *et al* (1950), avec comme support une cartographie au 1/40 000, a permis de distinguer différents types de faciès granitiques (tableau 1 ; fig. 6). Cette classification a été prise comme base de travail par tous les auteurs qui se sont intéressés à la région. Ce n'est que plus tard que S. Aït Omar (1986) a proposé une classification plus simplifiée des faciès granitiques de ce massif (tableau 2).

**A-ETUDE PETROGRAPHIQUE**

**1-VARIETES PETROGRAPHIQUES DANS LE PLUTON D'OULMES :**

Nous nous sommes proposés, en nous aidant de la carte au 1/40 000, réalisée par H. Termier *et al* (1950) , de reconnaître les faciès en présence dans le massif (fig. 7) et d'essayer de retrouver les contacts entre eux pour se faire une idée de la chronologie de leur mise en place. Nous avons entamé cette démarche pour pouvoir cerner, au cours de notre étude, d'éventuelles relations entre la pétrographie des faciès granitiques et le degré d'altération qui les affecte.

Dans ce paragraphe, nous nous intéresserons à l'étude pétrographique détaillée des faciès les plus représentés dans le massif d'Oulmès.

**1-1-Le faciès principal**

Ce faciès, dominant, se rencontre dans la majeure partie des affleurements du massif. Il s'agit d'un granite leucocrate à grain moyen (phot.1 et 2, pl.1). Les deux types de micas sont toujours présents mais des variations dans leur pourcentages respectifs permettent de distinguer un faciès à biotite dominante d'un autre à muscovite dominante.

Observations microscopiques

**Le quartz**

C'est le minéral prédominant, il se présente en plages qui montrent une extinction ondulante (photo 3, pl.1). Les grains d'assez grande taille sont souvent xénomorphes à subautomorphes. Il existe aussi en petits grains xénomorphes remplissant les espaces

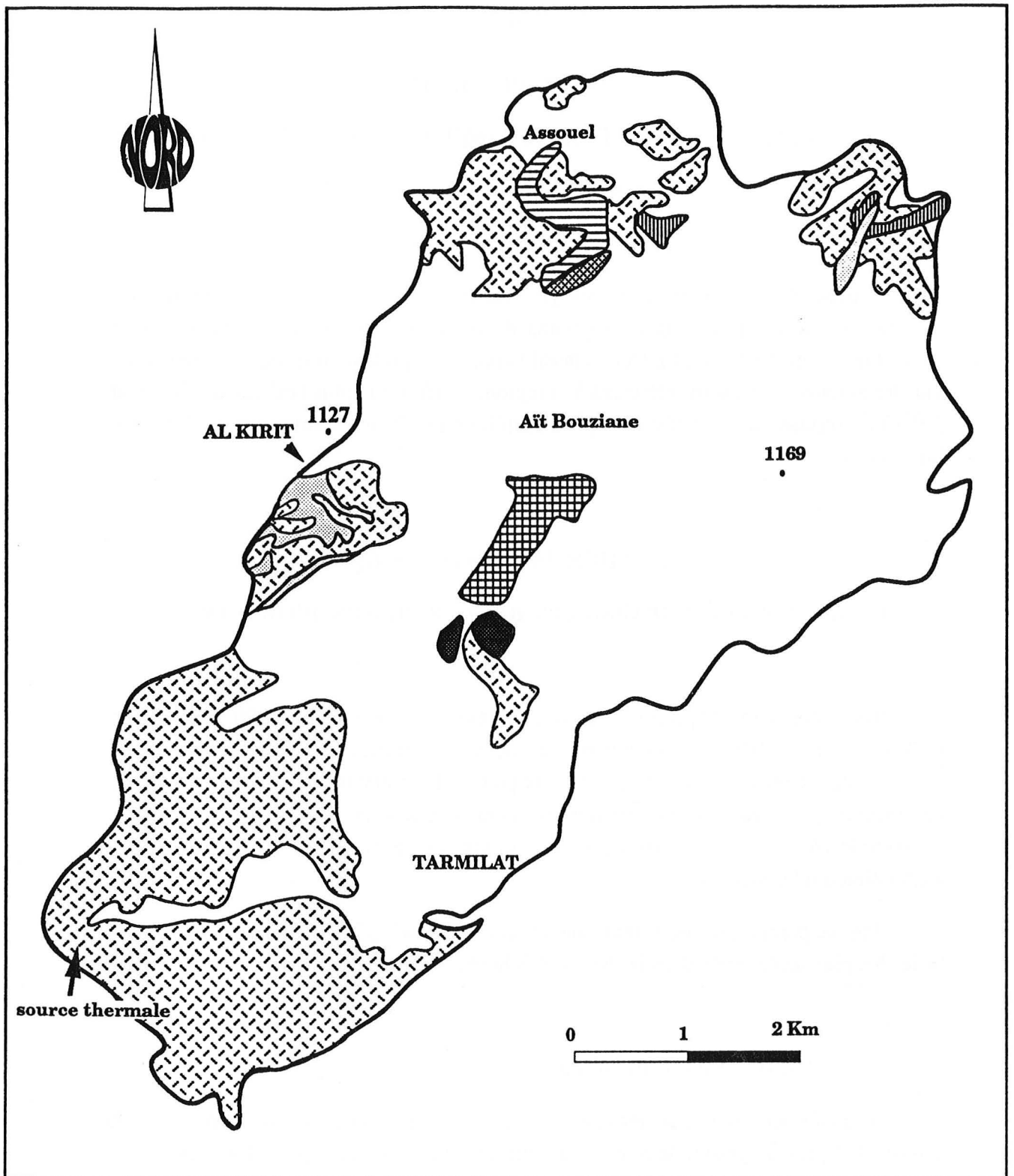
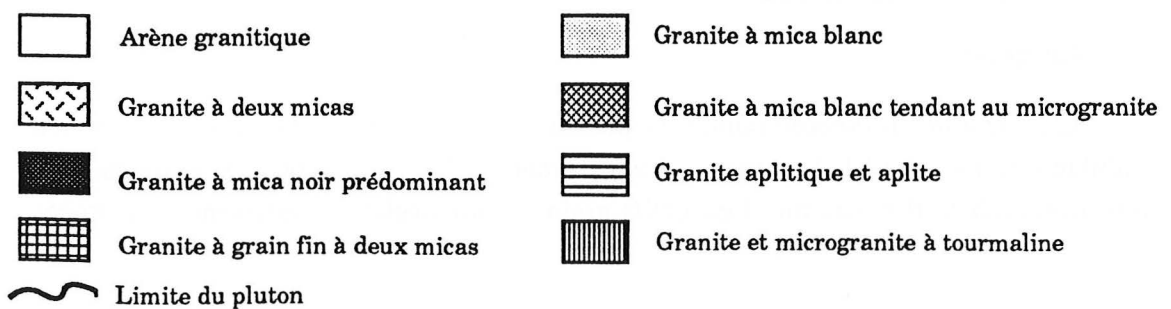


Fig. 6 : Faciès granitiques d'Oulmès (d'après Termier *et al*, 1950, simplifié)





Granite à deux micas			Granite à muscovite
Granite principal à deux micas	Granite à grain fin	Granite orienté	granite et microgranite à muscovite seule
<u>granite calco-alcalin</u> + type normal + faciès de variation - hyperquartzique - hypoquartzique - à biotite dominante <u>type de transition</u>  <u>granite alcalin</u>	<u>granite à micropegmatite</u> + type normal + faciès de variation - à cordiérite - à cordiérite avec tendance au microgranite - à cordiérite et andalousite  <u>granite riche en micas</u>	<u>type surmicacé</u>  <u>type pauvre en micas</u>  <u>faciès pegmatoïde de bordure</u>	granite et microgranite à muscovite et tourmaline
			granites filonniens + filons couches - granite à texture normale - granite aplitique - pegmatite aplitite  + pegmatites et aplites franches

Tableau 1 : Faciès granitiques dans le massif d'Oulmès ( d'après Termier *et al.*, 1950).

Le granite principal à deux micas	Le granite à grain fin	Le complexe filonien
<u>le faciès principal</u> - granite à biotite dominante - granite à deux micas - granite à muscovite dominante  <u>les faciès de variation</u> - granite feldspathique - granite micacé - granite albitique	<u>granite à grain fin à biotite</u>  <u>granite aplitique et aplites fines</u>  <u>granite à grain fin à deux micas</u>	<u>les filons de quartz</u>  <u>les filons aplito-pegmatitiques</u>  <u>les filons aplitiques tardifs</u>

Tableau 2 : faciès granitiques principaux dans le massif d'Oulmès ( d'après Aït Omar, 1986).

intersticiels. Quelques grains de quartz renferment des inclusions de muscovite et/ou d'aiguilles d'apatite, ces dernières n'étant décelables qu'à fort grossissement.

### **La biotite**

Elle se présente en lamelles assez larges, automorphes à subautomorphes, et parfois en association épitaxiale avec la muscovite. Elle est d'une teinte brun-rouge et son pleïochroïsme est très net ; quelques cristaux montrent toutefois des stades de chloritisation assez poussée.

### **La muscovite**

Elle montre des formes très variées

- \*en cristaux xénomorphes,
- \*en grandes lamelles automorphes isolées,
- \*en association épitaxiale avec la biotite,
- \*en amas de petits cristaux qui se développent, en forme de houpe, autour de grandes lamelles du même minéral,
- \* en fines aiguilles, cristallisant dans les fissures de feldspaths ou se trouvant en position intersticielle,
- \*en association sympléctique avec le quartz, corrodant le feldspath potassique.

L'existence de ces différentes formes de muscovite est le résultat d'un phénomène de muscovitisation qui affecte le granite lors de son évolution et qui sera discuté dans le paragraphe consacré à l'étude paragenétique.

### **Les plagioclases**

Représentés par de grands cristaux automorphes, le type le plus fréquemment observé étant l'oligoclase, des cristaux de petite taille peuvent aussi se rencontrer en inclusion dans les feldspaths potassiques ou dans les interstices sous forme de petits cristaux d'albite. Ces plagioclases, présentant une microfracturation parfois bien développée, montrent souvent une zonation et des mâcles polysynthétiques bien observables. Nous avons pu observer, dans de nombreux cas, une séricitisation assez fréquente affectant le centre des cristaux (photo 2 et 3, pl.2).

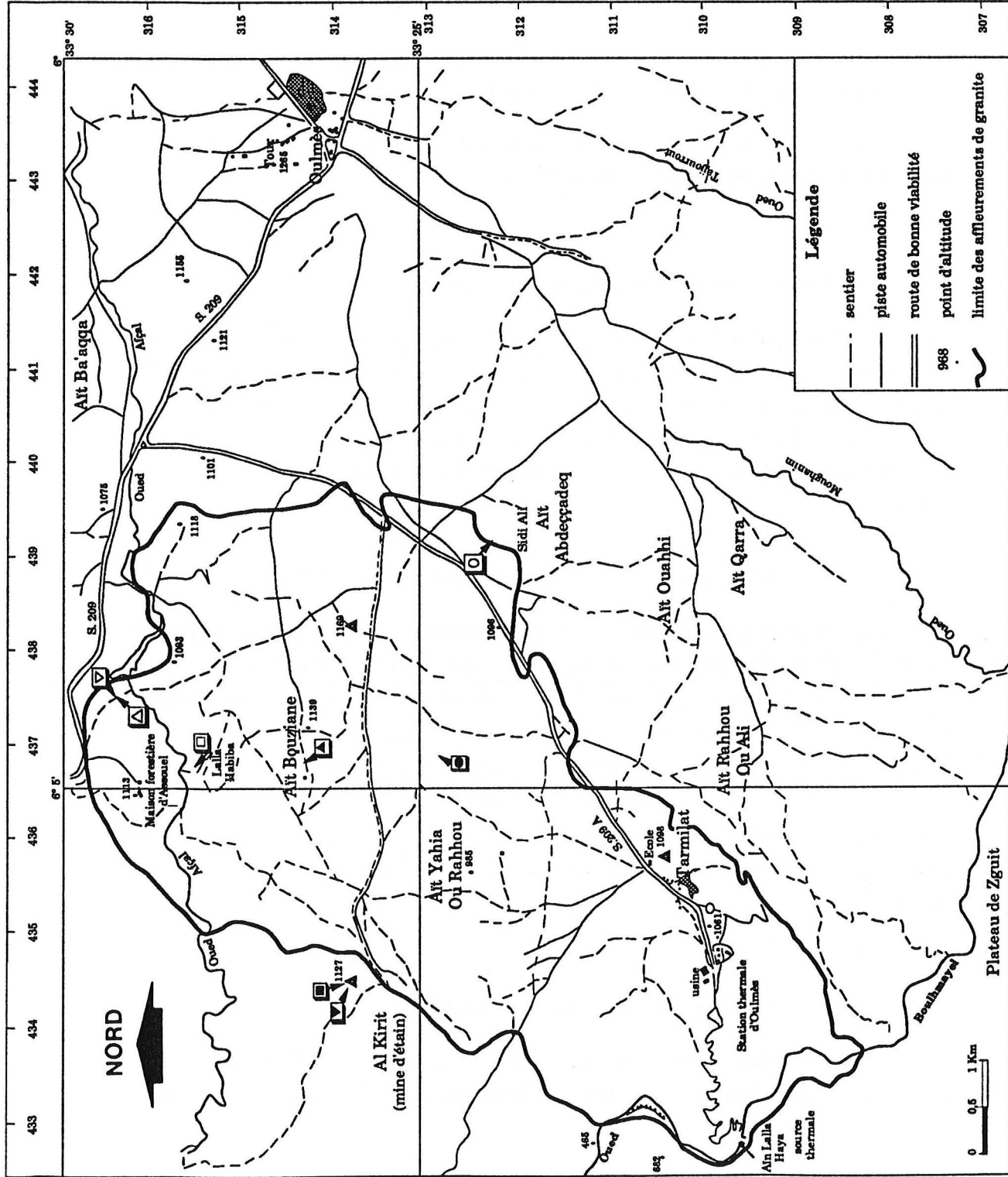


Fig. 7 : Localisation des échantillons de granites sains étudiés.

- ▽ A.9.2 granite principal légèrement orienté.
- Gr.f. porph granite fin porphyroïde
- ▼ K2 granite fin à biotite dominante ( Al Kirit)
- △ A.9.3 granite aplitique
- ▲ Gr.Pr granite principal (centre du massif).
- Gr.ApI.SB granite aplitique
- A.11 granite fin orienté (bordure)
- K1 granite à muscovite ( Al Kirit)

### Les feldspaths potassiques

Ils sont plus abondants que les précédents. L'orthose se présente en phénocristaux subautomorphes (1 à 2 cm) et montre souvent une mâcle de Carlsbad ; on note aussi la présence de plages microperthitiques xénomorphes. Les feldspaths potassiques corrodent souvent les plagioclases et certains cristaux sont sujets à une importante fracturation qui permet la cristallisation de muscovite dans les microfissures.

### Les minéraux accessoires

+ l'apatite : ce minéral se trouve en inclusions dans les biotites et plagioclases, des cristaux isolés peuvent être observés mais sont relativement rares.

+ le zircon : minéral très fréquent sous forme d'inclusions dans les cristaux de biotite et entouré de son auréole noire pléïochroïque.

### 1-2-Les variantes du faciès principal :

Le faciès principal, suite à des phénomènes de remplacement et/ou recristallisation et donc par des changements de taille et de proportions de certains composants, engendre des faciès de variations visibles à l'affleurement. Ces faciès sont étudiés en détail par H. Termier *et al* (1950) et remarqués par S. Aït Omar (1986), nous nous contenterons donc de les énumérer et de signaler les affleurements où on nous avons pu les retrouver.

#### 1-2-1-Le granite feldspathique (photos 4 et 5, pl.1)

Ce faciès est particulièrement localisé dans le secteur de Aït Bouziane et en bordure du massif, près du contact avec l'encaissant, il présente quelques quartz de grande taille ainsi que des mégacristaux de feldspaths, le plus souvent orthose perthitique, noyés dans une mésostase à grain moyen à fin très riche en minéraux feldspathiques. H. Termier *et al* (1950) le classent comme granite pegmatitique ; S. Aït Omar (1986) signale que ce type de faciès rappelle les "stockscheïder", terme utilisé pour désigner une formation pegmatitique riche en feldspaths, qui couronne le toit de certaines coupes granitiques auxquelles sont liés les gisements stannifères et stanno-wolframifères de l'Erzegebirge (Aubert, 1969).

#### 1-2-2-Le granite micacé (photo 6, pl.1)

Il affleure en bandes plus ou moins larges dans le granite principal. Dans ce faciès, les micas sont abondants, avec une prédominance de la muscovite ; cette

"muscovitisation" du granite s'intensifie surtout au contact des filons de quartz. Nous avons pu observer ce faciès à Tarmilat vers l'Hôtel des Thermes et dans la zone d'Al Kirit. Dans le second affleurement, les feldspaths sont méconnaissables à cause d'une altération assez poussée.

Par ailleurs, S. Aït Omar (1986) signale un troisième type de faciès au Sud-Est du massif, il s'agit du granite albitique. Après avoir observé ce faciès en détail, nous avons constaté qu'il présente un grain fin et des caractères texturaux analogues à ceux du faciès secondaire à grain fin.

### **1-3-Les faciès secondaires à grain fin**

#### **1-3-1-Le granite à grain fin à biotite dominante (photo 7, pl.1)**

Ce type de faciès affleure au centre du massif et au niveau de la mine d'Al Kirit. C'est une roche à grain fin, mésocrate et montre à l'oeil nu une grande richesse en quartz et biotite.

#### Etude microscopique

La texture est microgrenue ; des cristaux de feldspaths, quartz et biotite sont pris dans une mésostase fine formée de ces mêmes minéraux et un peu de muscovite.

#### **Le quartz**

Il est présent sous des formes variées, en plages polycristallines, en petits grains dans la mésostase et/ou en remplissage de microfissures dans les feldspaths.

#### **La biotite**

Très abondante dans ce faciès, elle se présente en grande paillettes automorphes montrant un pleïochroïsme net. Les inclusions de zircon y sont assez fréquentes. Dans l'affleurement d'Al Kirit, elle est affectée par une chloritisation plus ou moins importante.

#### **La muscovite**

Elle est rare et essentiellement secondaire ; elle entoure parfois les paillettes de biotite et se trouve aussi en inclusion à l'intérieur des feldspaths et des quartz.

### **Les plagioclases**

Les cristaux sont automorphes de taille moyenne et présentent souvent une zonation. Quelques cristaux d'albite de petite taille entrent dans la composition de la mésostase.

### **Les feldspaths potassiques**

Ils sont représentés par des orthoses et microclines perthitiques et par des orthoses qui, en association avec le quartz, forment des intercroissances granophyriques. D.S. Barker (1970) a utilisé ce dernier terme pour désigner les intercroissances de quartz et feldspaths potassiques en grains fins. Leur présence serait liée à un refroidissement rapide de magma sous des conditions de basse température. D'après cet auteur, les termes de "micropegmatite" et "micrographique" sont inappropriés puisqu'ils supposent une régularité structurale qui n'est pas toujours présente. Dans notre cas, le quartz est de forme vermiculaire et occupe surtout la périphérie du feldspath hôte.

### **Les minéraux accessoires**

+ cordiérite : on peut l'observer sous forme d'inclusions dans les feldspaths potassiques et en cristaux isolés qui sont souvent en voie de pinitisation.

### **1-3-2-Le granite aplitique**

Ce faciès est assez fréquent ; on le rencontre au niveau d'un grand affleurement, près de la maison forestière d'Assouel ainsi que sous forme de petits pointements au centre et au nord-est du massif. A l'affleurement, c'est une roche leucocrate d'aspect jaunâtre, parfois rosâtre. Les grains très fins forment une mésostase dans laquelle on peut voir des phénocristaux de quartz, de feldspaths et plus rarement de biotite.

#### **Etude microscopique**

La texture est microgrenue porphyrique. Les minéraux présents sont:

#### **Le quartz**

Il se présente en phénocristaux xénomorphes, avec des contours festonnés corrodant la plupart des autres minéraux. Ce minéral est souvent craquelé et morcelé ; il renferme des inclusions de muscovite et peut aussi se trouver en inclusion dans les feldspaths potassiques.

### **La biotite**

Très peu présente, elle se trouve en lamelles automorphes et montre un début de chloritisation.

### **La muscovite**

C'est le mica le plus abondant, elle se trouve en grandes paillettes automorphes, en petits grains morcelés dans la mésostase et parfois en inclusions dans les cristaux de quartz.

### **Les plagioclases**

Ils se présentent en phénocristaux ou en petits grains dans la mésostase. Les cristaux de plagioclases montrent une zonation fréquente avec, parfois, une mâcle tectonique déformée.

### **Les feldspaths potassiques**

Plus abondants que les précédents, ils sont représentés par de l'orthose et du microcline, la première formant souvent des perthites en association avec l'albite.

### **Les minéraux accessoires**

+ le grenat almandin : en grains isolés dans la mésostase.

Une variante de ce faciès affleure en filons dans le granite principal et montre une richesse en albite avec présence de grenat.

On notera, par ailleurs, la présence d'aplitites franches filoniennes souvent en association avec le granite aplitique. Sur les bordures du massif, près du contact avec l'encaissant, le granite aplitique acquiert une orientation de ses minéraux et l'on observe ainsi des plans soulignés par de petits cristaux de muscovite (photo 8, pl.1).

### 1-3-3-Le granite à grain fin à deux micas

C'est une roche leucorate, riche en micas. Ses caractères minéralogiques sont semblables à ceux des deux derniers faciès mais elle s'en distingue par la présence de muscovite et biotite sans prédominance de l'une ou l'autre.

S. Aït Omar (1986) rattache deux affleurements à ce faciès:

\*l'apex granitique d'Al Kirit, où il décrit un granite à texture difficile à déterminer, riche en muscovite, les cristaux de feldspaths et de quartz sont entourés d'un enchevêtrement de micas. Ensuite il affirme que H. Termier *et al* (1950) rattachent ce faciès au granite à grain fin à biotite dominante ; ce qui n'est pas exact puisqu'il s'agit à notre avis de deux affleurement différents.

\*près de la maison forestière d'Assouel : où se trouve un faciès similaire mais fortement mylonitisé.

## 2-EVOLUTIONS MINERALOGIQUES DANS LES GRANITES D'OULMES

### 2-1-Les paragénèses dans le faciès principal

L'étude, au microscope, des formes et de l'agencement des différents minéraux dans le granite principal d'Oulmès nous a permis de dégager l'évolution suivante :

#### 2-1-1-Paragénèse I : Plagioclases - Biotite

Ces minéraux, tous deux automorphes à subautomorphes, sont vraisemblablement les plus précoces au sein de ce granite. Le plagioclase montre fréquemment une zonation ; la biotite présente sa teinte originelle brun-foncé avec de nombreuses inclusions de zircon.

#### 2-1-2-Paragénèse II : Feldspaths potassiques - Quartz

La cristallisation de ces deux minéraux est postérieure à la paragénèse I, car on observe des inclusions de plagioclase et de biotite dans le feldspath potassique et parfois dans le quartz. Ces deux derniers semblent être contemporains, néanmoins les feldspaths potassiques ont dû continuer à croître plus longtemps puisque des phases perthitiques contiennent des quartz en inclusions.



La chloritisation observée dans certaines biotites, pourrait appartenir à cette paragenèse. Cette chloritisation constitue une phase postérieure à la cristallisation des feldspaths potassiques et du quartz. En effet, on remarque que les lamelles de biotite en inclusion dans ces derniers ne sont pas affectées par cette transformation.

On notera par ailleurs que l'existence d'inclusions d'apatite, et surtout de zircon dans la biotite et les plagioclases, prouve que la cristallisation de ces deux minéraux accessoires s'est faite lors d'une phase antérieure à la paragenèse I.

### 2-1-3-Paragenèse III : Microclinisation-Muscovitisation

Cette paragenèse est la plus tardive, elle se caractérise surtout par des phénomènes de transformations et de remplacements qui engendrent parfois des faciès de variations.

#### a- La microclinisation

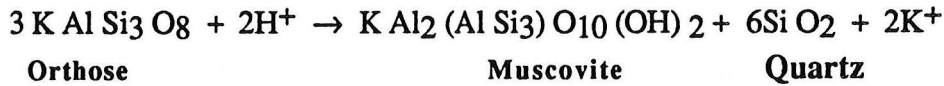
Elle correspond à la formation de feldspaths potassiques dans le réseau du plagioclase. Il se trouve en facules ou en cristaux digités envahissants. D'après B. Charoy (1971), cette microclinisation serait due à une percolation ascendante silico-potassique qui est facilitée par les cassures et dislocation au sein du plagioclase. L'exagération du phénomène, sous des conditions particulières de confinement sous couverture imperméable, pourrait aboutir à une porphyroblastèse périphérique. Ceci peut expliquer l'existence du faciès de variation, feldspathique porphyroïde, qui se trouve près du contact avec l'encaissant ainsi qu'en position sommitale à Aït Bouziane. Ce phénomène, tardif, est une conséquence d'une différenciation précoce et résulte donc du déséquilibre entre les liquides résiduels et les fractions minérales déjà cristallisées, il suggère par la présence de microcline des conditions relativement basses de la température de cristallisation.

#### b- la muscovitisation

Nous avons pu constater que la muscovite est un minéral bien représenté dans les granites d'Oulmès. Elle est parfois prédominante par rapport à la biotite et peut même devenir, dans certains faciès, le seul mica présent. Les différentes formes de muscovite que nous avons pu distinguer microscopiquement, dans les granites d'Oulmès (photo 1, pl.2), ont été signalés par G. Giuliani (1982) dans des granites, similaires, du massif de Zaër .

La muscovite qui est associée à d'autres minéraux tels que le quartz, la biotite ou le plagioclase et se développe au détriment du feldspath potassique comme en témoignent les contacts de corrosion observés en lame mince, est certainement d'origine secondaire.

Selon C.F. Miller & L.J. Bradfish (1980), la muscovite, qui se trouve en association épitaxiale avec la biotite ou la remplace complètement dans les faciès micacés, a un caractère secondaire. Par ailleurs J.J. Hemley (1959) a montré que le feldspath potassique peut être déstabilisé selon la réaction:



Ces arguments plaident donc en faveur d'une origine secondaire pour la muscovite qui, en association sympléctique avec le quartz, corrode le feldspath potassique. Lameyre & Roques (1964) ont montré que le processus de muscovitisation se traduit dans la norme CIPW par une diminution de l'albite et une augmentation du quartz et du corindon. Nous avons constaté des changements de même nature entre le faciès principal et le faciès enrichi en muscovite (A10) (Tableau 3).

	Gr. princ.	A 10
Quartz	30,99	45,97
Corindon	00	18,60
Orthose	26,48	21,16
Albite	25,21	1,95
Anorthite	12,66	0,40
Hyperstène	0,99	1,59
Magnétite	00	00
Hématite	1,36	1,86
Ilménite	0,06	0,15
Rutile	00	0,15
Apatite	0,40	0,07
TOTAL	98,53	91,90

**Tab. 3** : Variations des pourcentages en norme CIPW lors de la muscovitisation.

**Gr. princ.** : granite principal ; **A10** : granite à muscovite dominante.

Si l'origine secondaire est établie pour ces formes de muscovite, la muscovite isolée et automorphe est, pour certains auteurs (Lameyre 1966, 1973), d'origine primaire. Les travaux expérimentaux (Day, 1973 ; Thompson, 1974) ont montré que la muscovite primaire cristallise à des pressions de l'ordre de  $3,75 \pm 0,5$  Kbar ( point I, fig. 8), ce qui correspond à une profondeur de mise en place de 10 km, supérieure à celle proposée, par S. Aït Omar (1986), pour Oulmès (4-6 Km). Toutefois, d'autres auteurs ont montré que l'on peut obtenir de la muscovite primaire dans des domaines de pression plus bas, en

présence de fortes quantités d'eau et de pneumatolytes. En effet, M. Pichavant (1981) a prouvé expérimentalement que le solidus du système Qz-Or-Ab-H<sub>2</sub>O, se déplace vers les basses températures par l'adjonction de B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ainsi le point I se déplace vers le point J, et la muscovite peut ainsi cristalliser à de faibles pressions (fig. 8).

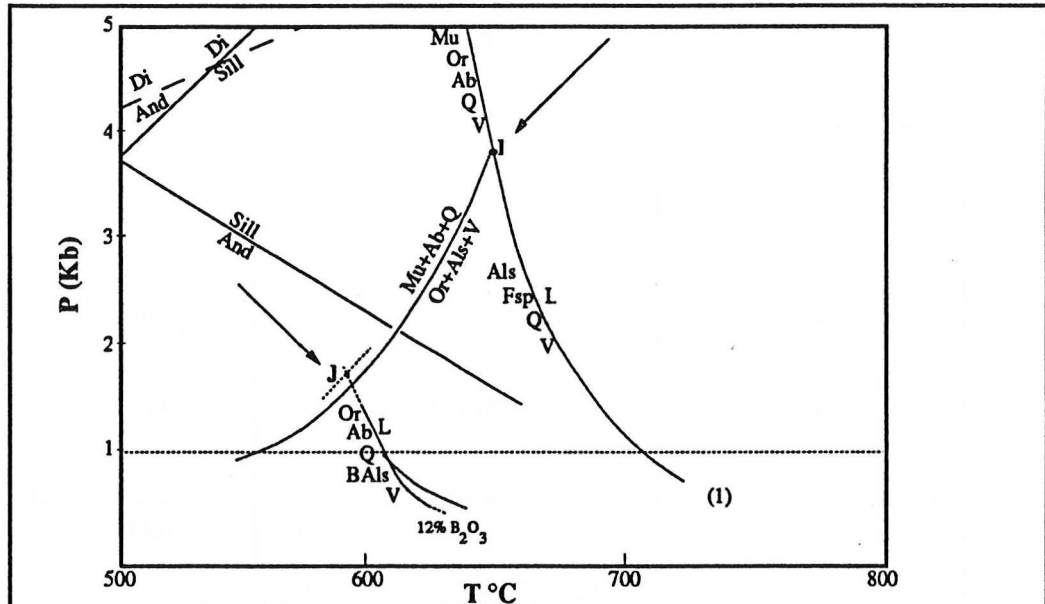


Fig.8 : Diagramme P.T. de l'équilibre de stabilité de l'association Quartz-Albite-Muscovite et courbe solidus du système Q-Or-Ab-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O (d'après Pichavant, 1981).

Q : quartz, Fsp : sanidine, Or : orthose, Ab : albite, Als : aluminosilicate, Mu : muscovite  
Di : disthène, And : andalousite, Sill : sillimanite, BAIs : aluminosilicate contenant du B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>  
L : liquide, V : Vapeur, (1) : solidus du système Q-Or-Ab-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O, points I et J ( cf. texte).


A Oulmès, malgré la faible profondeur de mise en place supposée pour les granites, nous pouvons donc accorder une origine primaire aux cristaux isolés de muscovite automorphe du fait de l'importance de la phase pneumatolytique. Cette phase caractérisée par des circulations d'eau et de pneumatolytes a pu permettre la cristallisation de ce minéral à de faibles pressions.

## 2-2-Les paragénèses dans l'unité secondaire

Pour les faciès secondaires à grain fin, on peut proposer la même évolution paragénétique que celle établie pour l'unité principale. La cristallisation de la biotite ainsi que celle du plagioclase semblent être synchrones et antérieures à la formation du quartz et du feldspath potassique. Les cristallisations des deux types de feldspaths ne sont certainement pas éloignées dans le temps puisque nous n'avons pas retrouvé d'inclusions de plagioclases dans les feldspaths potassiques. Le phénomène de muscovitisation est assez bien développé au sein du granite aplitique et du granite fin à deux micas. D'autre part, on observe souvent des petits grains d'albite et quartz intersticiels qui appartiennent vraisemblablement à une paragénèse plus tardive.

S. Aït Omar (1986), par l'observation de différents silicates d'alumine dans les faciès de l'unité secondaire et en se basant sur leurs domaines respectifs de cristallisation, montre que ces faciès peuvent s'inscrire dans le cadre d'une évolution paragénétique que nous avons résumée dans le tableau (4).

granite fin à biotite	granite fin à deux micas	granite aplitique et aplites
cordiérite	cordiérite absente	pas de cordiérite
biotite	biotite	biotite
sillimanite	sillimanite	sillimanite
andalousite	peu d'andalousite	andalousite absente
peu de muscovite	muscovite	muscovite bien représentée

sens de l'évolution paragénétique 

**Tableau 4** : Résumé de l'évolution paragénétique dans les faciès de l'unité secondaire (d'après Aït Omar, 1986)

### 3-LES FILONS DANS LE MASSIF D'OULMES :

En parcourant le massif d'Oulmès, on ne manque pas de remarquer d'importantes manifestations filoniennes. Ce "complexe filonien" est surtout développé au niveau de la mine d'Al Kirit et étroitement lié aux minéralisations de ce secteur ; il est important également dans la partie sud du massif. La nature pétrographique de ces filons est assez diversifiée, et on peut les regrouper en deux grands ensembles : les granites filoniens d'une part et les filons de quartz d'autre part.

#### 3-1-Les granites filoniens

##### 3-1-1-Les filons couches

Ce type de filons, mentionné par H. Termier *et al* (1950), est très fréquent dans la bordure sud du massif au contact avec l'encaissant. Ce sont des roches granitiques qui enveloppent le batholite en lui donnant une structure en pelure d'oignon. Ces couches ont

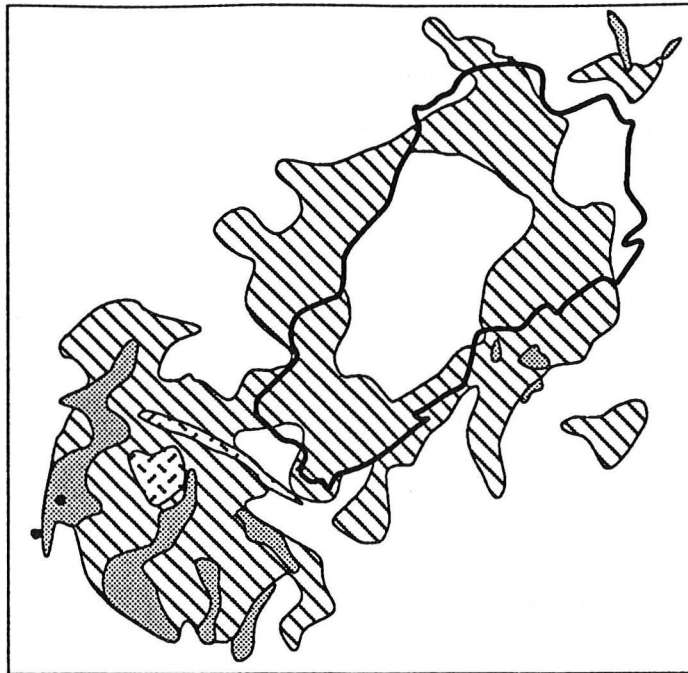


Fig. 9 : Types de quartz filonien (Termier *et al*, 1950)

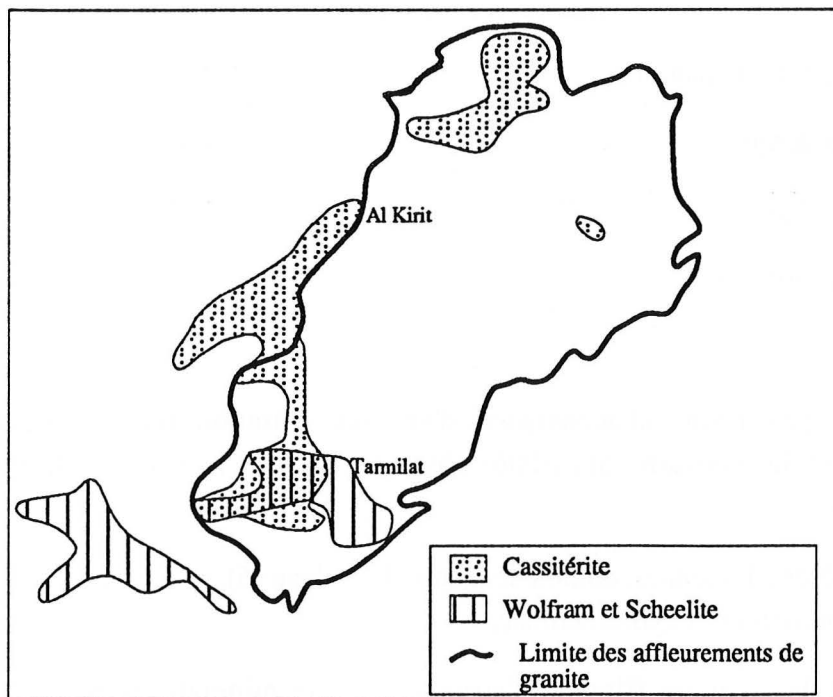


Fig. 10 : Minéralisations accompagnant les quartz filoniens (Termier *et al*, 1950)

généralement une texture de granite aplitique ; on peut aussi y observer une association de pegmatite et aplitite.

### 3-1-2-Les filons pegmatitiques

Très fréquents au niveau de la mine d'Al kirit, on les retrouve parfois , en petites dimensions, au sein du granite principal. Ils sont formés de gros cristaux de quartz, de feldspaths potassiques et de muscovite.

### 3-1-3-Les filons aplitiques

Nous avons déjà évoqué ce type en parlant des granites aplitiques. Les minéraux présents sont le quartz, les feldspaths et la muscovite ; le grenat est souvent présent comme minéral accessoire.

## 3-2-Les filons de quartz

Très abondants, surtout dans la zone d'Al Kirit, ils ont été étudiés en détail par H. Termier *et al* (1950). L'intérêt particulier qu'ils ont suscité vient du fait que leur mise en place ait été accompagnée de minéralisations importantes.

Les études effectuées par ces auteurs leur ont permis de distinguer cinq variétés de quartz filonien ( fig. 9)

Quartz porphyroïde massif

Quartz miarolitique

Quartz saccharoïde

Quartz sphérolitique

Quartz blanc-laiteux

Le premier type est souvent accompagné d'une minéralisation en cassitérite, alors que des gisements de wolfram sont plutôt observés en association avec le quartz miarolitique (fig. 10).

Les paragenèses filoniennes, comme le montre le tableau (5), appartiennent surtout aux étapes pneumatolytique et hydrothermale.

Le fait que le système filonien s'accompagne de minéralisations, souvent importantes et exploitables, a poussé H. Termier et ses collaborateurs (1950) à faire une étude statistique détaillée sur ces filons. Ils ont étudié séparément les filons dans

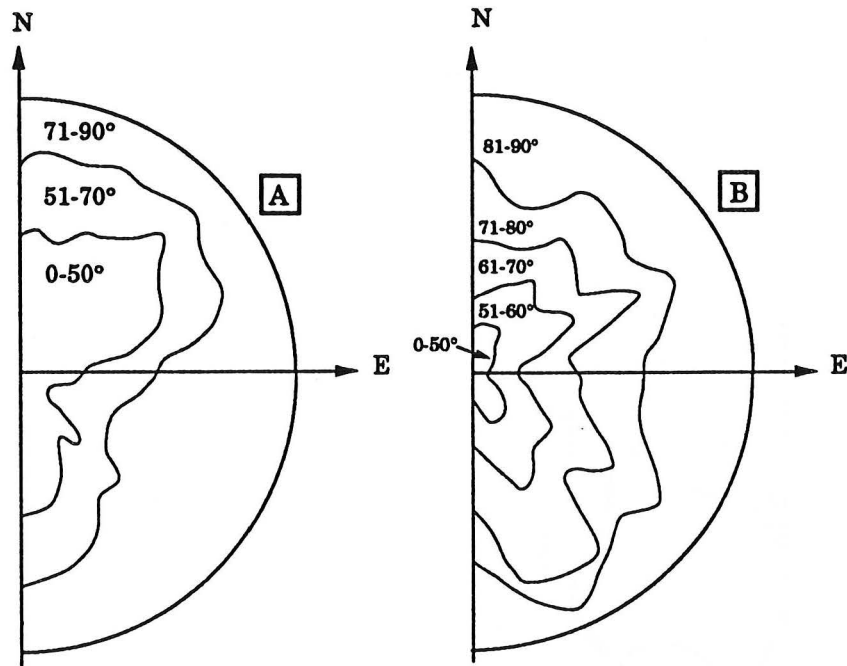


Fig. 11 : Distribution statistique des pendages par direction (Termier et al,1950)

- A** dans les schistes
- B** dans le granite

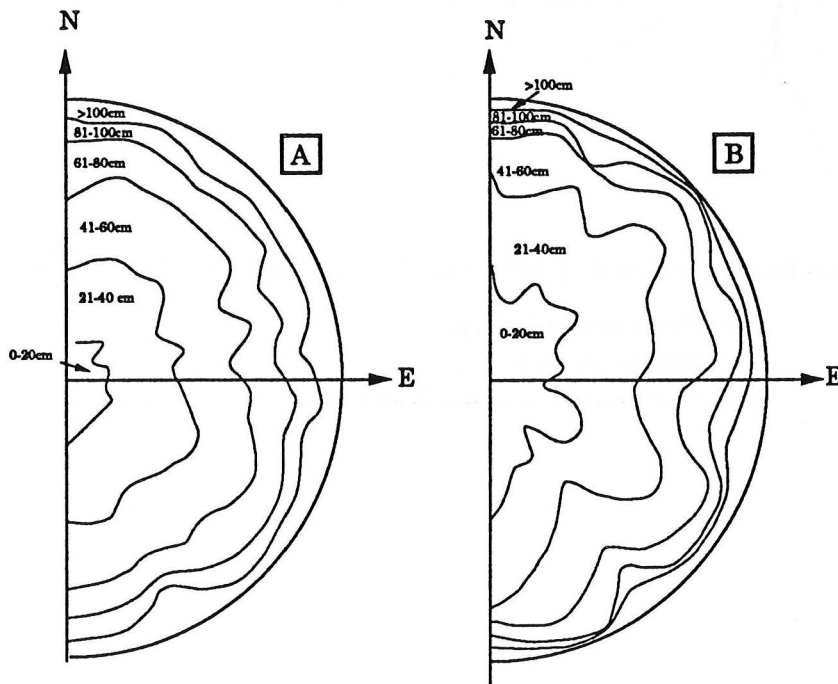


Fig. 12 : Distribution statistique des filons par directions (Termier et al, 1950)

- A** dans les schistes
- B** dans le granite



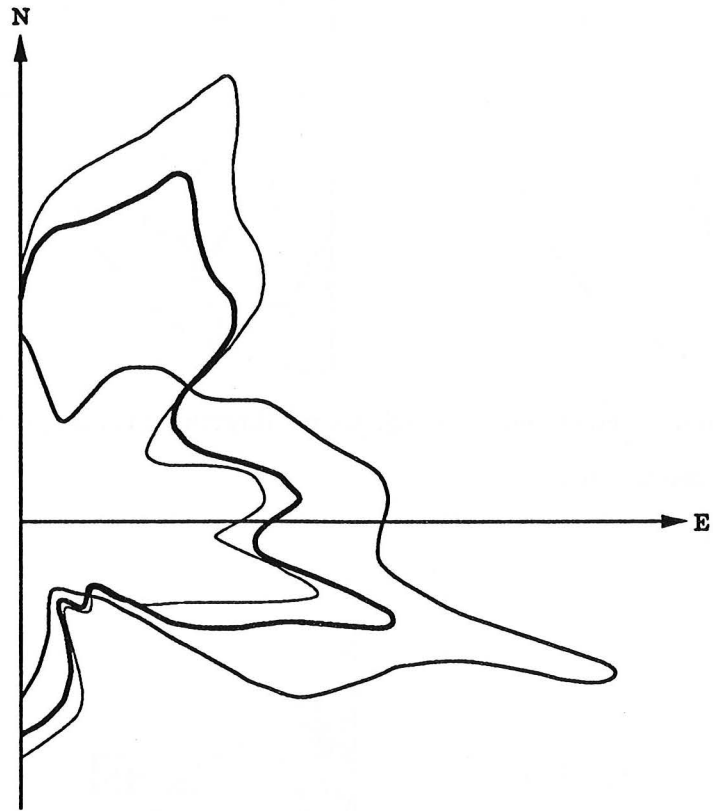


Fig. 13 : Distribution statistique des puissances par direction (Termier *et al*, 1950)

- dans le granite (1756 points)
- dans les schistes (4553 points)
- dans l'ensemble des filons (6309 points)

l'encaissant schisteux d'une part et dans le granite lui-même d'autre part. Les résultats de cette étude (fig. 11 et fig. 12), montrent qu'il y a deux directions filoniennes privilégiées, NNE et ESE, dominantes au niveau des granites avec des pendages assez prononcés. On note donc que la première direction correspond à celle de l'allongement du massif, la seconde est la même que la direction moyenne des diaclases fréquentes dans les schistes encaissants. De plus, l'analyse de la figure (13) permet de voir que les puissances des filons se distribuent de la même manière dans toutes les directions.

L'observation de filons à l'affleurement nous permet de constater qu'ils sont souvent rectilignes et bien réguliers dans le granite, alors que dans les schistes ils montrent des épontes sinueuses.

## B-ETUDE GEOCHIMIQUE

Des échantillons de granite sain, représentatifs des divers faciès pétrographiques d'Oulmès, ont fait l'objet d'analyse chimique. Les approches géochimique et pétrogénitique ont été faites à partir des éléments majeurs et des éléments traces (Annexe I). Ces données sont exploitées dans des diagrammes chimico-minéralogiques, établis par différents auteurs, traitant de divers aspects tels que la typologie des granites et les variations chimiques au sein d'un même corps intrusif.

### 1-LES ELEMENTS MAJEURS :

En se basant sur des données chimiques d'éléments majeurs, de nombreux auteurs ont proposé des classifications pour les roches plutoniques. Parmi les démarches utilisées, celle proposée par F. Debon & P. Le Fort (1983) nous paraît bien adaptée aux roches granitiques. Les différents diagrammes utilisés par ces auteurs sont établis à partir des paramètres suivants:

$$P = (K - (Na + Ca))$$

$$Q = (Si/3 - (K + Na + 2Ca/3))$$

$$A = (Al - (K + Na + 2Ca))$$

$$B = (Fe + Mg + Ti)$$

$$F = (555 - (Q + B))$$

Ces paramètres sont exprimés en milliatomes-grammes dans 100 grammes d'échantillon ou de roche. Un exemple de calcul, effectué pour l'échantillon K1 est illustré dans le tableau (6).

ETAPES GEOCHIMIQUES →	Magmatique	Pneumatolytique	Hydrothermale	supergène
SUCCESION MINERALE ↓	Pegmatitique			
		600°	400°	100°
QUARTZ				
MUSCOVITE				
BIOTITE				
FELDSPATHS		Orthose	Oligoclase	
TOURMALINE				
CASSITERITE				
BERYL				
WOLFRAM				
FERBERITE				
SCHEELITE				
Gisements ne comportant qu'une partie de la paragenèse				

Tableau 5 : Paragenèse de quelques gîtes liés au massif granitique d'Oulmès (d'après Termier et al, 1950), simplifié.

Les types de quartz dominants sont indiqués pour chaque étape : P.M : porphyroïde massif ; M : miarolitique ; SA : saccharoïde ; SP : sphérolitique ; B.L : blanc laiteux.

	A	pooids moléculaire	B	A/B *10 <sup>3</sup>	
	oxydes %		facteur	atome-gramme	
SiO2	76,50	60	60	1275	Q = 259 P = 17 A = 121 B = 12 F = 284 Q = 47 % B = 2 % F = 51 %
Al2O3	14,87	102	51	291	
Fe2O3t	0,54	160	80	7	
MnO	0,03	71	71	0,4	
MgO	0,20	40	40	5	
CaO	0,16	56	56	3	
Na2O	2,24	62	31	72	
K2O	4,31	94	47	92	
TiO2	0,03	80	80	0,37	

Tableau 6 : Exemple de calcul des paramètres utilisés dans les diagrammes chimico-minéralogiques (échantillon K1)

### 1-1-DIAGRAMME DE NOMENCLATURE $Q = F(P)$ (Fig. 14)

Ce diagramme permet d'établir une nomenclature basée sur les éléments blancs, car le quartz, les feldspaths potassiques et le plagioclase s'y distribuent aux trois sommets d'un triangle. F. Debon & P. Le Fort (1983), en utilisant la nomenclature de H. de La Roche (1966) et de A.L. Streickeisen (1974 ; 1976) ont proposé la grille de classification qui est superposée au diagramme. Elle est faite de façon à représenter le plus de recouvrement possible avec la classification classique de A.L. Streickeisen (1974 ; 1976).

On remarque que le faciès micacé riche en muscovite (échantillon K1) ainsi que le granite aplitique de sidi Brahim se situent dans le domaine des granites hyperquartziques, alors que les échantillons de granite à deux micas se trouvent tous dans le secteur des adamellites. Quant au granite à grain fin à biotite, il se situe à la limite de ce dernier secteur et celui des granodiorites.

### 1-2-Diagramme des minéraux caractéristiques : $A = f(B)$ (Fig. 15)

Ce diagramme est également appelé diagramme du bilan alumineux, car, suivant la valeur négative ou positive du paramètre A, le granite est dit métalumineux ou peralumineux. Ce caractère est important puisqu'il exprime la nature et proportions des minéraux caractéristiques, principalement les colorés et la muscovite ; cette expression est d'autant mieux cernée par l'association au paramètre A du paramètre B qui est proportionnel à la charge pondérale en minéraux colorés (La Roche, 1964).. Dans ces derniers on regroupe en général la biotite, l'orthopyroxène, l'olivine..., mais il faut noter que dans le cas de nos granite ce terme correspond principalement à la biotite.

On remarque, d'une part, que tous les échantillons se trouvent dans le domaine peralumineux, d'autre part ils se situent tous dans le secteur I où la muscovite prédomine sur la biotite, excepté l'échantillon de granite à biotite dominante (K2) qui se situe à la limite entre ce secteur et celui correspondant à une prédominance de biotite. Par ailleurs nous avons représenté à titre indicatif le point M1, qui représente la moyenne d'analyses de 15 granites d'Oulmès (Termier *et al*, 1950), et qui se trouve aussi dans le secteur I.

### 1-3-Diagramme triangulaire: quartz-colorés-feldspaths+muscovite (Fig. 16).

Les charges Q (quartz), B (colorés) et F (feldspaths+muscovite), calculées en milliatome-gramme, sont transformées en pourcentages pondéraux et représentés dans un diagramme triangulaire.

L'analyse de la figure (16) permet de tirer les conclusions suivantes:

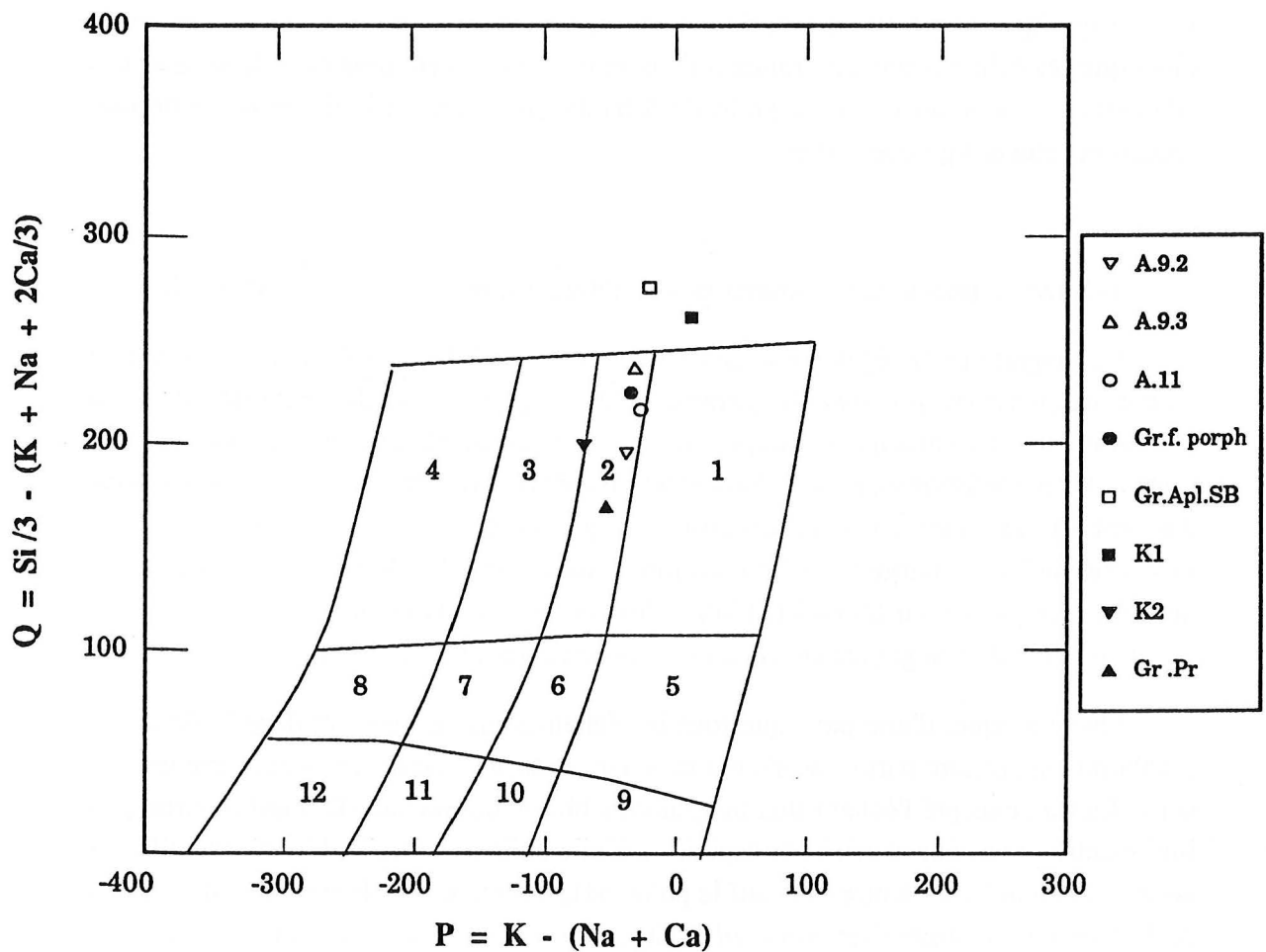


Fig. 14 : Diagramme de nomenclature  $Q=f(P)$  (Debon et Le Fort, 1983)  
et place des granites d'Oulmès.

