



Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

Département Génie Minier

Mémoire de Magister en Génie Minier
de l'Ecole Nationale Polytechnique

Présenté par

GUERGUIT Abdelkader

Ingénieur d'état en génie minier de l'ENP

THEME

LES ROCHES ÉRUPTIVES du MASSIF de CHENOUA

Soutenu publiquement en Novembre 2008 devant le jury :

Président :	K. OMRACI	Maître de conférences à l'ENP
Rapporteur :	A. SEBAI	Maître de conférences à l'ENP
Examineurs :	M. HARKAT	Professeur à l'USTHB
	S. CHABOU	Maître de conférences à l'ENP
	M.C. CHABOU	Chargé de cours à l'Université de Sétif

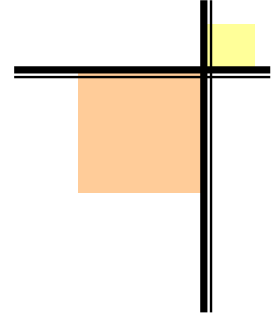
2008/2009

DÉDICACES

*Je dédie ce travail à mes parents qui j'espère
trouveront ici le fruit de leurs amours et leurs
souffrances pour moi ;*

A mes frères et mes sœurs ;

*A Kada, Mourad, et tous ce qui ont vécu avec
moi les pires et heureux moments de ma vie surtout
mes amis de l'ENP et de ma promotion.*



Remerciements

On remercie Dieu, tout puissant de nous avoir donné le courage et la capacité d'arriver à ce stade du savoir et de présenter ce modeste travail.

Je tiens particulièrement à exprimer, à travers ces quelques lignes, toute ma gratitude et mon profond respect à mon promoteur : Dr. A. SEBAI, pour leur suivi permanent et surtout l'immense patience.

Je remercie également l'ensemble des membres du jury qui m'ont fait l'honneur de bien vouloir accepter d'examiner et évaluer mon travail.

Mes meilleurs sentiments vont aussi aux membres de ma famille, dont la présence à mes côtés, et le soutien constant, surtout pendant les moments difficiles, m'a permis d'achever ce travail.

Enfin, je remercie tous ceux qui ont contribué à la finalisation de ce travail : Mourad, Kada, Abdelrahman.

ملخص

إن الصخور البركانية لشنوا موجودة على شكل كتلي محشورة في الباليوزويك ذات لون اخضر وتتمركز في الميدان الداخلي. الصخور المدروسة تعرضت إلى تغيرات كيميائية مست كل العناصر الأساسية و النديبة منها. سمحت الدراسة البينروغرافية انطلاقا من الصفائح الرفيعة و بالانكسار X بتوضيح نوعين من هذه التشكيلات متمثلة في السبيليت و الدوليريت. التحليل الجيوكيميائي برهن عن صفة الكالين لهذه الصخور. وهي متشابهة مع نفس النوع في الجبال الالبية واليونان وسوريا.

كلمات مفاتيح : شنوا - الجيوكيميا - التغيرات - السبيليت - الكالين

RESUME

Les roches éruptives du massif de Chenoua, présentes sous forme massive intrusives dans des sédiments Paléozoïques principalement dans le Dévonien, sont de couleur verte et on les retrouve dans le domaine interne. Les roches que nous avons étudiées sont affectées par des processus d'altération, modifiant leurs teneurs en éléments majeurs et mineurs. L'étude pétrographique à partir de lames minces et par diffraction X a permis de distinguer deux types de roches : spilites et dolérites spilitisées. L'analyse géochimique effectuée par fluorescence X est basée sur des résultats en éléments majeurs, mineurs et en traces et le calcul de la CIPW ont montré que ces dernières ont une affinité alcaline, comparables à celle des Alpes et de Grèce.

Mots clés : Chenoua, géochimie, altération, spilite, alcalin, CIPW

ABSTRACT

The euptive rocks of Chenoua are concentrates in the Permo-trias. Post-magmatic alteration processes have affected most of the rocks, wich have modified their major and trace elements composition. In petrographic and geochemistry study, tow types of these rocks are identified : spilit and dolerit. Thus, the main result of our study has identified that the eruptive massif rocks of Chenoua, are mainly spilites and spilite dolérites (alkaline affinity) comparable to that of the Alps, Greece and Syria.