1-granite ; 2-adamellite ; 3-granodiorite ; 4-tonalite ; 5-quartz syenite ; 6-quartz monzonite ;  
7-quartz monzodiorite ; 8-quartz diorite (quartz gabbro, quartz anorthosite) ; 9-syenite ;  
10-monzonite ; 11-monzogabro (monzodiorite) ; 12-gabbro (diorite, anorthosite).

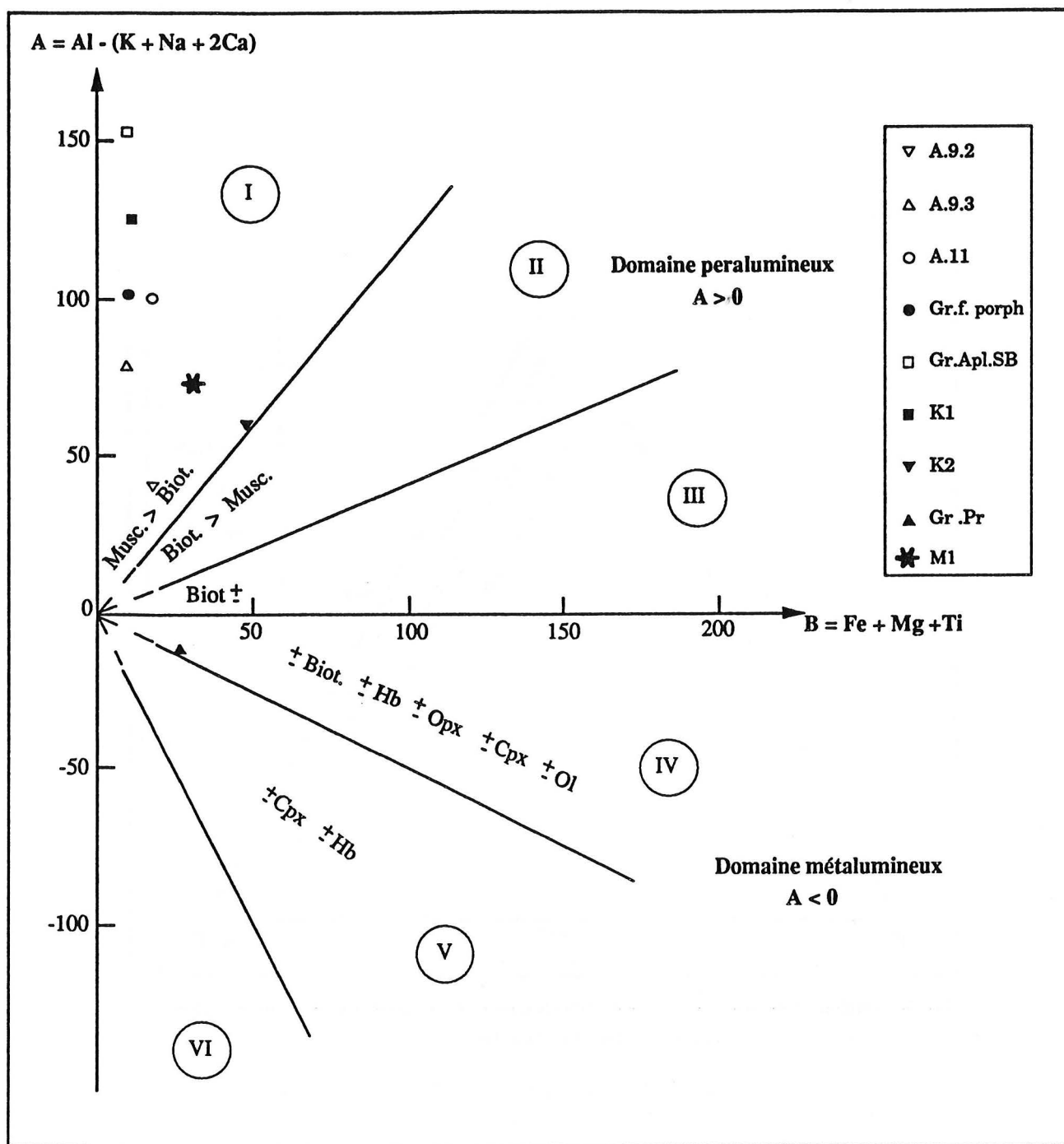


Fig. 15 : Diagramme des minéraux caractéristiques ( Debon et Le Fort, 1983) et place des granites d'Oulmès.

I - roches à deux micas avec muscovite > biotite ( en volume) ; II - roches à deux micas avec biotite > muscovite ; III - roches à biotites ; IV - roches à biotite, amphibole, +- pyroxène ; V - roches à clinopyroxène, amphibole, ... ; VI - secteur où se trouvent des roches exceptionnelles ( carbonatites ...).

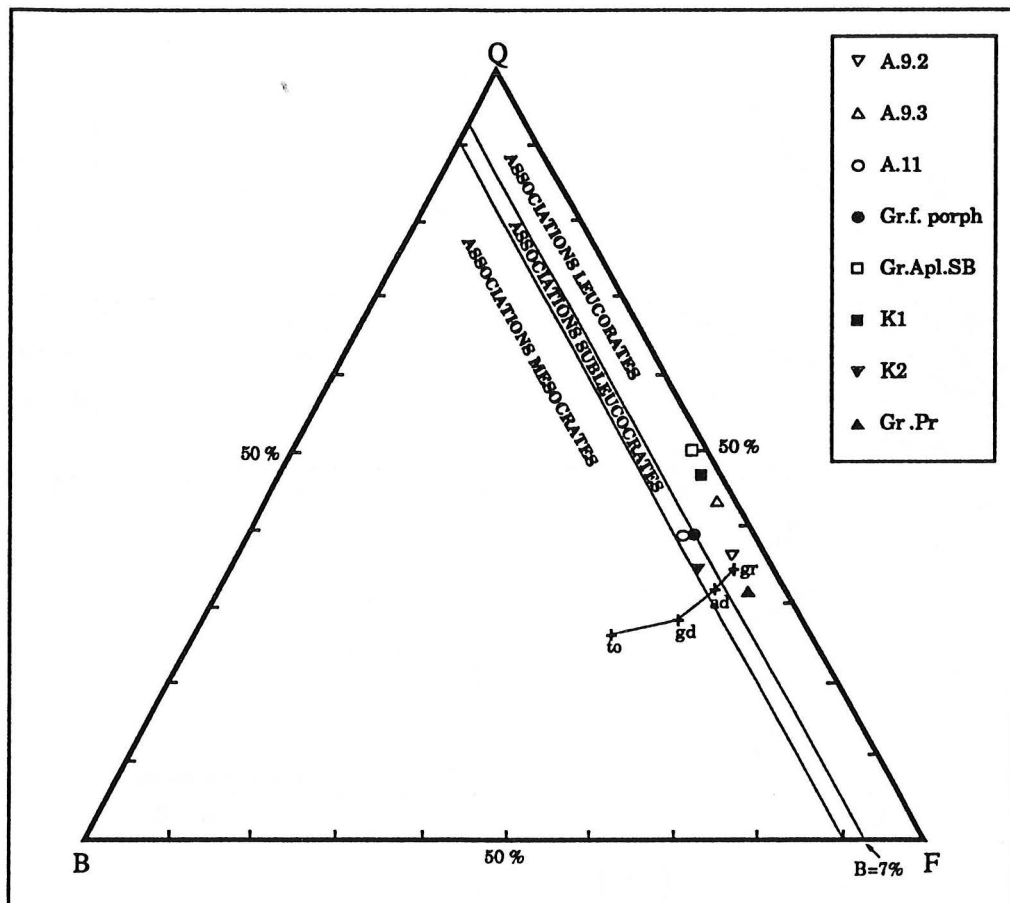


Fig. 16 : Différenciation des types de granites dans le diagramme triangulaire Quartz-Colorés-Feldspaths (d'après Debon et Le Fort, 1983)

Q : Quartz

B : Minéraux colorés (biotite)

F : Feldspaths + Muscovite



- Tous les échantillons ont une charge pondérale en minéraux colorés inférieure ou égale à 7%, le granite fin à biotite dominante (K2) s'individualise légèrement avec environ 10%.

- La charge F est comprise entre 50 et 70% et témoigne donc d'une richesse en feldspaths. Les échantillons de granite micacé et aplitique, bien que riches en muscovite, montrent les valeurs de F les moins importantes et semblent être riches en quartz et par conséquent pauvres en feldspaths en comparaison avec le reste des faciès.

A travers cette étude typologique des échantillons, on peut dire que la plupart des granites d'Oulmès sont des adamellites, à deux micas, pauvres en minéraux colorés, présentant généralement une prédominance de la muscovite sur la biotite. Ces observations confortent celles dégagées lors de l'étude microscopique.

F. Debon & P. Le Fort (1983), en plus de l'attribution d'une typologie chimico-minéralogique à des échantillons isolés, se sont aussi attachés à établir une classification des associations de roches plutoniques en utilisant les mêmes digrammes ainsi que d'autres paramètres. Ils définissent l'association magmatique comme étant un ensemble de roches présentant des caractéristiques voisines et provenant d'une même structure (pluton, batholite, etc...). Cette définition nous paraissant applicable aux échantillons d'Oulmès, nous nous proposons donc de trouver une typologie, la plus précise possible, pour notre association en suivant la démarche préconisée par ces auteurs:

#### a-première étape (fig. 17)

Le diagramme des "minéraux caractéristiques" permet d'abord de caractériser notre association comme "alumineuse", ce type correspondrait aux granites de type S définis par B.W. Chappell & A.J.R. White (1974), et serait donc d'origine crustale. Cette première donnée typologique reste pourtant insuffisante, du fait que des associations, bien que toutes alumineuses, peuvent présenter dans le détail des différences notables et témoigner d'évolutions magmatiques différentes. Il s'avère donc nécessaire d'utiliser d'autres critères pour mieux affiner la définition de notre association.

#### b-deuxième étape

Pour apporter davantage de précision à la nature de l'association des granites d'Oulmès, nous avons utilisé des critères complémentaires proposés par F. Debon & P. Le Fort (1983). L'expression de ces paramètres ainsi que leur signification sont rappelés brièvement dans le tableau (7).

Index aluminieux basé sur la valeur moyenne du paramètre A	Charge en colorés paramètre B	Rapport des alcalins K/(Na+K)	Charge en Quartz	Relation Qz-colorés-alcalins
A<10 10<A<20 20<A<40 40<A<60 A>60	B<7% 7<B<10% B>10%	K/(Na+K) > 0,15 0,45<K/(Na+K)<0,5 K/(Na+K)<0,45	L'association est dite riche, banale ou pauvre en quartz selon sa position sur le diagramme "QBF", au dessus, voisine ou au dessous de la ligne critique. La ligne critique étant la ligne qui joint les points représentant les granite, adamellite, granodiorite et tonalite pris comme référence.	ce critère permet d'attribuer un type d'évolution à l'association, depuis ses termes colorés jusqu'aux plus clairs, en se basant sur l'évolution de la charge en quartz et du rapport des alcalins.

Tableau 7 : Résumé des expressions et significations des différents paramètres utilisés par Debon & Le Fort (1983), pour la définition typologique d'associations plutoniques.

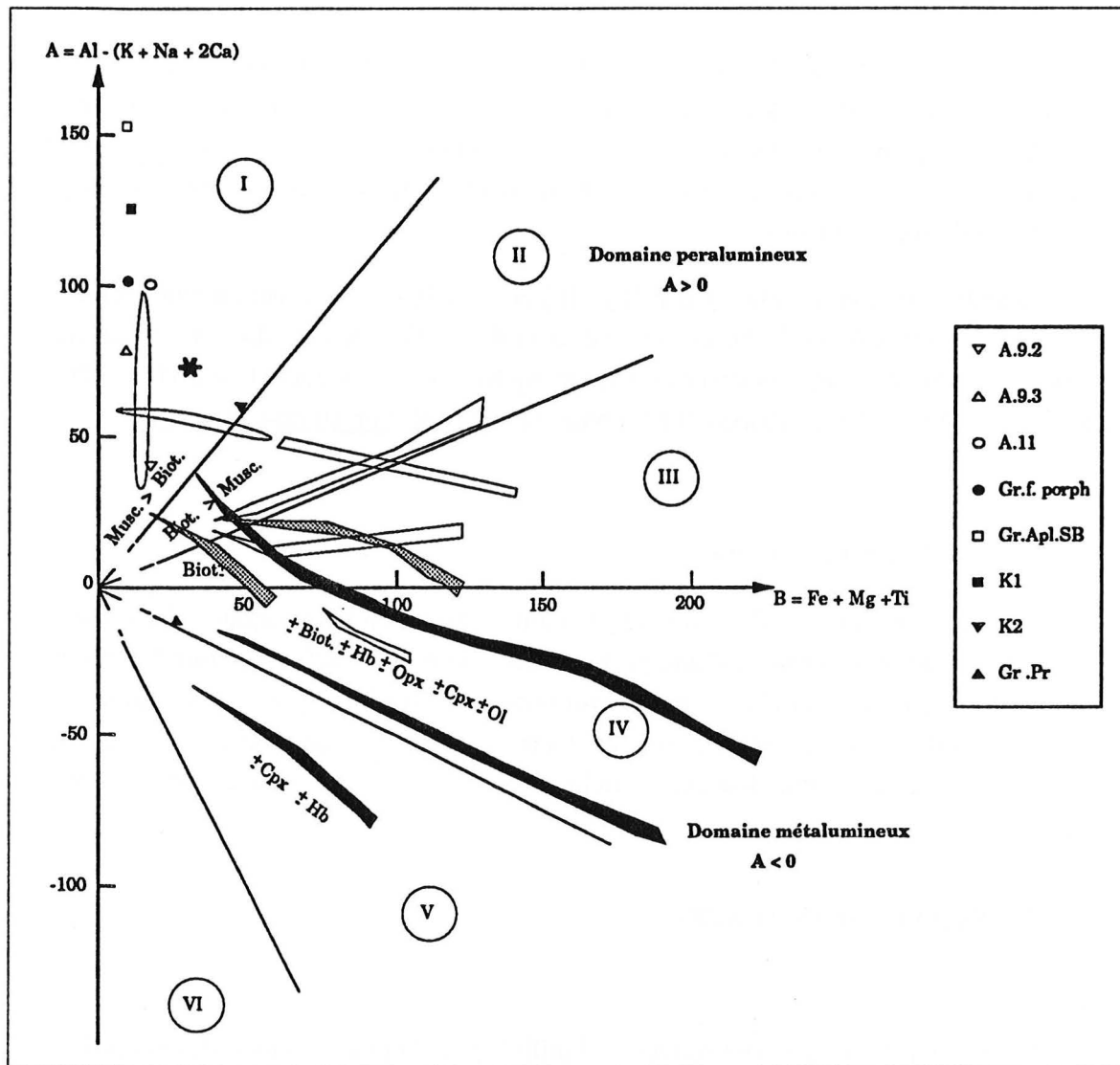


Fig. 17 : Diagramme des "minéraux caractéristiques" discriminant trois grands types d'associations magmatiques (Debon et Le Fort, 1983), application aux granites d'Oulmès.

Alumineuses    
  Cafémiques    
  Alumino-cafémiques

Sur le diagramme Q-B-F (fig. 16), on remarque que les valeurs du paramètre B pour les granites d'Oulmès sont essentiellement inférieures à 7%, il s'agit donc d'une association leucocrate. Sur la même figure, on peut remarquer que les granites d'Oulmès sont globalement au dessus de la ligne critique établie par ces auteurs et l'association peut être caractérisée comme riche en quartz.

En ce qui concerne l'index alumineux, on constate que la valeur moyenne du paramètre A est nettement supérieure à 60 et nous place dans le domaine des associations très fortement alumineuses. Par ailleurs, les valeurs du rapport  $K/Na+K$  qui sont essentiellement concentrées entre 0,45 et 0,50 nous permettent de qualifier cette association de sodi-potassique.

L'analyse du diagramme Q-B-F (fig. 16) et de la figure (17) met en évidence une croissance simultanée de la charge en quartz et du rapport des alcalins, en allant des termes sombres (K2) vers les termes clairs (gr.Ap.Sb), respectivement ( de 201 à 277) et ( de 0,41 à 0,45), et l'association est par conséquent à évolution silico-potassique.

#### 1-4-Conclusion

L'exploitation des résultats d'analyses chimiques d'éléments majeurs, dans divers diagrammes, nous a permis , d'une part, d'établir une nomenclature pour les faciès granitiques en présence et d'autre part de proposer une typologie pour l'association des granites d'Oulmès. Cette association peut être caractérisée comme très fortement alumineuse, sodi-potassique, leucocrate, riche en quartz et à évolution silico-potassique.

#### 2-LES ELEMENTS TRACES :

Les éléments en traces ont souvent été utilisés pour la détermination des conditions tectoniques de mise en place de diverses roches volcaniques basiques. L'extension de leur utilisation aux roches plutoniques granitiques a été abordée par J.A. Pearce *et al* (1984). L'exploitation d'une banque de données disponible sur des granites, dont la tectonique de mise en place est bien connue, leur a permis l'établissement de diagrammes qui permettent d'affecter des granites quelconques à un groupe tectonique précis. Certains de ces diagrammes sont réalisés par la combinaison d'éléments traces (exprimés en p.p.m) et d'un élément majeur ( $SiO_2$ ), d'autres exploitent exclusivement des éléments traces. D'après Pearce *et al* (1984), l'utilisation de la variation d'éléments traces en fonction de  $SiO_2$ , contribue assez efficacement à la discrimination entre les granites, du fait de la sensibilité des premiers aux phénomènes de cristallisation fractionnée.

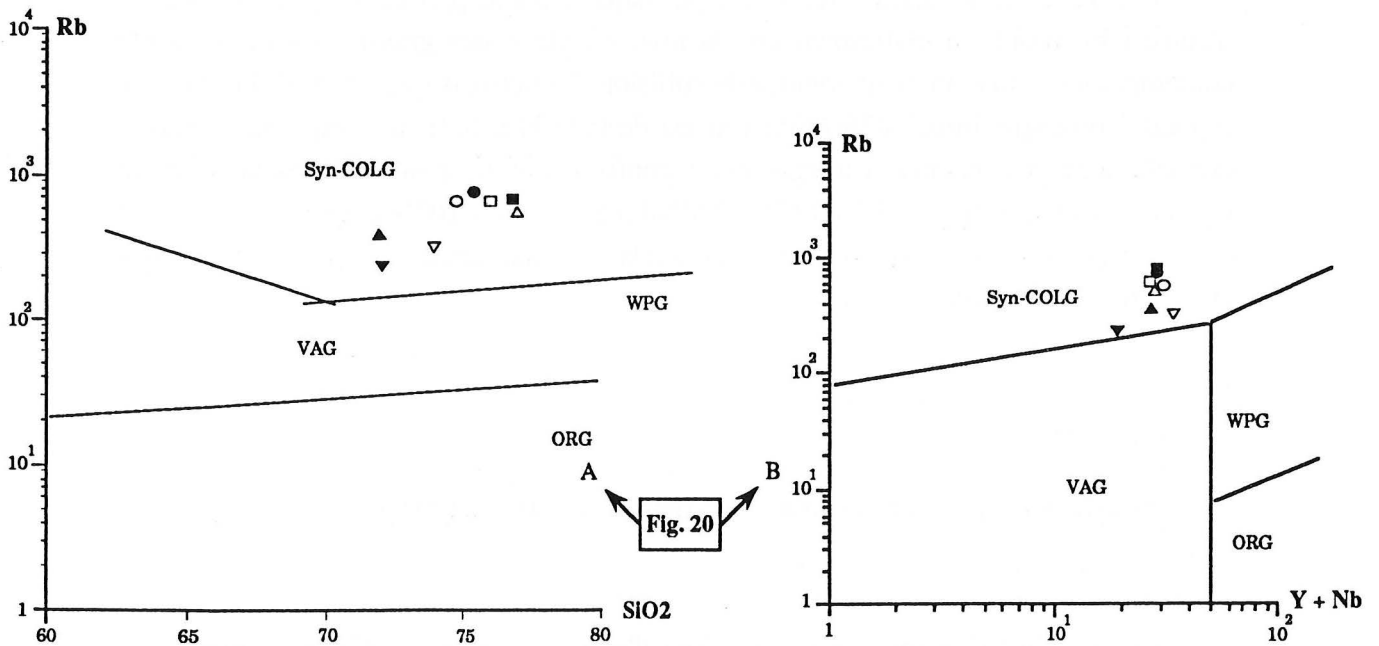
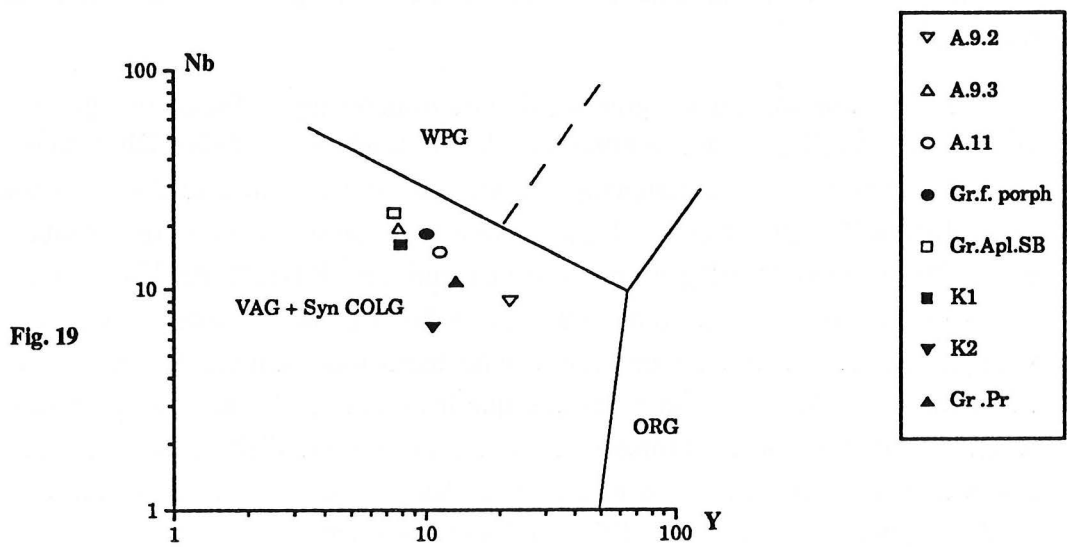
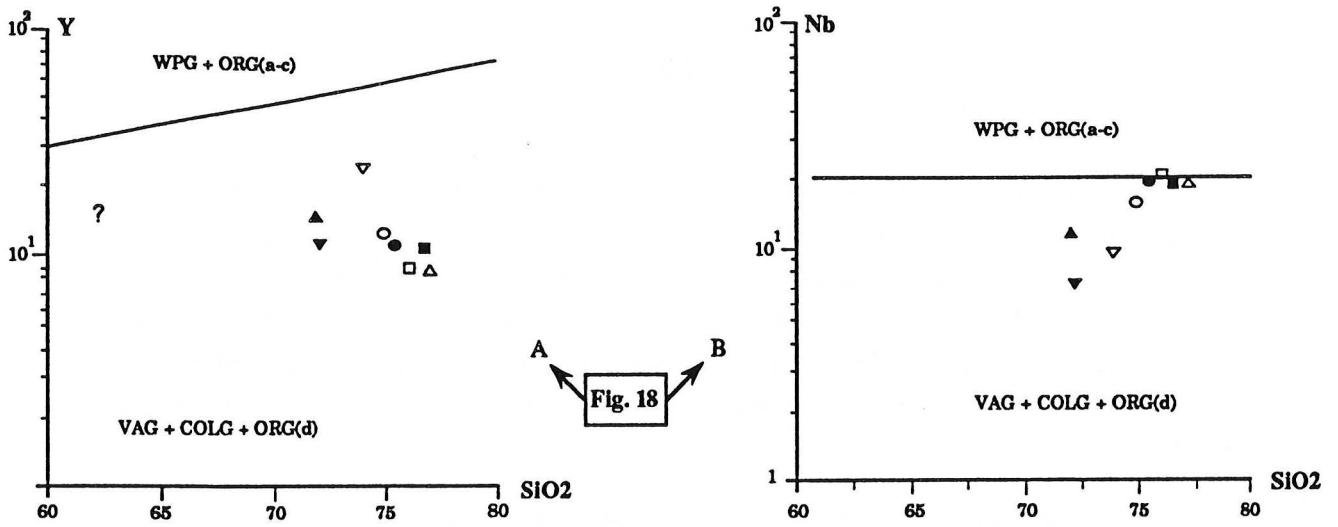


Fig. 18, 19 et 20 : Différenciation des contextes tectoniques de mise en place des granites d'après les variations de certains éléments en traces en fonction de SiO<sub>2</sub> et d'éléments traces entre eux (d'après Pearce et al, 1984), application aux granites d'Oulmès.

Les diagrammes  $\text{SiO}_2\text{-Y}$  et  $\text{SiO}_2\text{-Nb}$  (fig. 18), permettent en premier lieu la distinction entre un domaine qui regroupe les granites intraplaques (WPG) et certains types de granites de ride océanique ( $\text{ORG(a-c)}$ ) d'une part, et un autre qui contient les granites d'arc volcanique (VAG), les granites de collision (COLG) et d'autres types de granites de ride océanique ( $\text{ORG(d)}$ ) d'autre part. On constate alors que les échantillons d'Oulmès se placent tous dans le second domaine avec des valeurs peu importantes de Y et Nb.

Pour affiner davantage la distinction, on utilise le diagramme Y-Nb (fig. 19) qui permet de détacher les granites de syncollision (syn-COLG) et les granites d'arc volcanique (VAG), domaine où se concentrent nos granites, des autres groupes tectoniques.

Enfin, pour séparer les granites de syncollision (syn-COLG) des granites d'arc volcanique (VAG), les représentations de  $\text{SiO}_2\text{-Rb}$  et de Y+Nb-Rb s'avèrent plus adaptées et attestent de l'appartenance des granites d'Oulmès au domaine des granites de syn-collision. (fig. 20). Ces résultats peuvent être confortés par la représentation des échantillons dans le diagramme multicatationique (R1-R2) de H. de La Roche (1964,1978). Au sein de ce diagramme, et grâce à l'étude de différents granites, des secteurs correspondant à des environnements tectoniques ont été définis (Batchelor & Bowden, 1985) (fig. 21). On remarque que les granites d'Oulmès se placent dans le secteur des granites de syn-collision, ces auteurs rappellent d'ailleurs que le groupe 6 de syn-collision correspond à la zone restreinte des granites de "type S" (sedimentary) de B.W. Chappel & A.J.R. White (1974) et des granites d'anatexie.

Ces approches utilisant les éléments majeurs d'une part et les éléments traces d'autre part, montrent clairement que la mise en place des granites d'Oulmès a été contemporaine d'une phase tectonique de collision. En outre, d'après Z. M'rini (1985), le rapport isotopique initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  qui est de 0,7100 à 0,7176 indique une origine crustale pure. Ce résultat est également conforté par la géochimie isotopique du Néodyme, car le rapport initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  indique 90 à 100% d'apport de matériel crustal et confère ainsi aux granites d'Oulmès la signature crustale la plus marquée des granitoïdes hercyniens.

### 3-AGE DE MISE EN PLACE DES GRANITES D'OULMES

Les granites d'Oulmès ont fait l'objet d'une datation par différentes méthodes radiométriques par Z. M'rini (1985), dans le cadre de son travail sur l'âge des granitoïdes hercyniens du Maroc Central. On peut résumer les résultats de cette étude comme suit :

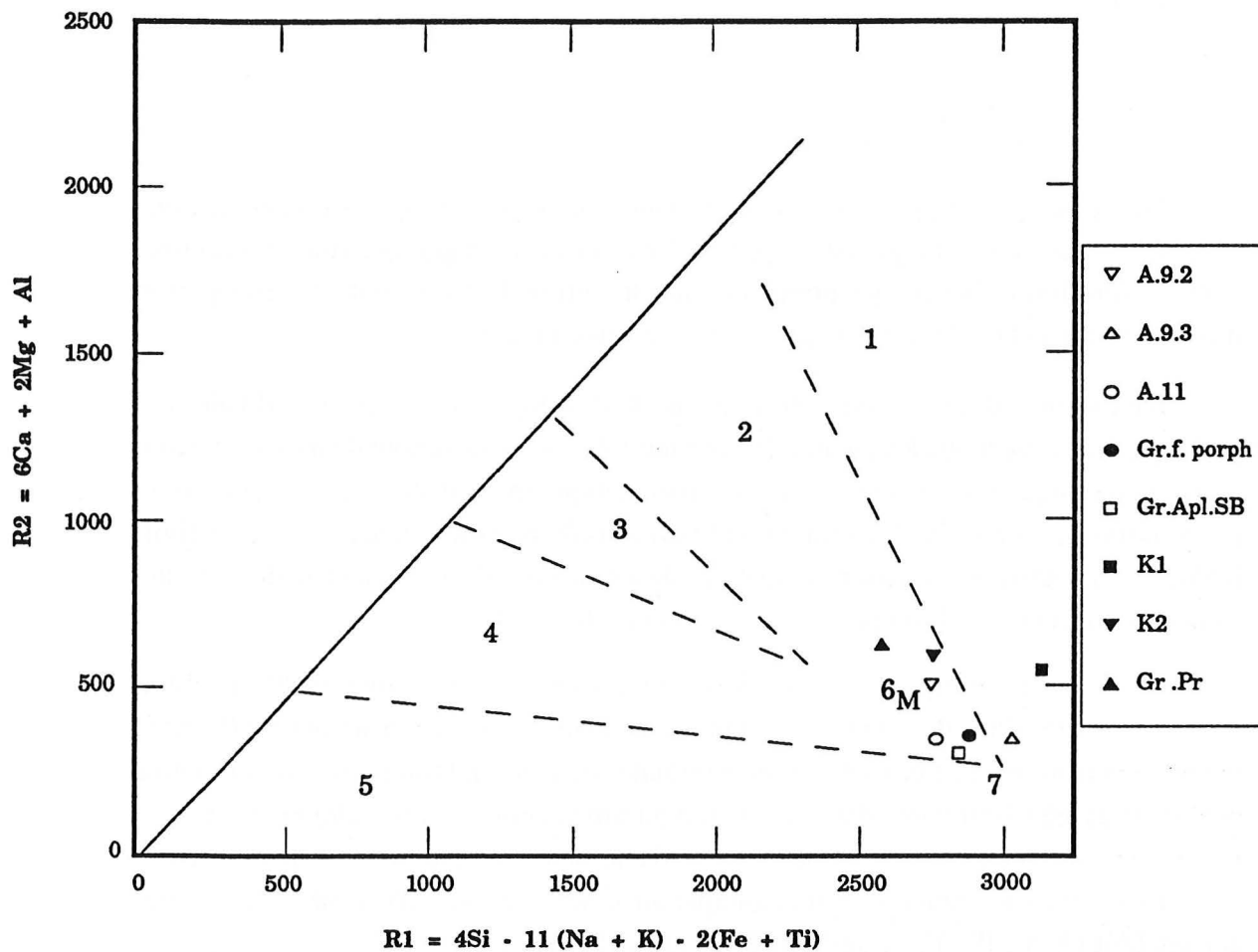


Fig. 21 : Situation des granites d'Oulmès dans le diagramme multiplicationique (R1-R2) de De la Roche (1964)

1-Mantle fractionates ; 2-Pre-plate collision ; 3-Post-collision uplift ; 4-Late-orogenic  
5-Anorogenic ; 6-Syn-collision ; 7-Post-orogenic.

1-granite mantellique ; 2-ante-collision ; 3-soulèvement post orogénique ; 4-tardi-orogénique  
5-Anorogénique ; 6-Syn-collision ; 7-Post-orogénique.



- L'âge est difficile à préciser par la méthode Rb/Sr, à cause de l'ouverture du système qui serait due, selon l'auteur, à des phénomènes de circulations hydrothermales et de tourmalinisation ou à des contraintes dynamiques liées et contemporaines à la montée du granite. L'analyse radiométrique des minéraux donne un âge d'environ 298 millions d'années.

#### 4-Conclusions

Les faciès granitiques du massif d'Oulmès peuvent être classés en deux grands ensembles : les granites à grains moyens à deux micas et les granites fins ; les seconds sont souvent intrusifs dans les premiers, mais la nature de leurs contacts reste parfois difficile à cerner et ces faciès peuvent même être contemporains.

L'existence d'un système filonien bien développé et associé à différentes minéralisations, ainsi que les phénomènes de microlinisation et surtout de muscovitisation poussée, témoignent d'une évolution tardi-magmatique importante, sous des conditions hydrothermales. En effet, M. Boutaleb (1988) a souligné l'importance de cette activité hydrothermale ainsi que le rôle principal qu'elle a joué dans l'enrichissement des granites d'Oulmès en Etain (20-150 ppm) et en Wolfram (2-40 ppm).

Le pluton granitique d'Oulmès s'est mis en place, il y a environ 298 millions d'années. Les résultats de l'étude géochimique, ainsi que le rapport isotopique  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  témoignent d'une origine crustale certaine (granites de type S). D'autre part, l'exploitation des données géochimiques, dans divers diagrammes chimico-minéralogiques, nous a permis de situer cette mise en place au sein d'une phase tectonique de collision. Nous confirmons ainsi le caractère syntectonique attribué au granite d'Oulmès par d'autres auteurs (Aït Omar, 1985 ; Lagarde, 1985 ; Piqué, 1976).

En effet, S. Aït Omar (1985), grâce à l'analyse des schémas de déformation finie a démontré un synchronisme entre la mise en place du granite et la déformation régionale hercynienne, attribuable à un raccourcissement crustale de direction NW-SE. Cet épisode de tectonique compressive d'âge post-viséen s'est traduit par la formation de zones de cisaillement ductiles organisées en deux familles, ENE dextre et subméridienne senestre (Lagarde, 1985). Par ailleurs, par l'étude de la structure du granite de l'état magmatique à l'état solide, H. Diot *et al* (1987) ont montré que le pluton s'est mis en place le long d'une zone de cisaillement décrochante du socle mesétien, subverticale et de direction N010°, à mouvement parallèle aux structures d'écoulement à l'état visqueux du granite. L'accumulation locale de magma provoque, pendant ce cisaillement, sa montée par poussée gravitaire sous forme d'un dôme qui, lorsqu'il atteint l'état intermédiaire, peut poinçonner sa couverture expliquant ainsi le régime d'aplatissement.

*TROISIEME PARTIE*

**LA KAOLINISATION  
ET  
SES PRODUITS**



## CHAPITRE IV

### ASPECTS DE L'ALTERATION DANS LES GRANITES D'OULMES

Comme nous l'avions signalé précédemment, le massif granitique d'Oulmès a fait l'objet de diverses études essentiellement pétrographiques et structurales. Tous les auteurs qui s'y sont attachés, dont principalement H. Termier *et al* (1950), ont signalé de grandes étendues d'arènes granitiques en surface du pluton. En effet, le plateau d'Oulmès offre un paysage dominé par une arène "bien évoluée", surtout dans les parties nord et centrale. Cette couverture altérée occupe les pentes et les parties élevées du massif, alors que les affleurements de granite relativement sain, sous forme de blocs, ne se rencontrent qu'en bas de pentes ou, plus souvent, dans les talwegs.

Certains auteurs se sont penchés sur le problème de l'altération à Oulmès, mais l'ont abordé sous un angle strictement appliqué, en essayant de réfléchir sur l'éventuelle utilité des produits issus de la désagrégation. Déjà en 1959, A. Jeanette signalait des indices de kaolin résiduel à Oulmès, de type essentiellement filonien. En 1979, A. Hafdi & A. Malecha, dans un rapport inédit du Ministère des mines marocain, se sont intéressés à ce qu'ils ont appelé le "gisement" de kaolin résiduel d'Oulmès. Ces deux auteurs évoquent par ailleurs la morphologie du plateau granitique qui fait penser à une ancienne pénéplaine, affectée par une importante altération superficielle sous un climat chaud et humide, processus qui serait d'âge éocène (Baudet, 1969).

Entre l'Eocène et l'Oligocène, les conditions climatiques qui ont sévi sur toute la région de la paraThétys, étaient très favorables à l'accentuation de ce processus. Ainsi, le gisement d'Oulmès s'apparenterait avec les grands gisements d'Europe centrale dont nous évoquerons ultérieurement des exemples à titre de comparaison. Ces derniers sont toutefois, beaucoup plus importants en puissance et doivent leur sauvegarde à une couverture oligo-miocène constituée de sédiments lagunaires qui les a préservés de l'érosion. Par contre, dans le Maroc central, à cause de l'absence d'une telle couverture, les produits de l'altération éocène ont dû être érodés, et l'altération observée actuellement serait pliocène (Hafdi & Malecha, 1979).

#### A-DESCRIPTION DES FACIES ALTERES DU MASSIF D'OULMES

Nous avons procédé à une recherche systématique de tous les affleurements où nous pourrions observer le comportement et les effets de l'altération en profondeur. Il s'agit de petites carrières, exploitées en sablières, ouvertes surtout dans la région nord du massif du fait de l'altération plus marquée de cette partie. Ces carrières sont généralement peu profondes offrant des coupes de 9 à 10 mètres de hauteur au maximum.

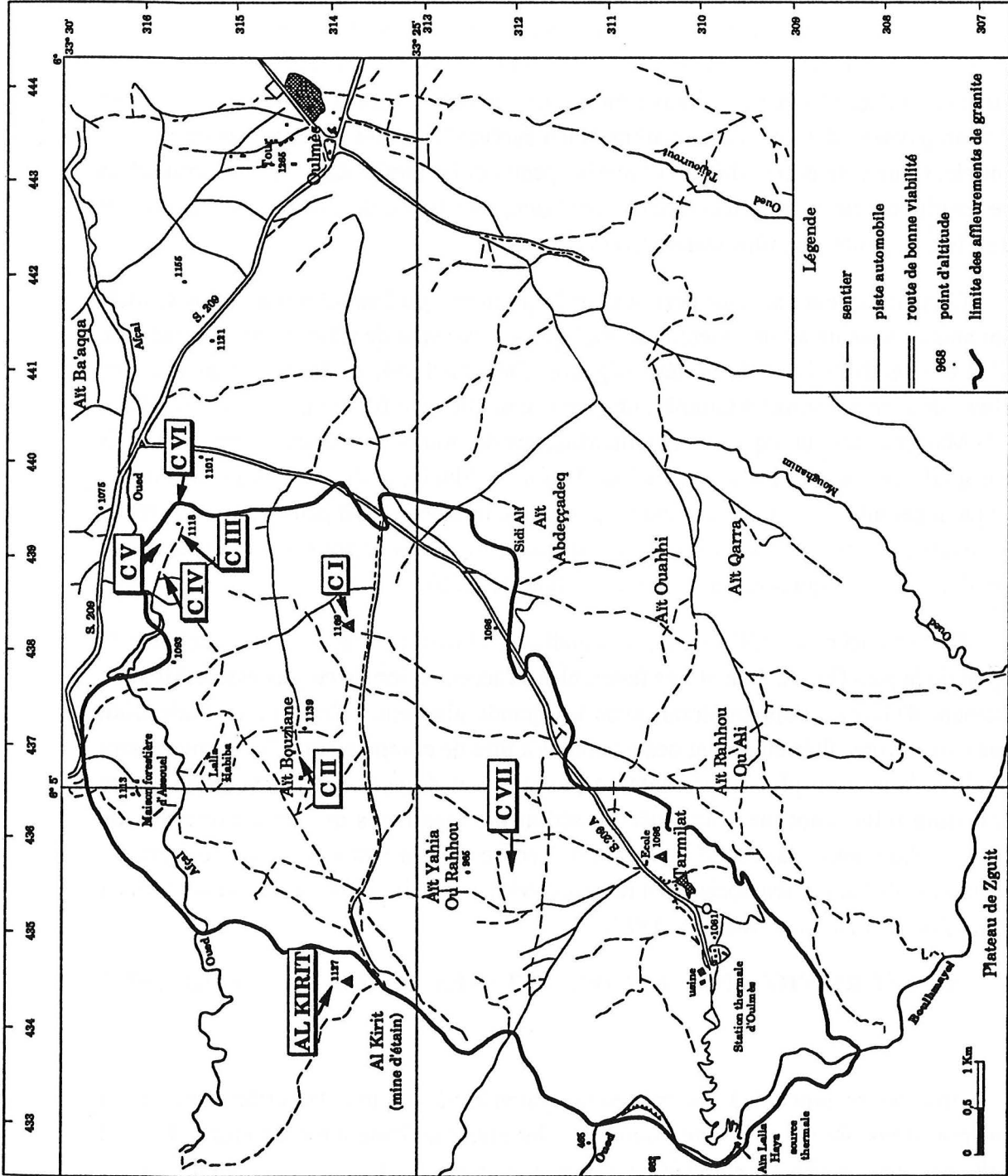


Fig. 22 : Situation des affleurements de granites altérés.



Nous avons pu observer huit affleurements différents dont sept carrières et un affleurement situé au niveau de l'ancienne mine d'Al Kirit , près du contact entre le granite et les schistes encaissants (fig. 22).

## **1-DESCRIPTION DES CARRIERES ET ECHANTILLONNAGE**

Dans ce paragraphe, nous ferons une description détaillée de toutes les carrières ; nous présenterons ensuite les échantillons représentant les niveaux de chacune d'elles. Enfin nous parlerons des données recueillies par une première observation, à l'oeil nu, sur l'affleurement.

### **1-1-Carrière CI (carrière du point géodésique).(photo 1, pl.3)**

#### **1-1-1-Situation et description**

Cet affleurement est situé près de la borne indiquant le point d'altitude 1169 (fig. 23) ; on peut s'y rendre par la piste qui se trouve au sud de la route secondaire S 209A dans le sens Tarmilat-Oulmès. La carrière est sise sur le sommet d'une butte, dont les alentours proches sont tous tapissés par une couche d'arène granitique "évoluée". Il est important de signaler qu'aucun pointement de granite sain n'est observable à proximité.

Le front de taille de cette carrière a une profondeur moyenne de 6 m et atteint 9 m dans certains points plus sollicités pour l'extraction des sables. Du haut vers le bas, on observe un sol rougeâtre d'une épaisseur de 70 cm, contenant par endroits des petits fragments de granite sain, puis un niveau de granite altéré de teinte légèrement brunâtre à rougeâtre. A partir de là, on rencontre un même faciès de granite altéré, blanchâtre très pulvérulent, ne montrant qu'une seule intercalation à teinte légèrement brune. Nous pouvons signaler, par ailleurs, que la blancheur de ce faciès altéré est de plus en plus nette avec la profondeur.

Au sein de cette masse altérée, on observe également des traînées rougeâtres très fines qui la sillonnent verticalement et horizontalement. Ces figures correspondent certainement à un réseau de diaclases préexistant dans les granites sains et doivent leur teinte rougeâtre à une forte imprégnation en oxydes provenant d'une circulation facilitée, plus qu'ailleurs, par la fracturation.

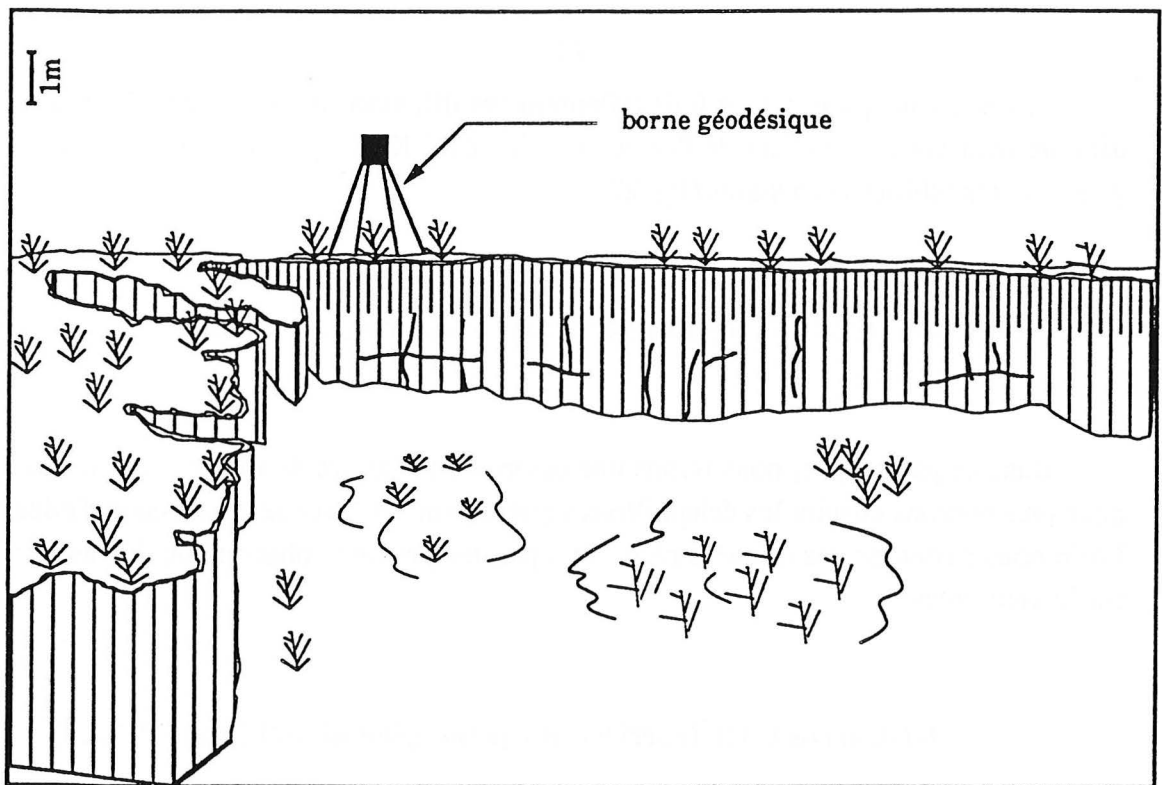


Fig. 23 : Vue générale de la carrière CI.

- zone kaolinisée blanchâtre
  zone altérée à imprégnation rougeâtre
- diaclases à remplissage altéré rouge



### 1-1-2-Echantillonnage

Nous avons pris un échantillon, CI1, représentant le sol rouge; ensuite, du haut vers le bas, un échantillon a été pris tous les 12 cm, sur toute l'épaisseur de la zone altérée légèrement brunâtre ( échantillons CI2, CI3, CI4, CI5 ), l'échantillon CI6, lui, représente, sur 30 cm d'épaisseur, la base de cette zone.

En ce qui concerne le matériel altéré blanchâtre, et vue l'assez bonne homogénéité du faciès, nous avons procédé à un échantillonnage plus espacé. Ainsi, un découpage en bandes de 50 cm chacune, a été effectué ( échantillons CI7, CI8, CI9, CI10, CI11, CI12). Parmi ces échantillons, représentant la grande masse altérée blanche, seul CI8 montre une légère imprégnation d'une teinte brunâtre.

### 1-1-3-Observations à l'affleurement

#### niveau CI1

Il correspond à un sol rougeâtre formé d'un matériel argilo-sableux. Ce niveau renferme de petits blocs centimétriques à décimétriques de granite sain.

#### niveaux CI2, CI3, CI4, CI5, CI6.

Il s'agit de résidus d'altération d'un granite à grain moyen à deux micas. La phase fine, sableuse à argileuse, paraît prépondérante ; elle contient des petits fragments de feldspaths désagrégés et de très fines paillettes de micas blancs. La phase grossière est représentée par des grains de quartz, des paillettes de muscovite et des feldspaths, ces derniers sont rarement à l'état frais, s'effritent très facilement entre les doigts et présentent tous les marques d'un début d'altération.

#### niveaux CI7, CI8, CI9, CI10, CI11, CI12

La blancheur du matériel, ainsi que sa pulvérulence sont de plus en plus importantes de CI7 à CI12. Dans ce dernier niveau, seuls des grains de quartz, souvent craquelés, représentent la phase grossière ; les feldspaths, eux, sont extrêmement rares ; par contre on observe de nombreux pseudomorphes entièrement transformés en grain de kaolin. Parmi les minéraux micacés, la biotite, très fragile, est quasiment absente dans ces horizons ; la muscovite, par contre, reste présente aussi bien dans la phase fine que grossière.



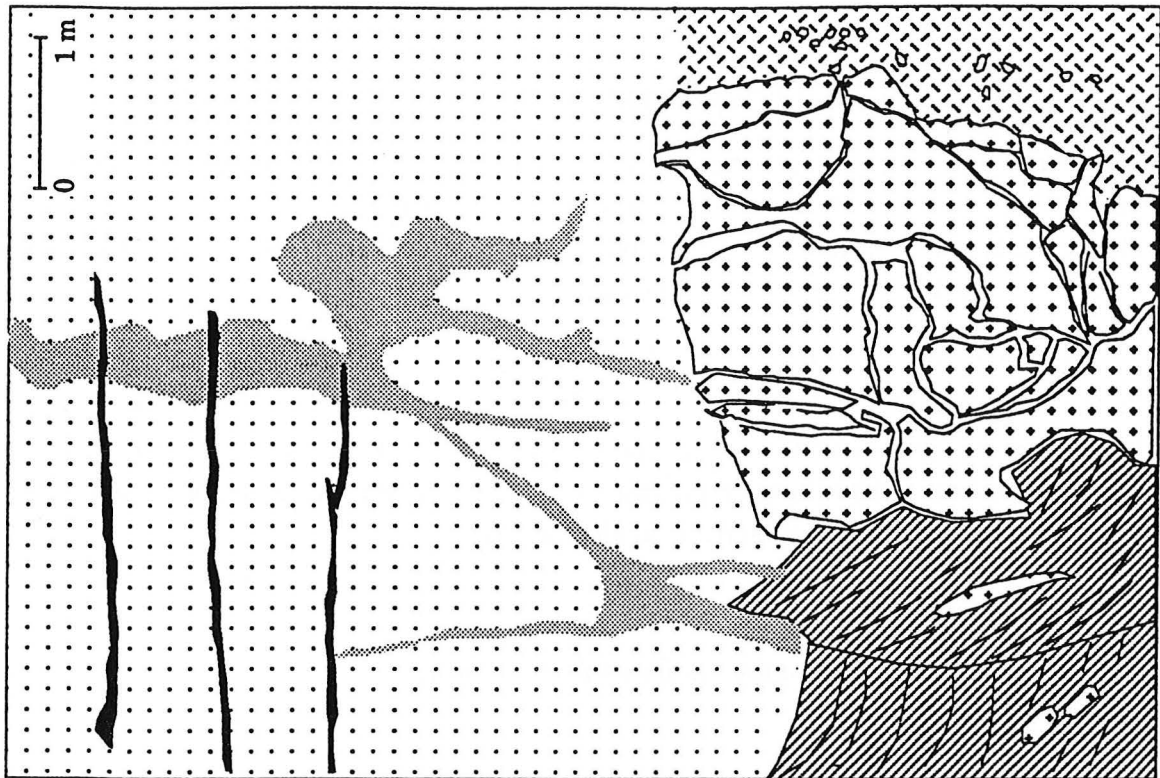


Fig. 24 : Vue de la coupe E-W de la carrière CII.

- sol    
  granite sain filonien    
  faciès altéré blanchâtre    
  niveaux rouges  
 éboulis    
  filonnets de quartz    
  fragments de granite sain



Il est à noter que, pour tous ces niveaux, la proportion de matières fines est importante ; cette phase fine est essentiellement constituée d'un matériau très tendre au toucher, montrant, à l'état sec, une teinte franchement blanche qui vire légèrement vers le jaune à l'état humide.

## **1-2-Carrière CII ( carrière de Hadj Seddik)**

### **1-2-1-Situation et description**

Cet affleurement se situe à un niveau topographiquement plus bas que le premier, près de la petite ferme de Hadj Seddik. Dans cette carrière, il y a deux fronts de taille quasiment perpendiculaires, le premier d'orientation NNE-SSW peu important ( environ 3 m de hauteur), le second orienté E-W offre une coupe plus intéressante d'environ 6 mètres de hauteur. Sur une petite pente surplombant cet affleurement, on observe divers blocs de granite moyen à deux micas en boules, il s'agit d'un faciès relativement sain montrant juste quelques indices d'altération. Un échantillon que nous avons prélevé au coeur de ces blocs a été utilisé comme référence de granite "sain" et les résultats des analyses géochimiques que nous avons effectuées dessus ont été comparés avec ceux du matériel altéré. En outre, cet affleurement offre l'opportunité d'observer des contacts latéraux assez nets entre le faciès altéré et un granite quasiment sain. Ce dernier est filonien dans le granite principal altéré et lui est donc postérieur.

Cette carrière présente une particularité qui n'existe pas au niveau de la précédente : on y observe un réseau bien développé de niveaux très rouges qui traversent la masse altérée blanche en suivant des trajectoires diverses (fig. 24 et fig. 25)). Ces niveaux semblent se prolonger par des fractures dans le granite sain filonien.