Key words : Chenoua, , altération, geochemistry spilit, alcalin, CIPW

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE.....	1
CHAPITRE I : CADRE GEOLOGIQUE DU MONT CHENOUA	
INTRODUCTION.....	2
I.1. LA STRATIGRAPHIE.....	4
I.1.1. LES FORMATIONS ANTE-TRIASIQUE.....	4
I.1.1.1. Le Socle.....	4
I.1.1.2. Le Paléozoïque.....	4
I.1.2. LA DORSALE KABYLE.....	7
I.1.2.1. Le Permo-Trias.....	7
I.1.2.2. La Dorsale méso-cénozoïque.....	8
a) La Dorsale interne (septentrionale).....	8
b) La Dorsale médiane.....	8
c) La Dorsale externe.....	9
I.1.3. LES FLYSCHS.....	10
I.1.3.1. Le flysch mauritanien	10
I.1.3.2. Le flysch massylien.....	10
I.2. LA TECTONIQUE.....	11
I.2.1. INTRODUCTION.....	11
I.2.2.1. Les déformations varisques.....	11
I.2.2.2. les déformations alpines.....	11
I.2.2. LES FAILLES.....	13
I.2.3. LES CISAILLEMENTS.....	14
I.2.4. LA SCHISTOSITE.....	14
I.2.5. LES PLIS.....	14
CHAPITRE II : LE MAGMATISME DE L'ALGEROIS ET DU MASSIF DE CHENOUA	
INTRODUCTION.....	16
II.1. le PALEOZOIQUE.....	16
II.2. le MESOZOIQUE	16
a) Le métamorphisme.....	18
b) Les caractères chimiques.....	18
c) La texture.....	18
d) Actions mécaniques.....	18
e) Age des roches.....	19
II.3.3. LE CENOZOIQUE.....	19
CHAPITRE III : ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES	
INTRODUCTION.....	20
III.1. INTERPRETATION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE.....	20
III.2. CONCLUSION.....	26
CHAPITRE IV : ANALYSE GEOCHIMIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES	
INTRODUCTION.....	28
IV.1. INTERPRETATION DES RESULTATS GEOCHIMIQUES.....	28
a- CARACTERISTIQUES DES RESULTATS GEOCHIMIQUES.....	28
b- Les diagrammes de discrimination géochimiques	30
Le diagramme TAS.....	31
Le digramme alcalins vs SiO ₂	31
Le diagramme de Mullen.....	31
Le diagramme de Hughes.....	31

Le diagramme P ₂ O ₅ vs Zr.....	36
Le diagramme binaire Zr vs SiO ₂	36
Le diagramme tertiaire Zr-Nb-Y	36
IV.2. CONCLUSION	40
CHAPITRE V : LES SPILITES EN ALGERIE EN D'AUTRES REGIONS MEDITERRANEEES	
V.1. LES SPILITES EN ALGERIE	41
V.2. LES SPILITES DES ALPES	41
CONCLUSION GENERALE	43
ANNEXES	45
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Dans l'Algérois, peuvent être observés plusieurs affleurements de roches éruptives liées à des terrains triasiques. Ces affleurements, se présentant sous forme de blocs, d'intrusions et de filons, ont des dimensions variables, mais qui restent relativement plus faibles que ceux de la plate-forme saharienne ou du Maroc. Les auteurs qui ont étudié ces roches les présentent sous plusieurs aspects pétrographiques et natures géochimiques.

Au Chenoua, très peu d'études leur ont été consacrées. Quant à leurs âges, aucune datation radiochronologique fiable n'a été faite sur ces roches. Tandis que les conditions géodynamiques de leur mise en place restent imprécises, sinon méconnues.

Ainsi, tout au long de ce travail, nous nous sommes intéressés à :

- Etablir une synthèse bibliographique sur les roches éruptives du massif de Chenoua ;
- Effectuer des études pétrographiques sur lames minces et par diffraction X ;
- Faire des analyses chimiques par la fluorescence X, afin de préciser la nature et l'origine de ce magmatisme.

Pour atteindre ces objectifs, nous avons subdivisé notre travail en trois étapes :

- La description du magmatisme supposé Permo-triasique du massif de Chenoua ;
- L'étude pétrographique et géochimique de ce magmatisme ;
- La comparaison avec les roches de même type dans d'autres régions du bassin méditerranéen.

Ainsi, le principal résultat de notre étude a permis d'identifier que les roches éruptives du massif de Chenoua, sont principalement des spilites et des dolérites spilitisées (affinité alcaline) comparables à celle des Alpes et de Grèce.

CADRE
GEOLOGIQUE DU
MONT CHENOVA

INTRODUCTION

Les Maghrébides, tronçon du système alpin périméditerranéen occidental comprenant le Rif (Maroc), le Tell (Algérie et Tunisie) et l'Arc Sicilo-Calabrais (Italie), se prolongent au Nord dans les Cordillères bétiques (Durand Delga, 1980).

En Algérie, le domaine Alpin est accolé au domaine africain (Saharien) le long de l'accident sud Atlasique.

Le domaine alpin est divisé en deux ensembles :

- **L'Avant Pays** : comportant les Hautes Plaines et l'Atlas Saharien ;
- **Le Tell** : subdivisé à son tour en :
 - Tell Méridional ou zone externe, limité au sud par le front Sud des nappes telliennes.
 - Tell septentrional limité au Sud par l'accident Sud Kabyle, où les zones internes en occupent une grande partie.

On y distingue les ensembles géologiques suivants :

- Les formations anté-triasiques.
- La Dorsale kabyle.
- Les flyschs.

Le massif du Chenoua appartient aux zones internes des Maghrébides, plus précisément à la Dorsale kabyle (Khetib et Rezig, 1998). Il se situe à 70 Km à l'Ouest d'Alger, entre Tipaza et Cherchell (figure 1). D'orientation Est-Ouest, il est limité au Nord par la Mer Méditerranée et au Sud par la vaste plaine de la Mitidja. Il est séparé à l'Est des collines du Sahel par l'Oued Nador, et à l'Ouest des Monts de Cherchell par l'Oued El- Hachem.