### **1-2-2-échantillonnage**

Vu les changements d'épaisseur des niveaux observés, selon les endroits de la carrière, ainsi que la disposition et distribution anarchique des passées rougeâtres, nous n'avons pu définir une succession verticale représentative de tout l'affleurement. Ainsi, nous avons échantillonné en suivant une verticale où la série des horizons en présence nous a semblé la plus complète:

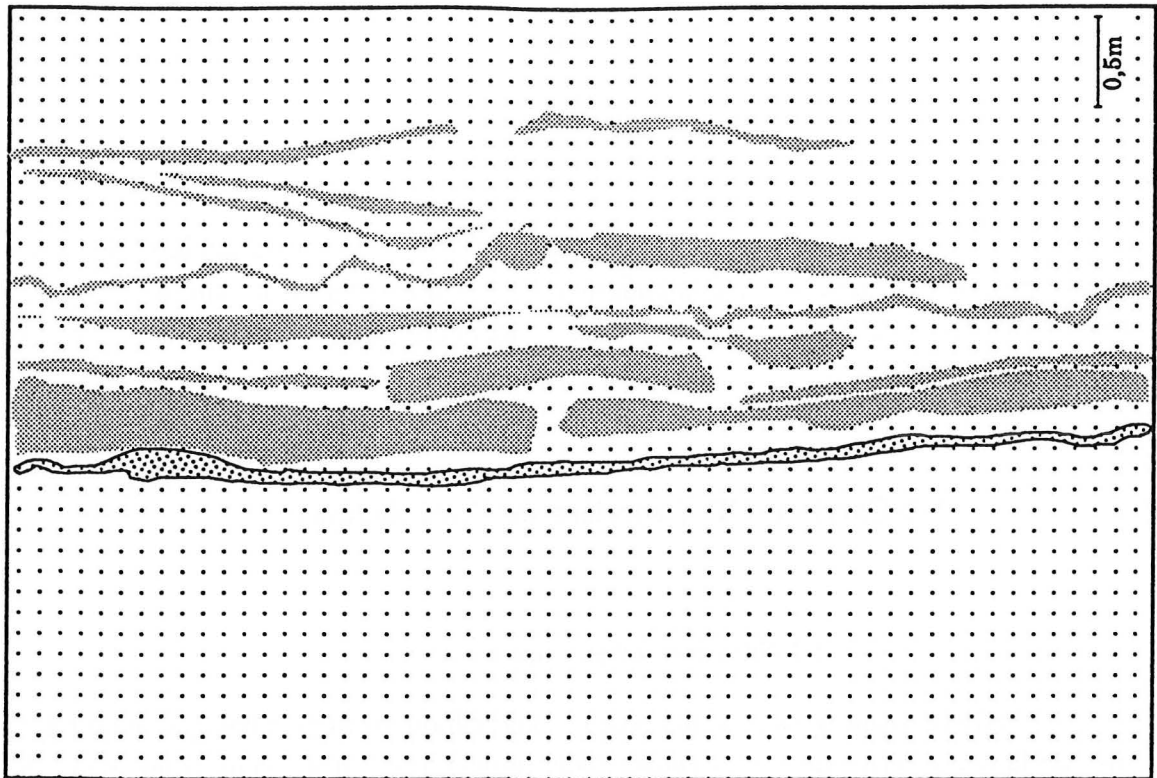



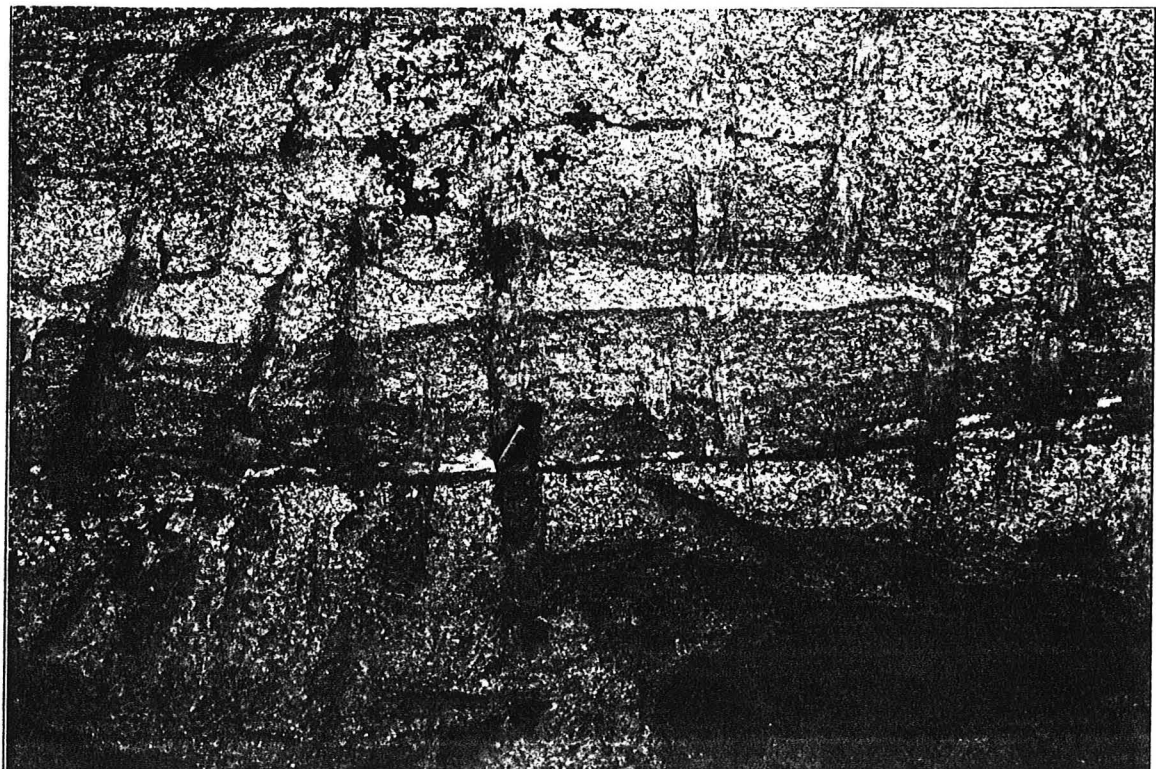


Fig. 25 : Vue de la coupe NNE-SSW de la carrière CII.

- |   |                          |   |   |
|---|--------------------------|---|---|
|  | faciès altéré blanchâtre |  | niveau exclusivement argileux jaune-rouge |
|  | niveaux rouges           |   |   |



**a- coupe E-W (fig. 24):(photo 5, pl.2)**

Au dessous d'un sol rouge, qui peut atteindre 1 m d'épaisseur par endroits, on trouve un matériel très friable d'une teinte légèrement brunâtre à blanchâtre. Ce faciès constitue un niveau qui peut avoir de 1,20 m à 1,70 m d'épaisseur et est représenté par l'échantillon (CII1). Il est suivi vers le bas par une veine rougeâtre formée d'un matériel assez cohérent, et dans laquelle on peut voir parfois des "enclaves" de granite altéré blanchâtre (photo 4, pl.2); elle s'étend sur une cinquantaine de centimètres d'épaisseur et est représentée par l'échantillon CII2. Cette veine n'est pas isolée, mais appartient au réseau assez important de ramifications rouges que nous avons déjà évoqué ; ainsi, une veine peut bifurquer en deux, engendrant deux bandes différentes qui prennent en "sandwich" une masse de matériel blanchâtre. Ce type de poche blanche ainsi formé peut avoir une épaisseur de 40 cm à 1 m ( échantillon CII3).

Au bas de ces niveaux, nous avons prélevé un échantillon dans un niveau blanchâtre à légèrement brunâtre (CII4), puis, plus bas dans du matériel altéré franchement blanchâtre (CII5). Ces deux derniers niveaux ne sont pas en contact direct et le passage entre eux se fait par un niveau très mince (2 à 3 cm), assez humide et constitué presque exclusivement d'argiles (photo 1, pl.4). Au niveau de cette carrière, les résultats de manifestations filonniennes sont fréquemment observés, ainsi on rencontre de nombreux filonnets de quartz et quelques filons pegmatitiques de taille variable (photo 2, pl.4).

**b- coupe SSW-NNE (FIG. 25):**

Cette partie de la carrière montre une forte imprégnation rougeâtre généralisée, on y distingue toutefois des niveaux blanchâtres. Les faciès représentés dans cette coupe se caractérisent par une cohésion assez importante due à la présence de particules argileuses formant un liant entre le quartz, les fragments de feldspaths et la muscovite. Vers le SSW on passe latéralement à un faciès granitique dur et très peu altéré. Ce front de taille a été abandonné car les caractères que nous venons de citer rendent l'exploitation artisanale, pratiquée dans ces carrières, difficile et peu rentable.

Pour cette coupe nous avons pris des échantillons représentant des niveaux différenciés selon la couleur. Ils sont notés HS (Hadj Seddik) et sont de haut en bas :

HS 5, niveau blanchâtre relativement meuble, sous-jacent à un sol rouge.

HS 6, niveau brun-rouge représentant un matériel altéré assez cohérent.

HS 7, niveau blanchâtre.

HS 8, niveau rougeâtre.

HS 9, niveau blanchâtre avec, par endroits, une légère imprégnation rouge et des taches de cordiérite.



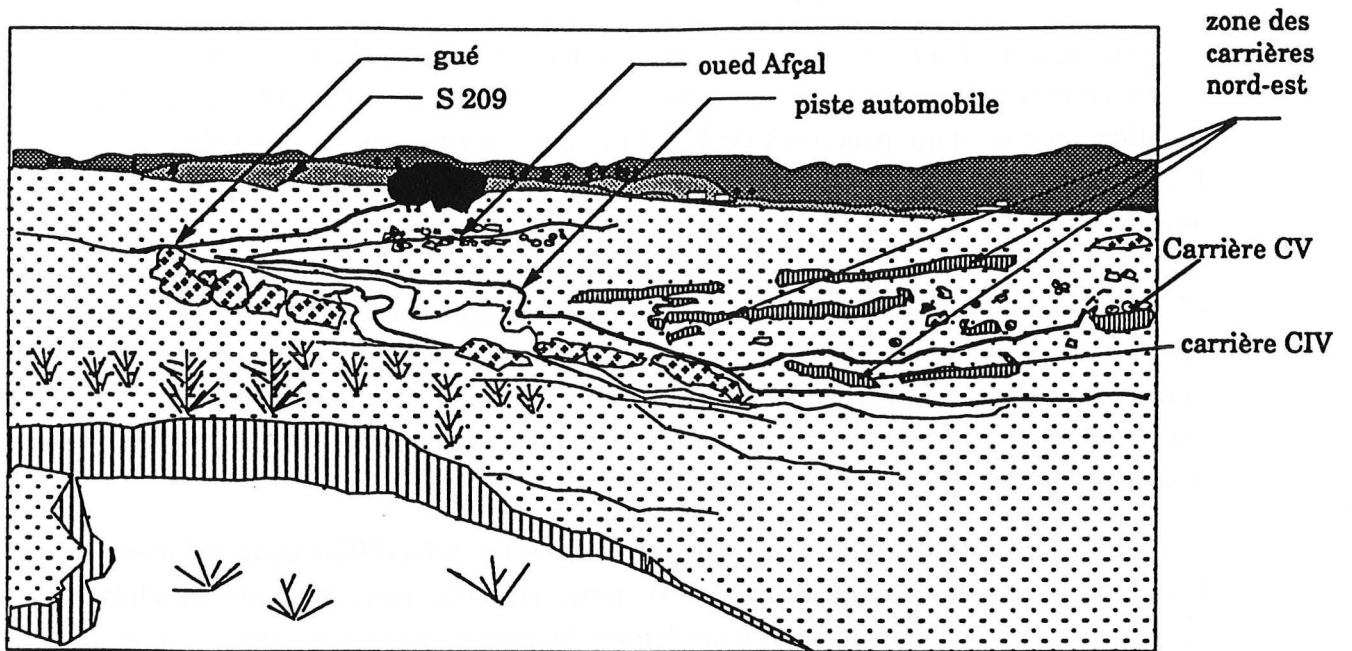


Fig. 26 : Secteur nord-est du massif d'Oulmès



Entre les niveaux HS 7 et HS 8, l'exploitation de la carrière a mis à jour une lentille exclusivement argilo-limoneuse de couleur brune (HS 1) et qui semble se prolonger vers l'intérieur de la masse altérée.

Au niveau de cette carrière, comme pour la carrière CI, on remarque que la blancheur du faciès altéré est de plus en plus frappante vers le bas. Dans la carrière CII, un sondage de 16 m de profondeur aurait révélé un faciès de plus en plus blanc sans atteindre la roche saine ( d'après le témoignage du propriétaire) ; mais cette donnée doit être considérée avec beaucoup de prudence car nous n'avons pas pu connaître l'organisme qui a effectué le sondage, et nous ne pouvons donner confirmation.

### 1-2-3-Observations à l'affleurement

Une première différence peut être dégagée entre les niveaux rouges, où le matériel altéré conserve une assez bonne cohésion et même une certaine dureté, et le faciès blanchâtre qui est très friable.

Dans le détail, le faciès rouge est formé d'agrégats de grains fins de feldspaths et de fines paillettes de mica blanc, pris dans une matrice argileuse. Ces agrégats se constituent généralement autour d'un phénocristal de feldspath ou un gros grain de quartz.

Pour ce qui est du faciès blanc, la phase fine limono-argileuse est toujours prépondérante, et sa prédominance s'accroît avec la profondeur. Dans les niveaux supérieurs, les feldspaths forment encore la phase grossière en compagnie des quartz ; mais seuls ces derniers, avec des paillettes de muscovite, résistent et se retrouvent en éléments grossiers très craquelés dans les niveaux inférieurs. Les feldspaths, eux, sont quasiment tous altérés, réduits complètement à l'état poudreux ou subsistent en tant que pseudomorphes remplis d'argile.

Sur le front de taille de cette carrière, nous avons pu observer de nombreux petits filonnets de quartz, ainsi qu'un important filon pegmatitique sub-vertical, injecté dans une fracture.

D'autres carrières sont ouvertes également dans la partie nord-est du massif. La rive droite du ravin qui aboutit au niveau du gué, sur l'oued Afçal près de la côte 1044, est longée par une piste bien praticable. En empruntant cette dernière, on peut observer une série de carrières disposées dans un secteur assez limité (fig. 26). L'existence de ces nombreuses carrières fait qu'elles ne sont jamais exploitées en profondeur et offrent des profils ne dépassant guère 4 m. Ces affleurements présentent, entre eux, beaucoup de similitudes et nous avons choisi d'en présenter trois : CIII, CIV, CV.

### 1-3-Carrière CIII

#### 1-3-1-Situation et description

Il s'agit d'une carrière montrant un front de taille d'environ 4 mètres ; elle occupe la position la plus élevée parmi les trois carrières citées plus-haut. Au niveau de cet affleurement, on remarque facilement deux faciès différents : un granite altéré mais cohérent, à grain moyen avec de la biotite assez bien représentée. Ce faciès forme une petite "corniche" sous laquelle nous pouvons voir le second faciès, plus fin et très friable (photo 3, pl.4). Ce dernier est plus sombre que le premier et présente un taux d'humidité assez important. Nous noterons, par ailleurs, l'existence d'une petite source qui suinte, à la limite du niveau fin, à environ 3,50 m de profondeur par rapport à la surface topographique.

#### 1-3-2-Echantillonnage

Nous avons pris trois échantillons dans cette carrière :

Le premier dans le faciès fin, friable, au niveau de la source elle-même (éch. CIII1). L'échantillon CIII2 représente, quant à lui, le faciès clair et cohérent. Un autre échantillon a été pris dans le niveau sombre pulvérulent, loin de la petite source, c'est l'échantillon CIII3.

#### 1-3-3-Observations à l'affleurement

Le faciès granitique, légèrement clair et peu altéré, montre des grains de quartz et de feldspaths, de la biotite et des lamelles de muscovite. A ce niveau, les minéraux qui montrent des prémices d'altération sont la biotite et surtout les feldspaths qui sont assez désagrégés et deviennent très friables.

Le faciès fin altéré est une masse sablo-argileuse, dont la partie sableuse est essentiellement formée de grains de quartz très résistants à la désagrégation. Son aspect sombre est dû à la présence de biotite qui subsiste sous forme de petits fragments de lamelles. Dans ce faciès, s'individualisent parfois des petites poches contenant un matériel exclusivement limono-argileux, elles sont souvent délimitées par des films très fins d'argile (photo 3, pl.4).

## 1-4-Carières CIV et CV

### 1-4-1-Description

Ces deux affleurements peuvent être traités dans le même paragraphe du fait que, bien que distants l'un de l'autre d'environ 20 m, ils présentent beaucoup de ressemblances.

La carrière CIV est, topographiquement, la plus basse parmi les carrières de cette zone. Sur la coupe étudiée (photo 4, pl.4), on remarque que la majorité de l'affleurement montre une teinte brunâtre à rougeâtre, avec des intercalations de niveaux blanchâtres ; les niveaux très rouges tels que ceux observés en CII sont ici inexistantes. Dans les niveaux les plus bas de la carrière, l'humidité est assez prononcée et le matériel altéré devient de plus en plus friable. Ces observations sont aussi valables pour la carrière CV.

### 1-4-2-Echantillonnage

#### a-carrière CIV

Un échantillon, CIV1, a été prélevé dans le faciès rougeâtre prépondérant ; l'une des intercalations blanchâtres est représentée par l'échantillon CIV2. La jonction entre ces deux types de faciès n'est pas toujours directe, et se fait parfois par l'intermédiaire d'un niveau argileux très mince. Quant aux niveaux les plus bas, humides, ils sont représentés par l'échantillon CIV3.

#### b-carrière CV

Nous avons prélevé deux échantillons représentatifs de cette carrière : CV1, au niveau du faciès brun-rouge et CV2 dans le niveau blanchâtre sous-jacent.

### 1-4-3-Observations à l'affleurement

Les faciès présents au niveau de ces carrières montrent tous une altération bien évidente. Il s'agit d'un matériel argilo-limoneux souvent brun-rougeâtre, à cause d'une imprégnation d'oxydes. Ce matériel constitue une sorte de "matrice" qui englobe des grains de quartz et quelques feldspaths qui, eux, sont très fragmentés ou sous forme de pseudomorphes à remplissage kaolinique. Cette matrice se regroupe en petits agrégats qui



donnent, de loin, un aspect dur et cohérent au faciès mais qui s'effritent très facilement au coup de marteau.

Dans les intercalations blanches, l'absence de ces agrégats confère au faciès son état très friable ; par ailleurs, l'éclaircissement de la teinte est certainement lié à l'absence de circulations d'oxydes dans ces niveaux. Nous serons amenés, ultérieurement à reparler de ces imprégnations d'oxydes.

### **1-5-Carrière CVI (carrière du contact)**

#### **1-5-1-Situation et description. (photo 3, pl.3)**

Cet affleurement se situe sur la bordure Nord-Est du massif granitique, au niveau même du contact entre le granite et son encaissant schisteux.

En dessous des schistes à andalousite, on trouve le faciès granitique altéré qui débute par une couche très leucocrate et extrêmement pulvérulente, puis un niveau schisteux d'une épaisseur d'environ 15 cm "injecté" au sein du faciès altéré. Vers le bas on retrouve la même succession que celle observée pour les carrières CIV et CV, à savoir un faciès altéré rougeâtre dominant avec des intercalations blanchâtres.

#### **1-5-2-Echantillonnage**

Un échantillon a été prélevé au sein de la couche leucocrate (CVI1). En ce qui concerne le faciès brun-rouge et les intercalations blanchâtres, ils sont respectivement représentés par les échantillons CVI2 et CVI3.

#### **1-5-3-Observations à l'affleurement**

Les observations faites au niveau des trois dernières carrières sont aussi valables pour la carrière CVI. Elle présente néanmoins une particularité de par sa situation au contact granite-encaissant et l'existence de la couche leucocrate très altérée. Cette dernière est formée d'une poudre très blanche, tendre au toucher contenant des grains de quartz et quelques phénocristaux de feldspaths qui subsistent à l'état de pseudomorphes complètement remplis par de la kaolinite.

## 1-6-Carrière CVII

### 1-6-1-Situation et description

Il s'agit d'une petite carrière très localisée en superficie, avec une profondeur d'environ 4 mètres. Cet affleurement se situe au centre du massif ; le faciès altéré qu'il montre présente une teinte grisâtre. Les affleurements de granite sain qui lui sont sus-jacents correspondent à un faciès à biotite dominante.

### 1-6-2-Echantillonnage

Le front de taille de cette petite carrière dévoile un faciès altéré d'apparence très homogène, mais qui présente quelques différences au niveau granulométrique. Nous avons pris trois échantillons dans cet affleurement :

L'échantillon CVII1 représente le niveau supérieur correspondant à une épaisseur de 1,50 m ; le niveau inférieur de la coupe est représenté par l'échantillon CVII3. Entre ces deux niveaux s'intercale une bande très friable, à granulométrie fine, d'environ 30 cm d'épaisseur et représentée par l'échantillon CVII2. Par ailleurs, un échantillon témoin de la roche saine sus-jacente a été prélevé pour comparaison ; c'est l'échantillon CVII4.

### 1-6-3-Observations à l'affleurement

Cette petite carrière, bien que très limitée en superficie et en profondeur, a été considérée dans cette étude, car elle représente le seul affleurement où l'on peut observer l'altération sous un faciès à biotite dominante.

Le niveau supérieur CVII1 est pulvérulent à teinte grise, du fait d'une abondance de paillettes ou fragments de biotite. Le passage au niveau CVII2, est marqué par un changement dans la granulométrie et on passe donc à un horizon fin et très friable. Le niveau CVII3, lui aussi très pulvérulent, est à granulométrie moins fine. Dans ces deux derniers niveaux les lamelles de biotite sont très rares, car ce minéral ne présente pas une grande résistance à l'altération.

## 1-7-Affleurement d'Al Kirit

### 1-7-1-Situation et description

La zone d'Al Kirit abonde de filons de quartz de grande taille qui ont été longtemps exploités pour leurs minéralisations en étain et tungstène.

Dans l'un des anciens chantiers d'exploitation, situé dans la partie nord-est de la mine, on note la présence d'un faciès granitique, très fin et sombre par l'abondance de mica noir, qui constitue le contact du pluton avec l'encaissant schisteux. Ce faciès est traversé par un filon de granite fin à muscovite, très blanc et complètement altéré, d'une puissance de 10 à 15 m. Le granite sombre qui est assez sain dans son ensemble, devient très pulvérulent aux épontes du filon (photo 2, pl.3).

### 1-7-2-Echantillonnage

Au niveau de cet affleurement, nous avons pris trois échantillons différents, le premier représentant le faciès fin sombre dans son état sain (K2), puis altéré (K2 alt.). Le granite à muscovite filonien est représenté par l'échantillon K1.

### 1-7-3-Observations à l'affleurement

Dans le faciès filonien à muscovite, les seuls minéraux ayant résisté à l'altération sont le quartz et la muscovite que l'on retrouve pris dans une masse poudreuse blanche. Le faciès fin sombre ne présente des signes d'altération qu'au contact du filon où l'on trouve de la biotite très altérée et où seuls le quartz et quelques fragments de feldspaths, très friables, se distinguent dans une poudre grisâtre.

## B-ANALYSES DES FACIES ALTERES

Pour cette partie analytique, nous nous sommes surtout intéressés aux carrières CI et CII, car elles sont les seules à offrir des profils assez profonds pour que nous puissions avoir des niveaux à divers stades d'altération. Des essais d'analyses faits sur les autres carrières n'ont pas révélé des différences notables entre des niveaux rapprochés. Toutefois, nous avons étendu l'analyse des minéraux argileux à d'autres

carrières que CI et CII pour tenter de déceler la présence des minéraux du groupe du kaolin.

## 1-GRANULOMETRIE

Nous avons volontairement choisi de donner, en premier, les résultats de la carrière CII car nous y avons procédé à une analyse de l'échantillon total. Le regroupement de résultats, obtenus par deux types d'analyses différents (cf chap.I), est critiquable mais reflète assez bien la répartition granulométrique générale.

### 1-1-Carrière CII

#### a- coupe NNE-SSW

Pour cet affleurement, l'analyse granulométrique sur échantillon total a fourni les résultats illustrés dans la figure (27)

L'analyse de ces histogrammes de distribution permet de remarquer que la fraction supérieure à 1 mm est la plus représentée dans tous les échantillons. Cette fraction est constituée essentiellement de grains de quartz et de feldspaths. L'échantillon HS7 présente la plus forte proportion en cette fraction.

La classe granulométrique entre 800 et 1000 microns est représentée quasiment par le même pourcentage (9%) sauf pour le niveau HS8 où elle ne représente que 5%.

De 630 à 400 microns, on assiste à une croissance de pourcentages vers les petites tailles, sauf pour les échantillons HS9 et HS7. Le maximum de cette augmentation est généralement atteint pour le classe de 315 à 400 microns. Ce pic a été noté par J. Konta et L. Mraz (1965) pour la granulométrie du kaolin de Sedlec en Tchécoslovaquie. De 315 à 63 microns on trouve des taux décroissants au fur et à mesure qu'on se déplace vers les termes les plus fins.

En ce qui concerne la fraction inférieure à 63 microns, les distributions sont assez différentes selon les échantillons :

Pour l'échantillon HS 5 on observe une bonne représentativité des classes 32-16 $\mu$  et 16-8 $\mu$  avec une dominance de la première.

Dans les niveaux HS7 et HS8 les particules dominantes ont des tailles comprises entre 16 et 8 microns. L'échantillon HS9 quant à lui se détache bien des autres par l'importance de sa fraction comprise entre 16 et 4 microns. La fraction fine inférieure à 63

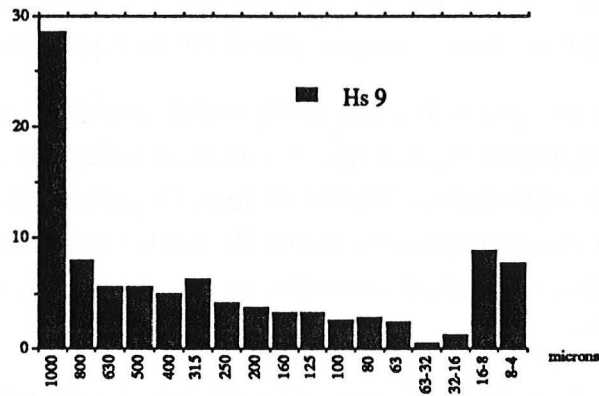
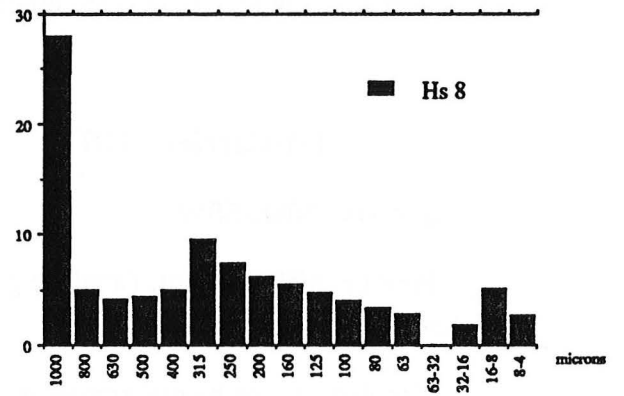
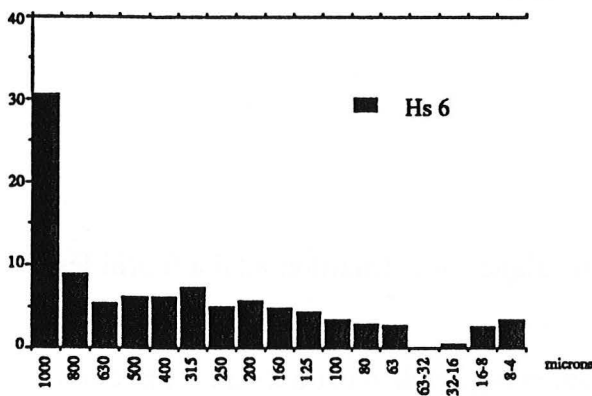
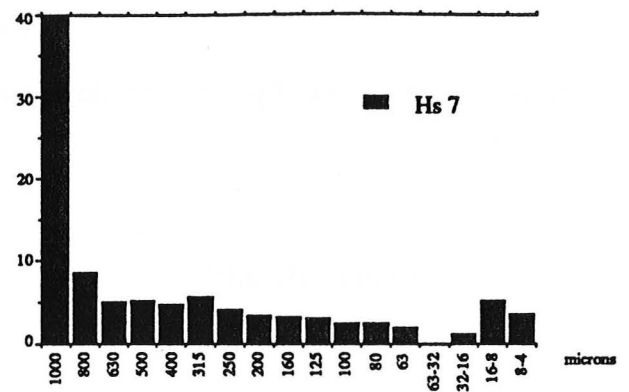
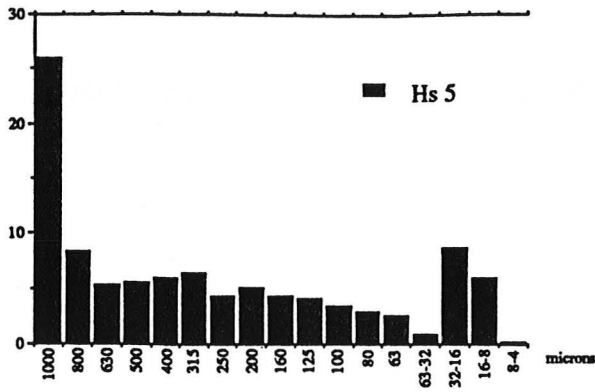


Fig. 27 : Distribution granulométrique dans les niveaux de la coupe SSW-NNE de la carrière CII.

microns reste très peu représentée dans l'échantillon HS6, alors que les particules de tailles comprises entre 4 et 8 microns y sont relativement abondantes.

### Conclusion

Pour tous les niveaux de cet affleurement nous remarquons qu'il ya une dominance de la fraction supérieure à 1 mm. Nous signalerons toutefois que cette dominance, quoique réelle, est, à notre avis, relativement exagérée par le fait que les résultats correspondent à des pourcentages pondéraux ce qui confère à cette fraction, constituée essentiellement de quartz et feldspaths, une dominance en poids mais pas en volume réel.

Par ailleurs, au vu des histogrammes de distribution obtenus, nous pouvons évoquer une fragmentation assez active. Cette dernière touche essentiellement les feldspaths comme nous le verrons lors des descriptions microscopiques ; les grains de quartz sont, parfois, également fragmentés. Dans le cas des feldspaths, nous pensons que cette fragmentation est essentiellement due à l'action de l'eau qui emprunte les plans de clivages et fragilise les grains. Quant au quartz, nous avons vu, lors de l'étude microscopique, que certains grains montrent des traces de contraintes tectoniques et présentent donc des plans de fragilité qui peuvent rendre leur fragmentation plus facile. A notre avis, cette désagrégation est à l'origine de l'enrichissement en particules de tailles comprises entre 315 et 400 microns.

Si on regroupe les résultats de l'analyse granulométrique pour les différents niveaux du profil considéré (fig. 28), on remarque que l'on n'arrive pas à dégager une tendance précise au sein des niveaux ou même d'un niveau à l'autre. Les niveaux HS5 et HS9, respectivement sommital et basal du profil, se distinguent des niveaux HS6, HS7 et HS8 par leurs taux importants en particules inférieures à 32 microns ; la répartition des tailles au sein de cette fraction n'y est toutefois pas la même. En effet, dans le cas du niveau HS5, les particules prépondérantes ont des tailles comprises entre 8 et 32 microns avec une légère dominance de la classe 16-32  $\mu$  ; la fraction de 4 à 8 microns est pratiquement absente. Pour l'échantillon HS9, la phase fine est représentée essentiellement par des tailles de 4 à 16 microns, les particules comprises entre 8 et 16 microns étant légèrement prédominantes.

Quant aux niveaux intermédiaires HS6, HS7 et HS8, nous remarquons qu'ils présentent des différences dans leurs répartitions granulométriques. Ainsi, on assiste à une légère prédominance de la fraction supérieure à 800 microns au niveau de HS6 et HS7, alors que HS8 se distingue par ses pourcentages importants en particules de 63 à 315 microns. Par ailleurs, dans ces niveaux intermédiaires, la fraction inférieure à 63 microns est moins abondante que dans les niveaux HS5 et HS9 ; elle est essentiellement représentée par les particules de tailles comprises entre 8 et 16 microns, pour HS7 et HS8, et entre 4 et 8 microns pour HS6.

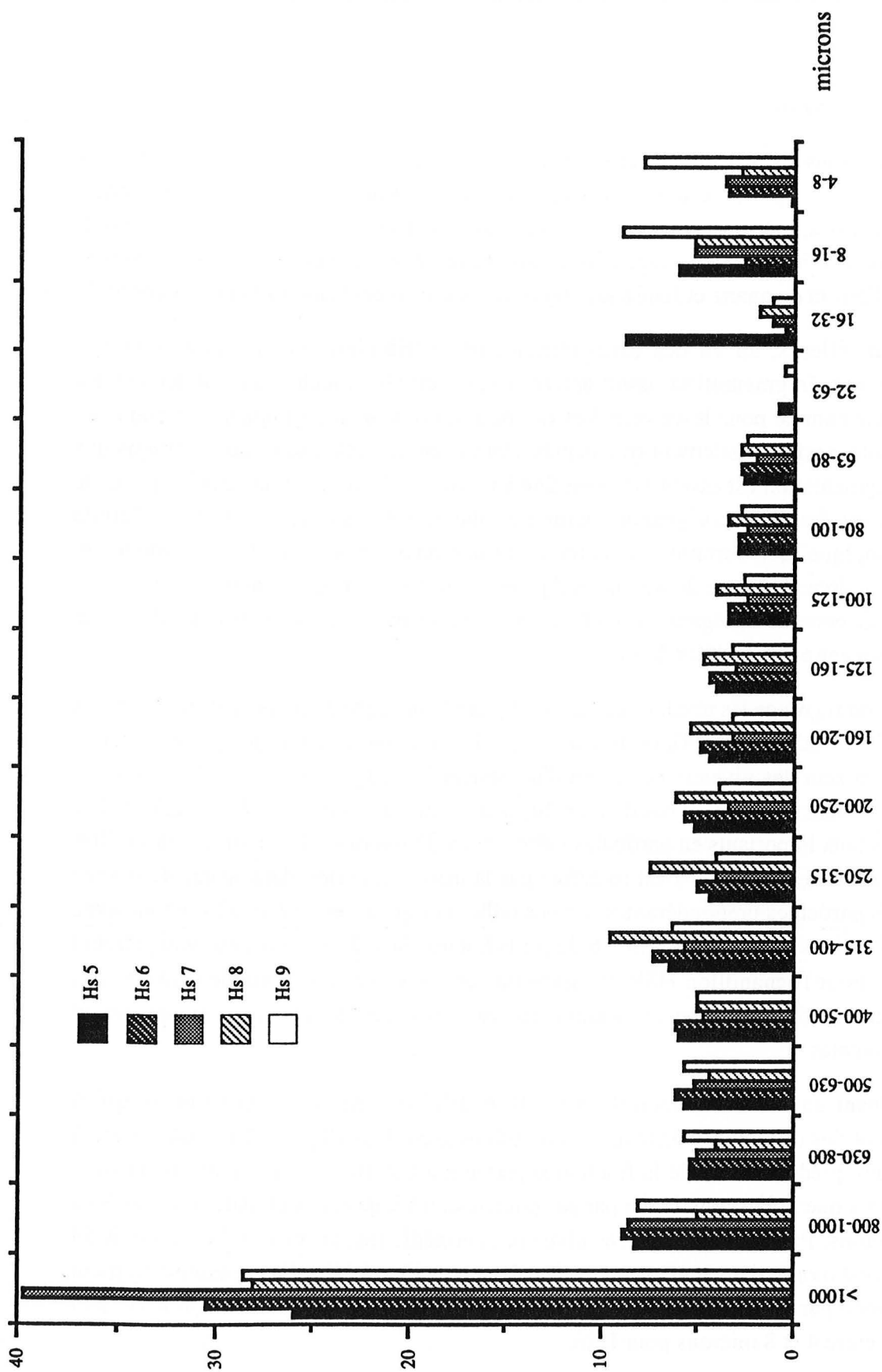


Fig. 28 : Distribution granulométrique globale le long du profil SSW-NNE de la carrière CII.

Nous constatons donc que la distributions granulométriques sont assez variables au sein du profil, et il est impossible de dégager une tendance de variation précise d'un niveau à l'autre. Cette absence de "séquence" granulométrique nette nous pousse à exclure une altération uniquement d'origine météorique classique. Nous verrons ultérieurement que d'autres arguments conduisent aux mêmes conclusions.

#### **b- Coupe E-W**

Pour cette partie de la carrière nous nous sommes intéressés à la fraction fine inférieure à 63 microns. Les résultats de l'analyse granulométrique au sein de cette fraction sont illustrés dans la figure (29). Nous notons que, pour tous ces niveaux, les particules de tailles comprises entre 4 et 8 microns sont bien représentées ; leurs pourcentages sont très proches pour les échantillons CII2 et CII5, alors qu'on observe un taux légèrement supérieur pour CII1. C'est dans le niveau CII4 que cette classe de tailles est la moins représentée, mais il se distingue par un taux important en particules de 16 à 32 microns

### **Conclusion**

Nous constatons, pour ce profil, qu'il y a globalement une bonne représentativité de la fraction comprise entre 4 et 8 microns. Toutefois, au vu des variations de la distribution granulométrique d'un niveau à l'autre, nous ne pouvons dégager aucune "séquence" granulométrique verticale. Ceci, nous permet d'affirmer, comme dans le cas de la coupe SSW-NNE, qu'il ne s'agit pas uniquement d'une altération météorique.

#### **1-2-Carrière CI**

Nous avons procédé, pour cet affleurement, à l'analyse granulométrique de la fraction inférieure à 63 microns. Pour la partie supérieure de cette carrière, nous avons effectué un échantillonnage assez serré ; aussi, nous avons jugé suffisant, pour la granulométrie, d'analyser seulement les niveaux CI2 et CI6 qui constituent respectivement le sommet et la base de la zone à imprégnation rougeâtre. Pour la partie inférieure du profil nous avons analysé quatre échantillons sur six au total, mais nous estimons que les résultats obtenus sont assez représentatifs (fig. 30).

En analysant les distributions granulométriques au sein de ces divers échantillons, on constate qu'il y a globalement une prédominance de la fraction comprise entre 4 et 8 microns dans tous les niveaux considérés. Néanmoins, quelques différences existent dans le détail des répartitions de tailles d'un échantillon à l'autre. En effet, nous pouvons remarquer que dans les échantillons CI2 et CI6 les particules de tailles comprises entre 16 et 32 microns sont presque aussi bien représentées que celles dont la taille va de 4 à 8



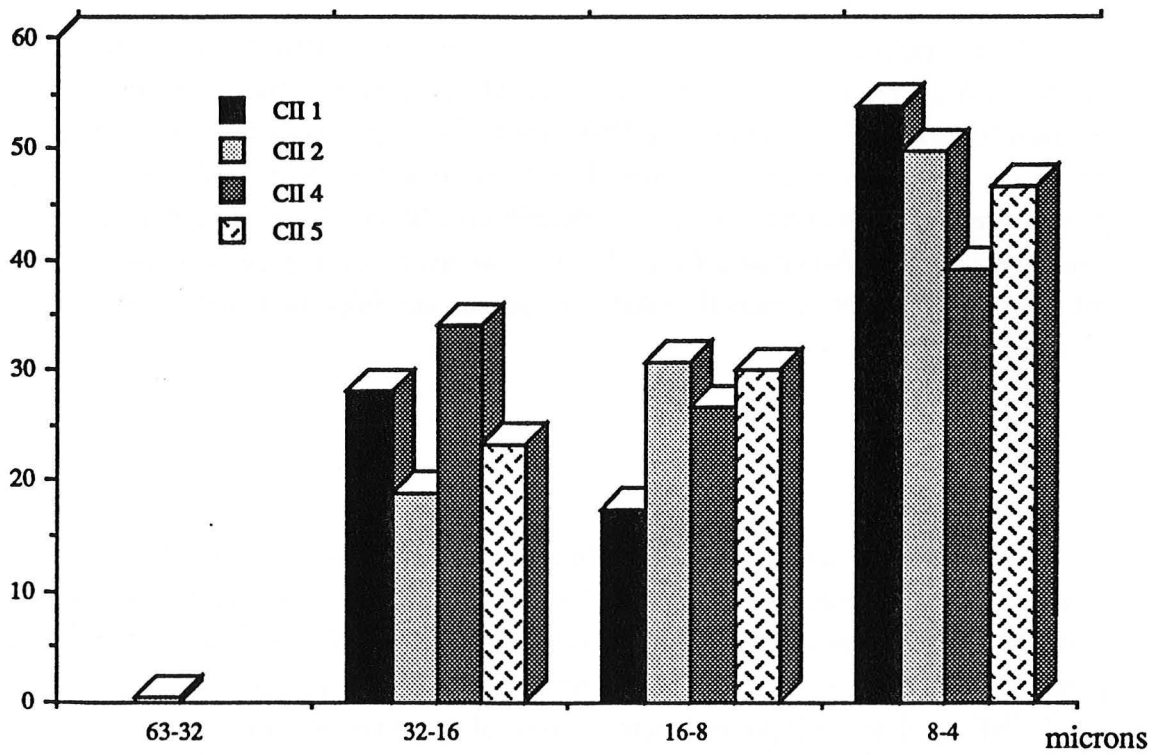


Fig. 29 : Granulométrie de la fraction inférieure à 63 microns pour les niveaux de la coupe E-W dans la carrière CII.

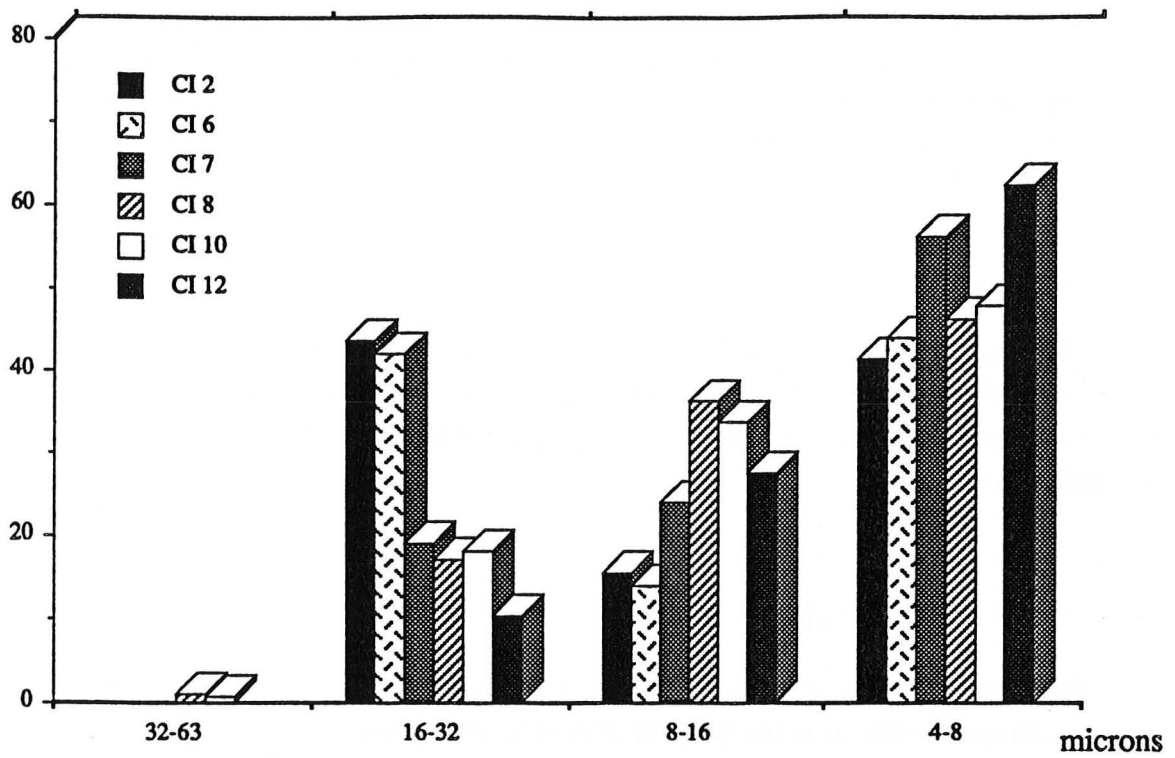


Fig. 30 : Granulométrie de la fraction inférieure à 63 microns pour les niveaux de la carrière CI.

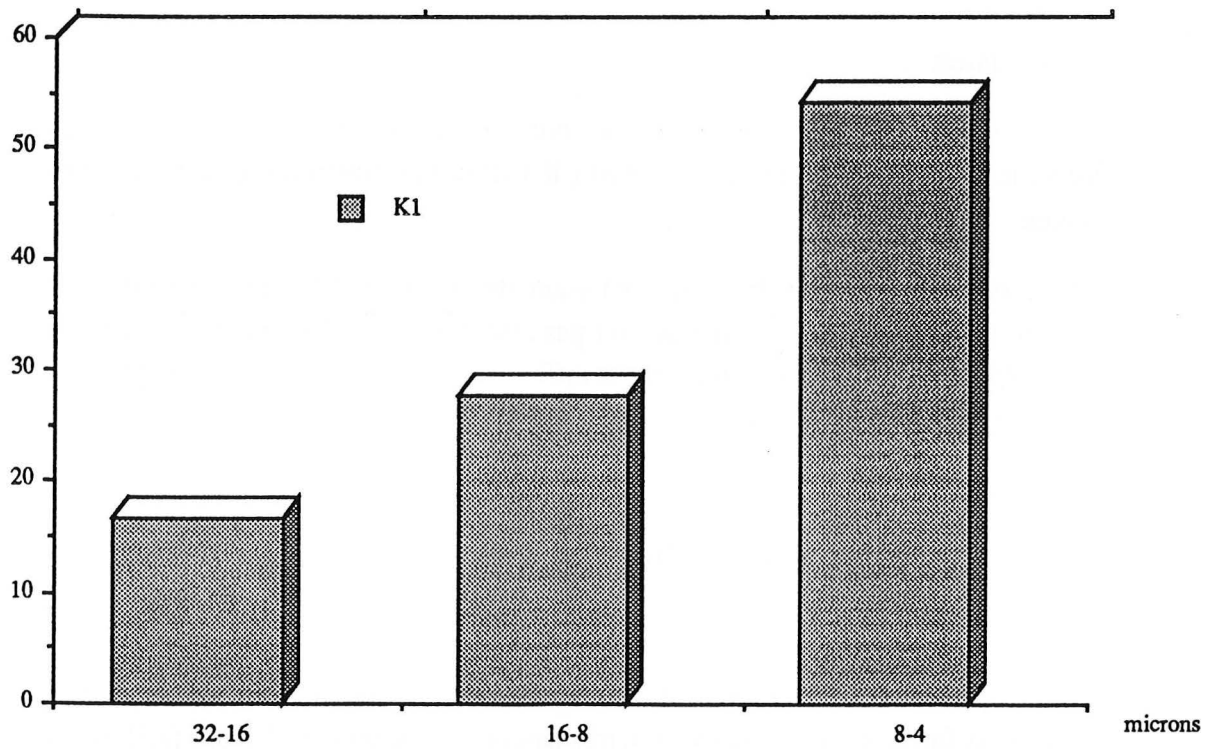


Fig. 31 : Granulométrie de la fraction inférieure à 63 microns dans le granite à muscovite altéré d'Al Kirit.

microns. Quant aux niveaux inférieurs de la carrière, les particules sont généralement plus fines que dans CI2 et CI6 avec une dominance des tailles allant de 4 à 8 microns. Toutefois, dans le cas des niveaux CI8 et CI10 les particules de tailles entre 8 et 16 microns sont également bien représentées.

### **conclusion**

Nous constatons, dans cette carrière un affinement plus important du matériau pour les niveaux blanchâtres. Nous pensons que cette différence peut être due au fait que les niveaux rougeâtres subissent un drainage plus actif, ce qui ne permet pas de conserver les particules les plus fines.

### **1-3-A1 Kirit**

Pour ce faciès très altéré blanchâtre, nous avons analysé la distribution granulométrique au sein de la fraction fine inférieure 63 microns.

Dans l'histogramme de la figure (31), on remarque que la fraction granulométrique de 8 à 4 microns est dominante ( plus de 50%), alors que la fraction de 16 à 8 microns, et plus particulièrement celle de 32 à 16 microns sont beaucoup moins importantes.

### **Conclusion :**

Au sein de ce granite filonien nous assistons à une altération très poussée, avec un enrichissement important en termes très fins ( 8-4  $\mu$ ) et une fraction grossière très peu représentée.

Le granite fin riche en biotite, encaissant de ce faciès filonien, présente une particularité intéressante : il est très peu ou pas altéré loin du filon, mais devient très friable aux épontes de ce dernier. Il est donc difficile d'envisager, dans le cas d'A1 Kirit, une altération météorique classique.

## **2-OBSERVATIONS MICROSCOPIQUES**

Nous avons vu, lors de la description des affleurements, que le kaolin d'Oulmès se présente sous la forme de matériau très fin, très tendre au toucher et s'effritant facilement entre les doigts. Il possède, à l'état humide, une teinte jaunâtre qui vire au blanc à l'état sec. Dans cette masse fine on trouve des grains de quartz de 5 à 7 mm de diamètre ainsi que de nombreuses paillettes de muscovite. On y rencontre par ailleurs des feldspaths

relativement sains avec des tailles d'environ 10 mm. Pour les niveaux très altérés, ces derniers ne subsistent qu'en tant que pseudomorphes transformés en kaolinite.

Pour l'étude microscopique, nous avons tenté une démarche qui, à notre connaissance, n'a jamais été utilisée dans des travaux antérieurs sur la kaolinisation de granites.

Nous avons pris, pour chaque carrière, les deux niveaux extrêmes des profils ; dans le cas de la carrière CI où il y a une distinction nette entre une zone blanchâtre et une zone à imprégnation rouge, nous avons analysé les niveaux sommital et basal pour chaque zone. Pour chaque échantillon à étudier, nous avons confectionné deux lames minces dans deux classes granulométriques différentes, situées de part et d'autre du pic représenté par la classe 250-315 microns. Aussi, nous examinerons pour chaque niveau la classe 500-630 microns et la classe 100-125 microns. Le numéro de l'échantillon sera suivi de la lettre m (moyen) ou de la lettre f (fin) selon qu'il corresponde à la première ou la seconde classe granulométrique.

Ce procédé nous a permis de suivre les effets de l'altération, d'une part au sein d'un même niveau par l'examen de deux fractions granulométriques différentes et d'autre part le long d'un profil vertical par la comparaison de la même classe de taille pour des échantillons différents.

## Résultats

### **2-1-Carrière CI**

Quatre échantillons, situés sur la même verticale, ont été observés pour cet affleurement : d'une part CI 2 et CI 5 respectivement le plus haut et le plus bas de la zone imprégnée d'une teinte rougeâtre, et d'autre part CI 7 et CI 12 représentant respectivement le premier et dernier niveau affleurant du faciès altéré blanchâtre.

Nous présenterons en premier lieu les résultats de l'observation de la fraction 500-630 microns pour tous les niveaux puis ceux de la fraction 100-125 microns.

**CI 2 m** (photo 1, pl. 5): Les minéraux présents sont les feldspaths, le quartz et la muscovite. Les feldspaths, très altérés, ont perdu leur aspect originel et ne se devinent qu'à leur forme. Ils sont sujets à une forte imprégnation d'oxydes et on y trouve des grains d'oxydes disposés dans les clivages. Les pseudomorphes qui subsistent sont remplis de kaolin.

Les quartz sont très craquelés et souvent entourés d'une pellicule d'oxydes ; leur teinte normale de polarisation est rarement observée. Ils présentent aussi des golfs de corrosion.

La muscovite se présente en petites baguettes non altérées, alors que la biotite est totalement absente.

**CI 5 m** (photo 3, pl.5): Cet échantillon présente quasiment les mêmes caractéristiques que le précédent, les quartz qui s'y trouvent semblent toutefois plus fracturés qu'ils ne le sont dans CI 2 m.

**CI 7 m** (photo 5, pl. 5): Cet échantillon se détache des deux autres essentiellement par la disparition de l'imprégnation d'oxydes. Les feldspaths bien représentés, sont relativement moins altérés que dans CI 5 m ; les quartz sont moins fracturés et possèdent, pour certains, des inclusions souvent sphériques.

**CI 12 m** (photo 7, pl. 5): Dans cette lame mince on observe des cristaux de biotite, montrant même parfois sa réfringence originelle et de nombreuses inclusions de zircon. La muscovite et le quartz sont toujours présents.

Les feldspaths montrent parfois des cristaux quasiment sains, parmi lesquels l'orthose semble être le type dominant.

Nous constatons donc que, pour la même classe de taille, les minéraux présents ne sont pas au même état de fraîcheur suivant les échantillons. Si la muscovite est toujours présente et quasiment inaltérée, la biotite, elle, n'a été observée que dans le niveau CI12 et aurait donc subi une altération totale qui explique son absence dans les autres niveaux sus-jacents.

Le quartz, toujours présent, est plus affecté dans les niveaux supérieurs où il montre une fracturation très prononcée et des traces de corrosion.

Les feldspaths, souvent dominants, se trouvent dans un état relativement frais dans le niveau CI 12, mais n'existent plus qu'en forme de pseudomorphes à remplissage kaolinique dans les autres niveaux.

CI 2 f (photo 2, pl. 5): A cette taille les feldspaths semblent être prédominants mais ne sont jamais intacts, ils sont difficilement reconnaissables à cause de leur altération poussée et de la forte imprégnation en oxydes.

Le quartz est assez rare et montre souvent une corrosion sur la bordure des grains. La muscovite est représentée par des petites baguettes.

CI 5 f (photo 4, pl. 5): Les mêmes observations faites sur CI 2 f peuvent s'appliquer sur cet échantillon, avec toutefois des grains de quartz relativement plus présents.

CI 7 f (photo 6, pl. 5): Les feldspaths sont toujours bien représentés mais altérés, certains sont imprégnés d'oxydes mais proviendraient plutôt des niveaux supérieurs, entraînés par les eaux de percolation.

Les grains de quartz sont très disparates et la muscovite est toujours observable en petits fragments.

CI 12 f (photo 8, pl. 5): A ce niveau, les feldspaths sont moins abondants et se présentent en quelques fragments très peu ou pas altérés ; certains cristaux montrent même une mâcle de l'albite bien conservée.

Les quartz sont toujours rares, on observe par ailleurs des fragments de muscovite et, comme pour la fraction 500-630 microns, l'existence de biotite dans ce niveau.

Nous remarquons que le quartz est moins présent que dans l'autre fraction granulométrique examinée, les grains, quoique craquelés, restent entiers et donc à des tailles supérieures à 500 microns.

Les feldspaths, présents dans le granite d'origine avec des tailles importantes, se retrouvent aussi dans cette classe granulométrique et sont relativement plus abondants dans les niveaux supérieurs. Cette présence est certainement due à la désagrégation et l'altération de ces minéraux les réduisant en petits fragments.

## Conclusions

L'examen microscopique des niveaux de la carrière CI a montré que nous nous trouvons en présence d'un profil présentant des indices d'altération de plus en plus importants en allant du bas vers le haut. En effet, dans la fraction granulométrique de 500 à 630  $\mu$ , nous constatons que les minéraux les plus instables tels que les feldspaths et la biotite se trouvent très affectés par la désagrégation et l'altération chimique. Les premiers, encore identifiables dans le niveau CI 12, sont quasiment méconnaissables dans les niveaux supérieurs où ne subsistent que leur fantômes remplis d'argile. Quant à la biotite, dont quelques représentants sont observables dans le niveau CI 12 m, elle est totalement absente dans CI 2 m. Les observations faites sur la fraction 100 à 125  $\mu$  vont dans le même sens puisque nous assistons à un enrichissement en petits fragments de feldspaths de cette fraction granulométrique dans le niveau CI 2, alors qu'ils restent rares dans l'échantillon CI 2 f.

Les niveaux supérieurs se distinguent par la forte imprégnation en oxydes qui leur confère leur teinte rougeâtre. Au microscope, cette coloration se traduit par la présence de nombreux grains d'oxydes qui s'installent préférentiellement dans les clivages des feldspaths et de trainées à teinte brunâtre dans les interstices.

Dans cet affleurement, les changements observés au niveau microscopique témoignent d'une désagrégation plus importante pour les niveaux supérieurs du profil, montrant ainsi les caractéristiques d'une altération d'origine météorique. Cette hypothèse, déjà suggérée par les résultats de la granulométrie semble se confirmer et nous essayerons de la préciser par d'autres analyses.

### 2-2-Carrière CII

#### a- coupe SSW-NNE

**HS 5 m** (photo 1, pl. 6): Les feldspaths sont très altérés et difficilement reconnaissables, les plagioclases sont les plus vulnérables puisque les quelques grains qui semblent être peu altérés représentent de l'orthose.

Les grains de quartz montrent souvent des traces de corrosion (dissolution). La muscovite se présente en baguettes fines, parfois en gerbes. La biotite est en général saine mais, dans quelques cristaux, on assiste parfois à sa transformation en chlorite.

**HS 9 m** (photo 3, pl. 6): Les minéraux feldspathiques sont pratiquement tous altérés, pseudomorphosés par du matériel argileux.

Certains grains de quartz montrent des cassures ; la muscovite, dans ce niveau, présente quelques traces de corrosion sur les bords des grains. La biotite montre des stades de chloritisation très poussée, des grains sont même totalement transformés.

Pour cette fraction, nous remarquons donc que ces deux échantillons ne diffèrent pas beaucoup. Toutefois certains minéraux comme les micas semblent plus affectés par l'altération dans le niveau HS 9 que dans le niveau supérieur HS 5.

**HS 5 f** (photo 2, pl. 6): On devine les contours de petits fragments de feldspaths totalement transformés. La muscovite est présente sous forme de paillettes très fines. Le quartz est aussi présent dans cet ordre de taille mais montre une particularité non observée pour les échantillons de la carrière CI : c'est la présence de grains qui sont presque parfaitement sphériques.

**HS 9 f** (photo 4, pl. 6): Cet échantillon montre quasiment les mêmes minéraux que le précédent, les feldspaths y semblent toutefois plus altérés.

#### b- Coupe E-W

Nous avons observé, pour cette coupe, les niveaux supérieur et inférieur du profil respectivement CII 1 et CII 5

**CII 1 m** (photo 5, pl. 6): Les feldspaths sont assez abondants ; les potassiques, résistant mieux à l'altération, montrent seulement un début d'altération et sont encore reconnaissables. Ces minéraux montrent par ailleurs un "clouding" (poussières de fer à l'intérieur du minéral). Les quartz sont très fracturés et souvent entourés d'une pellicule d'oxydes. Les micas ne sont représentés que par de la muscovite en baguettes, la biotite est inexistante.

**CII 5 m** (photo 7, pl. 6): Les feldspaths sont toujours abondants et très altérés ; l'orthose et le microcline sont les plus représentés. Les grains de feldspaths totalement



frais sont très rares. Dans cet échantillon nous avons observé plusieurs quartz polycristallins ; on note, par ailleurs, l'existence de quelques grains de quartz quasiment sphériques. Les micas sont représentés par de la muscovite saine prépondérante et quelques baguettes de biotite.

**CII 1 f** (photo 6, pl. 6): De très rares fragments de feldspaths subsistent dans cet échantillon. Les grains de quartz sont aussi extrêmement rares. Des argiles occupent la quasi-totalité de la lame, et on ne distingue que quelques baguettes de muscovite dans cette masse fine.

**CII 5 f** (photo 8, pl. 6): Les feldspaths observables sont dans un état d'altération très poussée. La muscovite, résistante, se présente en minces baguettes. La particularité de cet échantillon est l'existence dans cette classe de taille, de grains de quartz très sphériques.

### **Conclusion :**

Pour cet affleurement on remarque que, microscopiquement, il n'y a pas de différences notables entre les niveaux de la coupe E-W et ceux de la coupe SSW-NNE. Par ailleurs, il est important de noter la présence de grains de quartz sphériques dans les niveaux inférieurs des deux coupes ( HS 5 et C II 5 ) et plus particulièrement dans leurs phases fines respectives ( HS 5f et C II 5f ). Nous pensons que l'acquisition de cette morphologie par ces grains serait due à de la corrosion magmatique, engendrée par une activité hydrothermale.

## **3-ANALYSES GEOCHIMIQUES**

Dans ce paragraphe, nous passerons tout d'abord en revue quelques travaux qui ont traité des variations de la composition chimique lors de l'altération de granites ; nous verrons ainsi les renseignements que peut apporter cette démarche quant à la détermination du type d'altération. Ensuite nous donnerons les résultats de notre étude sur les granites altérés d'Oulmès et nous discuterons du mécanisme d'altération qu'ils peuvent supposer, à la lumière des données bibliographiques.

### **3-1-Rappels bibliographiques**

Divers auteurs se sont penchés sur l'aspect géochimique de la transformation du granite en kaolin. Nous avons choisi de citer ceux qui se sont intéressés à des granites dont la composition chimique originelle se rapproche de celle du granite sain d'Oulmès.

J. Konta & L. Mraz (1965) ont étudié la pétrographie et la géochimie du kaolin de Sedlec (Tchécoslovaquie), issu de l'altération météorique d'un granite moyen à deux

micas comparable au faciès principal d'Oulmès. Les variations des pourcentages en éléments majeurs qu'ils ont observés, en passant du granite sain au granite altéré, sont résumés dans le tableau (8).

	S(sain)	S(altéré)	B(sain)	B(altéré)
SiO <sub>2</sub>	74,72	66,22	75,80	63,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,64	22,56	12,50	28,6
FeO	1,21	0,16	1,21	0,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,02	0,46	0,03	0,44
CaO	1,16	0,48	1,94	0,42
MgO	0,31	0,18	0,31	0,10
Na <sub>2</sub> O	3,13	0,03	2,47	0,01
K <sub>2</sub> O	4,35	0,60	5,46	0,66
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,36	0,18	0,27
MnO	0,03	0,002	0,018	0,003
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,89	7,85	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,21	0,65	-	-

**Tab. 8** : Comparaison des compositions chimiques de granites sains et kaolinisés à Sedlec (S) d'après Konta & Mraz (1965) ; dans l'île de Belitung (B) d'après Murray *et al* (1978).

Nous constatons que tous les éléments subissent une diminution plus ou moins marquée, exceptés les pourcentages en TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> et H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> qui augmentent lors de l'altération. Par ailleurs, ces mêmes auteurs ont tenté de savoir comment se distribuent ces éléments au sein des différentes fractions granulométriques du matériel altéré ; nous présentons dans les figures (32 et 33) les courbes enveloppes correspondant aux pourcentages en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et TiO<sub>2</sub> pour trois échantillons différents du kaolin de Sedlec (Konta & Mraz, 1965). L'analyse de ces diagrammes montre que Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et plus particulièrement Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se concentrent surtout dans les fractions inférieures à 32 microns, contrairement à SiO<sub>2</sub> dont la représentativité est de plus en plus importante au fur et à mesure que l'on se déplace vers les fractions grossières, cette tendance s'amorçant nettement à partir de 63 microns. Quant à TiO<sub>2</sub> il est bien représenté dans les fractions entre 16 et 125 microns et présente ses maxima au niveau de la classe 32-63 microns.

H.H. Murray *et al* (1978) se sont intéressés à la kaolinisation d'un granite à biotite dans l'île de Belitung située au SE de Sumatra, dans la mer de Java. Les variations géochimiques qu'ils ont mises en évidence sont résumées dans le tableau (8). L'analyse de ces données montre que les résultats obtenus par ces auteurs rejoignent ceux de J. Konta & L. Mraz (1965), sauf pour le Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. En effet H.H. Murray *et al* (1978)

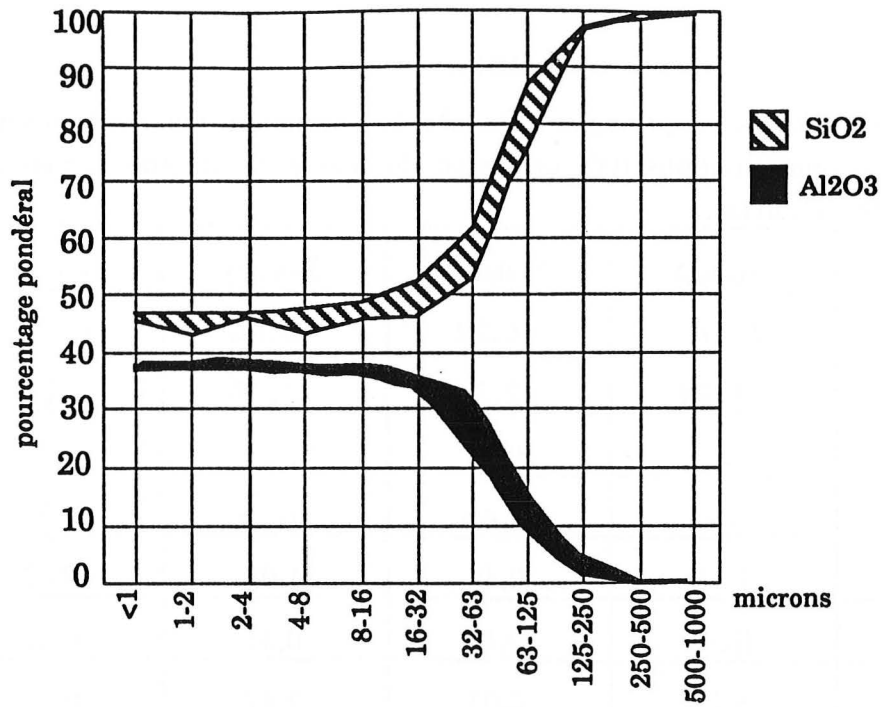


Fig. 32 : Courbes enveloppes des pourcentages en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  pour trois échantillons altérés de Sedlec. (d'après Konta et Mraz, 1965)

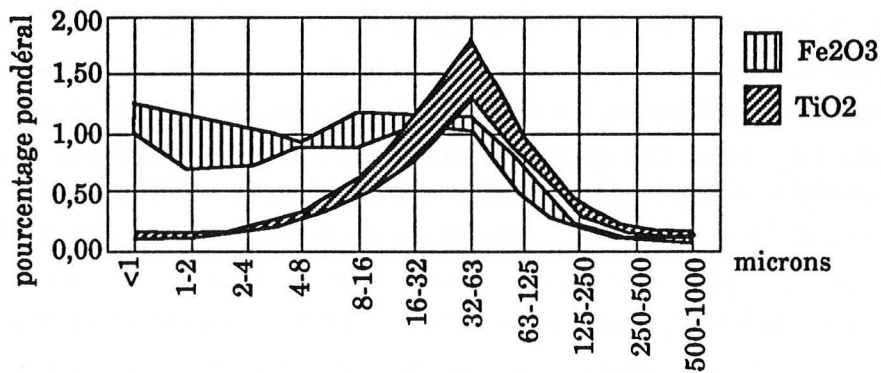


Fig. 33 : Courbes enveloppes des pourcentages en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$  pour trois échantillons altérés de Sedlec. (d'après Konta et Mraz, 1965)

notent, pour cet élément, une légère augmentation au cours de l'altération mais précisent que le contenu en fer total diminue de façon significative. Par ailleurs, ils soulignent le rôle joué par le pH des eaux, en ce qui concerne les changements géochimiques lors d'une altération météorique. Les eaux de pluies, au niveau sol, ont un pH de 5 (Garrels & MacKenzie, 1971 *in* Murray *et al*, 1978) ; sous ces conditions acides, des éléments tels que le calcium, le magnésium, le sodium et le potassium sont facilement mis en solution. Les eaux de percolation ainsi chargées de ces éléments deviennent basiques favorisant principalement la dissolution de la silice. Le pH de ces eaux ne dépasse généralement pas la valeur de 9 (Murray *et al*, 1978) ou 9,3 (Grant, 1964) ; sous ces conditions  $\text{SiO}_2$  est de plus en plus soluble alors que  $\text{Al}_2\text{O}_3$  reste insoluble (fig. 34) et on assiste ainsi à une diminution du premier et une augmentation du second en passant de la roche saine à la roche altérée.

### 3-2-Résultats

#### 3-2-1-Carrière CI

Pour les différents niveaux de cette carrière les analyses ont été effectuées sur des poudres fines, obtenues par broyage de l'échantillon total. Les résultats de ces analyses (tableau 9) permettent de voir l'évolution des pourcentages en éléments majeurs au sein du profil d'altération.

Tout d'abord, nous avons comparé les résultats obtenus pour les échantillons CI 2 et CI 5 correspondant respectivement au sommet et à la base de la zone du profil imprégnée d'une coloration rougeâtre (fig. 35). L'analyse du diagramme montre que, de CI 5 à CI 2, on constate une légère augmentation du pourcentage de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et de la perte au feu ( $\text{H}_2\text{O}^+$ ) alors que celui de  $\text{SiO}_2$  diminue ; les taux des autres éléments sont globalement invariants. Par ailleurs, on peut noter que le pourcentage en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , qui reste pratiquement inchangé entre les deux niveaux, est légèrement supérieur aux taux moyens normalement relevés dans les kaolins propres à l'exploitation.

Pour les niveaux supérieurs blanchâtres, nous avons comparé les compositions chimiques des niveaux CI 7 et CI 12 qui en représentent respectivement le sommet et la base. L'histogramme de la figure (36) montre que, de CI 12 à CI 7, les éléments chimiques subissent les mêmes variations que celles notées entre CI 5 et CI 2, c'est à dire principalement une diminution de  $\text{SiO}_2$  et une augmentation de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et de  $\text{H}_2\text{O}^+$ . Il faut toutefois remarquer que les pourcentages en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{H}_2\text{O}^+$  sont plus importants dans les niveaux rougeâtres que dans le faciès blanchâtre, par contre  $\text{K}_2\text{O}$  est mieux représenté dans ce dernier.

Le niveau CI 8 est assez particulier du fait qu'il se trouve au sein de la zone blanche, mais présente une légère teinte brun-rouge. Le diagramme de la figure (37)

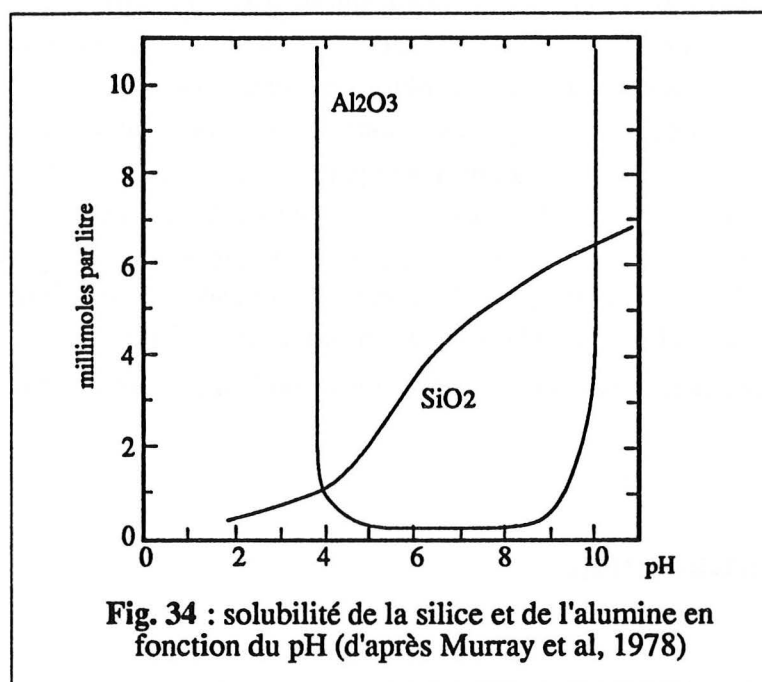


Fig. 34 : solubilité de la silice et de l'alumine en fonction du pH (d'après Murray et al, 1978)

	CI 2	CI 5	CI 7	CI 8	CI 9	CI 12
SiO <sub>2</sub>	62,12	63,57	68,03	63,54	69,76	71,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,35	18,68	19,53	22,02	18,26	16,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,65	2,53	1,83	2,14	1,29	1,67
MnO	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02
MgO	0,64	0,56	0,44	0,39	0,48	0,32
CaO	0,09	0,009	0,06	0,08	0,06	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,09	0,22	0,22	0,27	0,28
K <sub>2</sub> O	1,93	1,91	4,25	3,91	5,13	4,80
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,25	0,24	0,023	0,19	0,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,08	0,08	0,06	0,06	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,97	6,68	5,32	6,45	4,76	3,69
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,02	0,6	0,31	0,31	0,27	0,13

Tab. 9 : Résultats de l'analyse chimiques des échantillons de la carrière CI.

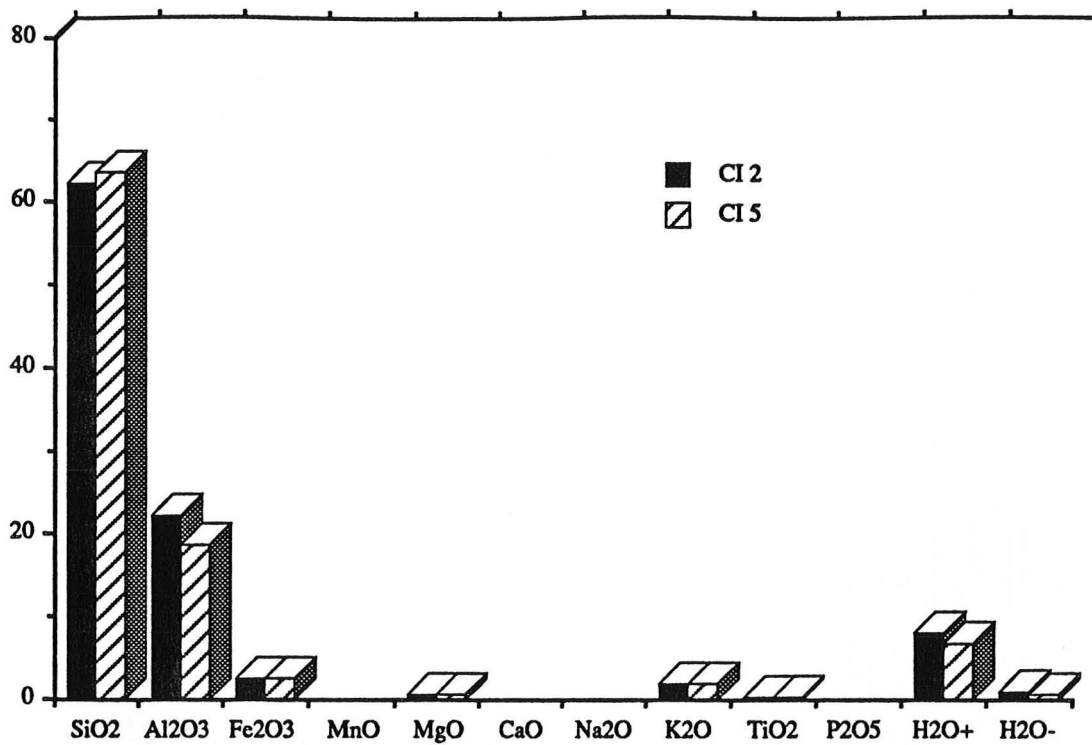


Fig. 35 : Comparaison de la composition chimique en éléments majeurs pour les niveaux CI 2 et CI 5 de la carrière CI.

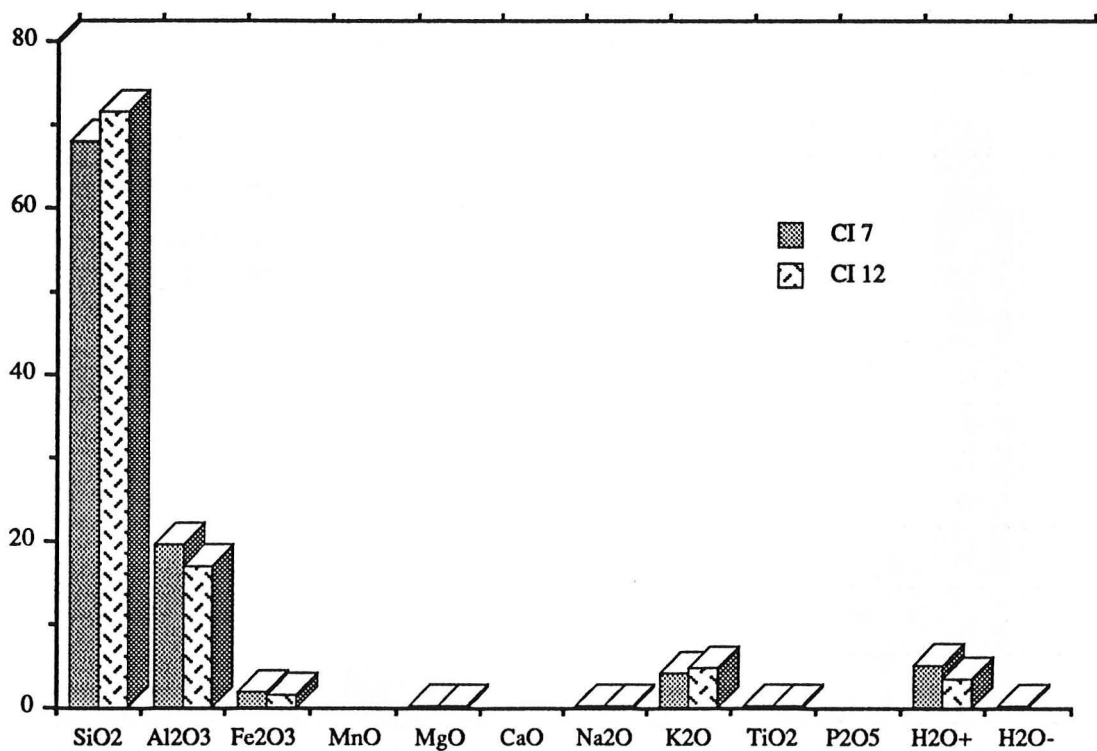


Fig. 36 : Comparaison de la composition chimique en éléments majeurs pour les niveaux CI 7 et CI 12 de la carrière CI.

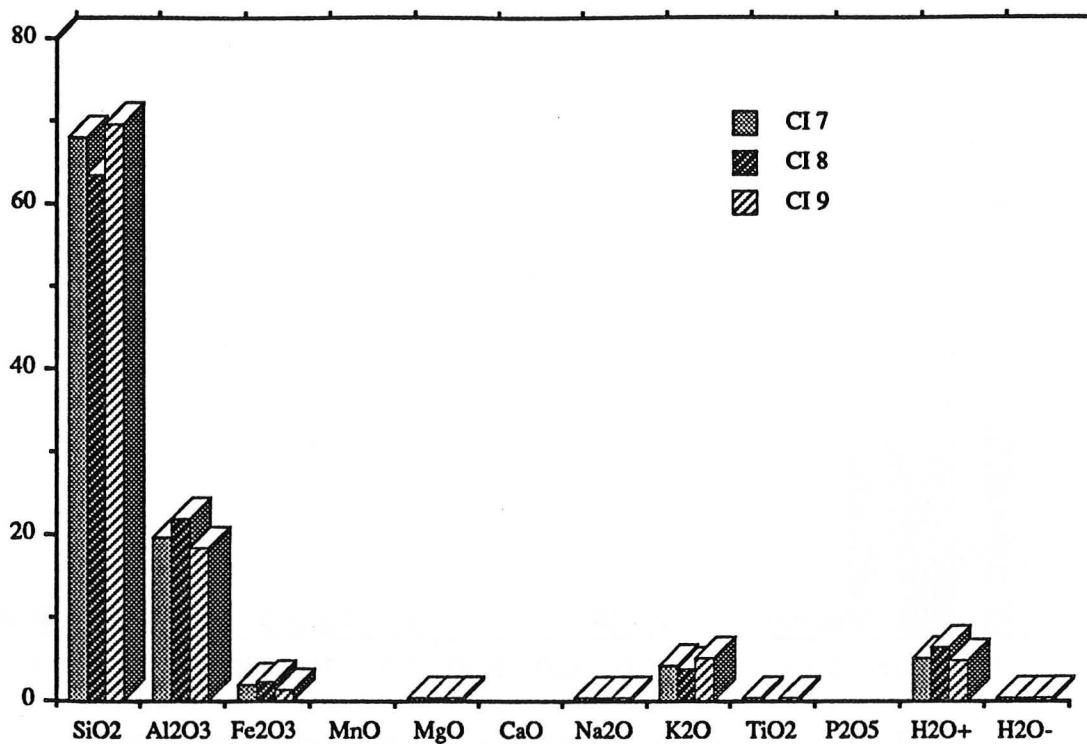


Fig. 37 : Comparaison de la composition chimique en éléments majeurs pour les niveaux CI 7, CI 8 et CI 9 de la carrière CI.

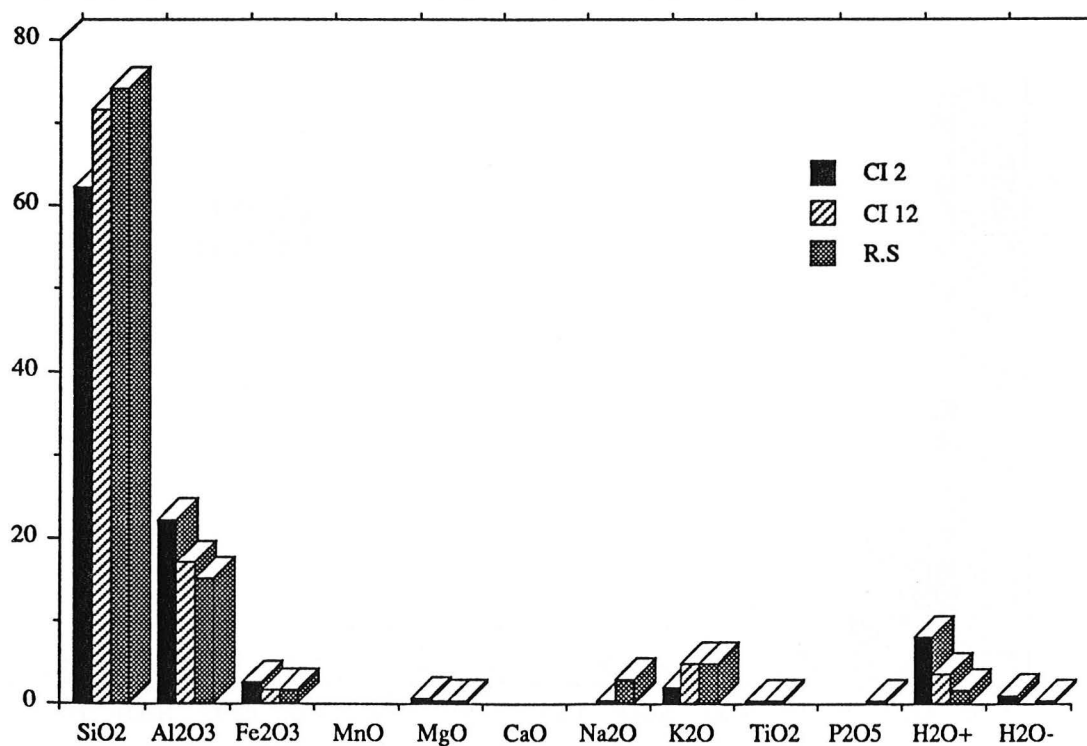
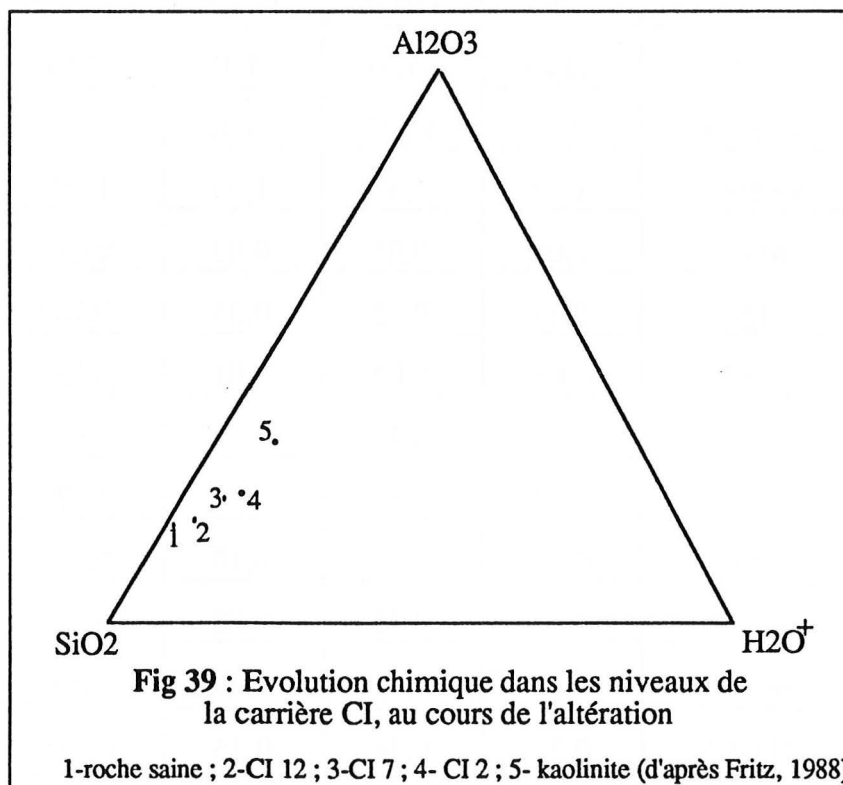


Fig. 38 : Variations de la composition chimique en éléments majeurs entre le granite sain et les niveaux sommital (CI 2) et basal (CI 12) de la carrière CI.



montre que ce niveau se détache clairement de CI 7 et CI 9, deux niveaux blanchâtres qui l'encadrent directement. Aussi, il ne s'inscrit pas dans la même évolution géochimique observée entre les niveaux successifs de bas en haut dans la carrière. Si nous nous basons sur les variations des principaux oxydes ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) et celle de  $\text{H}_2\text{O}^+$ , il s'avère que CI 8 est plus altéré que le niveau CI 7 qui lui est sus-jacent. Par ailleurs, le niveau CI 8, par ses pourcentages en éléments majeurs et par son taux relativement élevé de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , s'apparente bien aux niveaux rougeâtres supérieurs (CI 2 et CI 5).

Enfin, pour avoir une idée sur l'évolution de la composition chimique le long du profil d'altération, nous avons comparé les résultats obtenus pour ses niveaux sommital (CI 2) et basal (CI 12) (fig. 38). On assiste donc, de bas en haut dans le profil, à une diminution qui touche principalement  $\text{SiO}_2$  et  $\text{K}_2\text{O}$ , et une nette augmentation de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et de la perte au feu. D'une façon générale, ces résultats s'accordent avec ceux trouvés par d'autres auteurs pour des granites altérés dont la nature est très proche de ceux d'Oulmès (Konta & Mraz, 1965 ; Murray *et al*, 1978). L'origine météorique de l'altération ayant été établie pour ces gisements, nous pensons qu'elle peut être invoquée aussi pour les granites altérés de la carrière CI. Quant au comportement de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , dont le pourcentage augmente pour les niveaux "rouille", il serait dû à un apport d'oxydes de fer venant du sol et transitant préférentiellement, dans les solutions, par les fractures. La présence de fractures favorise également la circulation d'eau vers certains niveaux plus que d'autres, ce qui peut générer l'altération plus importante de certains horizons tels que CI 8.



Par ailleurs, nous avons représentés les échantillons de cette carrière, dans un diagramme triangulaire dont les sommets sont occupés par les éléments majeurs qui

varient le plus au cours de l'altération (fig. 39). Dans cette représentation, où les pourcentages de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{H}_2\text{O}^+$  sont normalisés à 100%, nous remarquons que, de bas en haut dans le profil, nous évoluons vers une composition de kaolinite donnée par B. Fritz (1988).

### 3-2-2-carrière CII

#### 3-2-2-1-coupe E-W

Les résultats de l'analyse chimique des niveaux de cette coupe sont reportés dans le tableau (10).

De l'analyse de l'histogramme de la figure (40), nous pouvons dégager quelques points importants :

- de CII 5 à CII 2 nous constatons, comme dans le cas de la première carrière, une diminution pour  $\text{SiO}_2$  et une augmentation de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Les autres éléments considérés montrent des pourcentages qui restent pratiquement constants à travers les différents niveaux du profil.

- les variations enregistrées pour les taux de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{H}_2\text{O}^+$  sont négligeables en comparaison avec ce que nous avons observés pour la carrière CI.

	CII 1	CII 2	CII 5	CII R.S
$\text{SiO}_2$	69,64	61,58	71,13	74,19
$\text{Al}_2\text{O}_3$	18,20	22,32	18,10	15,12
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,33	1,52	1,33	1,49
$\text{MnO}$	0,03	0,02	0,03	0,04
$\text{MgO}$	0,17	0,22	0,35	0,18
$\text{CaO}$	0,01	0,00	0,01	0,12
$\text{Na}_2\text{O}$	0,18	0,20	0,21	2,94
$\text{K}_2\text{O}$	5,21	4,21	4,24	4,72
$\text{TiO}_2$	0,07	0,11	0,10	0,07
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,05	0,12	0,08	0,20
$\text{H}_2\text{O}^+$	4,11	5,03	4,42	1,53
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,27	0,34	0,15	0,17

Tab. 10 : analyses chimiques des niveaux de la coupe E-W de la carrière CII

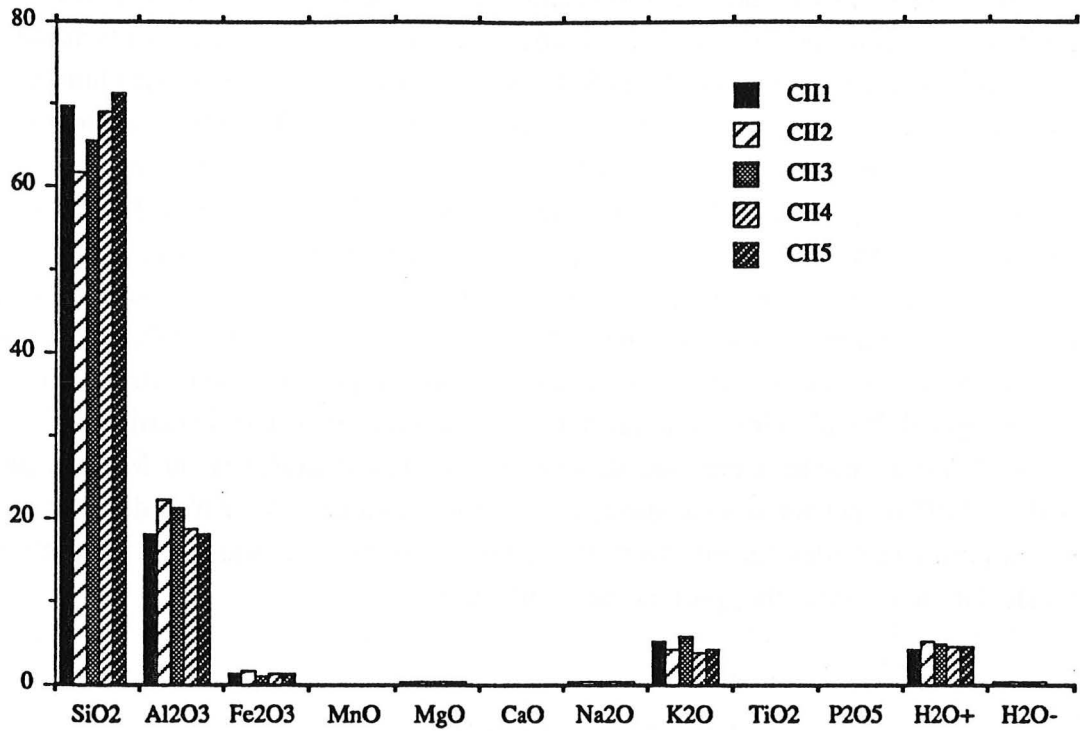


Fig. 40 : Evolution de la composition chimique en éléments majeurs au sein du profil de la coupe E-W de la carrière CII.

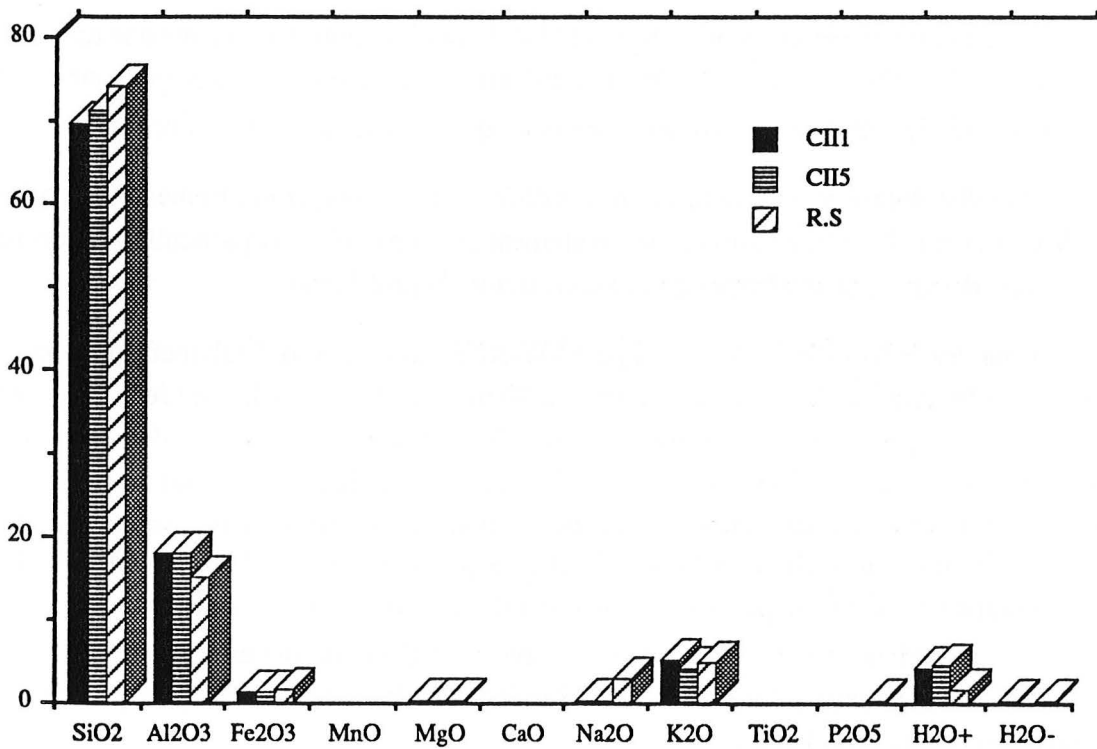


Fig. 41 : Variations de la composition en éléments majeurs au passage de la roche saine (R.S), aux niveaux altérés sommital (CII 1) et basal (CII 2) de la coupe E-W (carrière CII).

Il est intéressant de noter que l'échantillon CII 1 ne s'inscrit pas dans l'évolution géochimique observée de CII 5 à CII 2 ; il présente des pourcentages en éléments majeurs quasiment inchangés par rapport à CII 5. La comparaison des compositions chimiques des niveaux CII 5 et CII 1 avec celle de la roche saine (fig. 41), montre que pour ces deux niveaux, l'altération n'est qu'à ses débuts. Nous nous trouvons donc en présence d'un horizon (CII 1) moins altéré que les niveaux qui lui sont sous-jacents. Par ailleurs, comme nous l'avons signalé lors de la description des affleurements, il existe au dessus de la carrière CII des blocs de granite sain montrant des prémises d'arénitisation à leur base. Ces constatations nous permettent d'évoquer, en plus d'un ameublissement qui s'effectue verticalement, une altération horizontale ou oblique "sous couverture". Aussi, ces deux types d'altération interviendraient conjointement au niveau de la carrière CII. Ce genre d'altération mixte a été signalé dans des roches cristallines du Morvan par F. Seddoh (1973) ; cet auteur note aussi, que cette composante latérale n'est détectée que dans les premiers stades car elle finit par être complètement masquée par l'altération verticale dans le cas de roches profondément affectées.

### 3-2-2-2-coupe SSW-NNE

L'analyse chimique des niveaux de cette coupe a fourni les résultats représentés dans le tableau (11). L'analyse de la figure (42) montre que ces résultats présentent deux différences notables par rapport à ceux obtenus pour les niveaux de la coupe E-W :

\* les pourcentages en  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  et  $H_2O^+$  sont ici moins importants que dans ces derniers ; c'est l'inverse pour  $SiO_2$ . Par ailleurs, nous n'enregistrons que quelques variations négligeables dans la composition chimique entre les différents niveaux.

\* la distribution des éléments dans les différents niveaux, contrairement à la coupe E-W et à la carrière CI, ne suivent verticalement aucune évolution particulière et on ne peut donc dégager une tendance de variation au sein du profil étudié.

Pour les échantillons de la coupe SSW-NNE, nous avons également procédé à l'analyse chimique de la fraction inférieure à 50 microns (tab. 12). Le but recherché par cette démarche est d'avoir une idée, même globale, sur la répartition des éléments chimiques entre les fractions fines et grossières. L'analyse de la figure (43) nous permet de constater que c'est bien au niveau de cette fraction granulométrique que se concentrent certains éléments tels que  $Fe_2O_3$ ,  $H_2O^-$  et plus particulièrement  $Al_2O_3$  et  $H_2O^+$ . Le pourcentage de  $SiO_2$  ne dépasse guère 50% car il est intimement lié au quartz qui reste le représentant majeur dans les fractions grossières. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par les auteurs pour d'autres cas d'altérations de roches granitiques (Konta & Mraz, 1965 ; Sindelar, 1979).

	HS 5	HS 6	HS 7	HS 8	HS 9	CII R.S
SiO <sub>2</sub>	76,55	74,86	80,73	74,63	75,71	74,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,40	15,45	12,08	15,86	14,38	15,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	1,16	0,96	1,04	0,88	1,49
MnO	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,04
MgO	0,28	0,32	0,23	0,28	0,29	0,18
CaO	0,02	0,03	0,02	0,02	0,07	0,12
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,28	0,27	0,28	0,24	2,94
K <sub>2</sub> O	3,77	3,71	3,89	3,89	3,36	4,72
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,10	0,10	0,09	0,07	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,06	0,04	0,06	0,04	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,27	3,92	2,29	3,97	3,63	1,53
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,45	0,48	0,17	0,42	2,25	0,17

Tableau 11 : Analyses chimiques des niveaux de la coupe NNE-SSW.

	HS 5F	HS 6F	HS 7F	HS 8F	HS 9F	CII R.S
SiO <sub>2</sub>	46,07	47,00	46,98	45,19	46,55	74,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,37	32,72	33,66	33,86	35,38	15,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,36	1,89	1,29	1,83	1,55	1,49
MnO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04
MgO	0,30	0,36	0,34	0,36	0,38	0,18
CaO	0,04	0,06	0,05	0,06	0,05	0,12
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,21	0,22	0,14	0,14	2,94
K <sub>2</sub> O	1,60	2,06	1,35	1,36	1,35	4,72
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,12	0,056	0,09	0,04	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,09	0,06	0,09	0,06	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	12,84	12,42	12,47	12,99	2,73	1,53
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,59	2,22	2,55	2,71	0,71	0,17

Tableau 12 : Analyses chimiques de la fraction inférieure à 50 microns pour les niveaux de la coupe NNE-SSW.

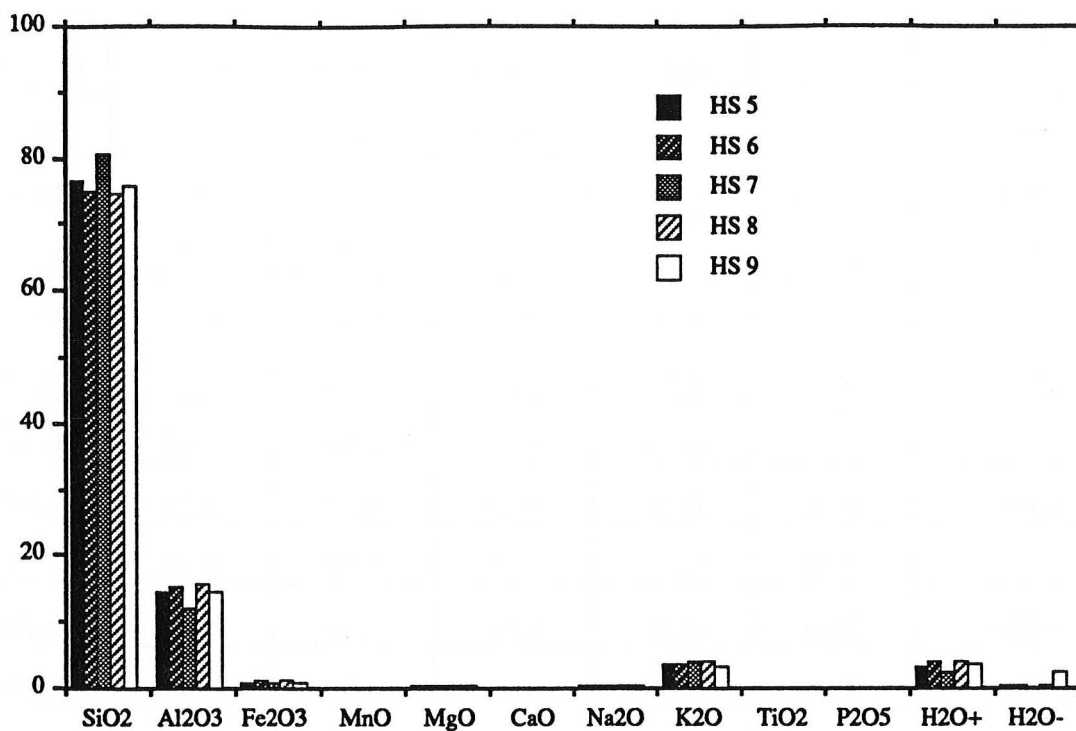


Fig. 42 : Analyse chimique des niveaux de la coupe SSW-NNE de la carrière CII (échantillons totaux).

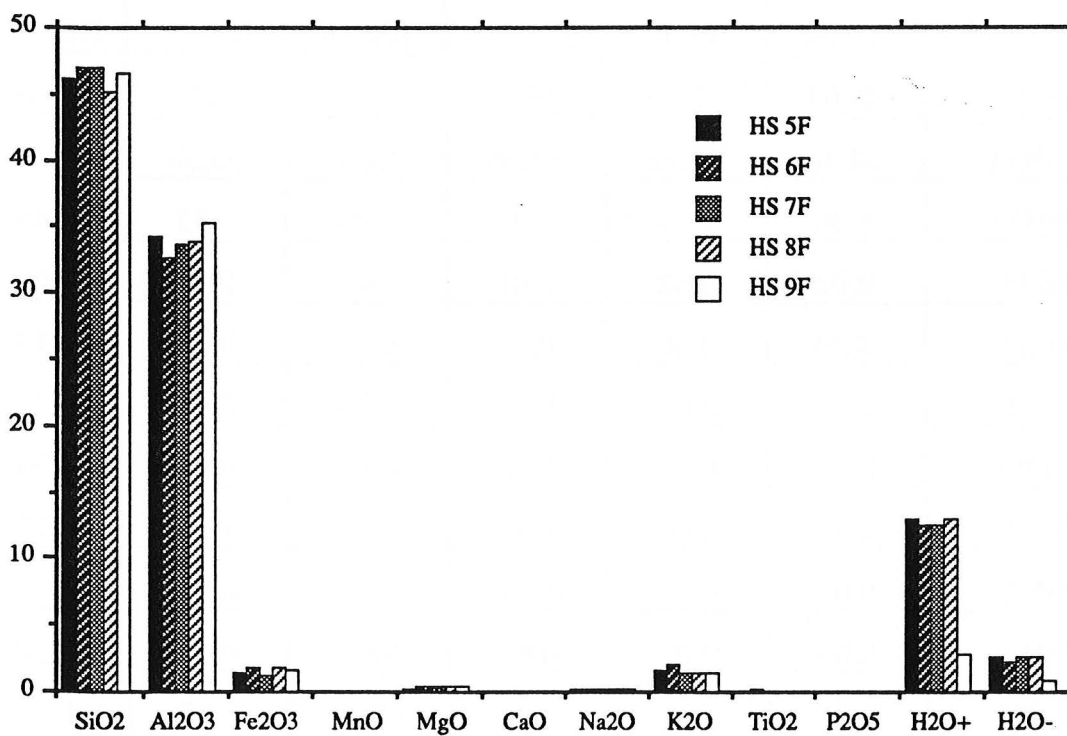


Fig. 43 : Analyse chimique des niveaux de la coupe SSW-NNE de la carrière CII (fraction fine inférieure à 50 microns).

### 3-3-Conclusions

A partir des résultats de l'analyse des éléments majeurs, nous avons pu cerner certaines variations de la composition chimique lors de l'altération :

\* la tendance la plus fréquemment observée est une diminution du pourcentage de  $\text{SiO}_2$  et une augmentation de celui de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Nous verrons que cette variation se traduit au niveau minéralogique par l'apparition de minéraux argileux.

\* nous assistons également à une diminution beaucoup plus rapide des pourcentages en  $\text{Na}_2\text{O}$  que pour ceux de  $\text{K}_2\text{O}$ . Comme nous le verrons ultérieurement, cette différence est due à l'altérabilité plus importante des feldspaths plagioclases en comparaison avec les feldspaths potassiques.

\* la teinte rougeâtre observée pour certains niveaux est vraisemblablement due à l'accumulation d'oxydes de fer. En effet, les analyses chimiques montrent bien que les pourcentages en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  sont plus importants dans ces niveaux que dans le faciès blanchâtre. Par ailleurs, les résultats d'analyse pour le profil SSW-NNE de la carrière CII, nous ont permis de constater que le fer semble se concentrer beaucoup plus dans la fraction inférieure à 50 microns, que dans les fractions grossières.





## CHAPITRE V

DETERMINATION ET CARACTERISATION DES  
PRODUITS DE L'ALTERATION

## 1-RAPPELS SUR LE KAOLIN

Le mot kaolin est dérivé du terme chinois "kauling" qui signifie colline élevée. En fait, les argiles blanches, exploitées en Chine pendant plusieurs siècles pour la fabrication de céramique, proviennent d'une colline près de Jauchau Fu dans la province de Kiangsi (Zheng *et al.*, 1981). Dans son utilisation actuelle, le terme de kaolin peut avoir différentes significations, il peut désigner un groupe de minéraux argileux, une roche massive ou être utilisé pour désigner une ressource en minéral industriel. Toutefois, il reste principalement utilisé pour parler d'une roche essentiellement composée de matière argileuse, pauvre en fer et généralement blanche ou presque blanche. Ce terme est souvent accompagné des qualificatifs primaire ou secondaire, selon qu'il s'agisse d'un kaolin formé *in situ* ou bien remanié ou sédimenté.

## 1-1-Les minéraux du groupe du kaolin et leur structure

Les minéraux qui constituent ce groupe sont des silicates d'alumine, ayant quasiment la même composition chimique mais avec quelques différences structurales ; la formule chimique qui les caractérise est  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ . Ces minéraux sont la kaolinite, la dickite, la nacrite et l'halloysite. Ce dernier terme a été utilisé par P. Berthier (1826) pour désigner un minéral dont la composition chimique est similaire à celle des autres minéraux du groupe mais qui contient de l'eau interfoliaire, sa formule étant  $(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ .