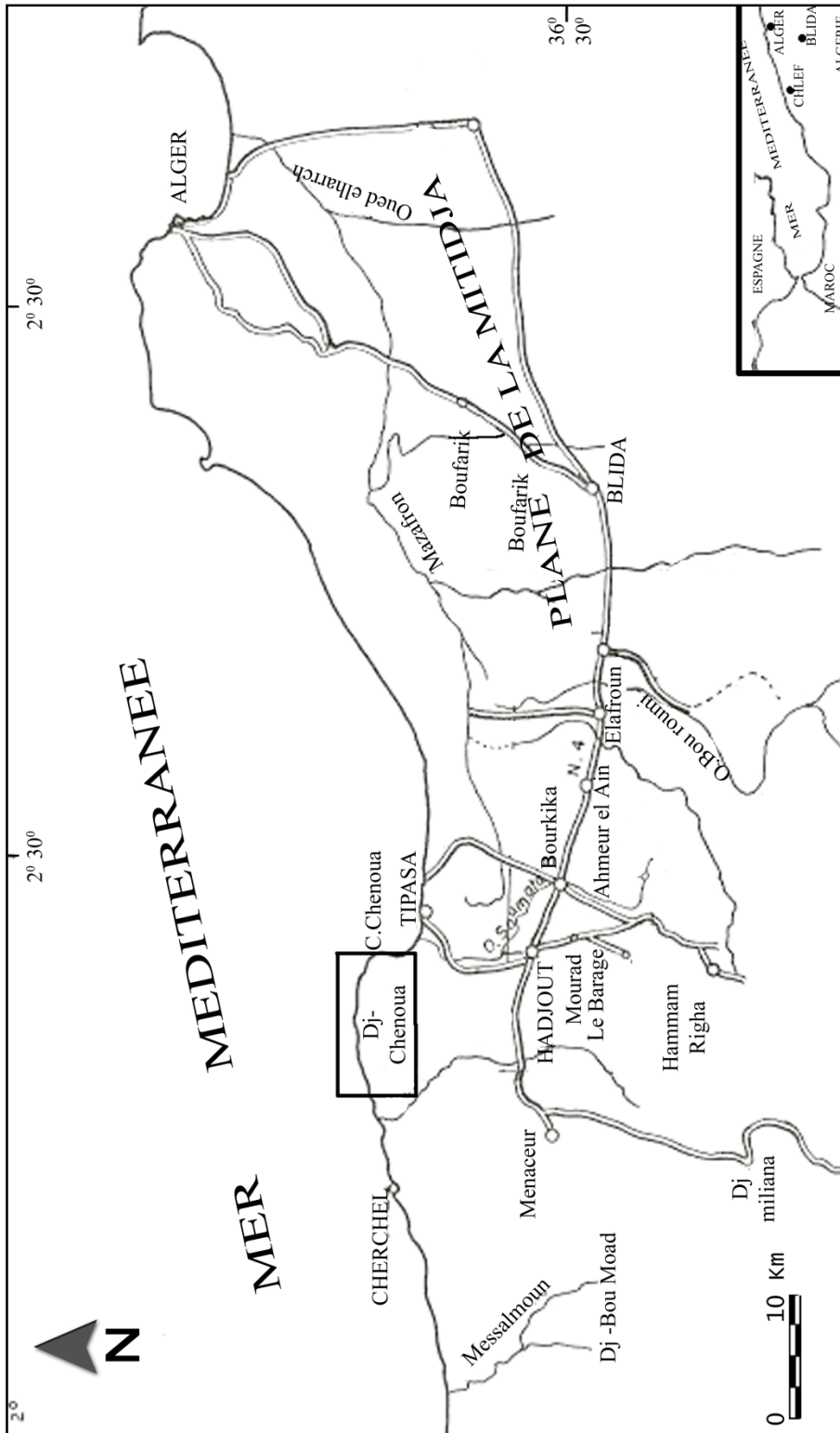


Figure 1: localisation géographique de la région d'étude, (d'après la carte géologique d'Algérie (1/50 000^e))

I.1. LA STRATIGRAPHIE

I.1.1. LES FORMATIONS ANTE-TRIASIQUES

La lithostratigraphie de ces formations est subdivisée en deux blocs : le Socle et le Paléozoïque.

I.1.1.1. Le Socle

Le socle cristallophyllien correspond à l'unité métamorphique des schistes du Berinshell d'âge controversé, Paléozoïque ou plus ancien. Ce socle est constitué aussi de noyaux gneissiques et de leur couverture (Bossière, 1980).

Le socle affleure modestement, sur quelques dizaines de mètres dans le littoral (Belhai, 1996).

I.1.1.2. Le Paléozoïque

Dans la partie nord du massif du Chenoua, la série Paléozoïque affleure largement (Askri et al, 1995). Cette unité est limitée au Nord en Méditerranée par un contact cataclastique avec l'unité épimétamorphique de Berinshell. Au Sud-Ouest, elle chevauche le flysch Crétacé, et au Sud, elle plonge sous les unités internes et médianes (figure 2a).

Les terrains anciens ont été reconnus depuis longtemps dans les massifs kabyles et notamment dans le Chenoua ; ils ont été rapportés sous le nom de schistes X et comparés aux schistes des Alpes (Glangeaud et al, 1952). Le Dévonien y a été reconnu aussi (Flandrin et Aymé, 1965).

La série stratigraphique complète n'affleure pas sur une même coupe. Pour avoir la succession générale, des tronçons de coupes ont été effectués par D. Belhai (1996).

Dans une structure à coeur Dévonien et à flancs carbonifères, la coupe (figure 2b) montre du coeur de la structure vers la périphérie les termes suivants (Belhai, 1996) :

- ❖ Sur quelques dizaines de mètres, des calcoschistes et des pélites très schistosées renferment de rares intercalations de calcaires; c'est dans cet ensemble que sont rencontrées des intrusions magmatiques ;