Quant à leur structure, ces minéraux sont des phyllosilicates de type 1/1 (Caillère *et al.* ; Brindley & Brown, 1984), constitués d'une couche de tétraèdres et une couche d'octaèdres (T-O), avec mise en commun d'un plan d'oxygènes et d'hydroxyles (fig. 44). Les feuillets sont disposés suivant les directions a et b de la maille et empilés suivant l'axe C, c'est d'ailleurs la répartition le long de ce dernier qui permet de différencier les termes. Aussi, on peut reconnaître des propriétés optiques différentes pour les minéraux du kaolin (Ross & Kerr, 1930) ; nous résumons l'essentiel de ces propriétés dans le tableau (13). La structure de la kaolinite a été établie en 1932 par Grüner (*in* Nicolas, 1957) et révisée par G.W. Brindley & K. Robinson (1946) ; au microscope électronique à balayage, elle se présente en plaquettes hexagonales généralement bien délimitées, ou en petits cristaux mal formés sans pour autant que l'empilement soit désordonné (Oberlin & Tchoubar, 1957 ; Oberlin *et al.*, 1961). L'espace interfoliaire est vide dans le cas de la

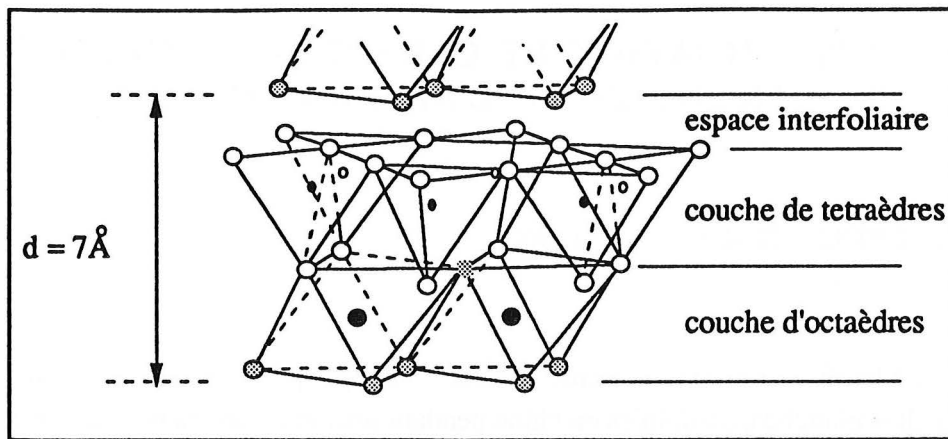


Fig. 44 : Structure des minéraux du groupe du kaolin  
(d'après Grüner, 1932 in Nicolas, 1957)

- Oxygène                      ⊗ Hydroxyle  
 •• Silicium                     ● Aluminium

carac.opt. → minéraux ↓	Système cristallin	2V	Indices			Signe optique	Signe d'allongement
			np	nm	ng		
<b>Kaolinite</b>	triclinique et monoclinique	36°	1,561	1,565	1,566	négatif	positif
<b>Dickite</b>	monoclinique	70°	1,562	1,565	1,571	positif	négatif
<b>Nacrite</b>	monoclinique	40°	1,557	1,562	1,566	négatif	positif

Tableau 13 : Caractères optiques des minéraux du kaolin.



kaolinite, la dickite et la nacrite, ce qui leur confère une équidistance basale de  $7\text{\AA}$  ; dans le cas de l'halloysite, la présence de couches d'eau interfoliaire porte cette équidistance à  $10,1\text{\AA}$  (Ross & Kerr, 1934 ; Hendricks, 1938 ; Brindley *et al*, 1948). Dans les conditions naturelles cette eau interfoliaire est très peu stable et l'halloysite se déshydrate très facilement pour donner de la métahalloysite dont l'équidistance basale se rapproche de celle de la kaolinite ( $7,3\text{\AA}$ ). Au microscope électronique à balayage, l'halloysite présente souvent un aspect en tubes qui sont dûs à l'enroulement des feuillets (Millot, 1964).

### 1-2- Genèse des minéraux kaoliniques

En ce qui concerne les kaolins primaires, ils se forment par l'action de l'altération qui peut être météorique classique ou hydrothermale. La première se fait d'une manière progressive sous l'action, assez continue dans le temps, des eaux de percolation ; elle conduit à un ameublissement du matériau et à une modification de sa chimie donnant ainsi naissance à de nouvelles entités minérales. La seconde, plus brutale, est engendrée par l'action de la température et des fluides hydrothermaux ; elle est assez fréquente aux alentours des zones minéralisées et caractérisées par des systèmes filoniens bien développés. Les roches mères dont sont issus les minéraux du kaolin sont le plus souvent des roches cristallines acides telles que les granites ou les rhyolites, entre autres. La kaolinite est issue essentiellement de composants principaux de ces roches : les feldspaths.

Les kaolins secondaires, érodés et transportés, se retrouvent sous forme de lits ou lentilles associés à d'autres roches sédimentaires, des sables ou grès le plus souvent. Il faut noter toutefois que les kaolins primaires sont, et de loin, beaucoup plus représentés que les kaolins allochtones car le dépôt et la préservation de ces derniers nécessitent des conditions géologiques particulières.

Suivant l'environnement et les conditions de formation, nous retrouverons des argiles kaoliniques différentes. Ainsi, la kaolinite, qui est le minéral le plus représenté du groupe, est bien connue surtout dans les produits d'altération météorique et/ou hydrothermale et peut exister également en tant que minéral authigénique. L'halloysite est presque exclusivement réservée aux gisements issus de l'altération. La dickite est un minéral principalement hydrothermal et très occasionnellement sédimentaire ; quant à la nacrite, c'est le minéral kaolinique le plus rare et ne se rencontre que dans les environnements hydrothermaux.

### 1-3-Intérêt économique du kaolin

Parmi ses nombreuses possibilités de valorisation (Dimanche *et al*, 1974 ; Gernaert, 1979), le kaolin est connu surtout pour son utilisation industrielle dans deux domaines principaux :

\* l'utilisation la plus noble, et pour laquelle le kaolin est le plus sollicité, est l'industrie papetière. Dans ce domaine, son utilisation se répartit de façon quasi-égale entre les kaolins de charge (ou de masse) qui servent à améliorer les propriétés optiques de la trame cellulosique, et les kaolins de couchage qui assurent la qualité et l'aspect esthétique de l'impression noire ou polychrome. Cet usage est le plus recherché puisque le kaolin coûte beaucoup moins cher que la pulpe de cellulose et réduit ainsi considérablement le coût du papier (Fleming, 1971). Pour qu'un kaolin puisse être utilisé dans ce domaine, il doit posséder des qualités de blancheur, de non abrasivité et de facilité de mise en suspension. Ces qualités sont naturelles pour les meilleurs kaolins connus, mais peuvent aussi être obtenues ou améliorées par des traitements physiques et chimiques.

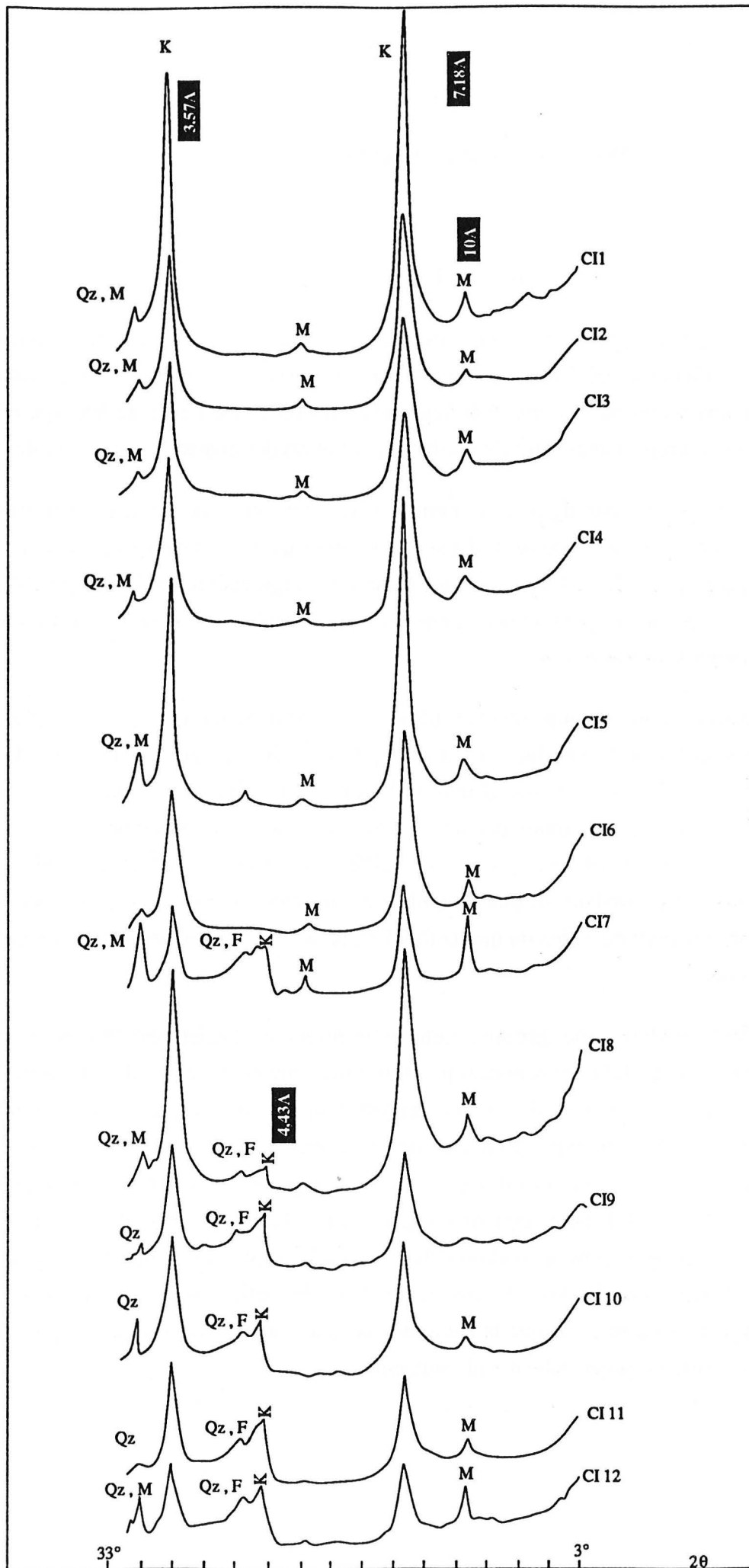
\* une autre utilisation, secondaire par rapport la première, fait du kaolin un produit de base pour l'industrie céramique principalement domestique, c'est à dire les carreaux et sanitaires. Dans ce domaine le kaolin est demandé pour ses qualités rhéologiques et plastiques ; il peut contenir jusqu'à 20% de quartz, et un bon taux en fraction inférieure à 75  $\mu$  est demandé, par contre il ne doit pas contenir de forts pourcentages en mica car ce minéral peut affecter la viscosité du matériau (Baker & Uren, 1982). Au Maroc c'est l'utilisation principale qui en est faite, le matériau de bonne qualité étant presque totalement importé.

\* enfin, un ensemble d'autres utilisations reste très peu représenté par rapport aux deux premières. Il s'agit des industries du caoutchouc, plastique, peintures, produits pharmaceutiques etc....

Pour avoir une idée sur la représentativité de ces différents domaines d'utilisation, nous donnons, à titre d'exemple, quelques chiffres correspondant à certains pays. Ainsi, en France, l'industrie papetière représente 65% (Delon *et al*, 1982) ; au Royaume Uni ce secteur est dominant avec 75%, alors que l'industrie céramique ne représente que 15% ; les 7% restants correspondent aux autres utilisations citées (Jepson, 1984).

## 2-ANALYSE PAR DIFFRACTION DES RAYONS X

La détermination des minéraux argileux, par diffraction des rayons X, a été faite pour l'ensemble des échantillons des carrières étudiées. Les spectres de diffraction que nous présenterons dans ce paragraphes sont ceux obtenus pour les essais glycolés ; car nous avons constaté que nos échantillons ne contiennent pas d'espèce argileuse dont les feuillet subissent un gonflement après saturation à l'éthylène-glycol. En outre, les pics de diffraction sont bien nets dans le cas des essais glycolés et permettent d'avoir une idée sur l'abondance relative des différents minéraux présents.



M : Mica  
 K : Kaolinite  
 F : Feldspath  
 Qz : Quartz

Fig. 45 : Analyse, par diffraction des rayons X, des niveaux de la carrière CI (échantillons glycolés).

## 2-1-Présentation des résultats

### 2-1-1-Carrière CI

La figure (45) montre comment évoluent les spectres de diffraction de bas en haut dans le profil considéré. Les diagrammes représentés à la même échelle nous permettent de comparer les intensités des pics correspondant aux différents minéraux ainsi que celles des réflexions représentant un même minéral, au travers des divers niveaux du profil.

L'analyse de cette figure nous permet de différencier deux groupes d'échantillons qui se détachent assez nettement, d'une part les niveaux de CI 12 à CI 7, et d'autre part les niveaux CI 6 à CI 1. Nous assistons donc à une ségrégation, par la composition en minéraux argileux, respectivement entre les niveaux blanchâtres et ceux qui présentent une imprégnation rouge-brun.

Dans le premier groupe les échantillons se caractérisent par la présence, en plus des pics principaux de la kaolinite à  $7,18 \text{ \AA}$  et  $3,57 \text{ \AA}$ , de pics aux environs de  $4,43 \text{ \AA}$  correspondant à des réflexions d'autre ordre du même minéral. Les autres minéraux rencontrés sont : la muscovite, que nous retrouvons quasiment dans tous les niveaux et qui se manifeste généralement par son pic à  $10,2 \text{ \AA}$  ; la réflexion à  $5 \text{ \AA}$  est très faible ; les réflexions correspondant au quartz sont aussi présentes dans tous les niveaux. Des réflexions voisines de celles du quartz ( $4,24 \text{ \AA}$ ) peuvent être attribuées à des feldspaths potassiques.

Dans le deuxième groupe, nous constatons la disparition des réflexions correspondant aux feldspaths potassiques qui étaient encore présentes dans le niveau CI 7. L'intensité des pics de diffraction représentant la muscovite reste pratiquement constante. La caractéristique principale de ces niveaux supérieurs est l'importance des réflexions de la kaolinite qui devient le minéral argileux dominant surtout dans les niveaux CI 5 et CI 1. Nous constatons, par ailleurs dans ce groupe d'échantillons, la disparition de réflexions secondaires de la kaolinite ( $4,43 \text{ \AA}$ ) ; cette réflexion étant principalement visible dans le cas de cristaux de petite taille avec un mauvais arrangement, nous pensons que la kaolinite existant dans les niveaux supérieurs est de meilleure cristallinité que celle des niveaux inférieurs.



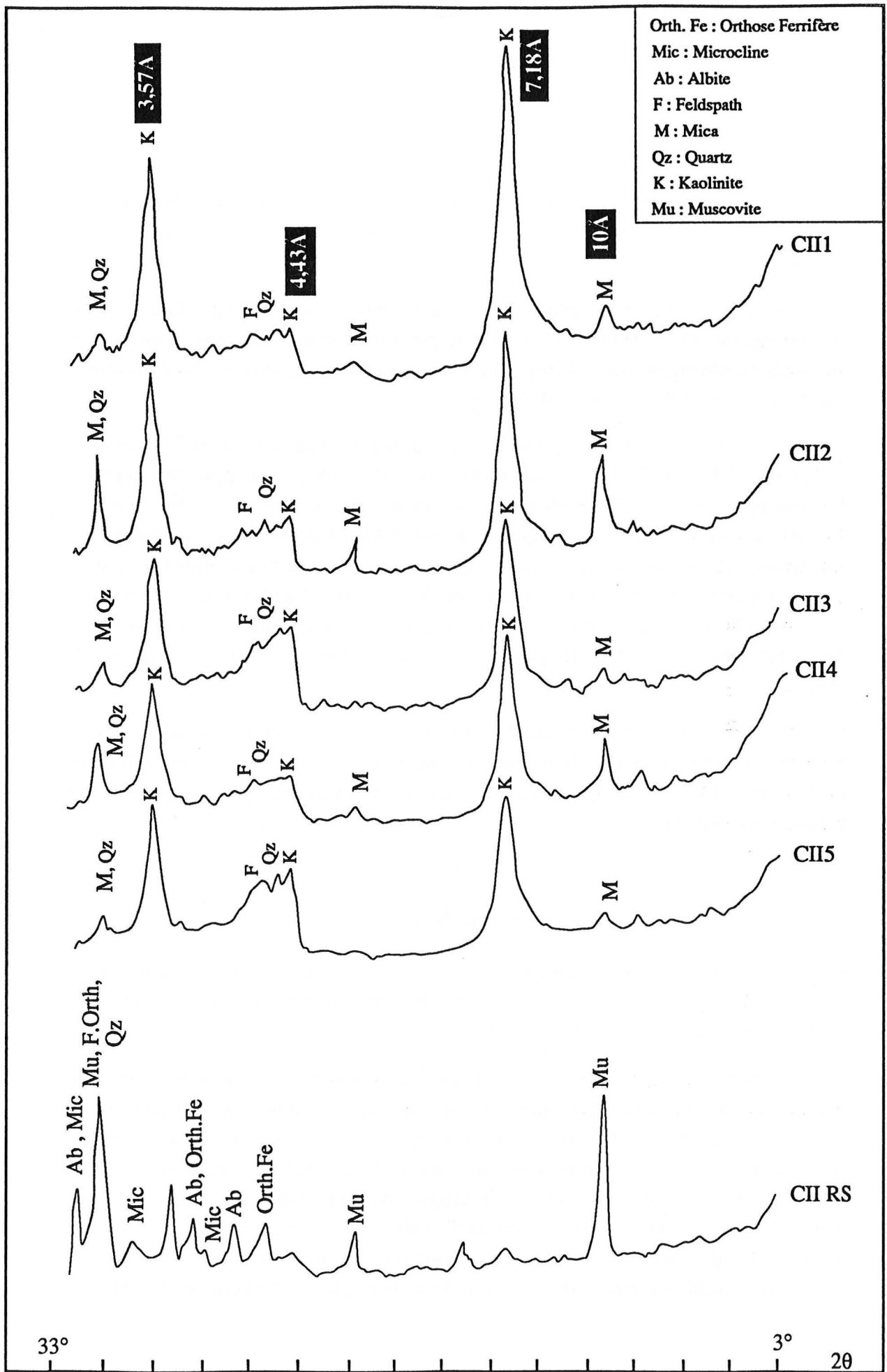


Fig. 46 : Analyse des minéraux argileux pour le granite sain et les niveaux altérés de la coupe E-W (carrière CII).

## 2-1-2-Carrière CII

## a- coupe E-W

La figure (46) représente les diffractogrammes des différents niveaux du profil d'altération, disposés en succession verticale, ainsi que celui du granite relativement sain représenté par des boules sus-jacentes à la carrière.

Dans l'échantillon de roche saine, nous retrouvons tous les pics de diffraction correspondant aux minéraux du granite originel dont essentiellement le quartz, les feldspaths potassiques et les plagioclases. La muscovite est également bien représentée, par contre nous notons l'absence de kaolinite.

Pour les niveaux altérés, nous assistons surtout à l'apparition des réflexions de la kaolinite, à 7,18 Å et 3,57 Å ; le pourcentage de cette argile semble constant dans tous les niveaux, sauf pour CII 1 où elle est beaucoup mieux représentée. En outre, les intensités des réflexions correspondant aux feldspaths potassiques sont moins importantes dans les niveaux rougeâtres que dans les niveaux blanchâtres sans jamais disparaître complètement ; inversement pour la muscovite dont les pics de diffraction, beaucoup plus nets, montrent des intensités supérieures dans les premiers niveaux cités. Les réflexions représentant le quartz restent toujours présentes dans les différents niveaux.

En passant de la roche relativement saine aux niveaux altérés, nous constatons essentiellement l'apparition de la kaolinite, alors que disparaissent les réflexions de l'albite. Par ailleurs, l'intensité des réflexions représentatives du mica s'amenuisent considérablement.

## b- coupe SSW-NNE

Dans le cas de cette coupe, l'analyse aux rayons X a été faite sur des poudres désorientées représentant la fraction granulométrique inférieure à 50 microns. Les résultats sont illustrés dans la figure (47).

L'analyse de cette figure montre qu'au niveau de la roche saine, comme dans le cas de la coupe E-W, nous rencontrons tous les minéraux du granite avec des réflexions de très forte intensité pour la muscovite, ainsi que des réflexions de kaolinite, faibles certes, mais qui révèlent déjà un début de kaolinisation dans le granite frais. Dans les niveaux altérés l'intensité des réflexions correspondant au mica s'atténue considérablement et ne varie pas beaucoup d'un niveau à l'autre ; il en est de même pour les feldspaths dont les intensités des pics, beaucoup moins importantes que dans le faciès sain, restent quasiment constantes dans tous les niveaux altérés. En outre, nous assistons

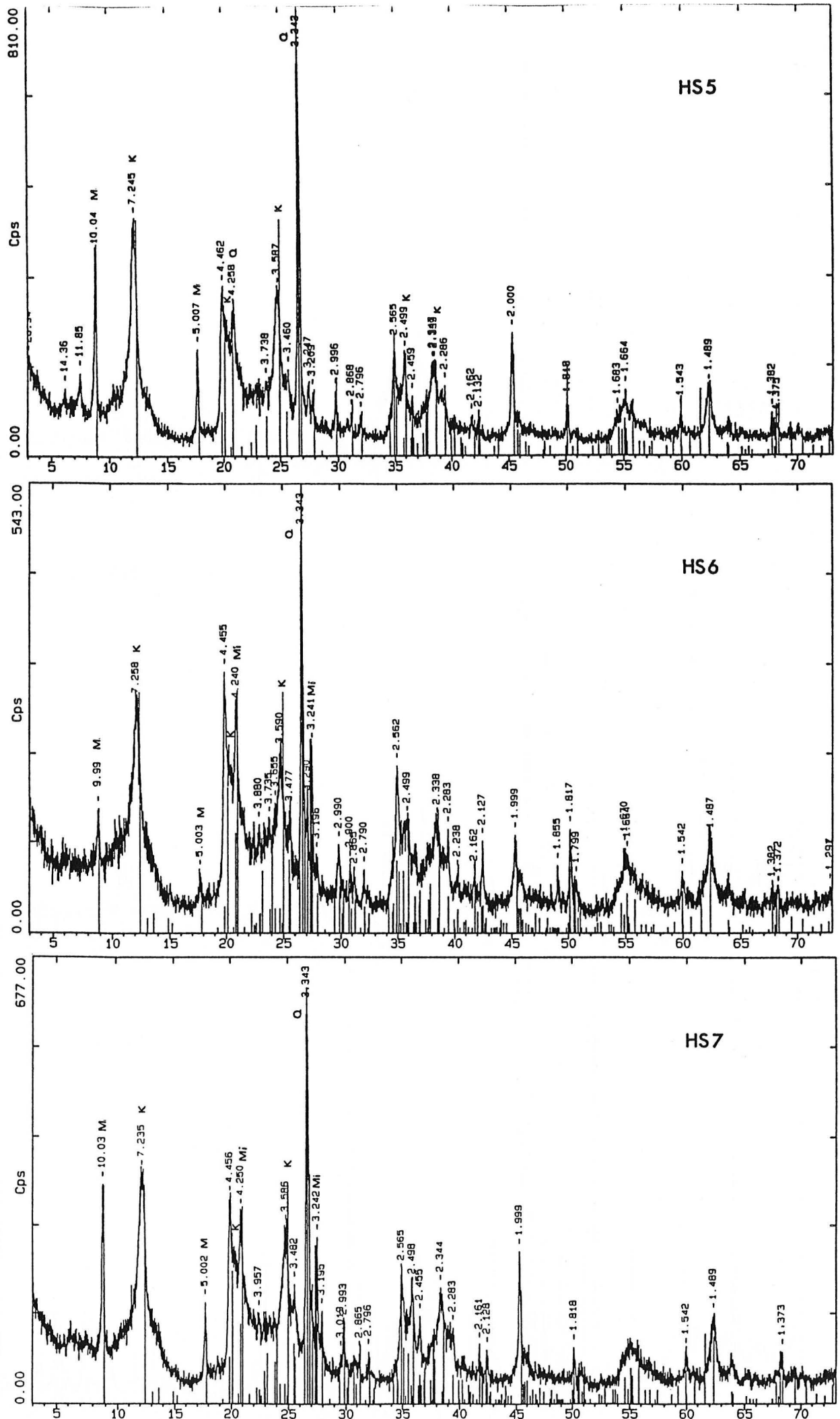
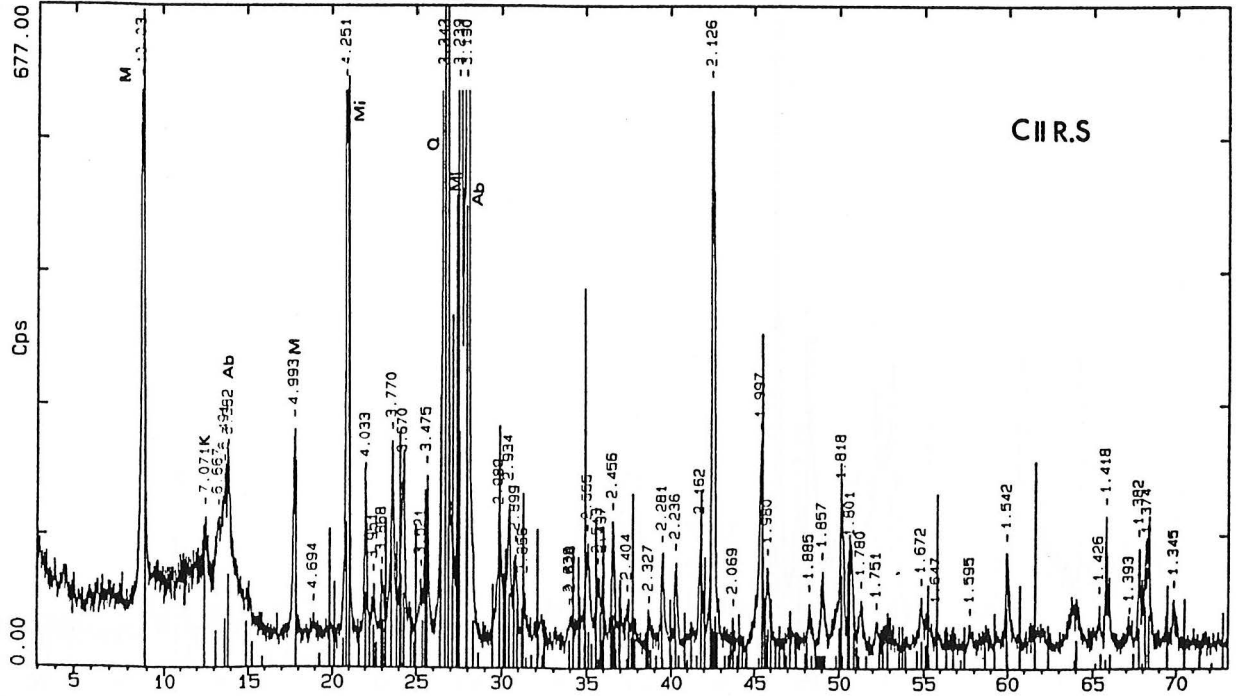
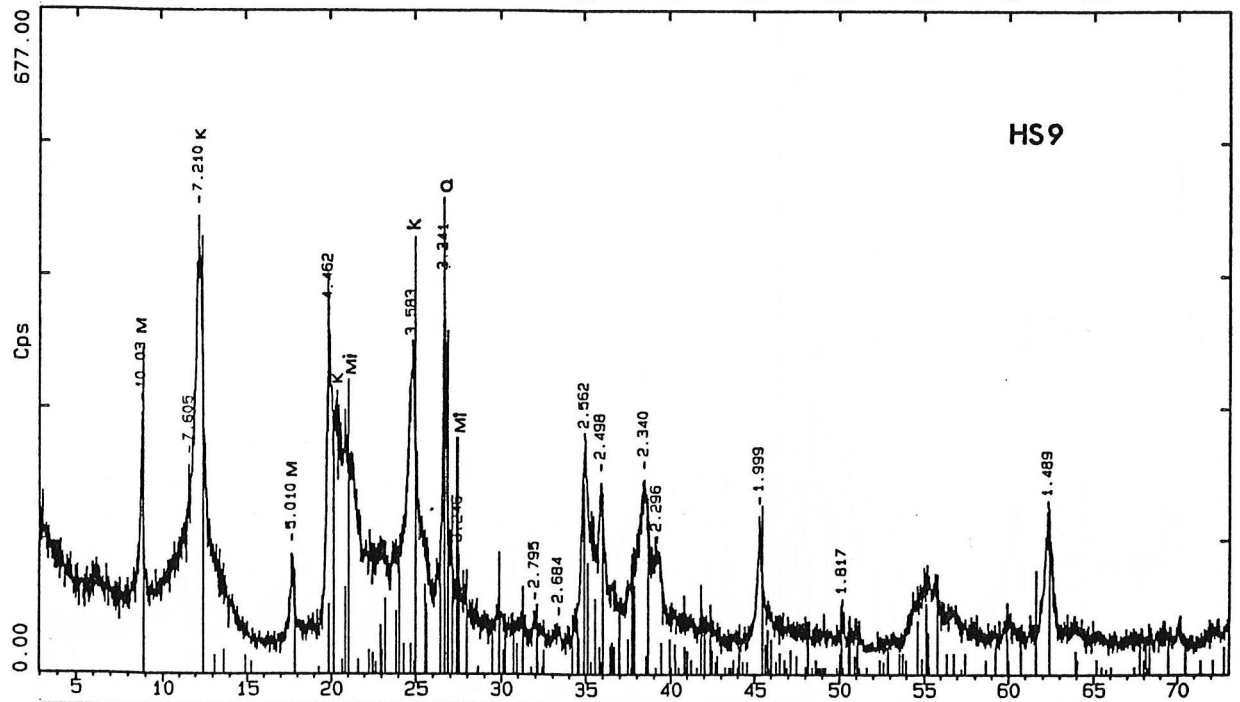
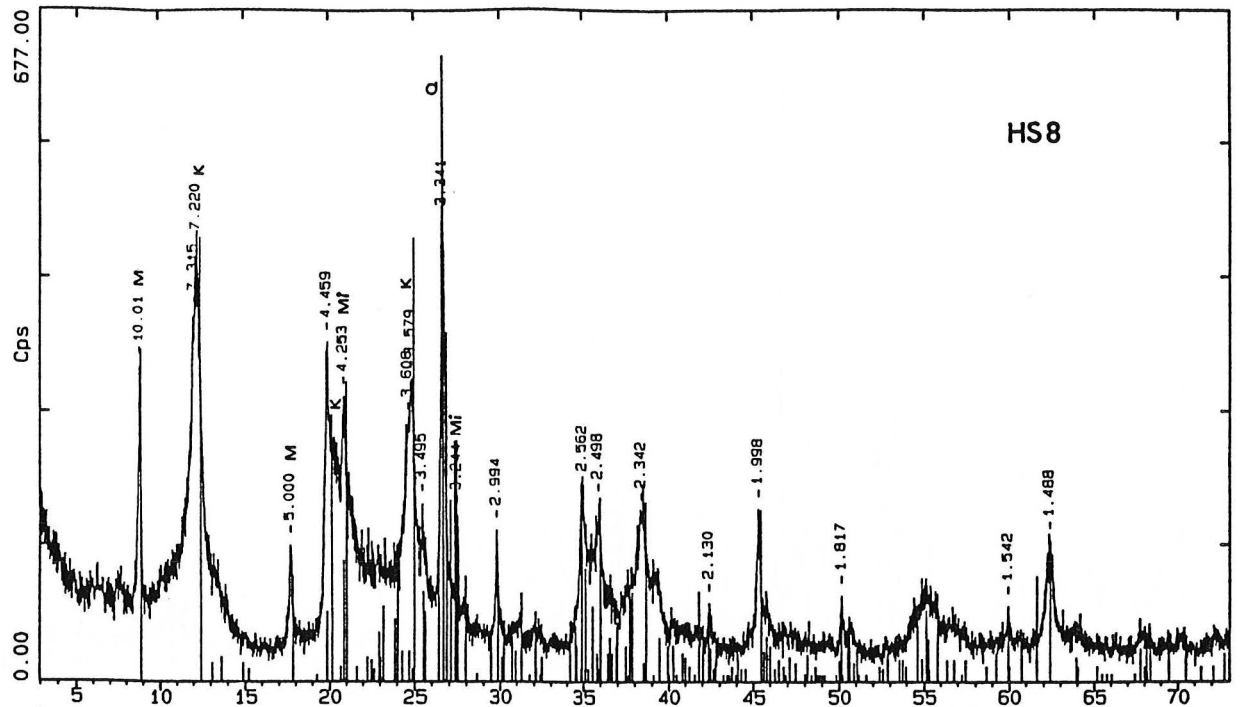


Fig. 47 : Diffractogrammes de la roche saines et des niveaux altérés de la coupe SSW-NNE (carrière CII).

M : Muscovite    Q : Quartz    Mi : Microcline    M : Mica    K : Kaolinite



à l'apparition des réflexions caractéristiques de la kaolinite, qui est légèrement plus représentée dans les niveaux HS 8 et HS 9.

Nous constatons donc que, en ce qui concerne la composition en minéraux argileux, nous n'avons pu dégager des différences notables entre les divers niveaux de la coupe SSW-NNE de la carrière CII. Nous devons rappeler, par ailleurs, que les poudres analysées dans le cas de cette coupe représentent l'ensemble de la fraction granulométrique inférieure à 50 microns et l'on devrait donc s'attendre à une meilleure représentativité de la kaolinite ainsi qu'à une atténuation de la muscovite et des feldspaths dans la fraction argileuse au sens granulométrique du terme (taille aux environ de  $2\mu$ ). En effet, ces minéraux, qui sont considérés comme des impuretés dans la terminologie d'exploitation du kaolin, ont des tailles essentiellement comprises entre 20 et 50 microns.

### 2-1-3-Carrière CIII

Du fait de la hauteur d'affleurement réduite, nous avons seulement essayé d'évaluer la présence des minéraux argileux du groupe du kaolin, au sein des différents niveaux distingués dans cette carrière.

Ainsi, comme le montre la figure (48), le niveau sombre très pulvérulent (CIII 3) semble être peu altéré, car on observe des pics de diffraction correspondant aux différents minéraux du granite originel, alors que les réflexions représentant des argiles issues de l'altération sont quasiment inexistantes. Dans le faciès clair relativement cohérent (CIII 2), les réflexions correspondant aux feldspaths sont très atténuées, la muscovite et la kaolinite sont également présentes mais avec une prédominance de la première. Quant au diffractogramme du niveau CIII 1, il montre encore des traces de feldspaths ainsi que de la kaolinite plus représentée que la muscovite.

### 2-1-4-Carrière CIV

Les résultats de l'analyse diffractométrique représentés dans la figure (49), montrent que le faciès altéré imprégné d'une teinte rougeâtre, dominant dans cette carrière, contient des traces de feldspaths, la muscovite et la kaolinite restent toutefois les minéraux dominants.

Dans les échantillons provenant des horizons CIV 2 et CIV 3, les réflexions caractéristiques de la kaolinite et de la muscovite sont pratiquement les seules observées.

Par ailleurs, dans les niveaux de cette carrière, nous avons également constaté l'apparition de réflexions à  $12 \text{ \AA}$  ; ces pics, apparus sur les essais naturels ne se déplacent pas après saturation à l'éthylène-glycol. Nous pensons qu'il s'agit de minéraux interstratifiés de type illite-vermiculite.

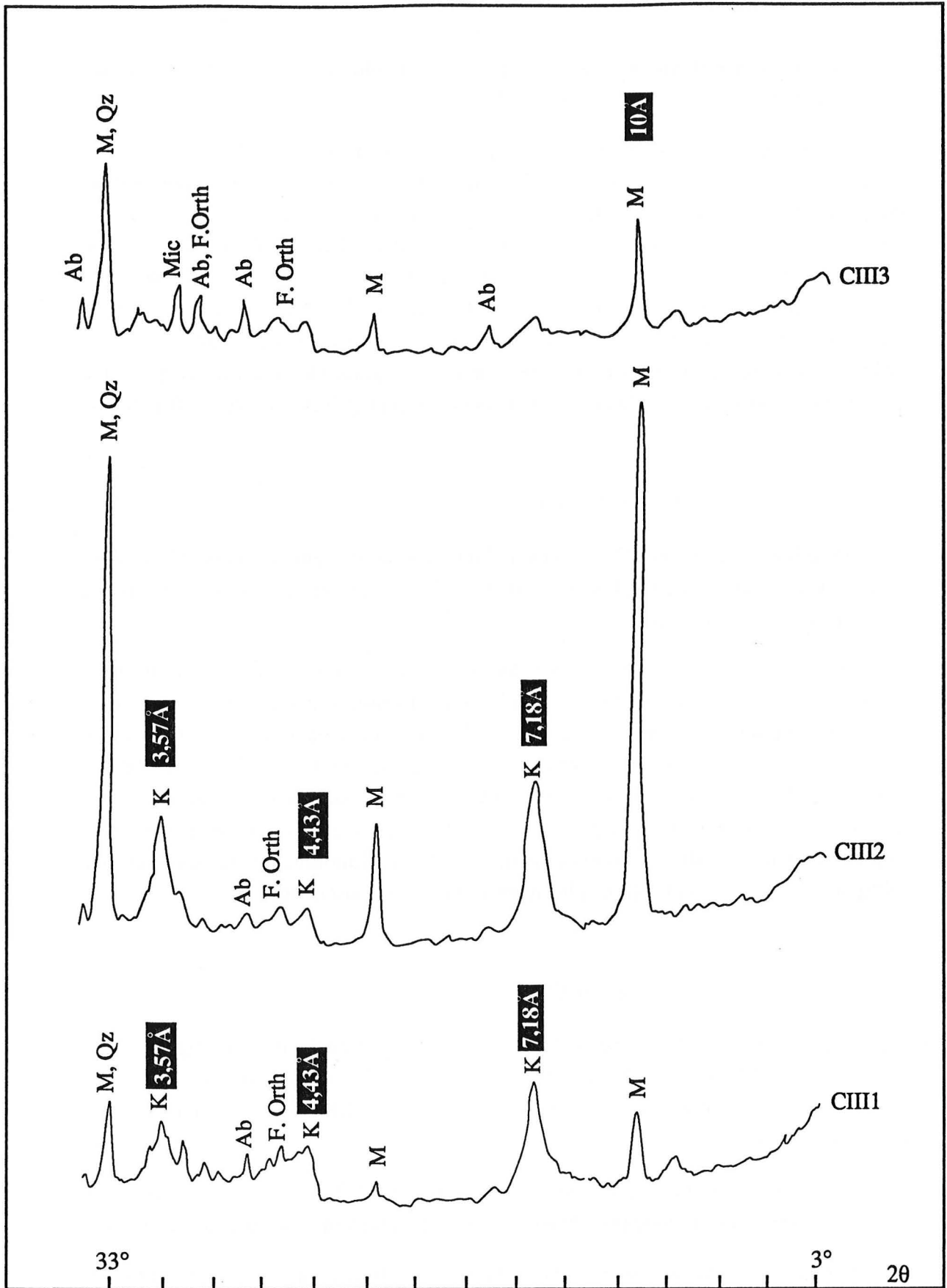


Fig. 48 : Diffractogrammes des niveaux de la carrière CIII.

Ab : Albite

Mic : Microcline

Qz : Quartz

M : Mica

K : Kaolinite

F. Orth. : Orthose

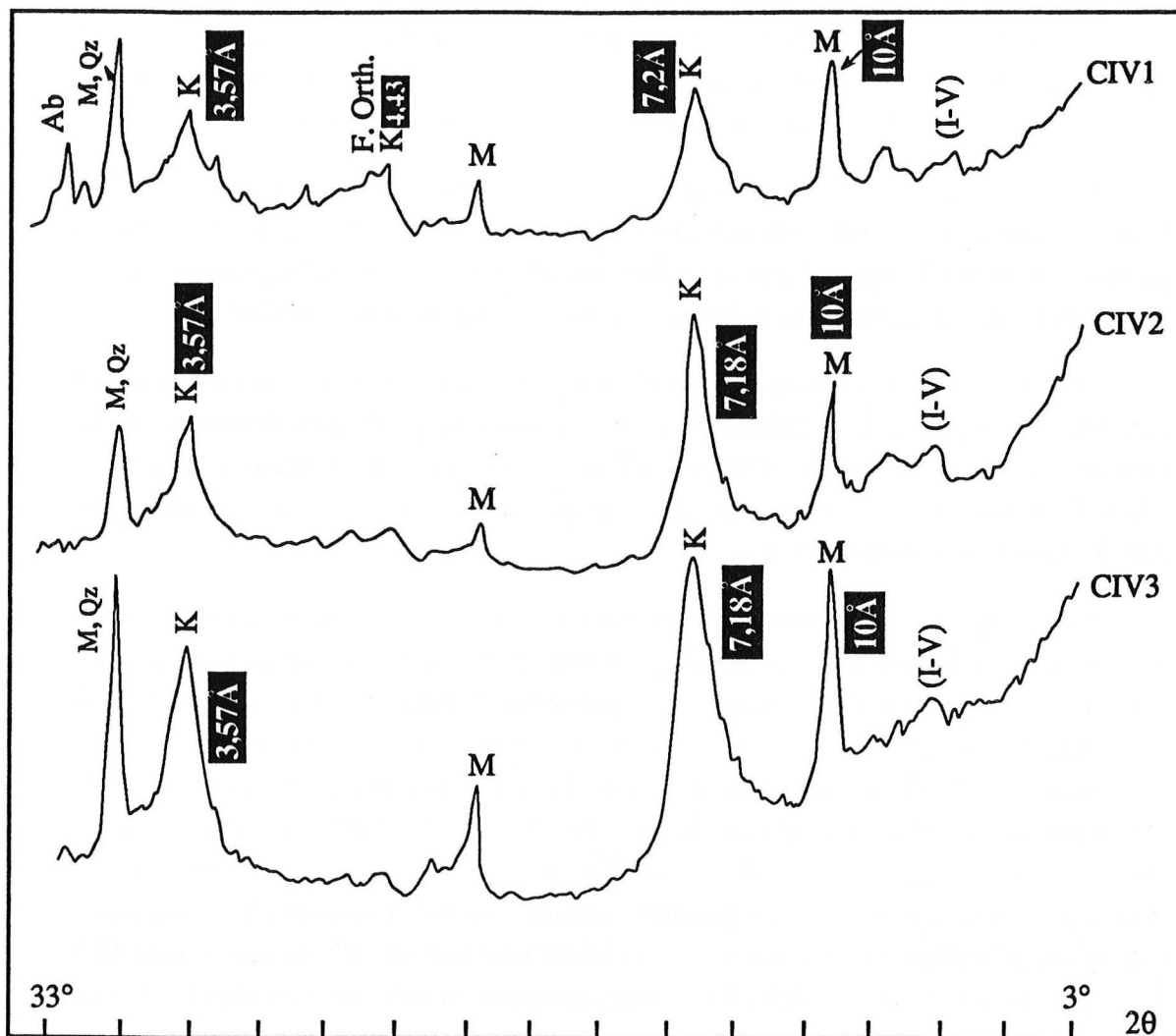


Fig. 49 : Diffractogrammes des niveaux de la carrière CIV.

F. orthose : Orthose

Qz : Quartz

K : Kaolinite

M: Mica

(I-V) : interstratifiés illite-vermiculite.



## 2-1-5-Carrière CVII

Comme nous l'avons signalé précédemment (cf chap. IV), cette excavation se situe dans la zone des granites à biotite dominante au centre du massif. Les diagrammes de la figure (50) illustrent les résultats de l'analyse aux rayons X pour les trois niveaux de cette carrière, ainsi que celui obtenu pour le granite à biotite sus-jacent.

L'analyse de cette figure révèle la présence des feldspaths dans tous ces niveaux, avec une intensité de réflexion amoindrie dans CVII 2. La muscovite est toujours présente ; la kaolinite apparaissant déjà dans la roche relativement saine, est représentée dans tous les niveaux altérés avec de bonnes proportions pour le niveau CVII 2.

En outre, les échantillons de cet affleurement se distinguent de ceux des autres carrières par la présence de chlorite. En effet, nous avons pu déceler l'existence de ce minéral à cause de la double réflexion à 7,18 Å ainsi que par l'apparition d'un pic à 4,8 Å dans tous les niveaux altérés, accompagné d'une réflexion à 14,2 Å très nette dans le cas de l'échantillon CVII 2.

Pour confirmer la présence de la chlorite, nous avons procédé aux tests de saturation à l'hydrazine et/ou de chauffage. Le premier, considéré comme l'un des tests les plus sûrs, permet le déplacement d'une partie des feuillets de la kaolinite à 10,4 Å sans modifier la chlorite (Wada *et al*, 1968). Le second, qui consiste à chauffer l'échantillon à 490°C pendant 2h, provoque la déstabilisation de la kaolinite et la disparition de ses réflexions (Lucas & Jehl, 1961). L'interprétation des résultats de ce dernier test reste toutefois très délicate car, d'une part, sa fiabilité nécessite un four d'une grande précision au niveau des températures et dans lequel la chaleur se répartit de façon homogène ; d'autre part ce traitement par la chaleur peut conduire à la destruction de 10 à 35 % des chlorites (Lucas & Jehl, 1961) alors que peuvent subsister certaines kaolinites résistantes à haute température.

Dans notre cas nous présenterons uniquement les résultats du test de saturation à l'hydrazine. Nous n'avons pas considéré ceux correspondant au chauffage du fait d'un manque de précision du matériel utilisé.

La figure (51) illustre les diffractogrammes des essais hydrazinés des échantillons CVII 1, CVII 2 et CVII 4. Aussi nous constatons, d'une part, l'apparition d'un pic à 10,4 Å près de la réflexion de la muscovite, il atteste en effet du déplacement de certains feuillets kaolinitiques par gonflement à l'hydrazine, et d'autre part l'atténuation du pic à 7,18 Å qui ne représente plus, avec la réflexion à 4,8 Å, que la chlorite.

Ces observations confirment donc bien la présence de la chlorite, mais ce minéral est nettement moins représenté que la kaolinite, puisque après déplacement des feuillets de ce dernier minéral sous l'action de l'hydrazine, la réflexion à 7,18 Å devient très faible.

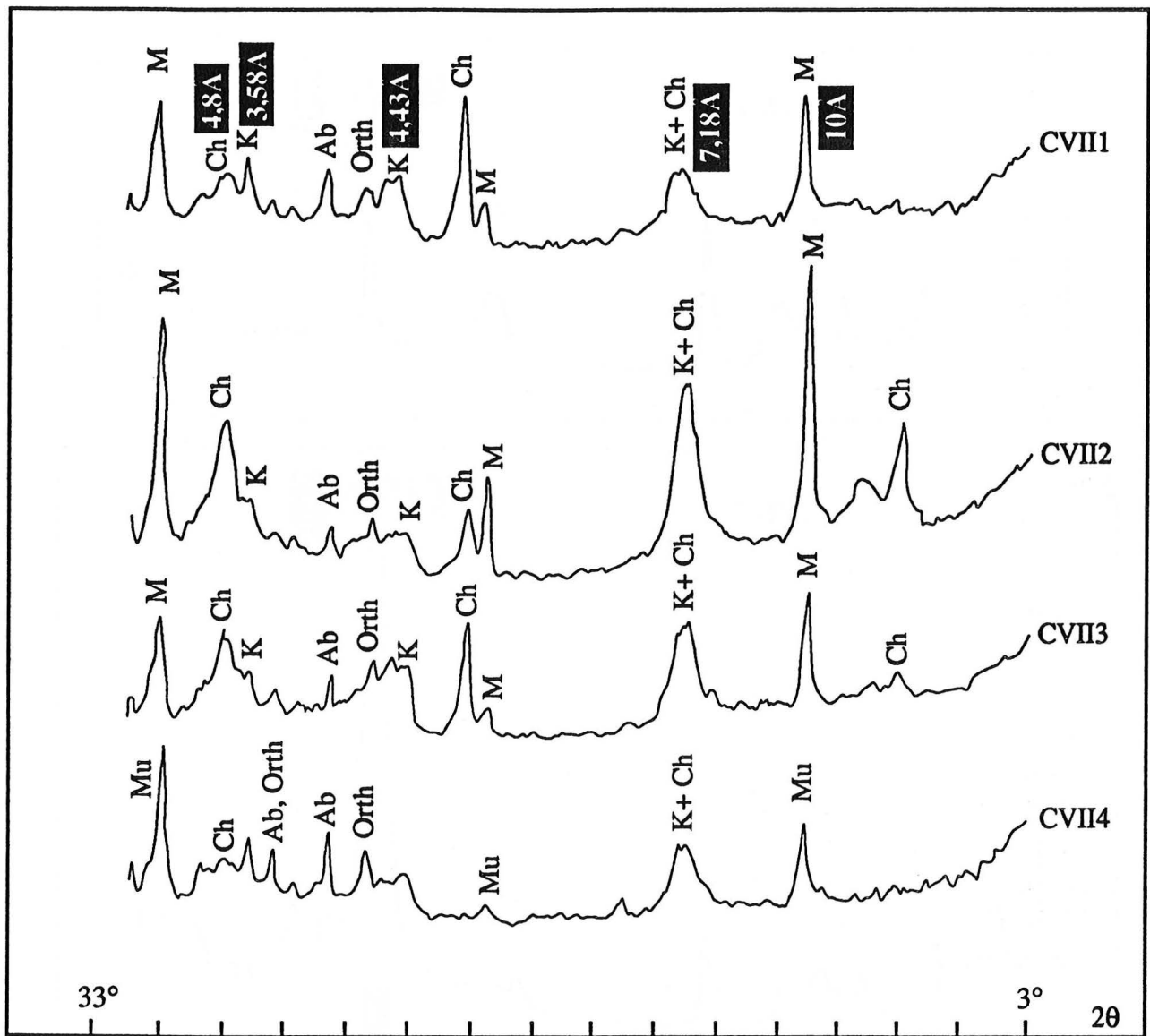
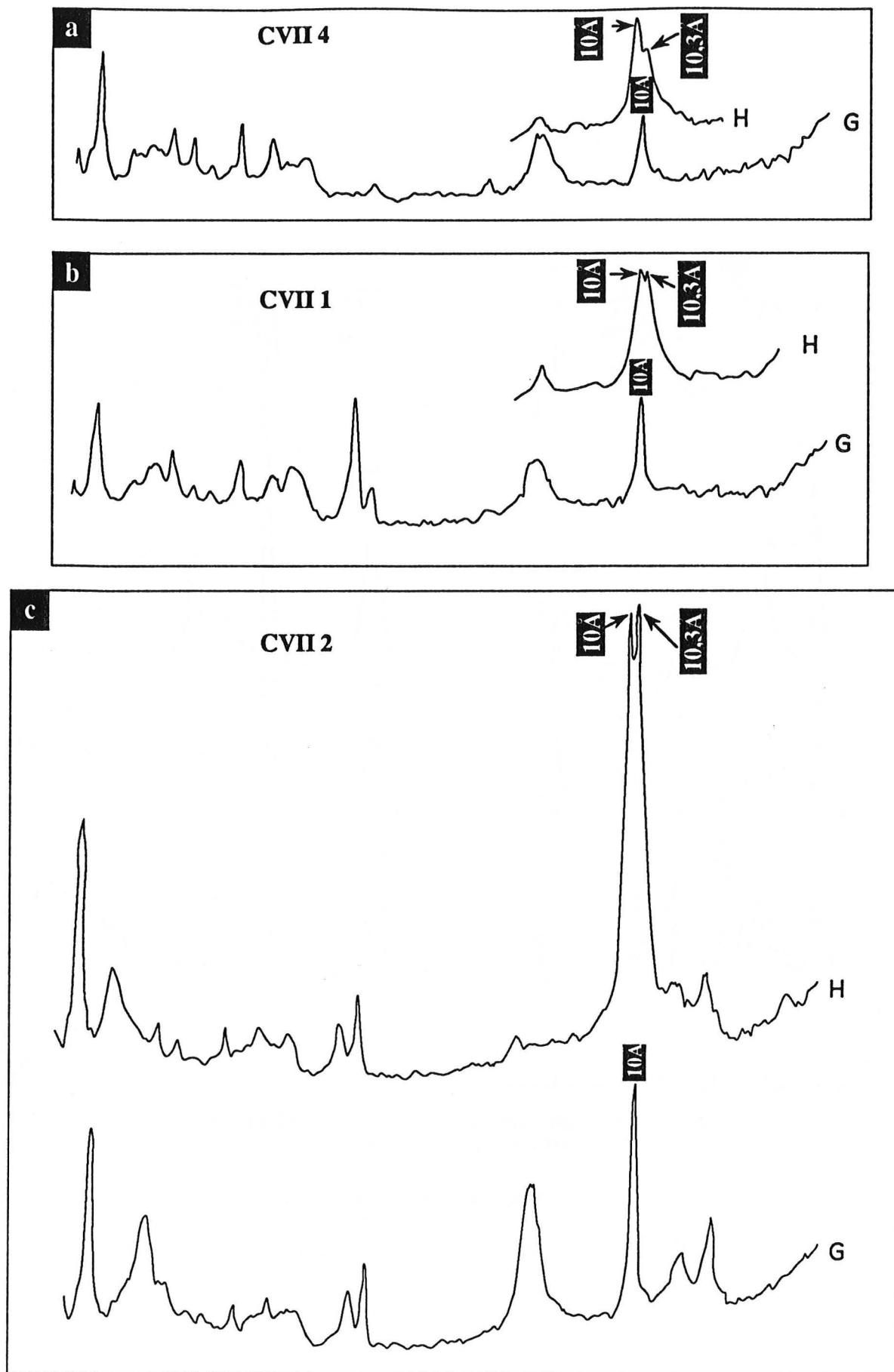


Fig. 50 : Diffractogrammes du granite à biotite (CVII 4) et des niveaux altérés de la carrière CVII.

Ab : Albite	Orth. : Orthose	Mu : Muscovite
K : Kaolinite	M : Mica	Ch : Chlorite



**Fig. 51** : Confirmation de la présence de chlorite, par le test de saturation à l'hydrazine, dans les niveaux de la carrière CVII.

G : échantillon glycolé

H : échantillon saturé à l'hydrazine

## 2-2-Cristallinité

Pour avoir une idée sur les différents états de cristallinité des kaolinites mises en évidence, nous avons procédé au calcul de la taille des cristallites ( ou taille apparente des grains) selon la formule de Scherrer (Cullity, 1956 ; Guinier, 1956). Le protocole de mesure ainsi que les résultats obtenus sont reportés dans l'annexe 2. Nous constatons que, d'une façon générale, la taille des cristallites augmente de bas en haut dans le profil CI. Dans la coupe E-W de la carrière CII, la taille des cristallites est relativement plus importante mais suit une évolution irrégulière verticalement dans le profil. Quant aux niveaux de la coupe SSW-NNE, on distingue les niveaux HS5 et HS9 qui présentent des tailles de cristallites assez importantes en comparaison avec la kaolinite des niveaux des autres carrières ; alors que les niveaux HS6, HS7 et HS8 révèlent des grains de petite taille.

La taille apparente des grains ainsi déterminée peut être reliée au degré de cristallinité de la kaolinite, puisque l'existence de cristallites de taille importante diminue la présence de défauts dans la structure. Ainsi, nous pouvons dire que les kaolinites révélées dans les niveaux altérés d'Oulmès ne présentent pas une très bonne cristallinité. Nous pouvons également noter que la kaolinite des niveaux de la carrière CI et de la coupe E-W de la carrière CII est globalement mieux cristallisée que celle de la coupe SSW-NNE, exception faite des niveaux HS5 et HS9 qui montrent tailles de cristallites importantes. L'existence de cette irrégularité au sein du profil SSW-NNE témoigne d'une altération non homogène dans cette zone.

L'observation au microscope électronique à balayage de la fraction inférieure à 50 microns, issue des différents niveaux étudiés, a révélé l'existence de kaolinite en petits cristaux dans le niveau HS8, accompagnée de tubules correspondant à de l'halloysite en quantité négligeable (photos 2 et 3, pl. 7). Au sein du faciès altéré d'Al Kirit, la kaolinite est également prépondérante mais se présente en cristaux de taille importante disposés en éventail, de très rares tubules d'halloysite sont observés (photos 5 et 6, pl. 7). Quant aux niveaux de la carrière CI et ceux du profil E-W de la carrière CII, ils présentent, au MEB, un faciès très similaire avec souvent de la kaolinite qui se présente aussi bien en petites lames hexagonales qu'en feuillets empilés "en accordéon".

## 2-3-Discussion et conclusions

L'analyse par diffraction des rayons X nous a permis de constater l'apparition, dans les échantillons altérés, de certains minéraux inexistant dans la roche mère ; ces espèces minérales résultent donc du processus d'altération. Par ailleurs nous avons pu remarquer que les minéraux originaux du granite sain s'altèrent différemment et disparaissent plus ou moins rapidement.

Tout d'abord, nous constatons que le quartz et la muscovite restent, à des degrés différents, toujours présents dans la fraction analysée. La biotite, elle, est presque toujours absente du fait qu'elle s'altère très facilement ; la différence de vulnérabilité entre

les différents types de micas (muscovite et biotite) est due, selon Basset (1960), à la différence d'orientation des hydroxyles par rapport au plan des micas. Nous remarquons également que le comportement des minéraux feldspathiques corrobore assez bien les résultats des analyses chimiques pour ce qui est de  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  (cf 3-2). En effet, dans tous les diffractogrammes correspondant aux niveaux altérés, nous ne rencontrons point de feldspaths plagioclases alors que les feldspaths potassiques sont presque toujours présents et ne s'atténuent que dans certains niveaux très altérés. Ceci est une conséquence de la différence d'altérabilité entre l'albite et le feldspath potassique, ce dernier semble être plus résistant ; cette différence a été relatée par différents auteurs dont Leneuf (1959) qui a constaté une altération plus rapide et plus poussée des plagioclases en comparaison avec les feldspaths alcalins, dans des roches cristallines de Côte d'Ivoire et, plus récemment, J.J. Middelbourg *et al.* (1988) lors d'une étude de la mobilité des éléments au cours de l'altération de roches granitiques. Toutefois, cet ordre de vulnérabilité peut être inversé dans le cas de milieux arides (Rondeau, 1958). D'autres auteurs (Helgeson *et al.*, 1969) ont montré que, lors de l'hydrolyse d'un mélange d'albite et de feldspath potassique dans un système fermé à  $25^\circ\text{C}$  et sous une pression de 1atm, le feldspath potassique atteint, avant l'albite, l'équilibre avec la phase acqueuse et devient même un produit de réaction lors des dernières phases de l'hydrolyse de l'albite. Ces auteurs notent par ailleurs que le feldspath potassique s'hydrolyse plus vite en l'absence de plagioclase, et c'est donc la présence de ce dernier qui joue un rôle "inhibiteur" sur la réactivité du premier. Les produits obtenus au terme de cette hydrolyse en système fermé sont principalement la kaolinite et un mica potassique (K-mica). Il est important de noter que la quantité de kaolinite produite à l'issue de l'hydrolyse du mélange feldspath potassique-albite, est trois fois plus importante que celle obtenue par l'hydrolyse du seul feldspath potassique.

Cette hydrolyse en système clos reflète assez bien les réactions mises en oeuvre lors d'une altération météorique de roche granitique, dans une zone bien arrosée et caractérisée par un bon drainage. Nous estimons que ce modèle peut être appliqué au cas des granites d'Oulmès. En effet, dans la quasi-totalité des diffractogrammes correspondant aux faciès altérés, nous notons la présence de muscovite et de kaolinite ; les pourcentages de cette dernière croissent avec le degré d'altération. En outre, nous avons pu constater que la kaolinite est relativement mieux représentée dans les niveaux à imprégnation d'oxydes de fer, nous pensons que cela peut être dû à un meilleur drainage de ces zones qui correspondent à l'emplacement de fractures dans la roche mère.

Il est également intéressant de noter que J. Konta (1981), en analysant les produits issus de l'altération des plagioclases acides et des feldspaths potassiques dans le granite de Karlovy Vary (Tchécoslovaquie), a montré la présence de montmorillonite dans les premiers stades d'altération du plagioclase (échantillon à 96 m de profondeur). Dans les stades plus avancés (échantillons du haut des profils), la kaolinite devient le seul produit d'altération de ce type de feldspaths. La muscovite observée dans les diffractogrammes est, selon ce même auteur, vraisemblablement issue de l'altération des feldspaths potassiques.

En ce qui concerne les granites altérés d'Oulmès, l'analyse par diffraction des rayons X ne nous a, d'une part, pas révélé la présence de montmorillonite ; d'autre part, les réflexions représentatives de feldspaths plagioclases sont totalement absentes. Nous pensons donc que les niveaux qu'il nous a été possible d'analyser dans nos carrières, sont affectés par une altération déjà avancée et nous pouvons proposer une assez bonne profondeur de matériel altéré avant d'atteindre la roche mère.

### 3-ANALYSES THERMIQUES : (ATD, ATG).

Lors d'un cycle de chauffage auquel on soumet l'échantillon, l'apparition de pics endothermiques ou exothermiques, traduit le déroulement de réactions spécifiques accompagnées respectivement d'absorption ou de dégagement de chaleur.

Ce type d'analyse s'applique bien aux minéraux argileux, il nous a permis de confirmer les résultats de l'analyse aux RX, et parfois d'apporter des renseignements sur la nature et le degré de cristallinité de l'argile kaolinique en présence.

#### 3-1-Résultats

Pour ces analyses, il ne nous a pas été possible de traiter la totalité de nos échantillons. Nous avons donc dû faire une sélection et nous avons préféré analyser des niveaux pour lesquels nous disposons déjà d'autres informations. Ainsi, nous avons pris les échantillons de la carrière CI et de la carrière CII (coupe SSW-NNE).

Comme le montrent les figures (52 et 53), les courbes obtenues révèlent, pour la quasi-totalité des échantillons, deux pics endothermiques et un pic exothermique. Nous avons regroupé dans le tableau (14) les différents pics et les températures auxquelles ils apparaissent.

Les deux pics endothermiques sont observés à des températures d'environ 65°C et 530°C respectivement, alors que la réaction exothermique semble se manifester à une température centrée sur 990°C. Néanmoins, certains échantillons se distinguent par l'existence d'autres pics ou par des températures différentes pour les pics déjà cités. Aussi, pour les échantillons CI6 et HS6, nous avons relevé un second pic exothermique, à des températures respectives de 950°C et 965°C ; il est toutefois beaucoup moins important que le pic centré à 990°C. Par ailleurs, les courbes d'ATD obtenues pour les échantillons CI11 et HS6, montrent un petit pic exothermique qui se situe à des températures de 290°C et de 270°C respectivement.

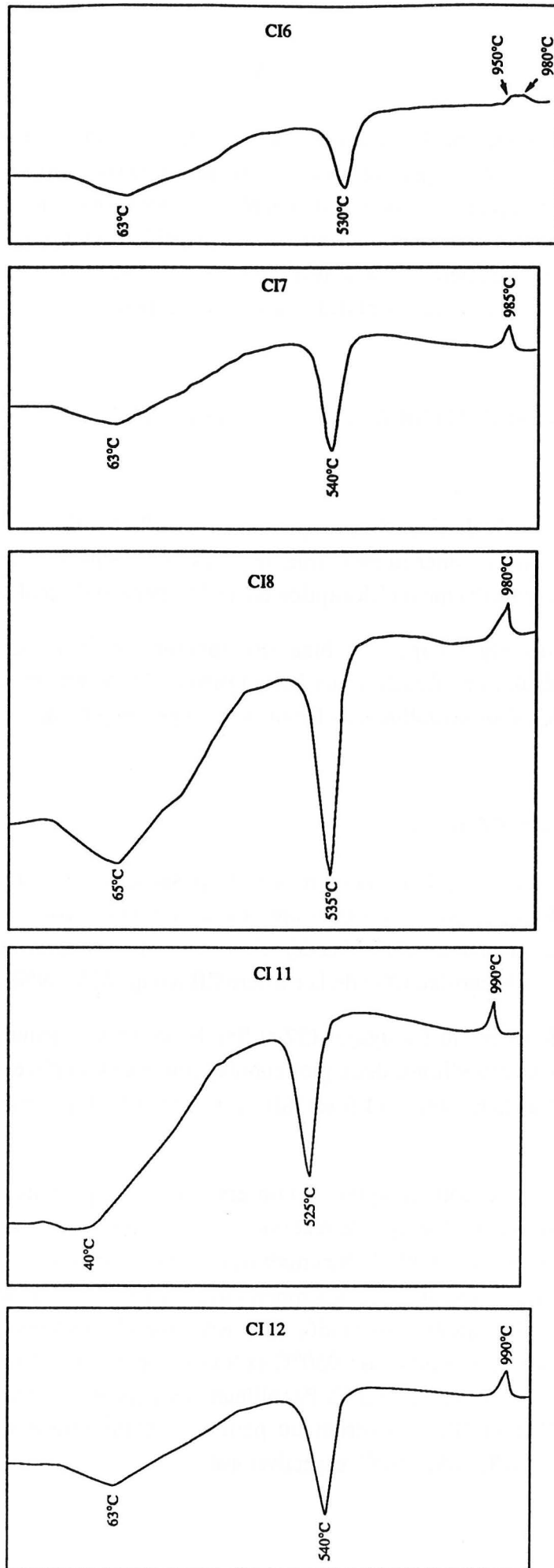


Fig. 52 : Courbes d'ATD pour les échantillons de la carrière CI.



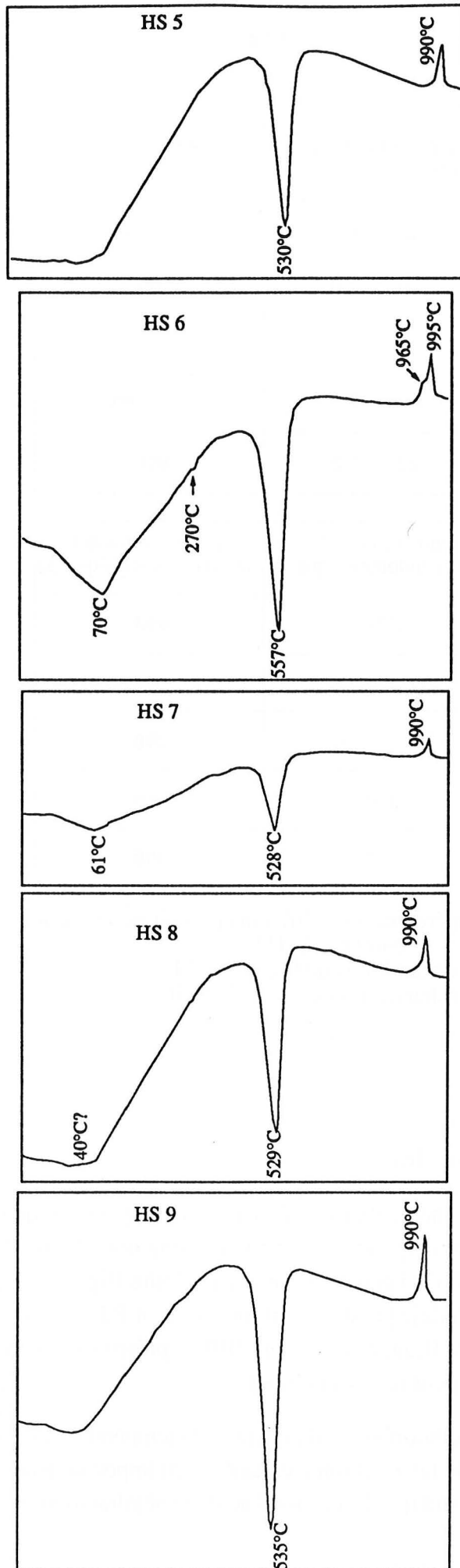


Fig. 53 : Courbes d'ATD pour les échantillons du profil SSW-NNE de la carrière CII.

Ech.	températures des pic (s) endothermique (s)	températures des pic (s) exothermique (s)
CI 6	63 ; 530	950 ; 980
CI 7	63 ; 540	985
A CI 8	63 ; 535	980
CI 11	40? ; 525	291 ; 990
CI 12	63 ; 540	990

Ech.	températures des pic (s) endothermique (s)	températures des pic (s) exothermique (s)
HS 5	535	990
HS 6	70 ; 557	270 ; 965 ; 995
B HS 7	61 ; 530	990
HS 8	530	990
HS 9	535	990

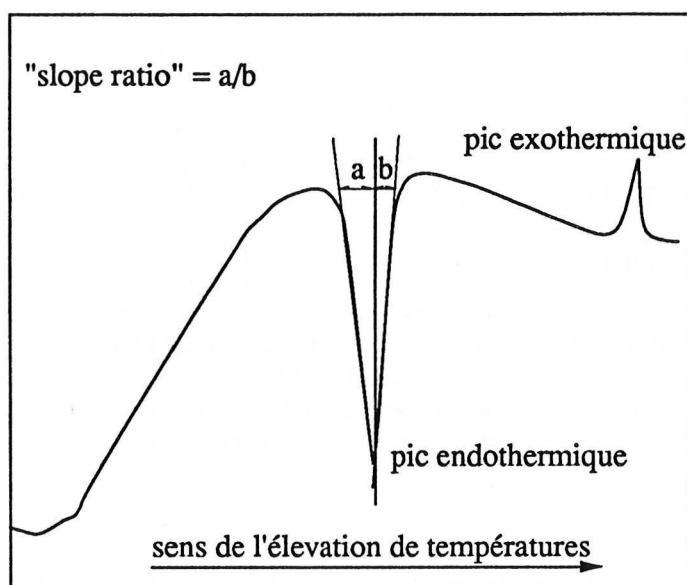
**Tableau 14** : Températures des différents pics observés sur les courbes d'ATD  
 A : échantillons de la carrière CI  
 B : échantillons de la carrière CII

### 3-2-Discussion

Si l'on considère le même domaine de température que celui que nous avons pris pour notre étude, nous remarquons que les courbes que nous avons obtenues sont très semblables à la courbe d'ATD caractérisant une kaolinite (fig. 54). En effet, la courbe typique d'une kaolinite, établie par différents auteurs dont P.F. Kerr et J.L. Kulp (1948) et beaucoup plus récemment B. Jalakumari *et al.* (1989), présente les mêmes pics que ceux que nous avons observés pour nos échantillons.

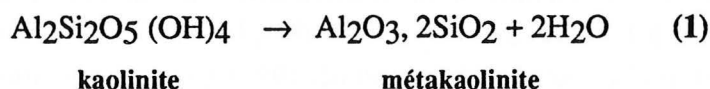
Le premier pic endothermique qui apparaît à la température de 65°C est rarement rapporté par les auteurs, du fait qu'il soit facultatif et peu important pour la caractérisation de l'espèce argileuse. Il marque le phénomène de déshydratation, qui correspond au

départ des molécules d'eau polaire retenues par attraction résiduelle à la surface du minéral, et dont la quantité adsorbée ne dépend que de la surface spécifique de l'échantillon. Selon C.A. Jouène (1980), ce phénomène peut être suivi par une autre manifestation endothermique qui est le départ de l'eau interfoliaire et ce, jusqu'à des températures de 200°C ; ce genre de manifestation ne semble pas apparaître dans le cas de nos échantillons.



**Fig. 54** : détermination du slope ratio sur le pic endothermique centré sur 530°C (d'après Mackenzie, 1970).

Le second pic endothermique est beaucoup plus intéressant car il permet, par la température à laquelle il apparaît, de caractériser le type d'argile. Ainsi, pour une kaolinite la température attribuée à ce pic est de 550 à 600°C (Jalakumari *et al*, 1989). Par ailleurs, on définit sur ce pic le "Slope ratio" qui correspond au rapport des pentes maximales de sa branche ascendante à sa branche descendante (Fig.54); ce rapport croît avec le nombre de défauts dans la kaolinite. Quant à la présence de ce pic, elle est attribuée à la décomposition de la kaolinite en métakaolinite selon la réaction (1).



Il s'agit d'une réaction de déshydroxylation, ou départ de l'eau de constitution, résultat de la libération des groupements hydroxyles appartenant au réseau cristallin de la kaolinite. Par ailleurs P.F. Kerr & J.L. Kulp (1948), notent que, pour les minéraux du groupe du kaolin, la température à laquelle s'effectue cette déshydroxylation est intimement liée au degré d'ordre dans la superposition des feuillets : la libération des groupements OH sera plus rapide dans le cas d'une halloysite que dans celui d'une kaolinite, les feuillets étant mieux ordonnés dans le second minéral et les liaisons OH plus résistantes.

Pour nos échantillons, les températures enregistrées pour ce pic s'échelonnent entre 530°C et 560°C et permettent de penser que nous sommes en présence d'une kaolinite

assez bien ordonnée. Le calcul du "slope-ratio" effectué sur ce pic apporte lui aussi des informations supplémentaires sur le degré de cristallinité (tableau 15).

A		B	
Echantillons	S.R	Echantillons	S.R
CI 6	1,3	HS 5	1,7
CI 7	1,36	HS 6	1,06
CI 8	1,50	HS 7	1,66
CI 11	1,53	HS 8	1,9
CI 12	2	HS 9	1,6

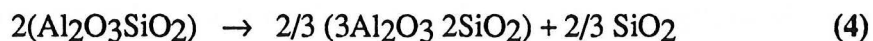
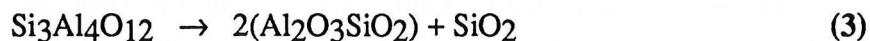
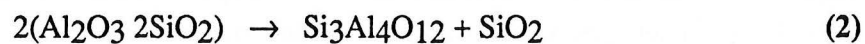
**Tableau 15** : Valeurs du "slope ratio" mesuré sur le pic endothermique centré sur 530°C

A : échantillons de la carrière CI

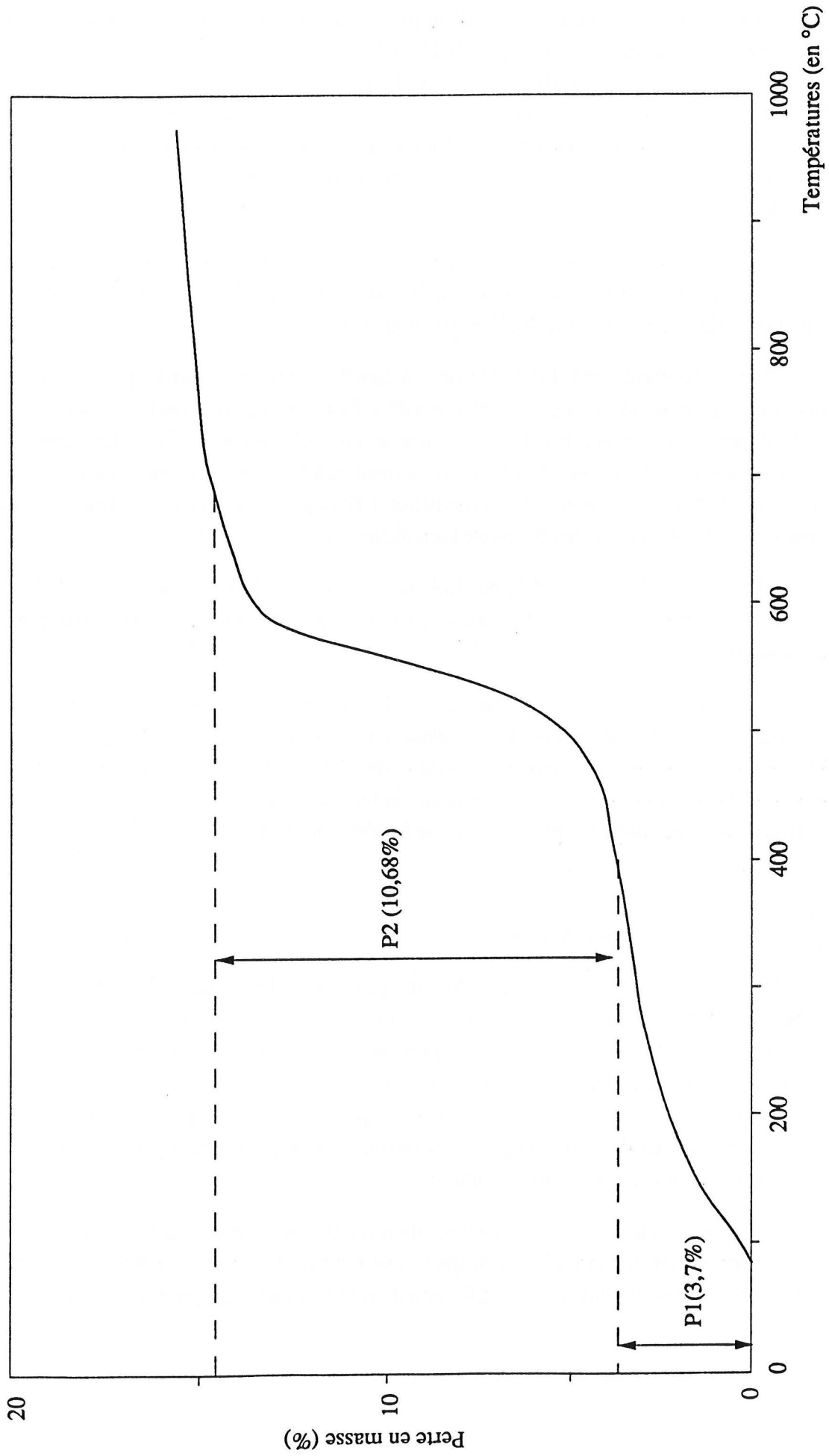
B : échantillons de la carrière CII

En comparant les valeurs de ce paramètre obtenues pour les niveaux de la carrière CI avec ceux de la carrière CII, nous remarquons que la kaolinite contenue dans les premiers montre de façon générale une meilleure cristallinité. En outre, en considérant seulement les échantillons du profil CI, nous avons remarqué que la valeur du "slope-ratio" décroît de CI12 à CI6 et la kaolinite présenterait, par conséquent, d'autant moins de défauts dans la structure.

Quant au pic exothermique, que les auteurs situent à une température voisine de 980°C (Kerr & Kulp, 1948 ; Jouène, 1980), il correspond à la décomposition de la métakaolinite conduisant à une phase de transition, composée d'alumine  $\gamma$  et de silice amorphe, qui aboutit ensuite à la cristallisation de mullite à des températures d'environ 1100°C à 1200°C (Brindley & Lemaître, 1987). Ces températures varient selon l'état de cristallinité du kaolin (Murat *et al*, 1993) La transformation se fait selon le schéma réactionnel suivant :



La température à laquelle se fait cette recombinaison varie en fonction des pourcentages en silice et alumine résultant de la réaction 1 ; elle dépend également de la teneur en oxydes associés ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ).



**Fig. 55 :** Courbe d'ATG de l'échantillon CI 7

P1 : première perte en masse.

P2 : deuxième perte en masse

En ce qui concerne le kaolin d'Oulmès, nous pensons que le pic exothermique apparaissant à des températures de 980°C à 990°C, correspond à la première étape de formation de la phase mullitique qui cristallise à des températures supérieures. Les épaulements, constatés dans les courbes d'ATD des échantillons CI6 et HS6 à des températures respectives de 950°C et 965°C, pourraient être attribués à la présence d'oxydes de fer libres ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) et mal organisés comme l'ont montré F. Chantret & G. Jehl (1964).

Un autre pic endothermique, à peine perceptible, apparaît à une température de 270°C ; sur la courbe correspondant à l'échantillon HS6. Il est attribué au départ de l'eau interfoliaire de la muscovite (Venugopal *et al*, 1982).

Pour compléter les informations recueillies grâce à l'analyse thermique différentielle, nous avons également procédé à l'analyse thermogravimétrique. Cette analyse permet d'évaluer les pertes en masse au cours du chauffage. Les courbes obtenues sont, comme pour l'ATD, pratiquement semblables. Nous présentons à titre d'exemple le résultat obtenu pour l'échantillon CI7 (fig. 55). L'analyse de cette courbe montre clairement deux pertes de masse bien distinctes :

- la première débute à 80°C pour finir aux environs de 400°C. Elle représente 3,7% de perte en masse et correspond au départ de l'eau d'humidité et éventuellement interfoliaire.

- la deuxième est beaucoup plus nette, elle correspond à une perte de 10,7% et est attribuée à la destruction, par déshydroxylation, de la kaolinite. Nous remarquerons que l'essentiel de cette perte de masse se produit entre 460°C et 600°C, alors que la première perte enregistrée s'effectue sur un domaine de températures plus étalé. La réaction de déshydratation est donc plus progressive que la déshydroxylation.

### 3-3-Conclusions

Les résultats de l'analyse thermique différentielle, confortés par l'analyse thermogravimétrique, nous ont permis de confirmer la présence de la kaolinite, déjà révélée par les rayons X, comme minéral prépondérant du kaolin d'Oulmès. De plus, les températures des différentes réactions mises en jeu au cours du chauffage, militent en faveur d'une structure de kaolinite plus ordonnée pour les niveaux de la carrière CI. A la lumière des résultats de cette analyse, la présence de dickite ou d'hallowite semble très peu probable, sauf éventuellement en traces.

Par ailleurs, par le biais de l'analyse thermique nous avons pu situer la première étape de formation de la phase mullitique à une température d'environ 990°C ; ce qui prédestine le kaolin d'Oulmès à une utilisation dans la fabrication de produits céramiques.

#### 4-ANALYSE PAR SPECTROSCOPIE INFRA-ROUGE:

Cette analyse s'applique bien aux minéraux du kaolin, car elle a pour but l'étude des vibrations de valence des groupes hydroxyles liés à l'aluminium. Elle renseigne aussi sur les vibrations de déformation de ces groupes hydroxyles dues aux mouvements des protons par rapport aux liaisons Al-O. Dans le cas des études sur les kaolins, l'analyse par spectroscopie infra-rouge a été très souvent utilisée (Farmer, 1974). Cette technique a été sollicitée en particulier pour préciser davantage la nature de l'espèce kaolinique révélée par étude aux RX (Kodama & Oinuma, 1962), ainsi que dans le but de déterminer l'état de cristallinité de la kaolinite (Liétard, 1977)

##### 4-1-Résultats

Pour le kaolin d'Oulmès, nous avons analysé la fraction inférieure à 50 microns issue de différents échantillons de chaque carrière. Les diagrammes d'absorption que nous avons obtenus sont illustrés dans les figures 56 et 57.

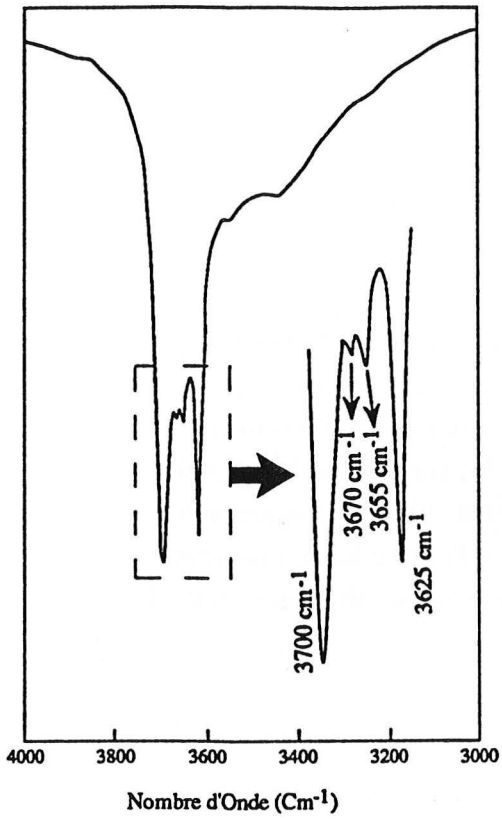
L'observation de ces spectres nous permet de distinguer, pour les minéraux qui intéressent notre étude, deux régions d'absorption distinctes :

\* La première entre  $4000\text{ cm}^{-1}$  et  $3000\text{ cm}^{-1}$ , dans laquelle apparaissent deux bandes d'absorption importantes à  $3700\text{ cm}^{-1}$  et  $3625\text{ cm}^{-1}$ . Deux autres pics sont également observés plus ou moins nettement selon les échantillons ; il s'agit d'absorptions à  $3655\text{ cm}^{-1}$  et  $3670\text{ cm}^{-1}$ . Un épaulement entre  $3440\text{ cm}^{-1}$  et  $3420\text{ cm}^{-1}$  est également parfois remarqué dans cette zone.

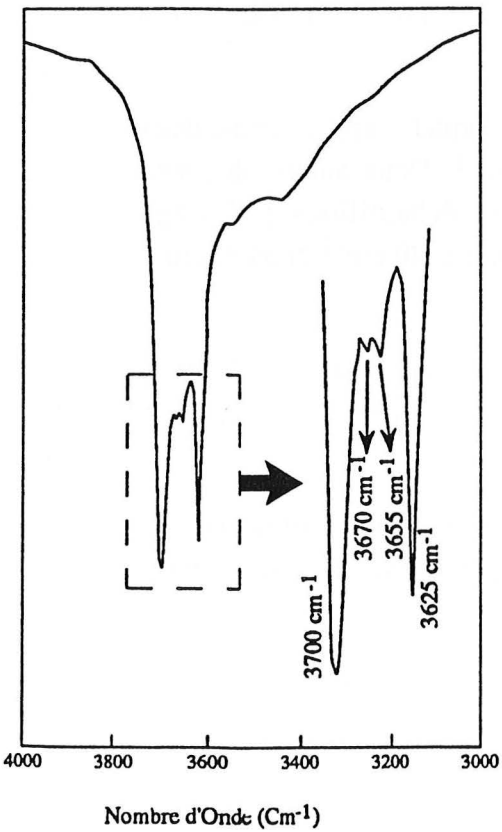
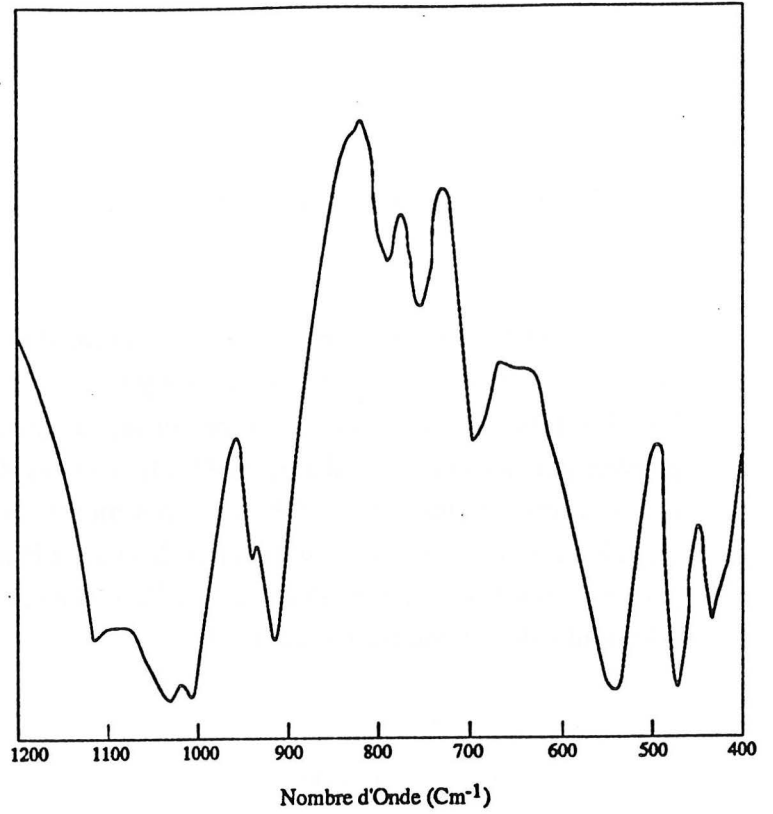
\* La deuxième région d'absorption se situe entre  $1200\text{ cm}^{-1}$  et  $400\text{ cm}^{-1}$ . Nous retiendrons dans cette zone, deux pics bien différenciés à  $912\text{ cm}^{-1}$  et  $700\text{ cm}^{-1}$  ainsi que l'apparition de faibles réflexions à  $940\text{ cm}^{-1}$  et  $800\text{ cm}^{-1}$ .

Les valeurs que nous donnons pour les abscisses des différentes bandes d'absorption peuvent varier de  $\pm 3\text{ cm}^{-1}$ , et nous notons toujours la valeur centrée pour faciliter l'analyse et l'interprétation des spectres obtenus.





CI6



CI7

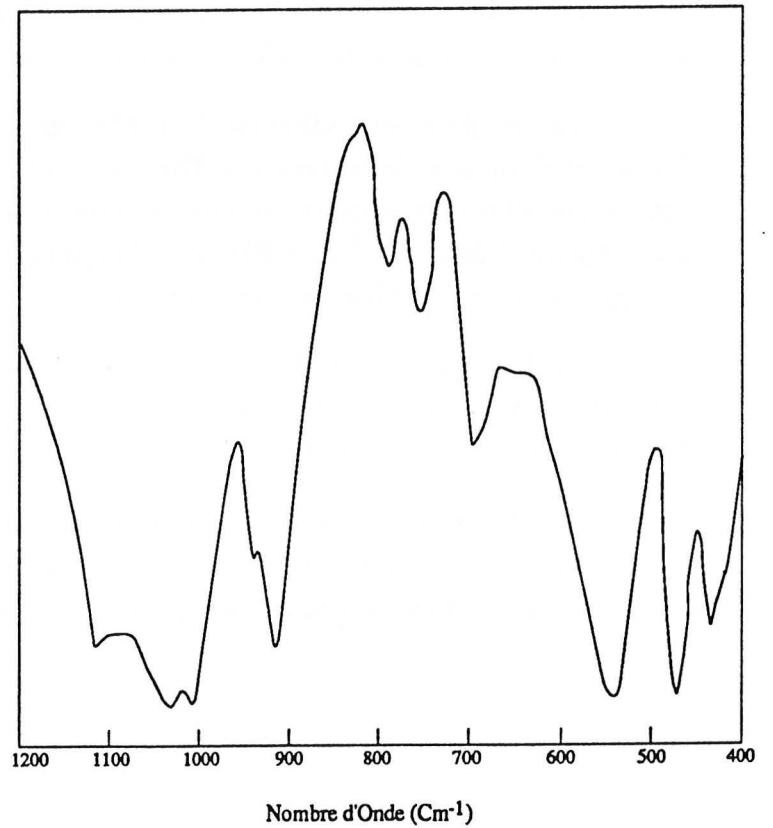
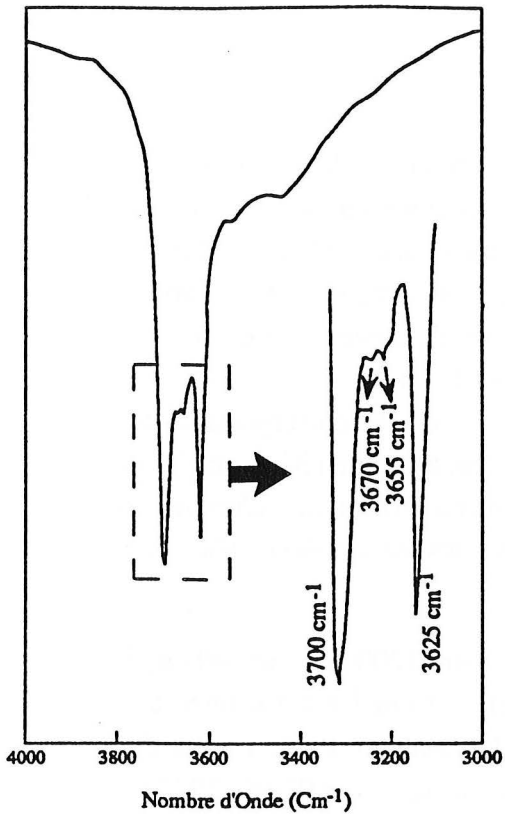
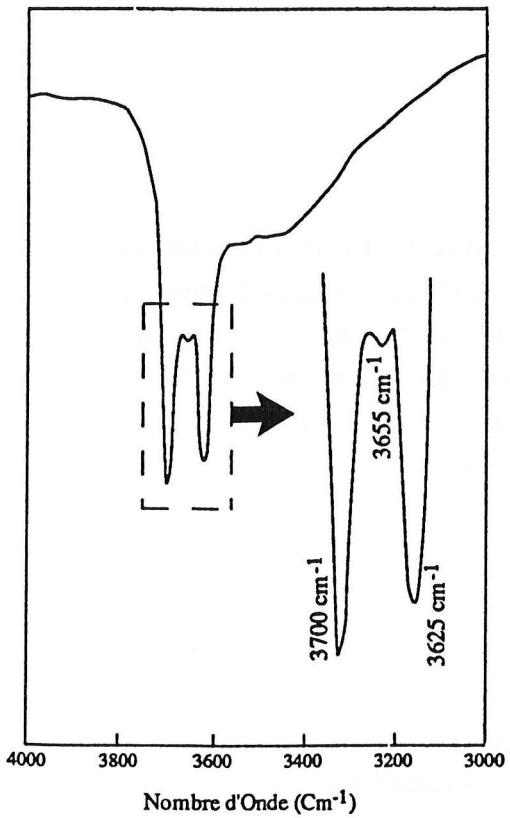
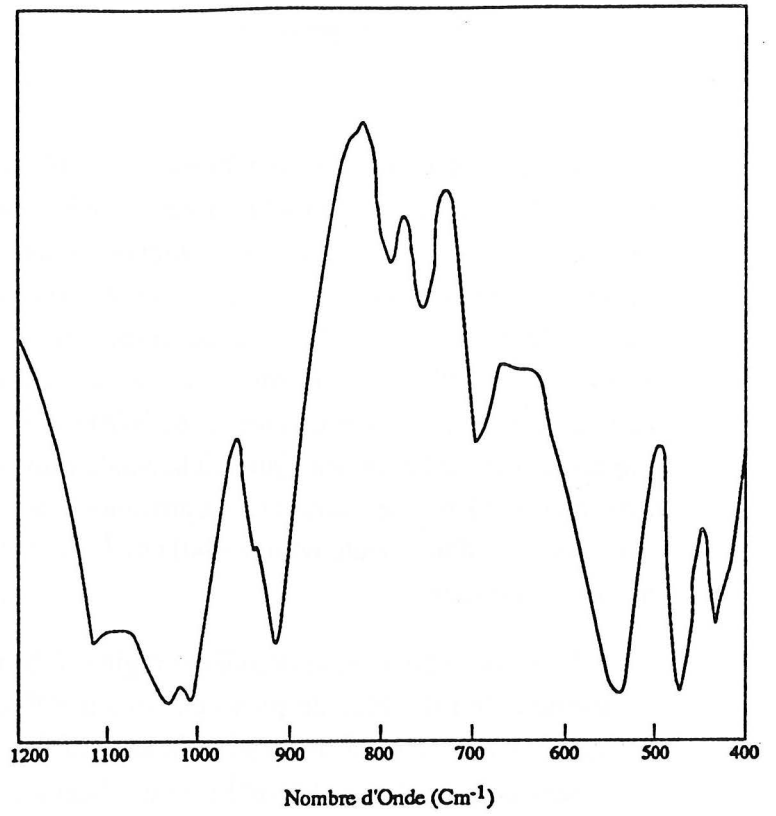


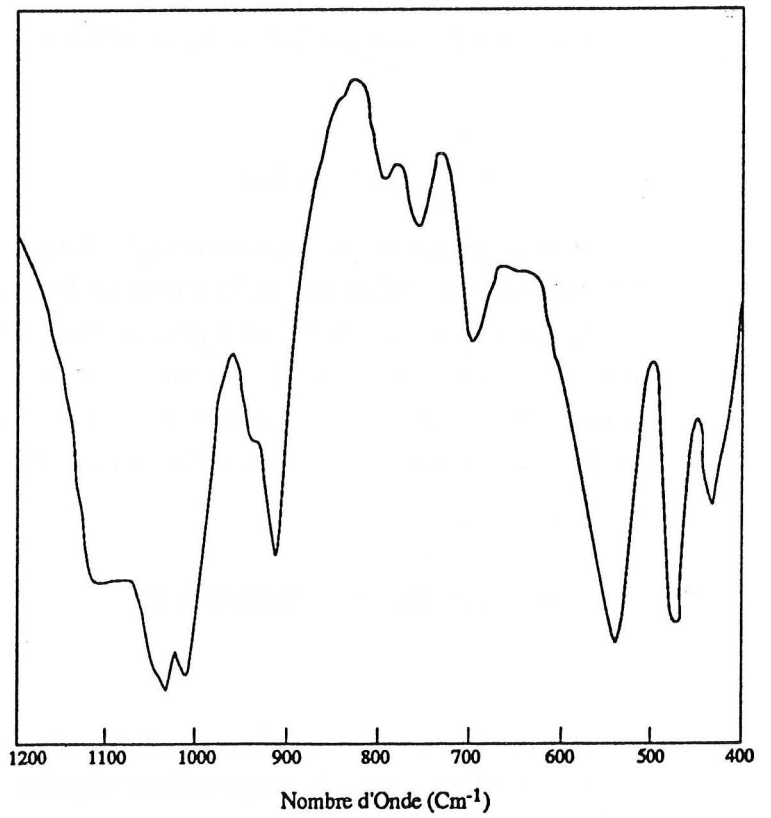
Fig. 56 : Diagrammes d'absorption en spectroscopie infra-rouge des échantillons de la carrière CI



CI8



CI12



suite de la figure 56

## 4-2-Discussion

L'interprétation de la zone d'absorption qui traduit les vibrations de valence des OH (entre  $4000\text{ cm}^{-1}$  et  $3000\text{ cm}^{-1}$ ) est très significative dans la détermination des minéraux du groupe du kaolin. Selon divers auteurs, la bande d'absorption centrée sur  $3700\text{ cm}^{-1}$  est caractéristique de ce groupe (Lyon & Tuddenham, 1960 ; Wolff, 1963 ; Farmer, 1964 ; Rouxhet *et al*, 1977). La coexistence de cette bande avec une autre centrée sur  $3653\text{ cm}^{-1}$ , indique précisément la présence de kaolinite (Rouxhet *et al*, 1977). Ces deux réflexions, avec celle centrée sur  $3670\text{ cm}^{-1}$ , lorsqu'elle existe, correspondent aux vibrations des OH externes. Quant à la bande d'absorption qui apparaît à  $3620\text{ cm}^{-1}$ , elle est commune à tous les micas et est attribuée aux vibrations du OH interne. L'apparition occasionnelle d'un épaulement à  $3440\text{ cm}^{-1}$  est attribuée par les auteurs déjà cités à l'eau absorbée par KBr.

En ce qui concerne la deuxième région d'absorption entre  $1200\text{ cm}^{-1}$  et  $400\text{ cm}^{-1}$ , l'existence d'un doublet de pics centrés sur  $940\text{ cm}^{-1}$  et  $912\text{ cm}^{-1}$  est attribuée aux liaisons Al-O-OH caractéristiques de la kaolinite (Lyon & Tuddenham, 1960). Les bandes observées à  $800\text{ cm}^{-1}$  et  $700\text{ cm}^{-1}$  sont attribuées à la présence du quartz (Saadi, 1992).

L'observation de la bande d'absorption centrée sur  $940\text{ cm}^{-1}$ , montre qu'il ne s'agit souvent que d'un épaulement, sauf pour les niveaux supérieurs de la carrière CI, où l'on distingue un pic à faible amplitude. O. Liétard (1977) a montré, en comparant les spectres d'absorption de kaolinites ayant des degrés de cristallinité différents, que cette bande est d'autant plus nette si le minéral est bien cristallisé.

## 4-3-Conclusion

L'investigation par spectroscopie infra-rouge, nous a révélé des bandes d'absorption caractéristiques de la kaolinite. Par ailleurs, l'analyse des bandes centrées sur  $3653\text{ cm}^{-1}$  et  $940\text{ cm}^{-1}$  nous a permis, d'une part de proposer un meilleur degré de cristallinité pour la kaolinite de la carrière CI en comparaison avec les niveaux du profil SSW-NNE de la carrière CII, d'autre part, au sein même de la carrière CI, de percevoir une amélioration de la cristallinité de bas en haut dans le profil.

## 5-ETUDE DILATOMETRIQUE

Avant d'exposer les résultats de cette étude pour le kaolin d'Oulmès, il nous paraît utile de rappeler l'apport de ce type d'investigation quant à la caractérisation du produit kaolinique.

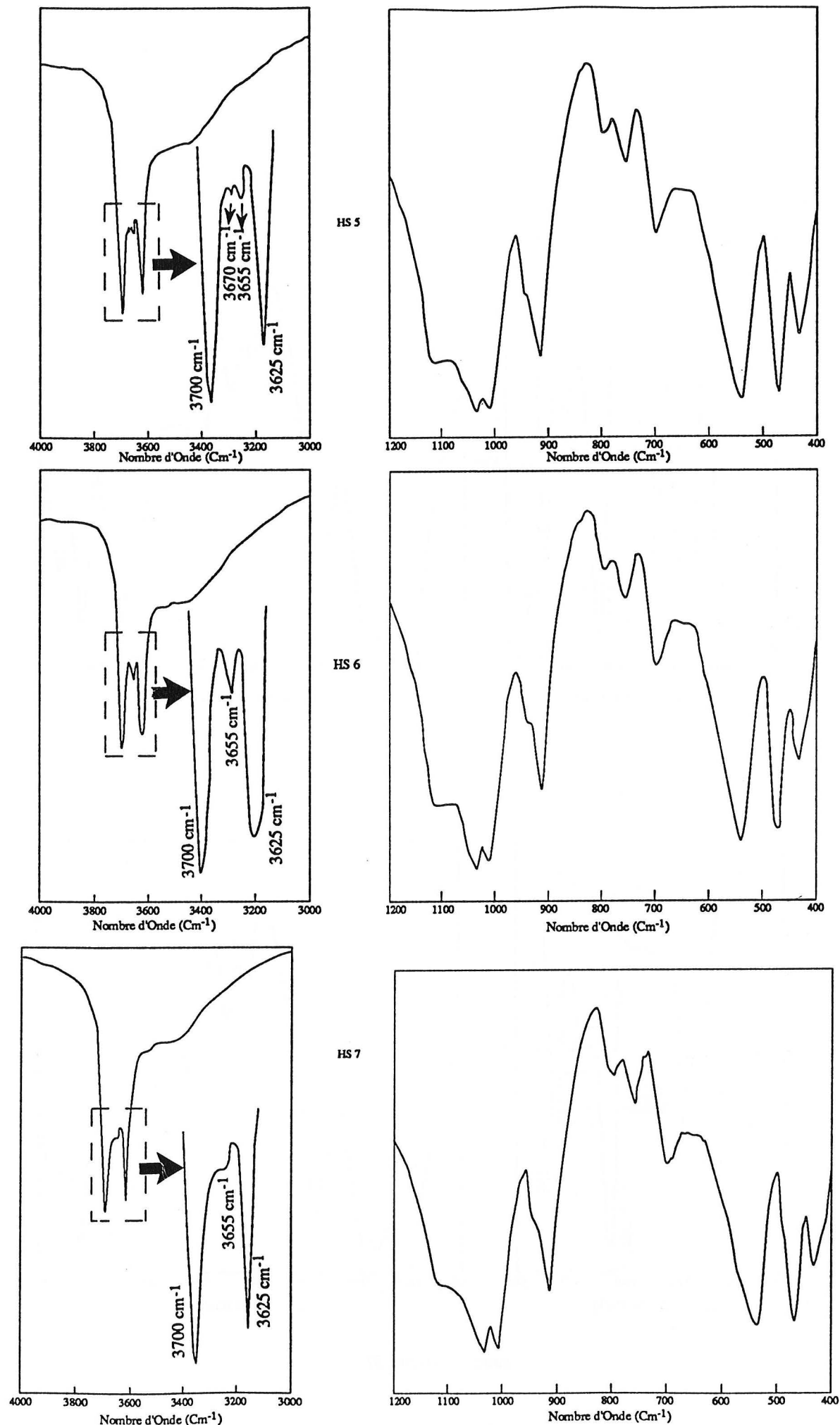
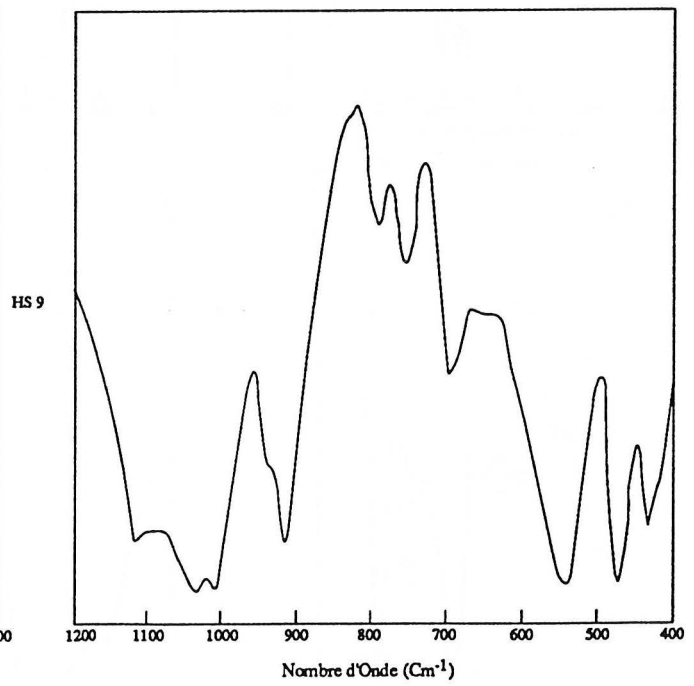
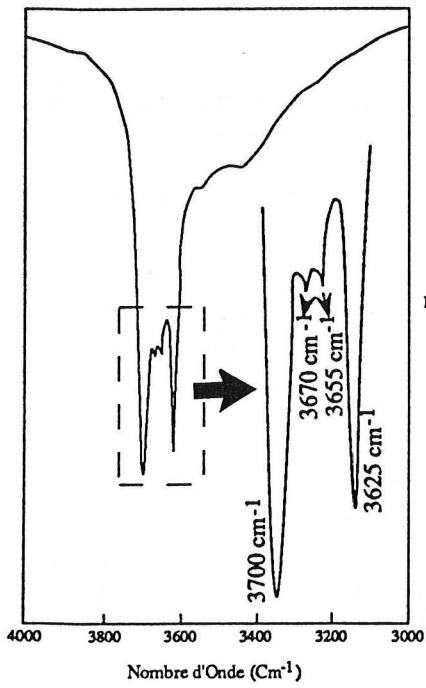
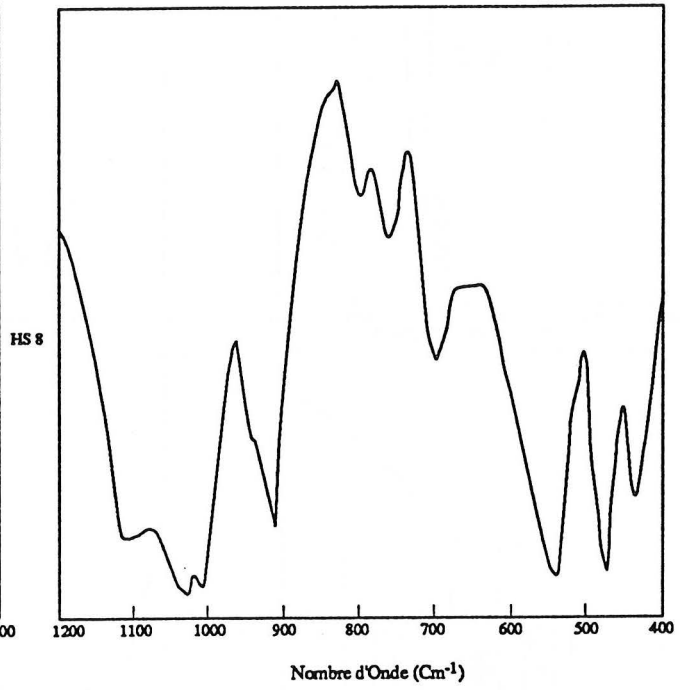
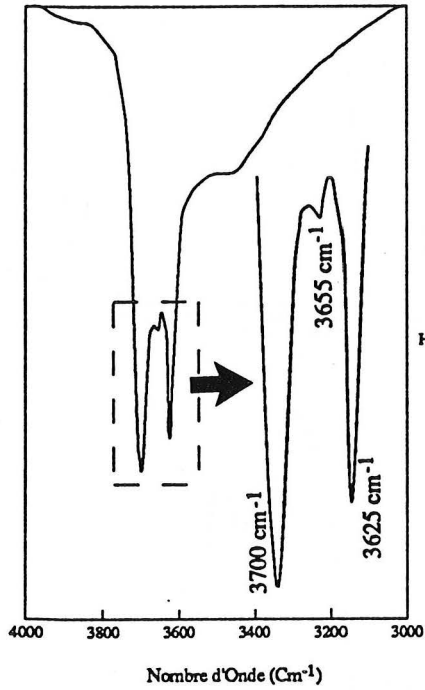


Fig. 57 : Diagrammes d'absorption en spectroscopie infra-rouge des échantillons de la coupe SSW-NNE de la carrière CII.



suite de la figure 57

### 5-1-Apport de la dilatométrie

Nous avons vu que l'analyse thermique différentielle, permet de mettre en évidence certaines réactions qui ont lieu lors du chauffage de l'échantillon. L'analyse dilatométrique, lors du même cycle de chauffe et par le biais de la courbe dilatation-retrait, traduit les éventuelles variations dimensionnelles que peut subir l'échantillon étudié. Ces variations peuvent être liées simplement aux valeurs des coefficients de dilatation, mais aussi à certains phénomènes tels que l'élimination de constituants, les transformations structurales, le frittage et l'apparition de phases visqueuses ou liquides.