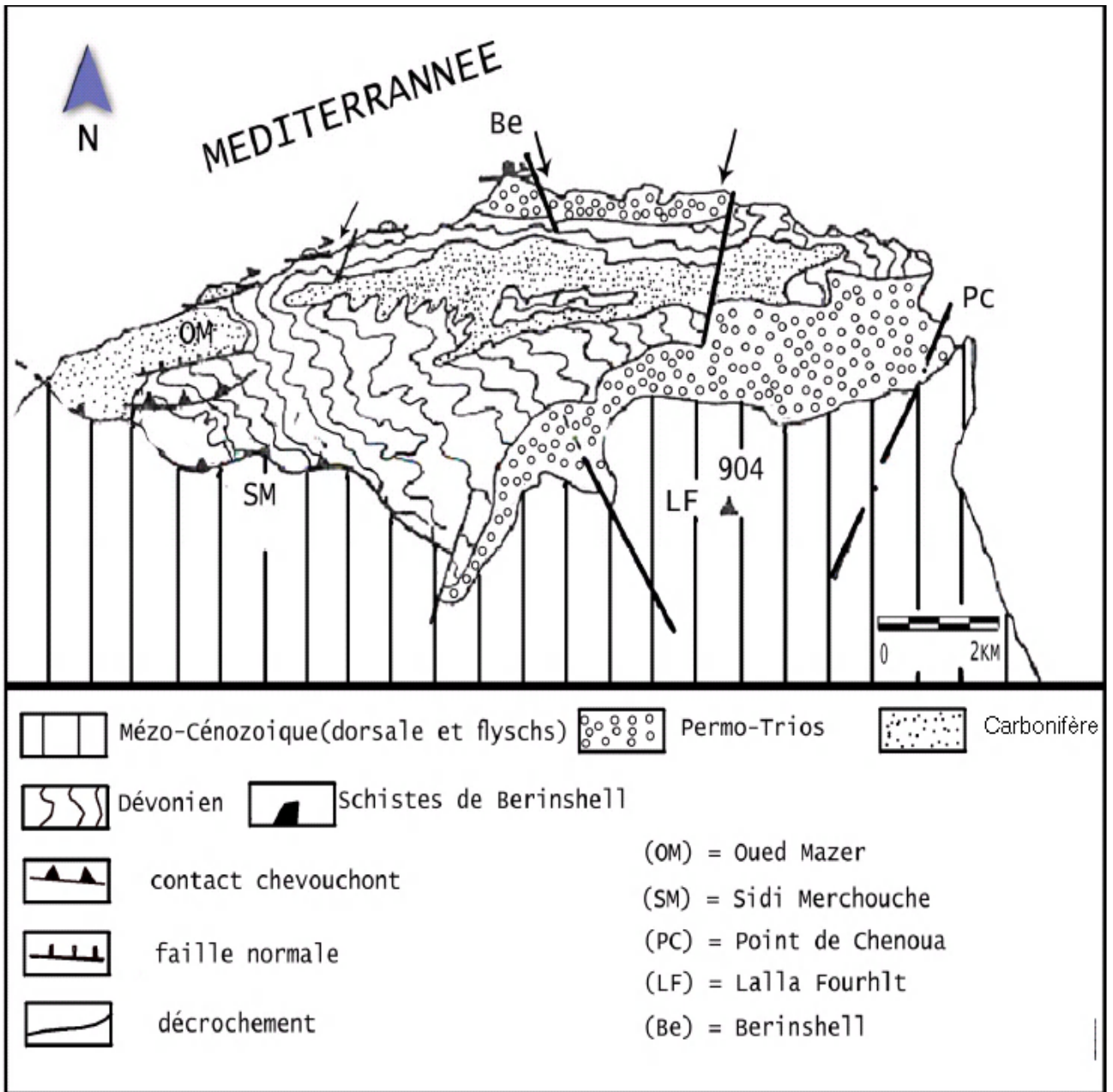


Figure 2a : Carte géologique de la partie septentrionale montrant les terrains Paléozoïques du Chenoua (Belhai, 1996 ; Askri et al, 1995)