L'évolution de ces modifications dimensionnelles permet ainsi, dans le cas d'une utilisation comme produit de base en industrie céramique, de renseigner sur le dimensionnement à donner aux pièces pour obtenir des côtes finales précises et sur l'éventualité de fissuration ou de déformation au cours du refroidissement.

La courbe dilatométrique générale associée au frittage d'une poudre compactée ne présentant pas de transformations chimiques a l'allure donnée dans la figure (58).

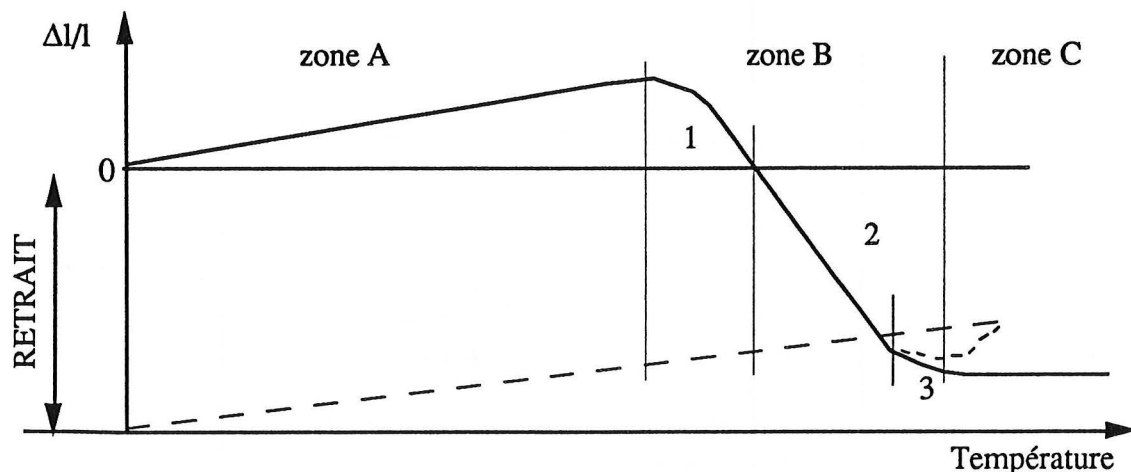


Fig. 58: Allure générale d'une courbe de dilatation-retrait(d'après Taha, 1993).

La zone A correspond aux stades préliminaires de réaménagement au sein du matériau et élimination des espèces absorbées lors de l'élaboration en plus de la dilatation du matériau.

La zone B1 correspond à l'augmentation du retrait et au début du frittage caractérisé par la formation de ponts entre les particules.

Au fur et à mesure que la température augmente, les ponts s'éliminent progressivement. B2 est l'étape de densification du matériau, qui se poursuit jusqu'à la zone B3 où le retrait est maximal.

Le frittage est une notion importante dans l'industrie céramique, puisque c'est le stade où la porosité est minimale et où l'on passe de poudres à un produit cohérent fini. La température de frittage revêt donc un grand intérêt, et un kaolin sera d'autant meilleur s'il fritte à des températures relativement basses.

\*cas particulier des argiles

Avant frittage, ces minéraux subissent des transformations chimiques (déshydroxylation, recristallisation) conditionnant ainsi l'allure des courbes dilatométriques. La forme de ces courbes est, en outre, tributaire de différents facteurs tels que la structure, le degré de cristallinité, l'orientation, la granulométrie et les impuretés que peut contenir l'échantillon (Paquin, 1962 ; Murat, 1983).

A titre d'exemple nous présentons la courbe de dilatation-retrait d'un kaolin (fig. 59).

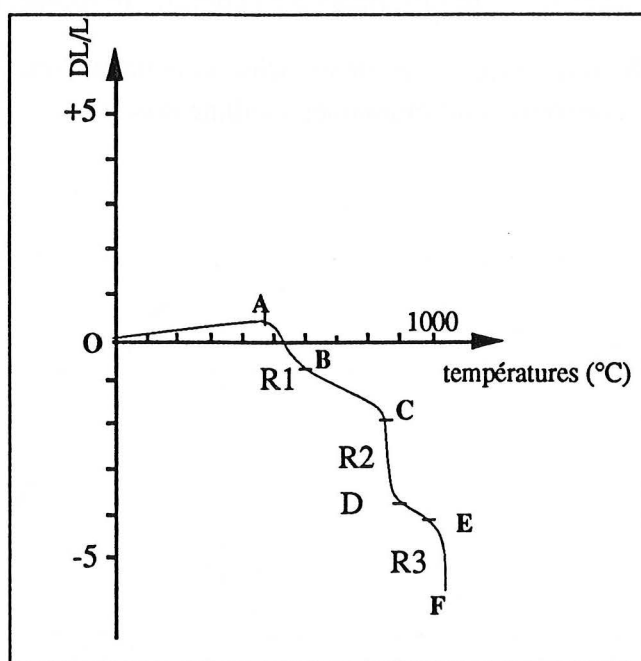


Fig. 59 : Courbe type dilatation-retrait pour un kaolin.

Cette courbe montre différents domaines avec trois retraits principaux:

- \* OA : dilatation propre de la kaolinite.
- \* AB : retrait associé à la déshydroxylation du minéral.
- \* BC : retrait primaire propre à la métakaolinite.

\* CD : retrait important traduisant plusieurs phénomènes concernant la métakaolinite dont essentiellement l'élimination des groupements hydroxyles résiduels et la démixion de la phase solide en précurseurs de phases haute température (silice amorphe et alumine amorphe).



\* DE : ralentissement du retrait associé à la cristallisation d'alumine  $\gamma$  et de mullite orthorhombique, phénomène très lié à l'état de cristallinité du minéral de départ et correspondant à l'effet exothermique vers 980°C, observé sur les courbes d'ATD.

\* EF : retrait associé à la transformation en mullite avec disparition de l'alumine  $\gamma$  et frittage du matériau.

## 5-2-Résultats et discussion

Par l'étude dilatométrique, nous avons tenté de caractériser des échantillons qui nous ont paru renfermer de bonnes potentialités en kaolin. Aussi, nous avons étudié les réactions de trois échantillons de la carrière CI et , pour comparaison, nous avons également établi la courbe de dilatation-retrait pour un échantillon de la coupe SSW-NNE dans la carrière CII.

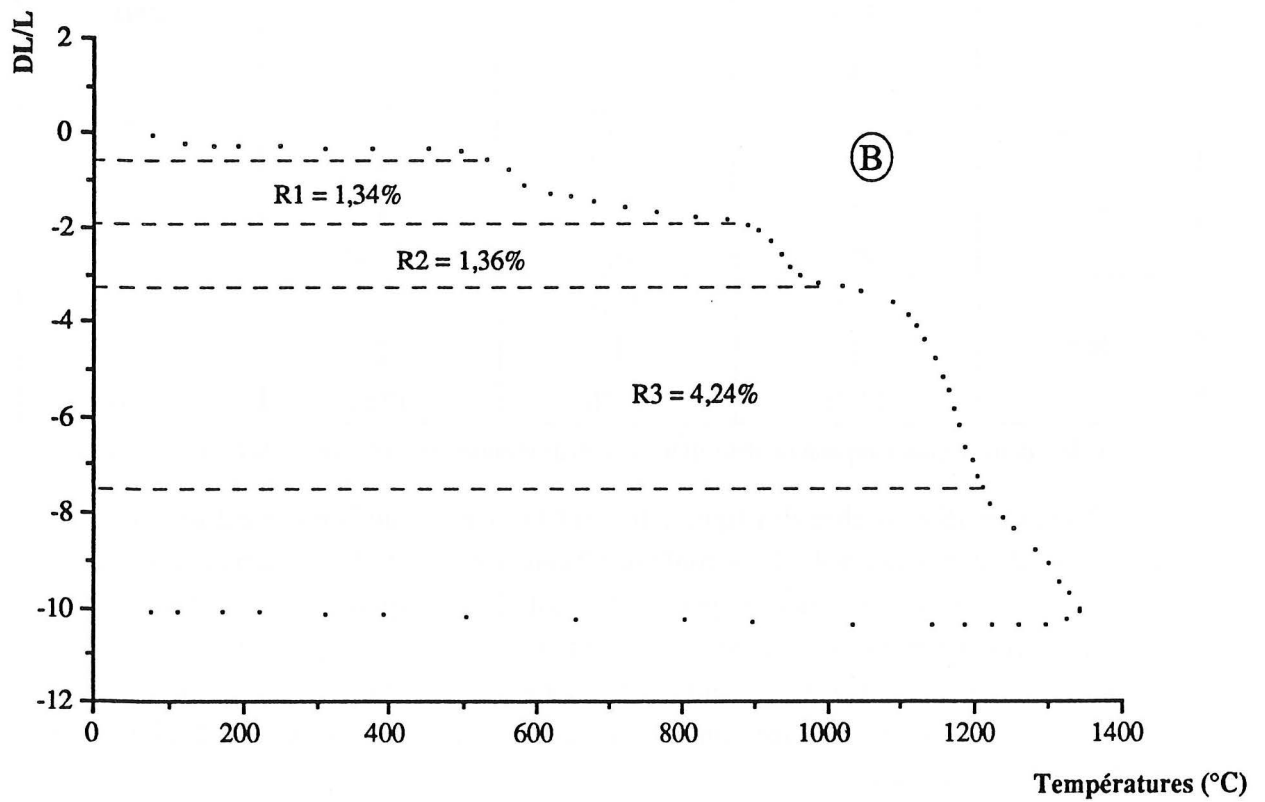
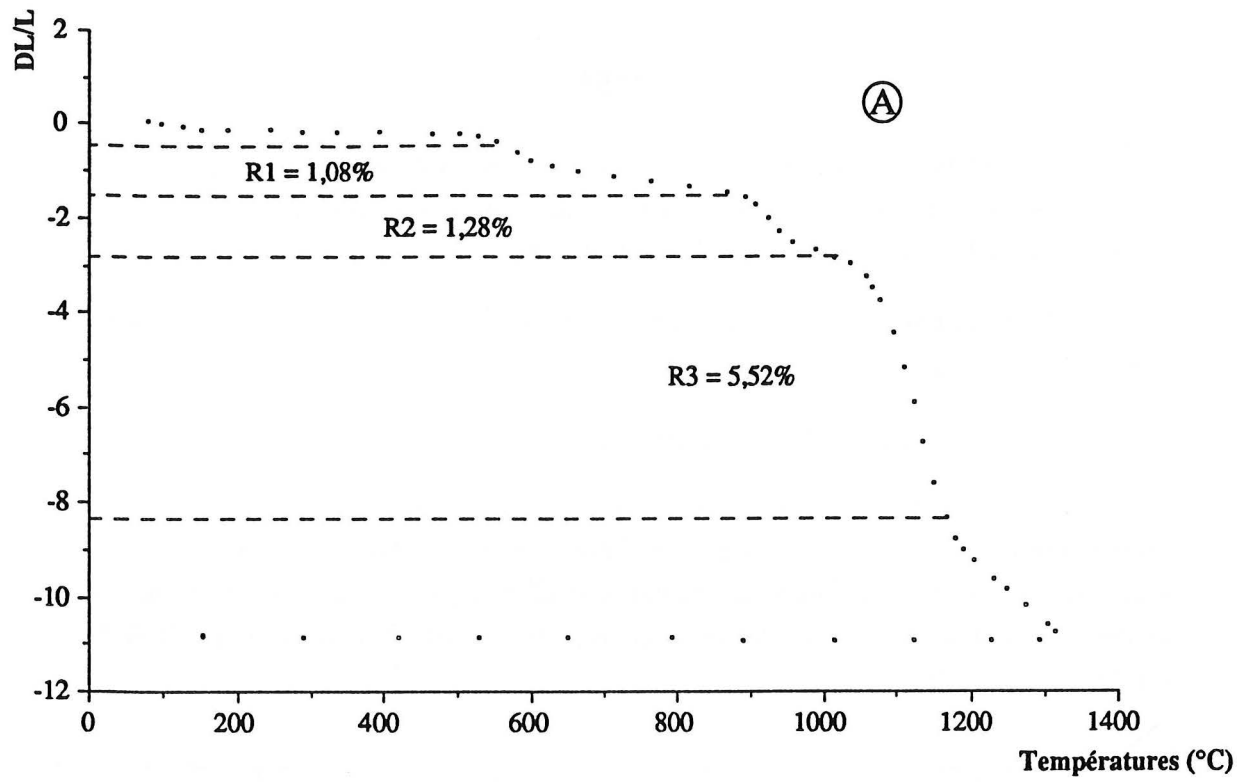
ECH. RET.	CI 6	CI 7	CI 12	HS 7
R1	550	525	520	450
	↓	↓	↓	↓
R2	860	850	850	815
	↓	↓	↓	↓
R3	985	985	1000	1015
	↓	↓	↓	↓
	1170	1220	1240	1150

Tab. 16: domaines de température des différents retraits observés sur les courbes de dilatation-retrait.

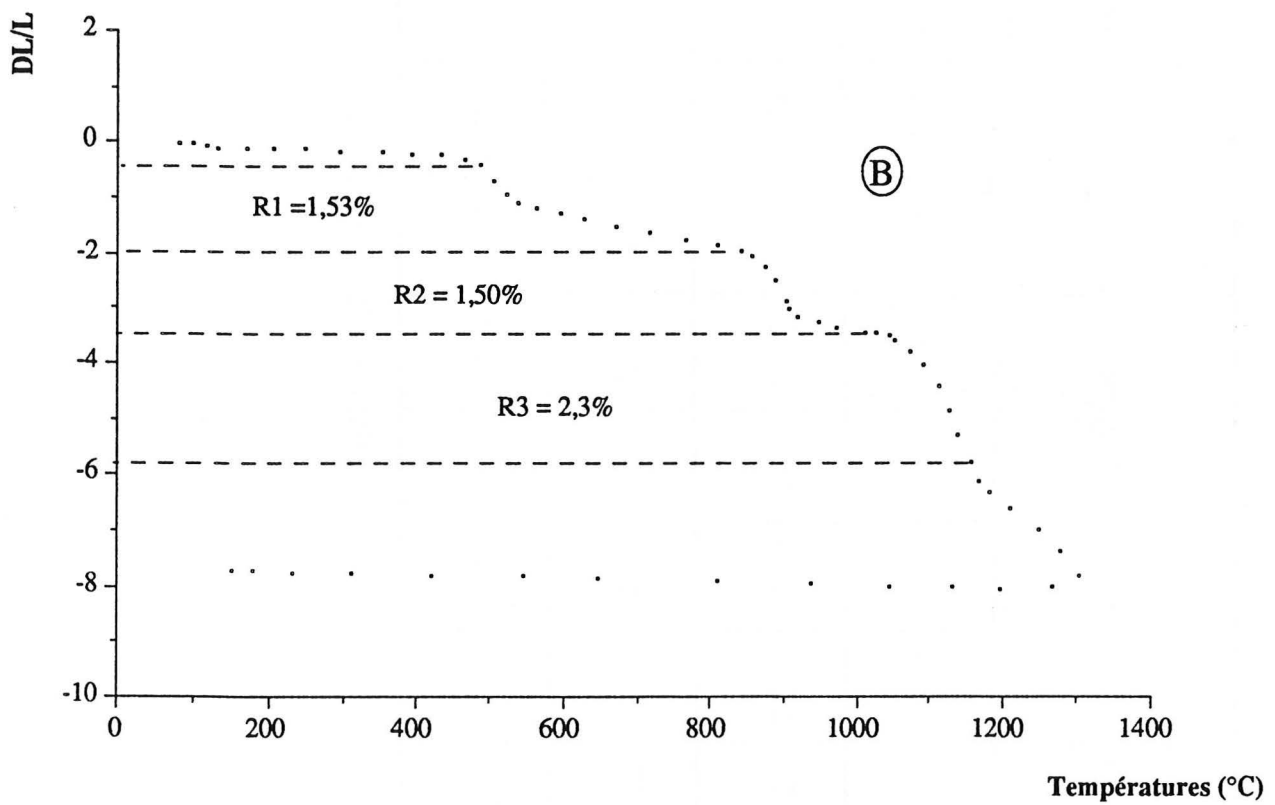
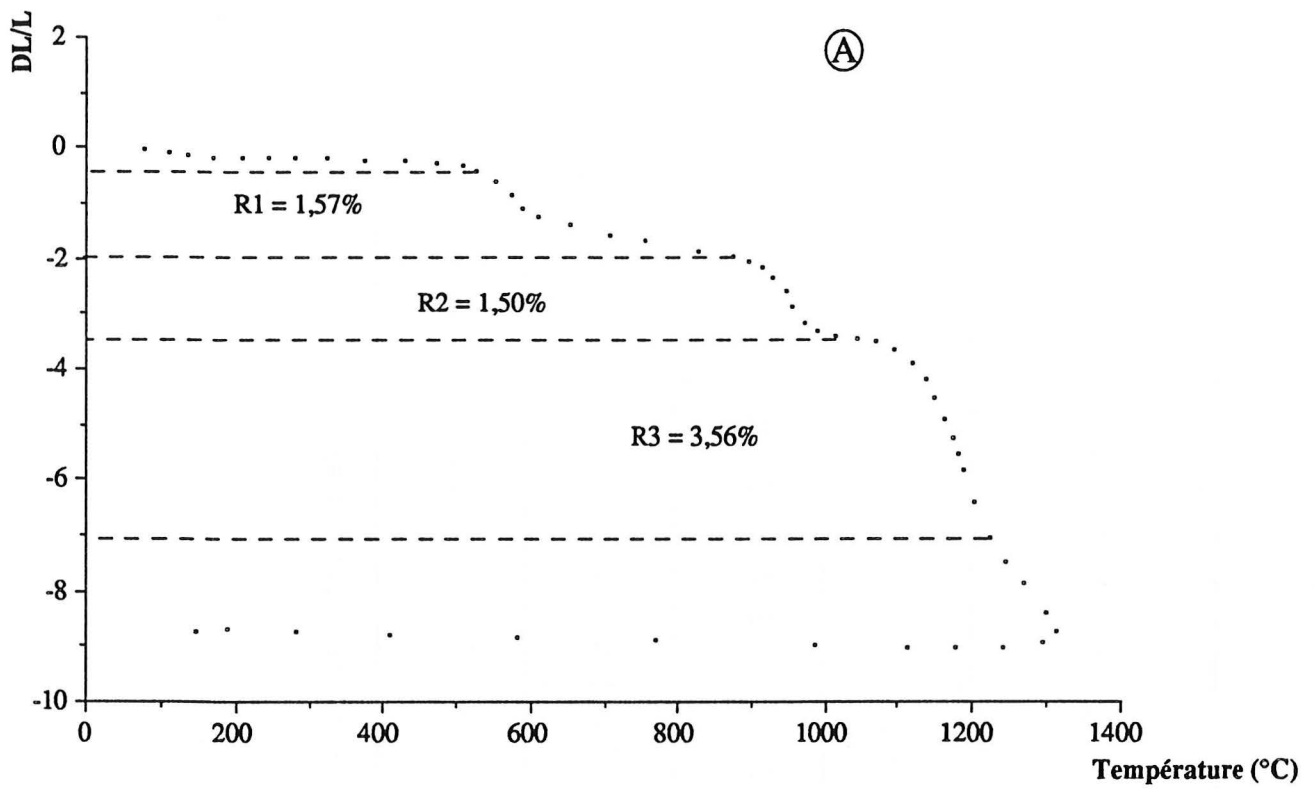
L'examen des courbes des figures (60 et 61) montre que l'on obtient trois retraits principaux d'importance inégale, semblables à ceux mis en évidence, dans la littérature, pour un kaolin majoritairement constitué de kaolinite. Un quatrième retrait semble se manifester vers les hautes températures (à la fin de R3), mais nous pensons qu'il s'agit de la continuité du retrait R3, traduisant ainsi une croissance plus importante de la phase mullitique. Nous avons reporté dans le tableau (16), les températures délimitant ces différentes zones de retrait.

Nous constatons que les températures auxquelles s'amorcent les différents retraits sont pratiquement les mêmes pour tous les échantillons de la carrière CI, exception faite du CI12 pour lequel le retrait R3 n'apparaît qu'à la température de 1000°C. La croissance de mullite  $\gamma$  est donc moins rapide en comparaison avec CI6 et CI7.

L'échantillon HS7 se distingue par un retrait R1 plus précoce et qui est vraisemblablement dû à la déstabilisation plus rapide de la kaolinite.



**Fig.60** : Courbes de dilatation-retrait  
 A : échantillon CI 6  
 B : échantillon CI 7



**Fig. 61 : Courbes de dilatation-retrait**  
 A : échantillon CI 12  
 B : échantillon HS 7

Paramètres échantillons	masse		diamètre (D)		épaisseur (E)		masse-volumique (m)		$\Delta D/D$	$\Delta E/E$	$\Delta m/m$
	25°C	1300°C	25°C	1300°C	25°C	1300°C	25°C	1300°C			
CI 6	2,093	1,810	15,24	13,54	6,36	5,34	1,804	2,35	11%	16,03%	13,52%
CI 7	2,015	1,733	15,16	13,70	5,94	5,18	1,87	2,27	9,63%	12,79%	13,74%
CI 12	2,025	1,721	15,28	13,88	5,96	5,30	1,87	2,14	9,16%	11,07%	15%
HS 7	1,996	1,708	15,16	13,98	5,86	5,20	1,88	2,13	7,78%	11,26%	14,4%

Tableau 17 : Variation de quelques paramètres physiques en cours de chauffage.

D'après M. Murat & A. Negro (1976), la valeur du retrait R1 est d'autant plus grande que la phase amorphe est importante dans le minéral. La comparaison des valeurs de ce retrait, obtenues pour nos échantillons, révèle qu'elles sont quasiment identiques pour HS7 et CI12, alors qu'on assiste à une diminution de ce retrait pour CI7 et CI6. La kaolinite contenue dans ces derniers aurait donc un meilleur degré de cristallinité.

L'étude dilatométrique nous a également permis de constater la stabilité de notre matériau au cours de son refroidissement. En effet, les courbes de dilatation-retrait (fig. 60 et 61) montrent qu'il n'y a pratiquement pas de variation du retrait lors de la phase de refroidissement et la pièce étudiée ne montre aucune trace de cassure.

Par ailleurs, nous avons essayé de quantifier les variations de certains paramètres physiques lors du frittage. Ainsi, nous avons procédé à la mesure, avant et après chauffage, de la masse, de l'épaisseur et du diamètre de la pièce. Nous avons également calculé la masse volumique. Les résultats de ces mesures effectuées à des températures de 25°C et 1300°C sont regroupés dans le tableau (16).

L'analyse de ces résultats permet de tirer quelques renseignements importants :

\* Pour des masses volumiques quasiment identiques au départ nous trouvons, après frittage, des valeurs différentes d'un échantillon à l'autre. Nous assistons à une densification plus importante dans le cas de l'échantillon CI6 ; ce résultat démontre une meilleure aptitude au frittage pour cet échantillon et confirme ainsi les constatations déjà faites lors de l'analyse des courbes dilatométriques.

\* Le degré de densification augmente dans le sens CI12, CI7, CI6 et se corrèle bien avec un taux croissant de kaolinite de mieux en mieux cristallisée.

\* Le retrait observé pour nos échantillons se fait plus dans le sens de l'épaisseur que dans celui du diamètre, comme en témoignent les variations moyennes de ces paramètres ( $\Delta E/E$  ;  $\Delta D/D$ ). Nous pensons que ce comportement est lié à l'arrangement préférentiel des feuillets de la kaolinite au niveau du compactage de la poudre ; l'importante variation enregistrée pour CI6 corrobore cette hypothèse, puisque ce niveau est le plus riche en cette argile ayant également un bon degré de cristallinité.



## **CONCLUSIONS**





## LA ROCHE MERE

L'étude pétrographique et géochimique des faciès sains d'Oulmès nous a permis de constater que les granites de ce pluton, et plus particulièrement le faciès principal à grain moyen à deux micas, présentent des caractéristiques, tant géomorphologiques que géochimiques, qui en font une roche mère propice à une kaolinisation. En effet, l'analyse pétrographique a révélé une bonne représentativité des minéraux feldspathiques, ces derniers, étant les plus fragiles face aux facteurs altérants, constituent la source principale d'où sont issus les minéraux du kaolin. Par ailleurs, l'étude géochimique du granite sain d'Oulmès a révélé la composition suivante : Silice (74,19%), Alumine (15,2%), Cafémiques (1,83%) et Alcalins (9,49%). Ce chimisme est pratiquement identique à celui observé, par J. Estéoule-Choux & J. Estéoule (1978), dans les granites kaolinisés du Massif Armoricaïn et qui est, selon eux, très favorable à une kaolinisation.

L'étude des granites sains d'Oulmès nous a également permis de situer la mise en place du pluton dans un contexte tectonique de collision. Ces conditions de mise en place se sont traduites par une fracturation importante à l'échelle du massif, ainsi que par une microdivision à l'échelle même du minéral et qui affecte principalement les feldspaths. Ces derniers, en subissant cette microfissuration, présentent une microporosité importante offrant ainsi des surfaces considérables à l'altération.

A ces caractéristiques, nous pouvons ajouter le système filonien très développé, surtout à l'Ouest du massif, ainsi qu'une phase tardi-magmatique très active et marquée par des manifestations pneumatolytiques et hydrothermales importantes. Ce sont donc là autant de facteurs favorisant l'action d'une altération aussi bien météorique qu'hydrothermale.

## LE TYPE D'ALTERATION

Les dépôts de kaolins primaires, issus de roches mères granitiques, sont répartis en trois grands groupes, suivant le processus responsable de leur genèse. Ainsi, ils peuvent résulter de l'action d'une altération météorique ou hydrothermale, voire de la combinaison des deux processus. Néanmoins, il est souvent très délicat d'attribuer une origine précise à un gisement donné, puisque, comme nous l'avons fait remarquer précédemment, les minéraux du kaolin peuvent se former sous des conditions très variées et certaines

ambiguïtés ne peuvent être levées que grâce à des analyses très poussées. C'est d'ailleurs dans ce but que certains auteurs ont dû analyser, à titre d'exemple, les variations de certains éléments traces entre le granite sain et le matériau altéré (Kitagawa & Koster, 1991), ou la structure de la kaolinite au microscope électronique à balayage (Keller, 1976<sub>a,b,c</sub>)

Pour les granites altérés d'Oulmès, nous allons donc discuter les différentes caractéristiques observées lors de notre étude, et proposer, à la lumière de ce qui a été fait sur d'autres gisements, un processus de formation pour ce kaolin.

Tout d'abord, nous avons constaté que la stabilité des différents minéraux de la roche mère obéit à la règle de S.S. Goldich (1938). Cet auteur a montré que l'ordre de résistance des minéraux de roches ignées à l'altération est inverse à leur ordre dans la série de Bowen. Par ailleurs nous avons pu noter que la composition minéralogique des faciès kaolinisés d'Oulmès, particulièrement dans la carrière CI, est très proche de celle observée pour les horizons inférieurs de profils latéritiques décrits en Australie (Churchman & Gilkes, 1989 ; Gilkes *et al*, 1973) et dans l'île de Belitung (Murray, 1975). D'après ces auteurs, l'altération de ces horizons se fait sous le niveau de la nappe phréatique. En effet, comme nous l'avions signalé auparavant, le manteau altéré d'Oulmès ne représenterait que le résidu d'une masse plus importante, altérée essentiellement à l'Eocène et qui a dû être érodée. Aussi, les niveaux que nous avons à l'affleurement étaient à une profondeur assez importante et très certainement en dessous du niveau de la nappe. H.M. Koster (1977), en étudiant le kaolin de Tirschenreuth en Allemagne, a également observé la même séquence de minéraux dans les niveaux altérés et a suggéré une altération météorique pour ce dépôt. Nous pensons que le même processus est à mettre en cause pour la majorité des faciès altérés d'Oulmès ; l'intervention des agents atmosphériques est également corroborée par la polarité mise en évidence lors des observations microscopiques et de l'étude géochimique. En effet, dans la carrière CI, nous avons mis en évidence des indices d'altération de plus en plus importants des niveaux inférieurs vers les niveaux supérieurs.

En comparant les résultats des différentes analyses, pour les deux carrières CI et CII, on se rend compte que la kaolinisation ne trouve pas son origine dans le même processus pour ces deux profils. Si les observations microscopiques et les données minéralogiques militent en faveur d'une action météorique nette dans la carrière CI, c'est loin d'être le cas pour l'affleurement CII. En effet, dans ce dernier, nous n'avons pas pu établir l'existence d'une altération verticale évidente ; par contre nous y avons observé des indices d'altération latérale sous couverture. La carrière CII se distingue aussi par l'existence de diverses petites veines, presque totalement constituées de minéraux argileux ; la formation de ces veines a été attribuée à des causes différentes selon les

auteurs : pour W.H. Grant (1963), elles résultent de la précipitation de minéraux argileux le long de fractures au cours d'altérations météoriques ; pour R. Kitagawa & S.Kakitani (1978), elles sont issues des solutions hydrothermales durant l'activité post-magmatique. Dans notre cas, nous pensons que l'existence de telles veines, particulièrement concentrées dans le profil CII, indique une activité hydrothermale au sein de cette carrière. Cette hypothèse est également soutenue par d'autres observations faites sur les niveaux de CII. En effet, cet affleurement est le seul à avoir révélé l'existence de grains de quartz quasiment sphériques, plus particulièrement dans la fraction granulométrique comprise entre 100 et 125 microns ; l'acquisition d'une telle morphologie pour les grains de quartz est due à une corrosion active lors de phases hydrothermales. Les différences observées entre ces deux carrières se sont révélées également lors de l'étude des minéraux argileux ; les taux de kaolinite qui s'améliorent de bas en haut dans la carrière CI, ne suivent pas la même évolution dans le cas du profil CII et restent pratiquement invariants d'un niveau à l'autre.

En outre, à la lumière des analyses thermique différentielle et spectroscopique, nous avons pu constater une cristallinité légèrement meilleure pour la kaolinite de CI. Les observations au microscope électronique à balayage ont montré que la kaolinite issue des différentes carrières se présente principalement en feuillets caractéristiques des kaolins issus d'altérations météoriques (Keller 1976<sub>a,b,c</sub>). Toutefois, au niveau de CII et plus particulièrement dans le granite kaolinisé d'Al Kirit, nous avons pu observer de la kaolinite qui se présente essentiellement en agrégats de plusieurs paillettes désordonnées ainsi que de rares tubules d'halloysite non révélée par l'étude diffractométrique. Cette morphologie de la kaolinite est reliée à une altération hydrothermale (Keller, 1976a).

Au niveau de la mine d'Al Kirit, les manifestations d'une altération hydrothermale sont plus évidentes, puisque nous y avons observé un filon de granite à muscovite totalement altéré ; alors que son encaissant, un granite fin à biotite, n'est affecté qu'aux épontes du filon. Par ailleurs, dans cette zone à système filonien très développé et où les phases pneumatolytique et hydrothermale furent actives (Termier *et al*, 1950), on peut s'attendre à l'existence de poches profondes de granite kaolinisé. Ce type de réserves peut être mis en évidence par une prospection géophysique.

En conclusion, nous remarquons donc que plusieurs éléments convergent pour indiquer une altération météorique, généralisée sur le massif d'Oulmès. Toutefois, à l'action des agents atmosphériques, s'ajoute pour certaines zones une altération probablement due aux circulations de fluides hydrothermaux ; c'est le cas de la carrière CII où, par ailleurs, l'existence de filons pegmatitiques et de nombreux filonnets de quartz témoigne, elle aussi, d'une activité post-magmatique importante. Cette altération hydrothermale semble exclusive dans la zone minéralisée d'Al Kirit.

## POTENTIALITES D'UTILISATION

Nous avons vu que le kaolin, issu du granite d'Oulmès, se caractérise par une fraction fine bien représentée et des taux importants de kaolinite. Toutefois, nous avons également constaté l'existence, au sein de ce kaolin, de diverses impuretés telles que les grains de quartz, les paillettes de micas et les oxydes. Ces impuretés peuvent, de manières différentes, altérer la qualité du kaolin et conditionner ainsi ses champs d'utilisation.

En effet, la présence de grains de quartz augmente l'abrasivité du matériau et rend difficile son utilisation dans les industries du papier ou du caoutchouc ; en ce qui concerne le kaolin d'Oulmès ce problème ne semble pas majeur puisque le quartz résiduel se concentre surtout dans la fraction supérieure à 50 microns. Par contre, le problème du mica semble plus délicat car ce minéral persiste au sein de la fraction fine ; sa présence peut avoir, comme nous l'avons vu, une action sur les qualités rhéologiques du kaolin et peut également, avec le quartz, augmenter son abrasivité. Quant aux oxydes de fer et de titane, leur présence peut provoquer d'importants défauts lors de la cuisson du matériau. Un autre aspect, lié à ces oxydes, est la couleur qu'ils donnent au kaolin après cuisson ; les teintes obtenues sont jaunes, rouges ou brunes. Ce caractère, considéré comme facteur limitant à l'exploitation du matériau dans son usage le plus convoité (papier), peut être mis à profit dans l'industrie céramique puisqu'il permettra d'obtenir des produits finis de différentes couleurs sans adjonction de colorant supplémentaire.

Les essais dilatométriques, effectués sur quelques échantillons du kaolin d'Oulmès, ont montré qu'il fritte à des températures relativement basses ; le retrait enregistré à l'issue du frittage reste pratiquement invariant lors du refroidissement et l'échantillon ne subit aucune fracturation. Les qualités ainsi révélées permettent d'envisager l'usage de ce kaolin comme produit de base dans l'industrie céramique ; ces qualités peuvent d'ailleurs être améliorées par l'élimination du mica et des quelques grains de quartz qui persistent dans les fractions fines. Par contre, l'existence des diverses impuretés que nous avons énumérées nous pousse à exclure une utilisation dans l'industrie papetière ; néanmoins, nous pensons qu'un tel usage serait envisageable si la prospection en profondeur révèle des réserves importantes de kaolin hydrothermal.

## PERSPECTIVES

**Les produits issus de l'altération des granites du massif d'Oulmès en font un gisement avec de bonnes potentialités en kaolin. En effet, les différentes analyses que nous avons effectuées, ont révélé des taux importants de kaolinite. Les affleurements**

étudiés n'offraient pas des profondeurs d'observation importantes, mais certains indices tels que l'absence de montmorillonite dans les niveaux analysés, ainsi que l'existence de granite kaolinisé sur 16 mètres de profondeur ( d'après le témoignage du propriétaire de la carrière CII), nous permettent d'envisager un volume de matériel altéré assez important en profondeur, au niveau des carrières étudiées. Une évaluation plus précise des réserves en kaolin peut être effectuée par une prospection géophysique et des forages de reconnaissance concentrés surtout dans les parties centrale et septentrionale du pluton, ainsi que dans la zone d'Al Kirit. Si ces réserves s'avèrent suffisantes, nous pensons qu'une exploitation industrielle serait très envisageable. En effet, nous avons vu que le granite d'Oulmès, bien qu'offrant des faciès diversifiés, s'altère de façon assez homogène et ne nécessiterait pas l'utilisation de procédés différents lors de son exploitation. Un autre avantage est à mettre à l'actif de ce gisement, c'est la présence d'une retenue d'eau assez importante sur l'oued Afçal ; jadis utilisée lors de l'exploitation d'Al Kirit, elle peut fournir l'eau nécessaire aux opérations de lavages et tamisages du kaolin.



**REFERENCES  
BIBLIOGRAPHIQUES**







## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AIT OMAR S. (1985) - Le pluton granitique hercynien d'Oulmès (Maroc Central) : schémas de déformation finie et cinématique de mise en place. *C. R. Acad.Sc. Paris*, t. 301, Série II, n° 18, p. 1299-1302.
- AIT OMAR S. (1986) - Modalités de mise en place d'un pluton granitique et ses relations avec la déformation régionale : l'exemple du granite hercynien d'Oulmès (Maroc Central). *Thèse 3e cycle, Institut de Géologie, Université de Rennes*.
- AMADE E. (1989)- Compte rendu de visite sur les indices de kaolinite du granite d'Oulmès. O. N. A. , inédit.
- AUBERT G. (1969) - Les coupoles granitiques de Montebrias et d'échassières (Massif Central Français) et la genèse de leurs minéralisations en étain, lithium, tungstène et béryllium. *Mem. B. R. G. M*, n°46.
- BAKER C.J. & UREN R.E. (1982) - Kaolin in New South Wales. *Geol. Surv. of New South Wales, Mineral Ressources*, n° 44, 231p..
- BARKER D.S. (1970) - Compositions of granophyre, myrmekite and graphic granite. *Geol.Soc. of Amer. Bull.*, vol. 81, p. 3339-3350.
- BASSET W.A. (1960) - Role of hydroxyl orientation in mica alteration. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 71, n° 4, p. 449-456.
- BATCHELLOR R.A. & BOWDEN P. (1985) - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, vol. 48, p. 43-55.
- BAUDET G. (1969) - Le plateau central marocain et ses bordures. Etude géomorphologique. Rabat, 478p.
- BERTHIER P. (1826) - Analyse de l'halloysite. *Ann. Chim. Phys.*, n° 32, p. 332-335.
- BOUTALEB M. (1988) - Reconstitution de l'évolution tectono-métamorphique, magmatique et hydrothermale du district stannowolframifère de Walmès (Maroc Central). Implications métallogéniques. *Thèse Doct. d'état INPL.*, Nancy, 278 p..
- BRINDLEY G.W. & ROBINSON K. (1946) - The structure of kaolinite. *Miner. Mag.*, vol. 27, p. 242-253.
- BRINDLEY G.W., ROBINSON K.& GOODYEAR J. (1948) - X-ray studies of halloysite and metahalloysite. *Miner. Mag.*, vol. 28, p. 393-428.
- BRINDLEY G.W. & BROWN G. (1984) - Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, London.
- BRINDLEY G.W. & LEMAITRE J.(1987) - Thermal oxidation and reduction reactions of clay minerals.in *Chemistry of clays and clay minerals*, Mineralogical Society, monograph n°6, p. 319-370, éd. Newman A.C.D. Newman.

- CAILLERE S., HENIN S. & RAUTUREAU M. (1982) - Minéralogie des argiles. 2vol., éd. Masson, Paris.
- CHANTRET F. & JEHL G. (1964) - Anomalie dans le comportement en analyse thermique différentielle d'une kaolinite. *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist.*, vol. 87, p. 31-34.
- CHAPPELL B.W. & WHITE A.J.R. (1974) - Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, n° 8, p. 173-174.
- CHAROY B. (1971) - Différenciations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas du Massif de Questembert (Morbihan). *Sciences de la Terre*, Nancy, t.16, n° 1, p. 5-44.
- CHOUBERT G. & MARCAIS J. (1952) - Geologie du Maroc. *XIXe congrès géologique international. Alger.*, 3e série, n° 6, Monographie régionale Maroc.
- CHURCHMAN G.J. & GILKES R.J. (1989) - Recognition of intermediates in the possible transformation of halloysite to Kaolinite in weathering profiles. *Clay Miner.*, n° 24, p. 579-590.
- CULLITY B. D. (1956) - Elements of X-ray diffraction. Addison-Wesley Publishing Company. Massachussets, USA.
- DAY H.W. (1973) - The high temperature stability of muscovite plus quartz. *American mineralogist*, vol. 58, p. 255-262.
- DEBON F., SONET J., LIU C.W. & XU R.H. (1982) - Caractères chimico-minéralogiques majeurs et datation Rb-Sr des trois ceintures plutoniques du Tibet méridional. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 295 II, p. 213-218.
- DEBON F. & LE FORT P. (1983) - in "Geologie et géochimie de l'uranium" édité. Centre de Recherches sur la Géologie de l'Uranium, Vandoeuvre les Nancy.
- DELON J.F, VAUCQUELIN M, YVON J & FRANÇOIS M. (1982) - Utilisation des argiles des charentes dans l'industrie céramique du bâtiment. *Bulletin de Minéralogie*, n° 105, p. 557-570.
- DIMANCHE F., RASSEL A., TARTE P. & THOREZ J. (1974) - The kaolins : Mineralogy, Deposits, Uses. *Minerals Sci. Engng.*, vol. 6, n°4, p. 198-200.
- DIOT H., BOUCHEZ J. L., BOUTALEB M. & MACAUDIERE J. (1987) - Le granite d'Oulmès (Maroc Central) : structures de l'état magmatique à l'état solide et modèle de mise en place. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 3, n° 1, p. 157-168.
- ESTEOULE-CHOUX J. & ESTEOULE J. (1978) - Reflexions sur la genèse des gisements de kaolin industriel dans le massif Armoricaïn. *Schriftenr. geol. wiss.*, Berlin, vol.11, p. 29-33.
- FARMER V.C. (1964) - Infrared absorption of hydroxyl group in Kaolinite. *Science*, n° 145, p. 1189-1190.

- FLEMING R.F.S. (1971) - Kaolins in the U. S. A. *Industrial Minerals*, n° 51.
- FRITZ S.J. (1988) - A comparative study of gabbro and granite weathering. *Chemical Geology*, vol. 68, p. 275-290.
- GILKES R.J., SCHOLZ G. & DIMMOCK G.M. (1973) - Lateritic deep weathering of granite. *J. Soil Sci.*, n° 24, p. 523-536.
- GIULIANI G. (1982) - Contribution à la géologie du massif granitique des Zaër (Maroc Central). *Thèse 3e cycle, C.R.P.G., Nancy*.
- GOLDICH S.S. (1938) - A study in rock weathering. *J. Geol.*, n° 46, p. 17-58.
- GRANT W.H. (1963) - Weathering of stone Mountain granite. *Clays Clay Miner.*, n°11, p. 65-73.
- GRANT W.H. (1964) - Chemical weathering of biotite-plagioclase gneiss. *Proceeding of the 12th National Conference on Clays and Clay Minerals*, Atlanta, Georgia, p. 455-463.
- GUINIER A. (1956) - Théorie et technique de la radiocristallographie. Dunod éd., 736p. .
- HAFDI A. & MALECHA A. (1979) - Gisement de kaolin résiduel dans le massif de granite d'Oulmès (Maroc Central). *Rapport S.R.I.G*, n° 1026, Rabat, inédit.
- HELGESON H.C, GARRELS R.M. & MACKENZIE F.T. (1969) - Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions -II. Applications - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 33, p. 455-481.
- HEMLEY J.J. (1959) - Some mineralogical equilibria in the system K<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Amer.j.sci.*, n° 257, p. 241-270.
- HENDRICKS S.B. (1938) - On the structure of clay minerals : dickite, halloysite and hydrated halloysite. *Amer. Miner.*, vol. 23, p. 295-301.
- HOLPTZAPFEL T. (1985) - Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Publ. Soc. Geol.Nord*, n° 12, 136p.
- JALAKUMARI B, WARRIER. K.G.K & SATYANARANA. K.G. (1989) - Thermal dehydroxylation in surface modified Kaolinite. *J. Mater. Sci.*, vol. 24, p. 2653.
- JEANETTE A. (1959) - Aperçu sur les principaux indices d'argiles kaoliniques actuellement connus au Maroc. *Mines et Géologie*, n° 5, p. 43-49.
- JEPSON W.B. (1984) - Kaolins: their properties and uses. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A. 311, p. 411-432
- JOUENE C.A. (1980) - *Traité de ceramiques et matériaux minéraux*. éd. Septima, Paris.
- KELLER W.D. (1976 a) - Scanning electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin-I. *Clays Clay Miner.*, n° 24, p. 107-113.

- KELLER W.D. (1976 b)** - Scanning electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin-II. *Clays Clay Miner.*, n° 24, p. 114-117.
- KELLER W.D. (1976 c)** - Scanning electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin-III. Influence of parent material on flint clays and flint-like clays. *Clays Clay Miner.*, n° 24, p. 262-264.
- KELLER W.D. (1978)** - Classification of kaolins exemplified by their textures in scan electron micrographs. *Clays and Clay Minerals*, vol. 26, n° 1, p. 1-20.
- KERR P.F. & KULP J.L. (1948)** - Multiple differentiel thermal analysis. *The American Mineralogist*, vol. 33, n° 7 et 8.
- KITAGAWA R. & KAKITANI S. (1978)** - The white clay vein in the granitic rock at the Hachihonmatsu district, Hiroshima Prefecture. *J. Clay sci. Soc. Japan*, n°18, p.31-39.
- KITAGAWA R. & KOSTER H.M. (1991)** - Genesis of the Tirschenreuth kaolin deposit in Germany compared with the Kohdachi kaolin deposit in Japan. *Clay minerals*, n° 26, p. 61-79.
- KODAMA H & OINUMA K. (1962)** - Identification of Kaolin minerals in the presence chlorite by X-Ray diffraction and infrared absorption spectra. *Clays and clay minerals*, vol. 13, p. 236-249.
- KONTA J. & MRAZ L. (1965)** - Petrology and geochemistry of natural kaolin from Sedlec near Karlovy Vary (Czechoslovakia). *Acta Universitatis Carolinae, Geologica-Supplementum 2*, p. 57-83.
- KONTA J. (1981)** - The products arisen from acid plagioclase and potassium feldspar during the kaolinisation of Karlovy Vary granite. *8th conference on clay mineralogy and petrology*, Teplice, p. 173-180.
- KOSTER H.M. (1977)** - A contribution to the geochemistry and genesis of the kaolin-feldspar deposits of Eastern Bavaria. *Proc. 8th Int. Kaolin Symp. Meet. Alunite*, p.7-16.
- LAGARDE J.L. (1985)** - Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post-viséenne de la meseta marocaine. *Hercynica*, t.1, n° 1, P. 29-37.
- LAMEYRE J. (1966)** - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 29.
- LAMEYRE J. (1973)** - Les marques de l'eau dans les leucogranites du Massif Central français. *Bull. Soc. Geol. France*, sér. 7, t. 15, n° 3-4, p. 287-295.
- LAMEYRE J. & ROQUES M. (1964)** - La muscovitisation des granites de la Pierre qui Vire (Yonne, Nièvre) et d'Echassières (Allier). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 258, p. 6479-6482.
- LA ROCHE H. de (1964)** - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou grano-dioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sciences de la Terre*, n° 9, p. 293-337.

- LA ROCHE H. de (1966)** - Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches : modèles chimiques, statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 262D, p. 1665-1668.
- LA ROCHE H. de (1978)** - La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciés minéral dans l'espace des variables chimiques: fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent. Application aux roches ignées. *Chem. Geol.*, n° 21, p. 63-87.
- LENEUF N. (1959)** - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. *Thèse Sci., Paris*.
- LIETARD O. (1977)** - Contribution à l'étude des propriétés physico-chimiques cristallographiques et morphologiques des Kaolins. *Thèse Doct. es-Sciences physiques E.N.S.G.*, Nancy.
- LUCAS J. & JEHL G. (1961)** - Etude de l'action de la chaleur sur la chlorite et la Kaolinite par diffraction des rayons X. Application à la distinction des minéraux. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, vol 12, p. 159-171.
- LYON R.J.P & TUDDENHAM. W.M. (1960)** - Infrared determination of the Kaolin group Minerals. *Nature*, vol.185, p. 836.
- MACKENZIE R.C. (1970)** - Differential thermal analysis. Vol. 1 : fundamental aspects, p. 8. Ed. Academic Press, London and New York.
- MICHARD A. (1976)** - Eléments de géologie marocaine. *Notes et mémoires serv. géol. Maroc*, n° 252.
- MILLOT G. (1964)** - Géologie des argiles : altérations, sédimentologie, géochimie. *Masson édit.*, Paris, 75 fig., 12 pl., 15 tab. .
- M'RINI Z. (1985)** - Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb). *Thèse Doct., Université de Clermont-Ferrand II*.
- MIDDELBURG J.J, VANDERWEIJDEN C.H & WOITTIEZ J.R.W. (1988)** - Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace éléments during weathering of granitic rocks. *Chemical geology*, Elsevier, Amsterdam, vol. 68, p. 253-273.
- MILLER C.F. & BRADFISH L.J. (1980)** - An inner cordilleran belt of muscovite bearing plutons. *Geology*, n° 8, p. 412-416.
- MURAT M. & NEGRO A. (1976)** - 2nd Congr. Nazionale Sulle Argille, Bari, Italia
- MURAT M. (1983)** - Thermodilatometry. in " *treatise on analytical chemistry* ". second edition, Part 1, v. 12, p. 343-499, éd.P.J. Elving, G.B. Murphy, I.M. Kolthoff, John Wiley and Sons.
- MURAT M., AMOKRANE A., MONTANARO L. & NEGRO A. (1993)** - Mise en évidence d'une évolution caractéristique des propriétés



- texturales et superficielles associée de la première étape de la transition Métakaolinite → Mullite. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 316, Sér. 2, p. 907-912.
- MURRAY H.H., PARTRIDGE P. & POST J.L. (1978)** - Alteration of granite to kaolin. *Mineralogy and geochemistry. Schriftenr. Geol. Wiss.*, Berlin, n° 11, p. 197-208, 11fig, 2tab. .
- NICOLAS J. (1957)** - Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolins bretons. *Supplément au Bulletin de la Société française de Céramique*, n° 34.
- OBERLIN A. & TCHOUBAR C. (1957)** - Etude au microscope électronique de l'altération des cristaux de kaolinite. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 244, p. 1524-1526.
- OBERLIN A., TCHOUBAR C., SCHILLER C., PEZERAT H. & KOVACEVIK S. (1961)** - Etude du fireclay produit par altération de la kaolinite et de quelques fireclays naturels. *Coll. Intern. C. N. R. S.*, 105, p. 45-57.
- PAQUIN P. (1962)** - Contribution à la détermination de certains minéraux argileux par dilatométrie, Essais quantitatifs. *Thèse Ingénieur-Docteur*, Paris.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W. & TINDLE A.G. (1984)** - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, vol. 25, fasc. 4, p. 956-983.
- PICHAVANT M. (1981)** - An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 Kbar vapour pression. *Contrib. mineral. petrol.*, n° 76, p. 430-439.
- PIQUE A. (1979)** - Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la meseta marocaine nord-occidentale. *Sci. Geol. Mém.*, Strasbourg.
- PIQUE A. (1976)** - Front thermique syntectonique et mise en place du granite à Oulmès (Maroc Central). *Bull. Soc. Geol. France*, t. 18, Série 7, n° 5, p. 1233-1238.
- PIQUE A. & MICHARD A. (1981)** - Les zones structurales du Maroc hercynien. *sci. géol. Bull.*, vol. 34, n° 2, Strasbourg, p. 135-146.
- RONDEAU A. (1958)** - Géomorphologie et Géochimie. *Bull. Ass. Geogr. Fr.*, n° 271, p. 17-23.
- ROSS C.A. & KERR P.F. (1930)** - The kaolin minerals. *U.S. Geol. Survey. Prof. Pap. 165E*, p. 151-175.
- ROSS C.A. & KERR P.F. (1930)** - Halloysite and hallophane. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 185G*, p. 135-148.
- ROUXHET P.G., NGO SAMUDACHEATA, JACOBS H & ANTON. O. (1977)** - Attribution of the OH stretching bands of Kaolinite. *Clay minerals*, n°12, p. 171-179.
- SAADI L. (1992)** - Elaboration et caractérisation physico-chimique de céramiques à base d'argiles marocaines. *Thèse 3° cycle Université Hassan II, Faculté des Sciences Ain-chock, Casablanca, Maroc.*

- SEDDOH F. (1973)** - Altération des roches cristallines du Morvan : Granites, Granodiorites, rhyolites. Etude minéralogique, géochimique et micromorphologique. *Mém. Géol. de l'Université de Dijon*, n°1.
- SINDELAR J. (1981)** - Kaolin from Velky Luh, west Czechoslovakia. *8th Conference on Clay Mineralogy and Petrology*, Teplice, p. 129-136.
- STRECKEISEN A.L. (1974)** - Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geol. Rundsh.*, n° 63, p. 173-786.
- STRECKEISEN A.L. (1976)** - To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, n° 12, p. 1-33.
- TAHA M. (1993)** - Elaboration et caractérisation de poudres de zircon. *Thèse Doct. I. N. S. A*, Lyon.
- TERMIER H., OWODENKO B. & AGARD J. (1950)** - Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmès (Maroc central). Etude géologique, pétrographique et métallogénique. *Notes et mémoires serv. géol. Maroc*, n°82.
- THOMPSON A.B. (1974)** - Calculation of muscovite-paragonite-alkali feldspar phase relations. *Contrib. mineral. petrol.*, n° 44, p. 173-194
- VENUGOPAL J.S., HIRANNAIAH B.V & MAJUMDER S.K. (1982)** - Dehydroxylation and dehydration as parameters for characterisation of clays. Part I: Montmorillonite, Attapulgite and Illite. *J. Geol. Soc. India*, vol. 23, n°6, p. 123.
- WADA R, YAMADA H. (1968)** - Hydrazine intercalation and intersalation for differentiation of Kaolin minerals from chlorites. *Am. Min.*, vol. 53, p. 334-339.
- WOLFF R.G. (1963)** - Structural aspects of Kaolinite using Infrared absorption. *The American Mineralogist*, vol.48.
- ZHENG Z., LU D., FENG M., FENG B. & JIN T. (1982)** - Kaolin deposits of china. *Dev. in Sedimentology*, Elsevier, Amsterdam, n° 35, p. 719-731.









**PLANCHES  
PHOTOGRAPHIQUES**

## PLANCHE 1

Photo 1 : aspect microscopique, en lumière polarisée non analysée, du granite principal à deux micas d'Oulmès. Nous notons la dominance des feldspaths (f) et du quartz (q), ainsi que l'existence de plaquettes de biotite pléochroïque (b).

Photo 2 : même faciès que la photo 1 observé en lumière polarisée et analysée.

Photo 3 : minéraux du faciès principal : quartz polycristallin à extinction ondulante (Q), feldspath fracturé et déjà affecté par l'altération (F), plagioclase mâclé (P).

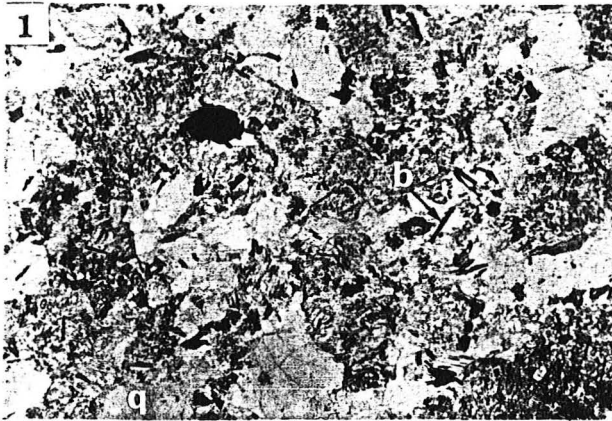
Photo 4 : aspect microscopique du granite feldspathique, montrant la "mésostase" riche en minéraux feldspathiques et qui contient quelques mégacristaux de feldspaths et de quartz.

Photo 5 : détail de la photo précédente.

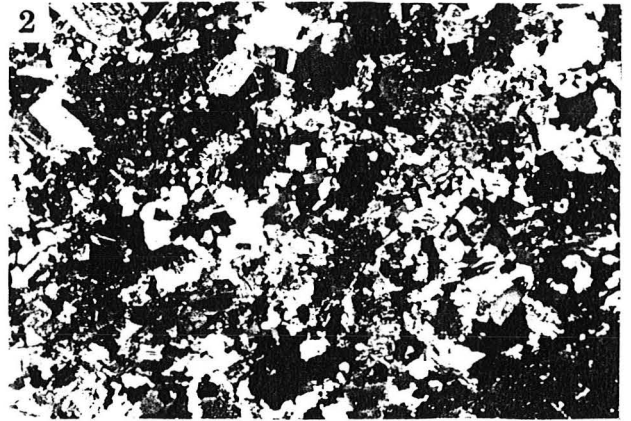
Photo 6 : vue microscopique du faciès micacé (variante du granite principal d'Oulmès. Nous noterons la présence des deux générations de muscovite, primaire (Mp) et secondaire (Ms).

Photo 7 : aspect général du granite fin à moyen à biotite dominante.

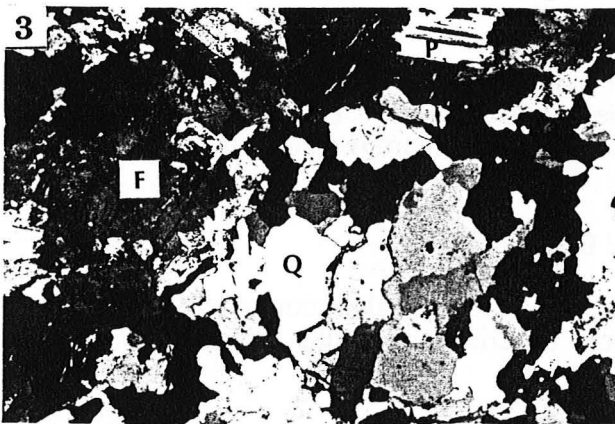
Photo 8 : microfaciès du granite aplitique qui acquiert une orientation près du contact avec l'encaissant. Les flèches indiquent un plan d'orientation marqué par des grains fins de quartz. D'autres plans sont soulignés par de fines paillettes de muscovite.



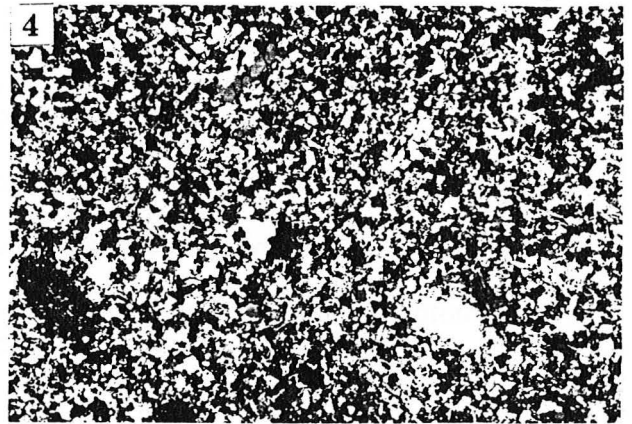
320  $\mu$ m



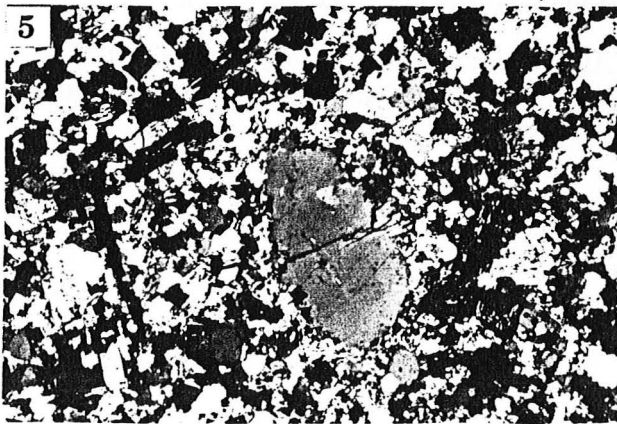
320  $\mu$ m



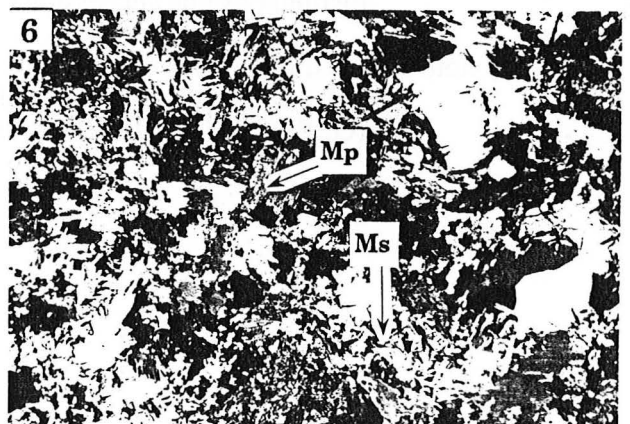
80  $\mu$ m



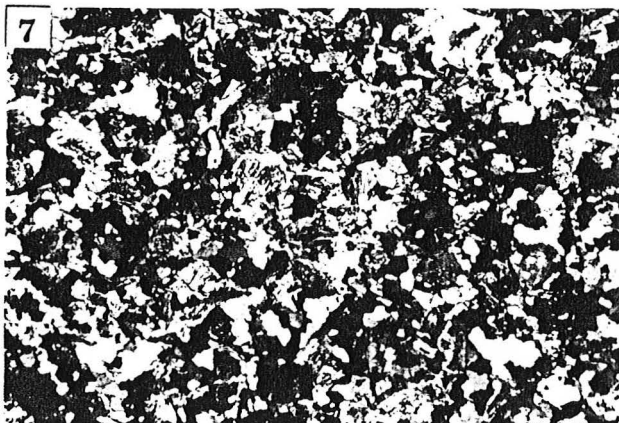
320  $\mu$ m



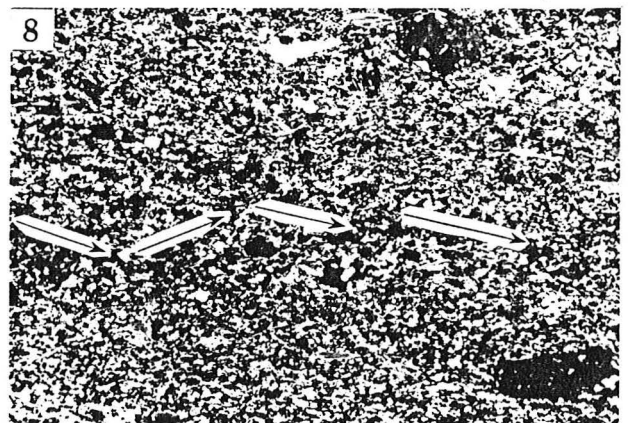
100  $\mu$ m



200  $\mu$ m



130  $\mu$ m



360  $\mu$ m

## PLANCHE 2

Photo 1 : détail de la muscovitisation dans le granite principal d'Oulmès, existence de muscovite primaire automorphe à subautomorphe (Mp) et de muscovite secondaire souvent de petite taille (Ms) et qui se trouve parfois à l'intérieur de grains de feldspaths ou de quartz (Q).

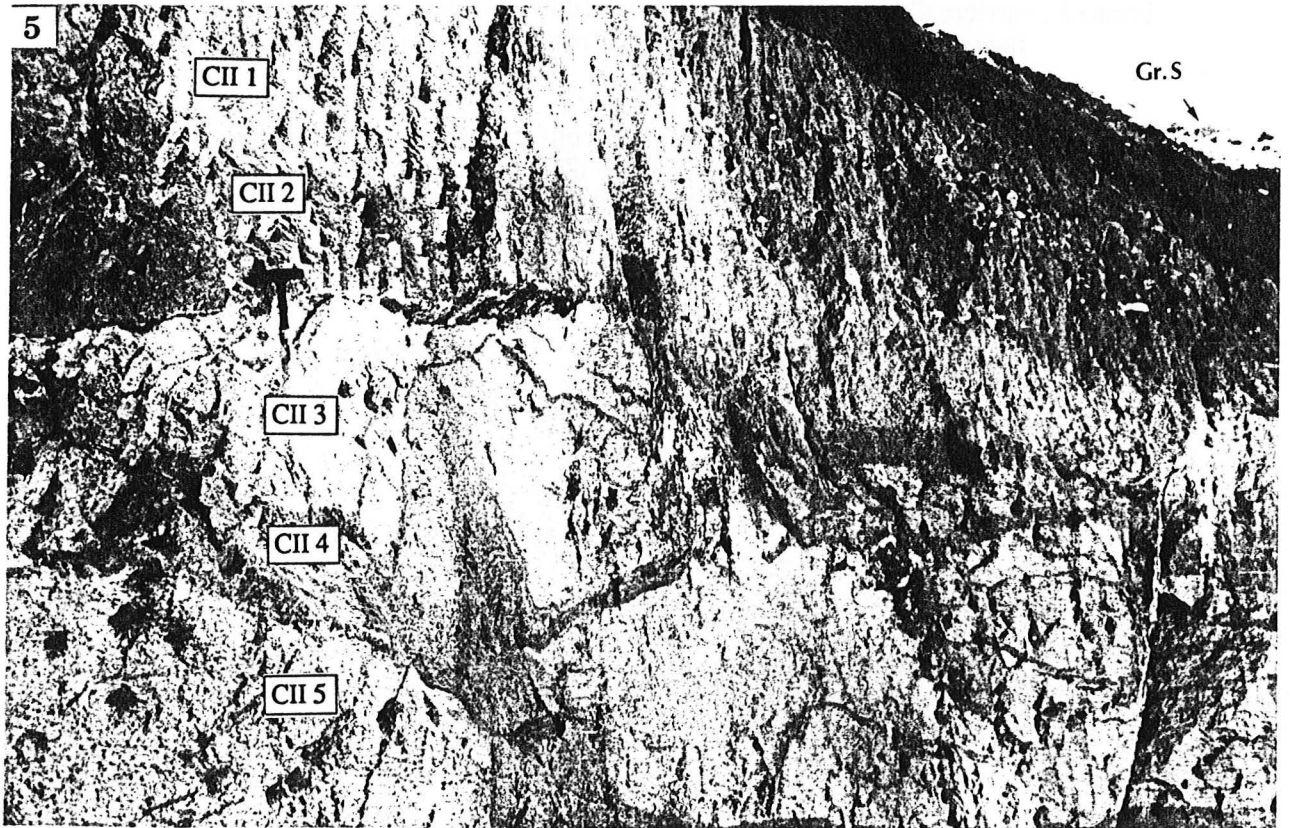
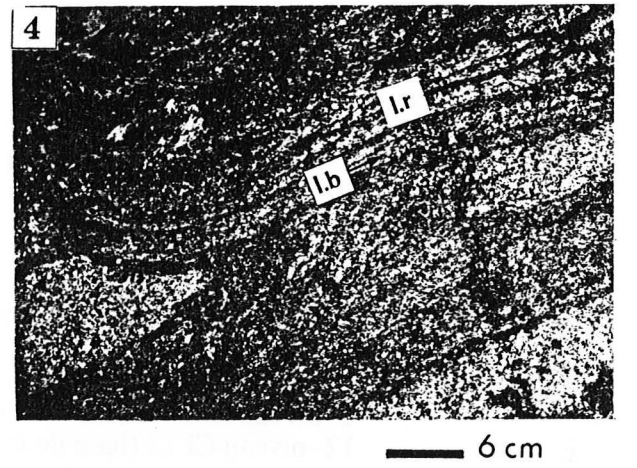
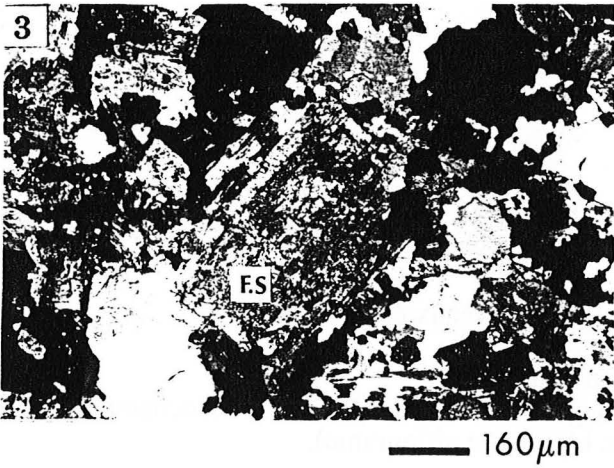
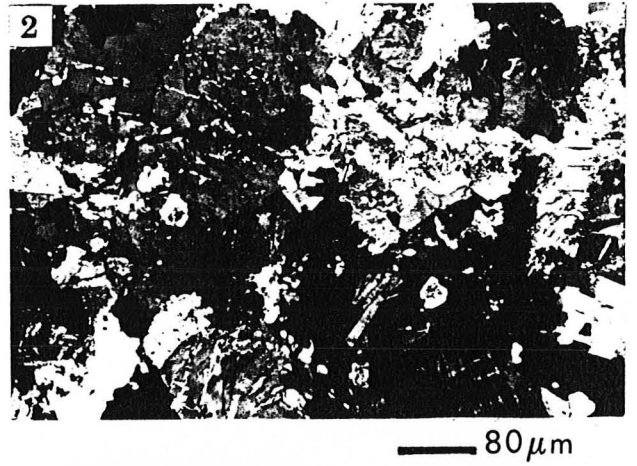
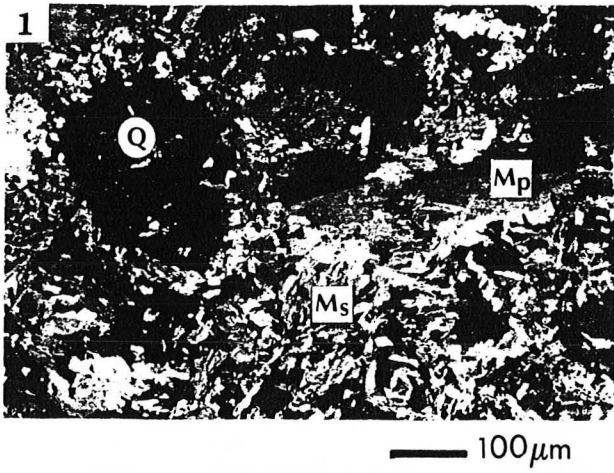
Photo 2 : feldspaths dans le faciès principal frais.

Photo 3 : comportement des feldspaths zonés (F.S) face à l'altération, on assiste à une séricitisation qui affecte le coeur du cristal alors que les bordures sont relativement intactes.

Photo 4 : détail dans un niveau rougeâtre de la carrière CII (coupe E-W). Nous distinguons une succession de lits blancs (l.b) et de lits rouges (l.r).

Photo 5 : vue du profil E-W de la carrière CII, avec les niveaux échantillonnés (de CII 1 à CII 5). On remarquera l'existence de boules de granite relativement sain (Gr.S) dans le coin N-E de la photo.







### PLANCHE 3

Photo 1 : vue de la carrière CI avec le repérage des niveaux échantillonnés :

1- niveau CI 1 (sol).

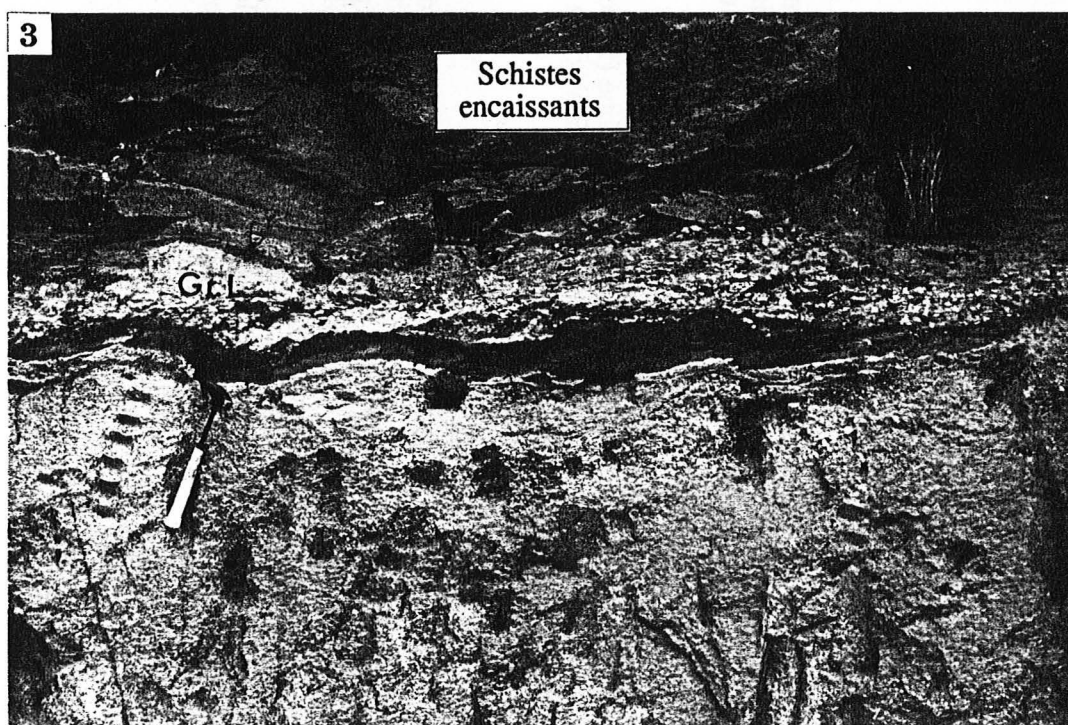
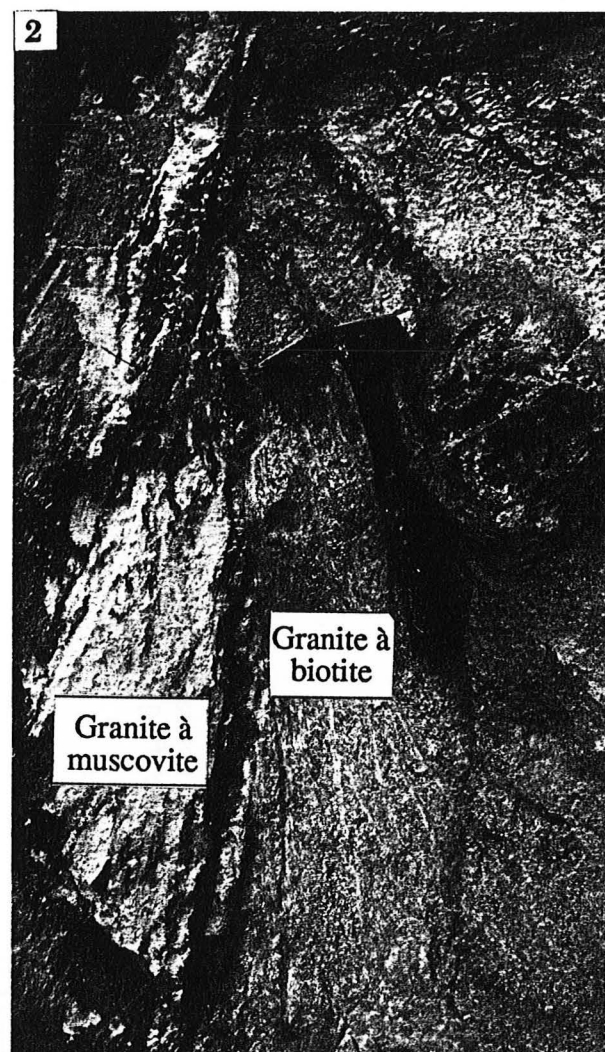
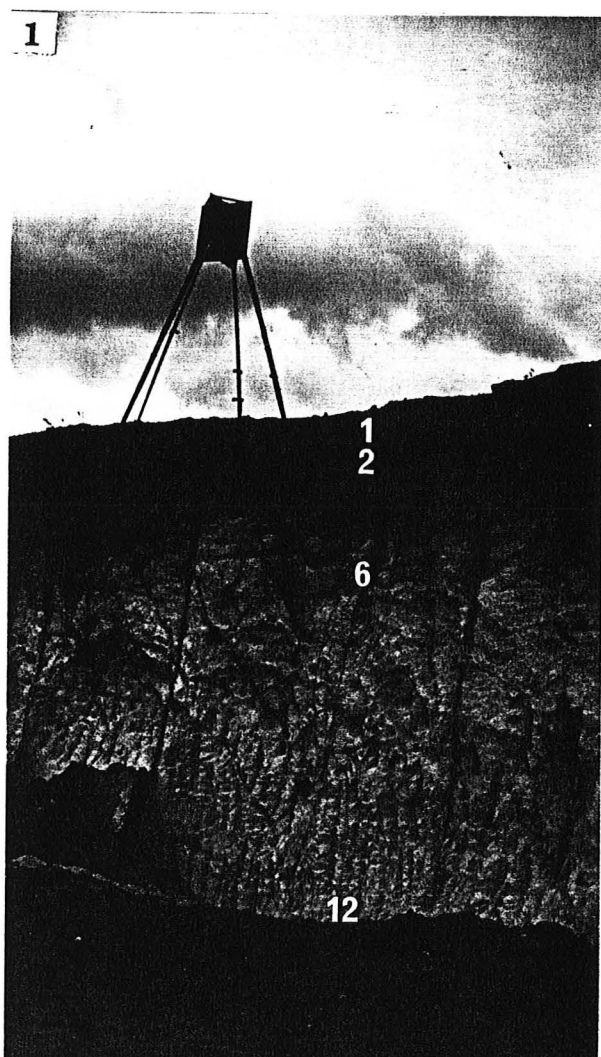
2- niveau CI 2 (sommet de la zone rougeâtre).

6- niveau CI 6 (base de la zone rougeâtre et sommet de la zone blanchâtre).

12- niveau CI 12 (base de la zone blanchâtre affleurante).

Photo 2 : carrière d'Al Kirit.; contact entre le filon très altéré de granite à muscovite et le faciès fin à biotite qui n'est affecté par l'altération qu'au contact du filon.

Photo 3 : carrière du contact ; zone de contact entre le granite et les schistes encaissants. On note la présence d'un niveau très leucocrate (Gr.L), suivi d'un lit de schistes intercalaire puis du faciès principal très altéré.



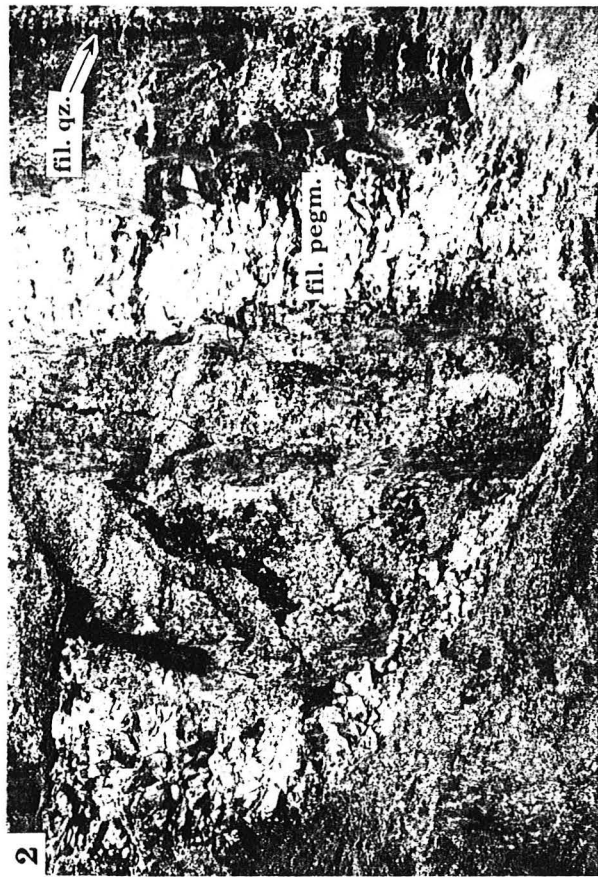
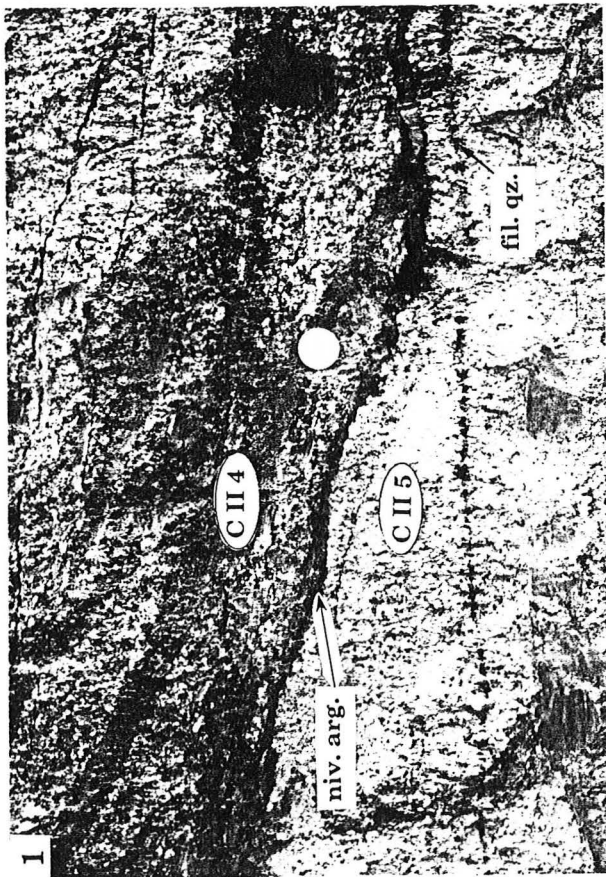
## PLANCHE 4

Photo 1 : détail du contact entre un niveau rouge (CII 4) et un niveau blanchâtre (CII 5), avec le niveau argileux intercalaire (niv. arg.). On notera également la présence d'un filonnet de quartz au sein du faciès blanchâtre (fil.qz).

Photo 2 : filon pegmatitique (fil.pegm.) et filonnet de quartz (fil.qz.) au sein du faciès altéré dans la coupe E-W de la carrière CII.

Photo 3 : carrière CIII, altération différentielle du même faciès granitique (granite principal), avec une zone restée cohérente formant une petite corniche (haut de la photo) et une zone inférieure beaucoup plus meuble au sein de laquelle s'individualisent des poches entièrement limono-argileuse (flèche).

Photo 4 : vue de la carrière CIV, le faciès altéré est dominé par une imprégnation rougeâtre la partie inférieure de l'affleurement est plus meuble que les niveaux supérieurs.



## **PLANCHE 5**

**Analyse microscopique de deux classes granulométriques différentes, pour les niveaux altérés de la carrière CI (explication dans le texte).**

**Photo 1 : CI2 m**

**Photo 2 : CI2 f**

**Photo 3 : CI5 m**

**Photo 4 : CI5 f**

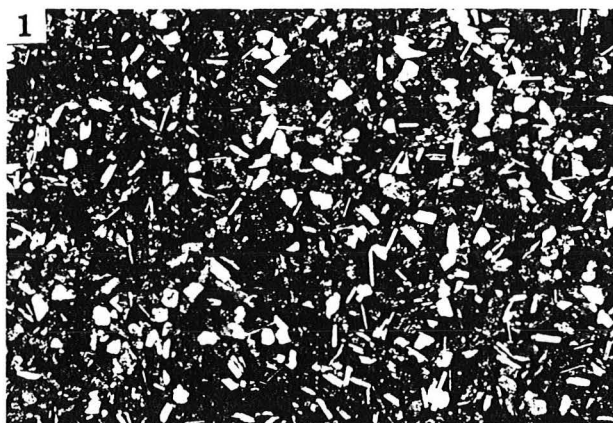
**Photo 5 : CI7 m**

**Photo 6 : CI7 f**

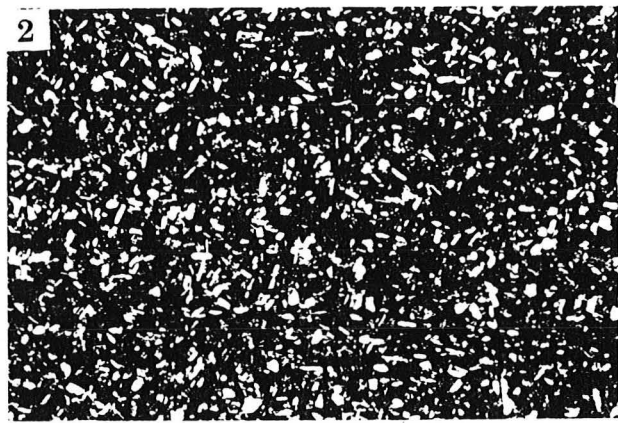
**Photo 7 : CI12 m**

**Photo 8 : CI12 f**

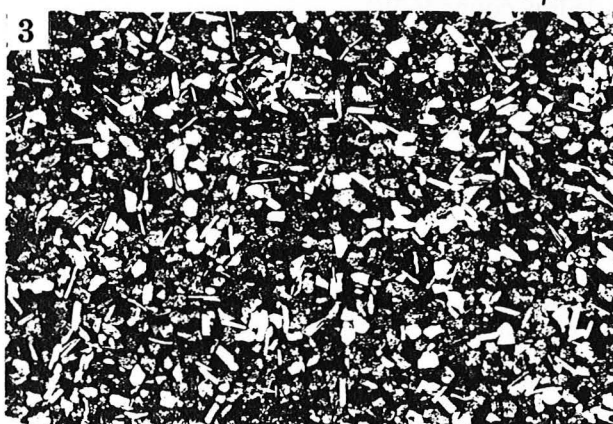




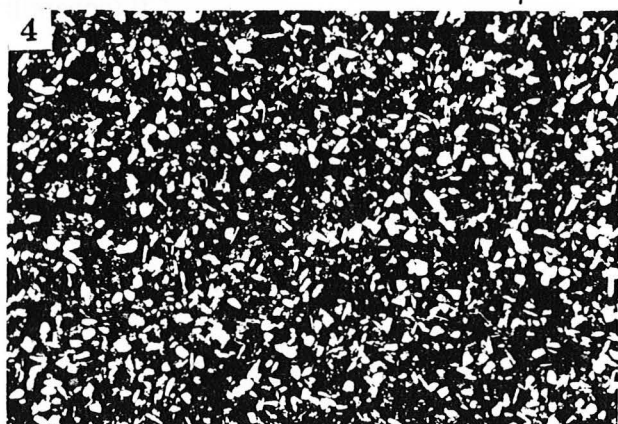
250  $\mu$ m



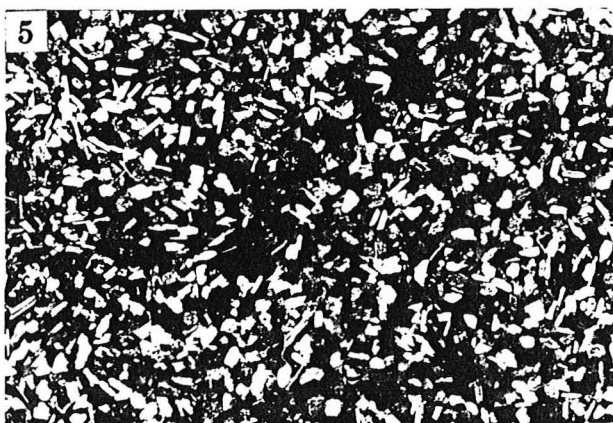
80  $\mu$ m



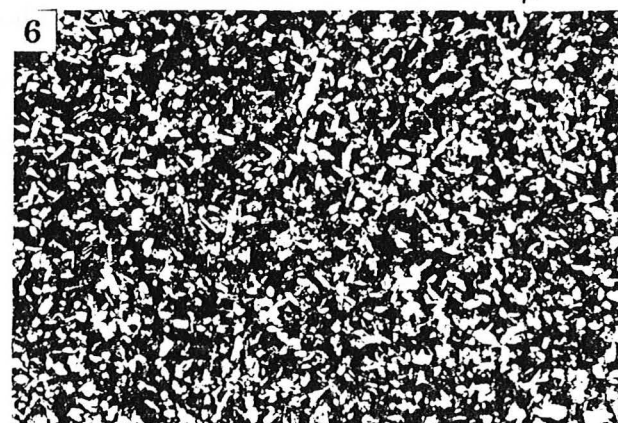
250  $\mu$ m



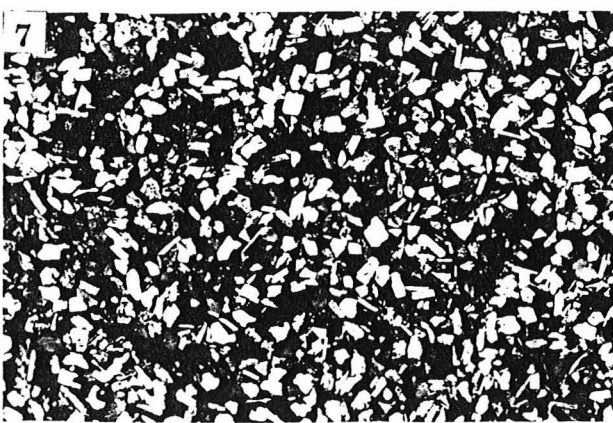
80  $\mu$ m



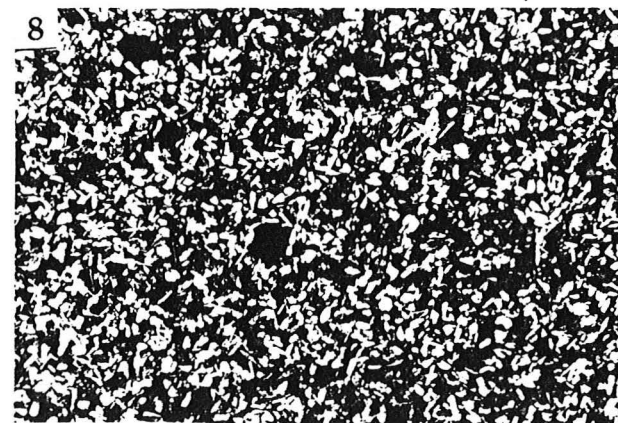
250  $\mu$ m



80  $\mu$ m



250  $\mu$ m



80  $\mu$ m

## **PLANCHE 6**

**Analyse microscopique de deux classes granulométriques différentes, pour les niveaux altérés de la carrière CII (explication dans le texte).**

**HS (échantillons de la coupe SSW-NNE)  
CII (échantillons de la coupe E-W)**

Photo 1 : HS 5 m

Photo 2 : HS 5 f

Photo 3 : HS 9 m

Photo 4 : HS 9 f

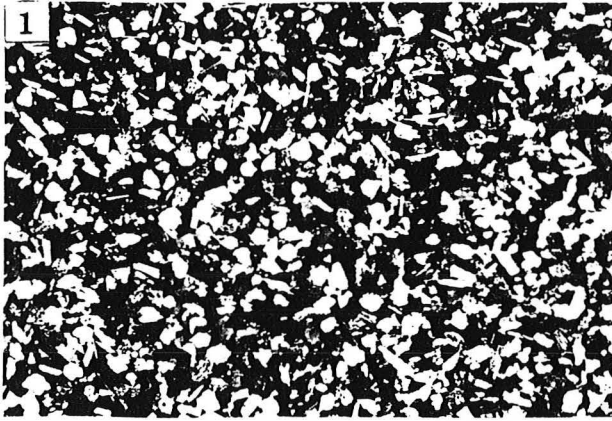
Photo 5 : CII 1 m

Photo 6 : CII 1 f

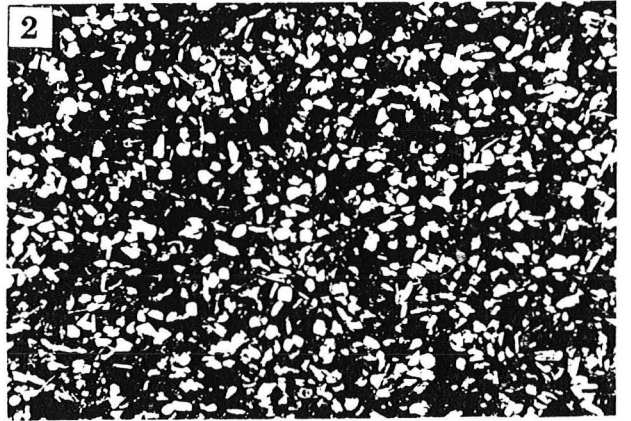
Photo 7 : CII 5 m

Photo 8 : CII 5 f

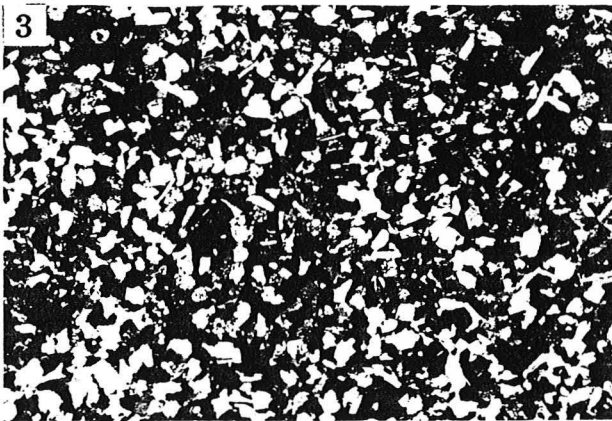




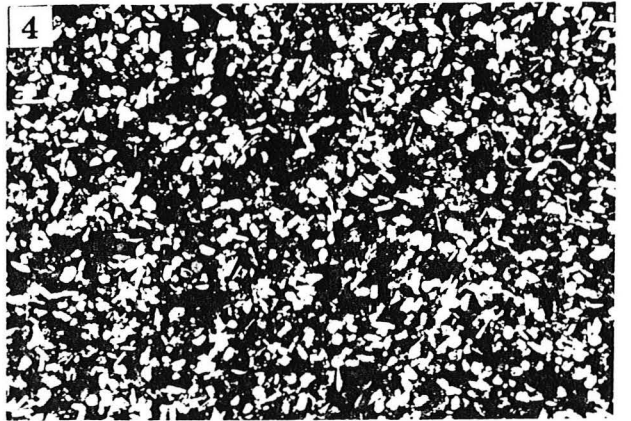
250  $\mu$ m



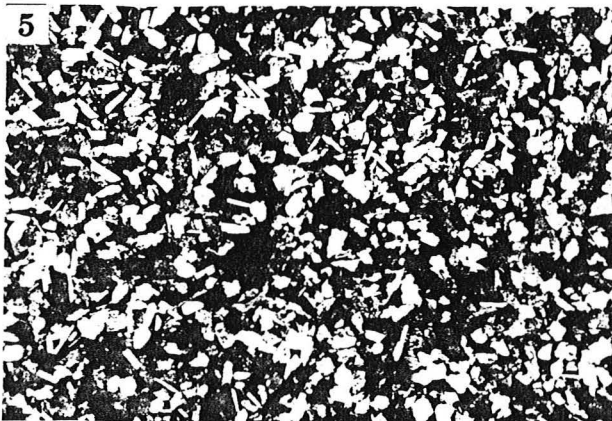
80  $\mu$ m



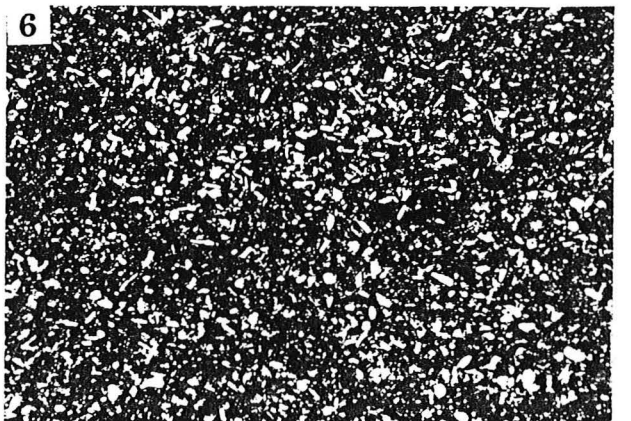
250  $\mu$ m



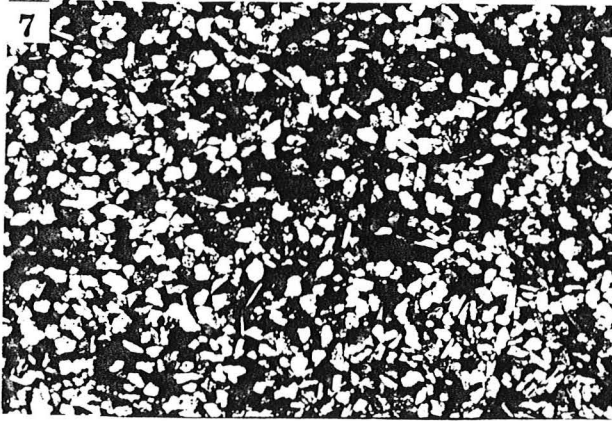
80  $\mu$ m



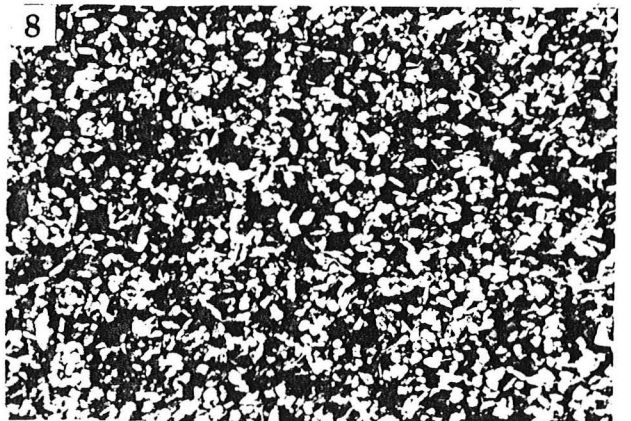
250  $\mu$ m



80  $\mu$ m



250  $\mu$ m



80  $\mu$ m



# ANNEXES



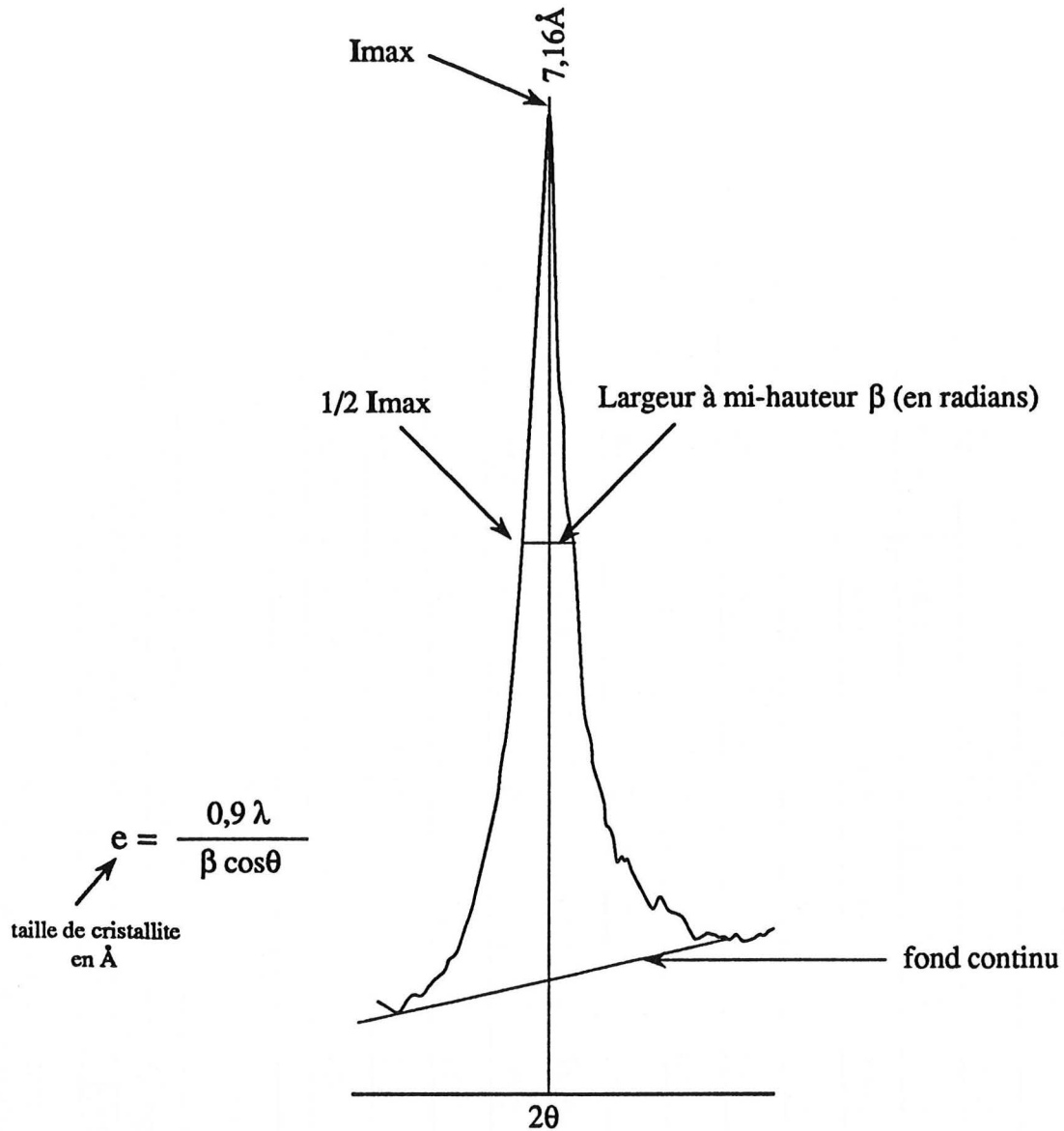
ANNEXE 1

	A9.2	A9.3	A11	Gr. fin porph.	Gr. Apl. Sidi Brahim	K1	K2	Granite princip.
SiO <sub>2</sub>	73,68	76,61	74,50	75,14	75,71	76,50	71,82	71,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,93	14,13	15,30	15,40	15,42	14,87	15,62	14,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	0,48	0,86	0,62	0,42	0,54	2,16	1,36
MnO	0,03	0,15	0,06	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03
MgO	0,36	0,22	0,29	0,21	0,19	0,20	0,74	0,40
CaO	1,74	0,39	0,38	0,32	0,19	0,16	2,04	2,88
Na <sub>2</sub> O	3,00	3,16	3,20	3,30	2,38	2,24	3,18	2,98
K <sub>2</sub> O	4,40	3,82	4,07	3,83	3,02	4,31	3,40	4,48
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,02	0,06	0,04	0,02	0,03	0,35	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,05	0,22	0,24	0,12	0,02	0,12	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,27	1,06	1,09	1,48	2,24	1,88	1,44	2,28
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,02	0,03	0,08	0,14	0,04	0,04	0,06	0,07

	A9.2	A9.3	A11	Gr. Fin Porph.	Gr. Apl. Sidi Brahim	K1	K2	Granite princip.
Y	22,2	7,9	11,6	10,0	8,1	9,9	10,5	13,7
Rb	269,5	502,3	567,1	633,3	568,4	560,3	202,6	321,8
Nb	8,7	17,7	14,4	18,1	19,1	17,7	6,6	10,7

Analyse chimique des granites sains étudiés  
A : éléments majeurs ; B : éléments traces (en p.p.m)

## ANNEXE 2



Utilisation de la formule de Scherrer pour  
le calcul des tailles de cristallites.

CI 1	135,5 Å
CI 6	133 Å
CI 7	133 Å
CI 12	116 Å

CII 1	116,4 Å
CII 2	133,1 Å
CII 3	133,1 Å
CII 4	143,3 Å
CII 5	124,4 Å

HS 5	133,1 Å
HS 6	113,5 Å
HS 7	113,5 Å
HS 8	113,5 Å
HS 9	147,9 Å

Tailles des cristallites calculées pour la kaolinite des  
niveaux des carrières CI et CII



## Résumé

Le massif granitique d'Oulmès fait partie de l'anticlinorium Khouribga-Oulmès qui se situe dans la partie est de la Meseta marocaine. La structuration de cette zone est principalement hercynienne. Le pluton granitique comporte des faciès divers, dont principalement un granite moyen à biotite et muscovite ; il montre également une fracturation très marquée et un système filonien très développé surtout à l'ouest du massif.

Les granites d'Oulmès sont sujets à une altération très poussée. Elle se manifeste par une arénitisation généralisée sur la quasi-totalité du massif, et s'étend également en profondeur comme nous avons pu l'observer dans les différentes carrières ouvertes partout dans le pluton.

L'étude des différents affleurements dont principalement les carrières CI et CII nous a permis de proposer une origine pour l'altération des granites d'Oulmès. En effet, grâce à l'utilisation de diverses méthodes, minéralogiques et physico-chimiques, nous avons décelé des taux importants de kaolinite qui sont variables selon les niveaux étudiés. L'analyse de la distribution de ces taux ainsi que les résultats d'autres investigations permettent de conclure à une altération essentiellement de type météorique qui s'accompagne dans certains cas d'une altération d'origine hydrothermale.

Par ailleurs, la caractérisation du kaolin issu de cette altération, par des méthodes thermiques, nous a permis d'évaluer le degré de cristallinité des minéraux le constituant dont essentiellement la kaolinite ; cette cristallinité reste affectée par la présence de fer qui se manifeste par une coloration brunâtre de certains niveaux. Les résultats de ce type d'investigation ont également montré que le kaolin d'Oulmès se prête bien à une utilisation dans l'industrie céramique, son utilisation dans des domaines plus nobles (industrie du papier) reste toutefois envisageable après des traitements de purification adéquats.

## Mots Clés

Oulmès, Maroc Central, kaolinite, kaolin, altération, altération météorique, altération hydrothermale, pétrographie, géochimie, diffractométrie.