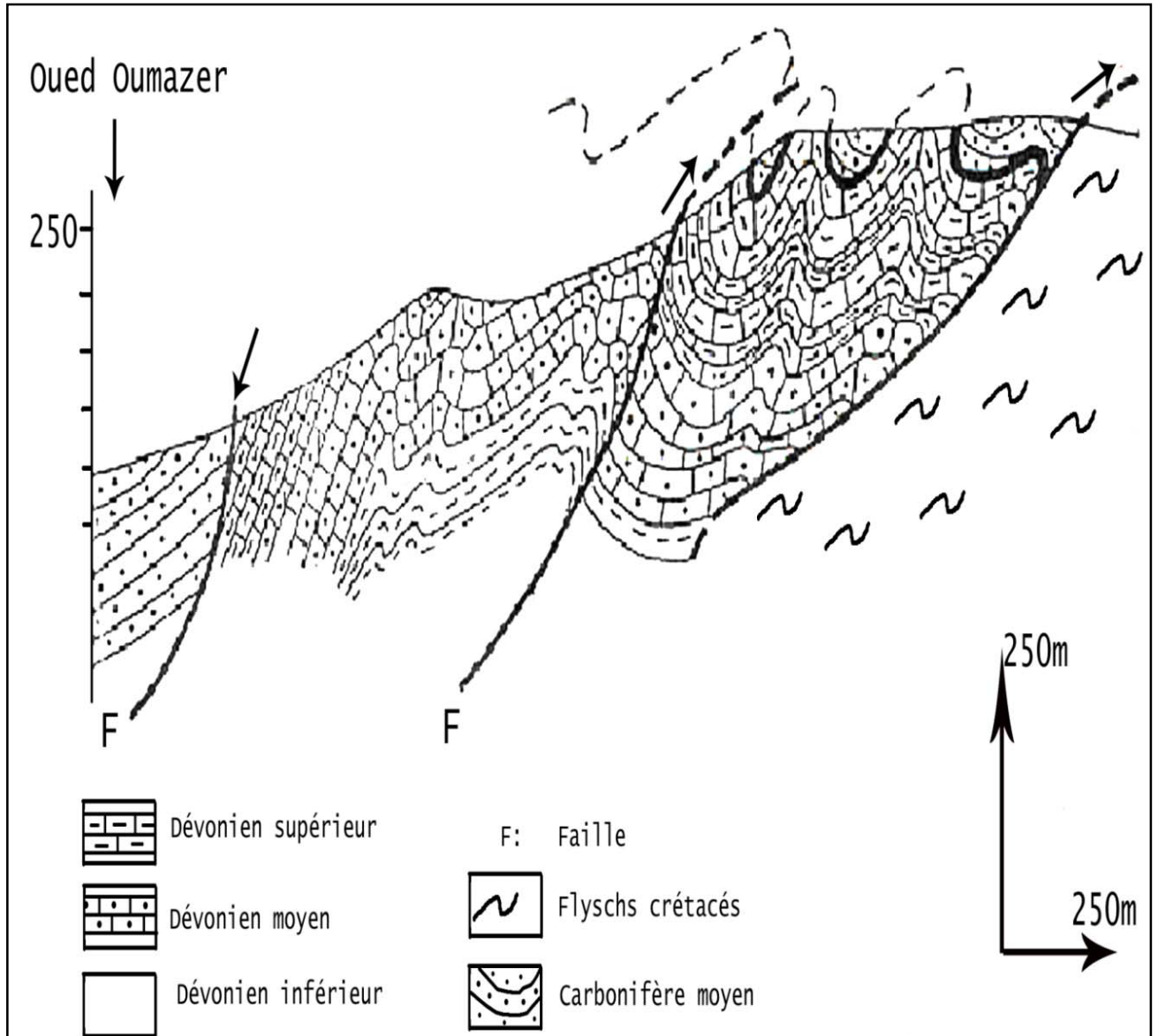


Figure 2b : Coupe géologique dans le Dévono-Carbonifère du Chenoua (Belhai, 1996)

- ❖ Non loin de cette zone, a été mise en évidence une série pélitique équivalente du Lochkovien inférieur, caractérisée par une faune de Graptolites (Monograptus) [8].
- ❖ Des grès alternent avec des calcaires jaunes et des pélites avec un faciès comparable au Silurien supérieur des Malaguides (complexe bétique). Le Dévonien inférieur est schisteux et en partie calcaire. Les calcaires gréseux sombres ont livré de l'Emsien [9,10].
- ❖ Le Dévonien moyen est un flysch (alternance de calcaires jaunes, de calcaires gréseux sombres, de grès ainsi que des coulées boueuses) qui ressemblent au flysch Malaguide où les débris organiques, les Tentaculites (Paranowakia) et Favosifidés confirment l'âge Dévonien moyen. Ce faciès se continue jusqu'à l'apparition de coulées boueuses intercalées de grès et surtout de calcaires sombres, ainsi que de pélites vertes et sombres contenant des lydiennes. Ce faciès est d'âge Dévonien supérieur. Au-dessus vers le Nord, se mettent des grès psammitiques du Carbonifère Moyen (Namurien) en contact tectonique, tandis que dans la partie méridionale, les lydiennes sont immédiatement suivies de ces grès psammitiques

Les termes marno-calcaréo-pélitiques sombres seraient d'âge Tournaisien (Belhai,1987). Les grès du Culm arrivent directement en alternance avec des pélites schistosées verdâtres. Dans la partie méridionale du massif, le Culm gréseux du Carbonifère repose directement sur les lydiennes (figure 3). Ce biseautage et les resédimentations en masse sont le résultat d'une discordance entre les terrains carbonifères et dévoniens (Adafer et al, 1992).

I.1.2. LA DORSALE KABYLE

Définie comme « chaîne liasique » par E. Ficheur (1901), plus tard comme « chaîne calcaire » par L. Glangeaud (1932), elle est appelée enfin « dorsale kabyle » ou « dorsale calcaire » par M. Durand Delga (1969). La lithostratigraphie de cette dorsale est :

I.1.2.1. Le Permo-Trias

Le Permo-Trias est discordant sur le Dévono-Carbonifère. Il constitue les flancs d'un anticlinal orienté N70⁰, et déversé vers le Nord (Lepevier, 1974 ; Belhai, 1987). Cette formation comporte à la base un ensemble conglomératique (poudingues polygéniques rouges, lydiennes noires, grès psammitiques, quartz de différentes tailles ...) d'une épaisseur

de plus de 200 m, et est suivi vers le haut par une alternance de bancs gréseux et argileux rouges et verdâtres avec quelques récurrences conglomératiques. Souvent se rencontrent à l'intérieur de ces alternances rouges et vertes des intrusions de roches magmatiques (roches vertes), qui sont à grains fins et présentent à l'œil nu des tâches vert-foncé (présence de chlorite). Ces roches se présentent sous forme massive (voir II).

Vers le haut de la série, la composante conglomératique diminue alors que les pélites et les grès rouges deviennent prédominants. Plus haut encore, arrivent des alternances de marnes, de dolomies et de calcaires du Trias Moyen (Muschelkalk).

I.1.2.2. La Dorsale Méso-Cénozoïque

Pour des considérations tectoniques et paléogéographiques, ont été distinguées au Chenoua trois unités (Lepevier, 1967) : les dorsales interne, médiane et externe. Leur faciès du Trias au Lias ne change pas notablement, mais à partir du Crétacé et de l'Eocène, il existe une véritable différence. En effet, l'opposition des faciès s'étend à l'ensemble de l'Eocène. Ainsi du Nord au Sud, on distingue

a) La dorsale interne (septentrionale)

Tous les affleurements se situent du côté nord et sur les sommets abrupts. Il s'agit surtout de copeaux hectométriques, observables pour l'essentiel aux endroits suivants (Belhai, 1996):

- A l'Est de l'Oued Sidi Ali et au nord du sommet de Lalla Fourhalt;
- près de Sidi Amar Bab Yahia;
- au Nord Est de Sidi Abdelkader et enfin ;
- à l'Ouest de Sidi Daoud.

b) La dorsale médiane

Il s'agit de l'unité qui affleure le plus au Chenoua et contient les faciès les plus variés. On y reconnaît le Trias, le Lias, le Dogger-Malm, le Crétacé et l'Eocène (Durand Delga et Magné, 1957).

c) La dorsale externe (méridionale)

La dorsale externe du Chenoua affleure dans la marge méridionale du massif et se trouve en position inférieure par rapport à la dorsale médiane.

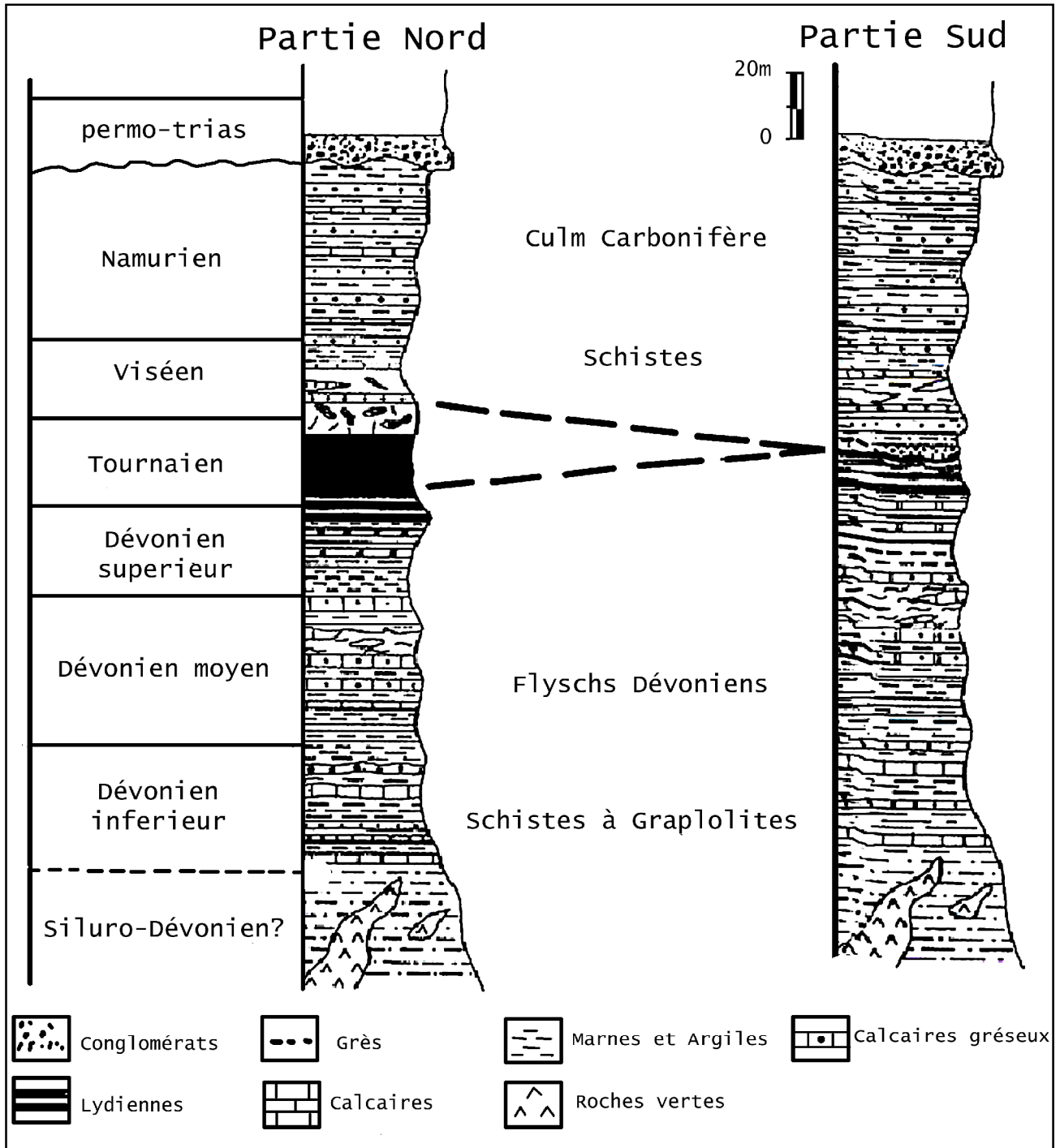


Figure 3 : Coupes lithostratigraphiques dans le Dévono- Carbonifère du Chenoua (Belhai, 1996)

I.1.3. LES FLYSCHS

L'existence des nappes de flysch a été mise en évidence au sud du massif de Chenoua par Glangeaud (1929) (Glangeaud, 1929), qui sont des formations sédimentaires allochtones. Des études détaillées sur les âges et les domaines de sédimentation ont conduit à distinguer deux types de séries de flyschs.

I.1.3.1. Le flysch mauritanien

Ce flysch à faciès mauritanien, affleure au Sud et à l'Ouest du massif de la Chaîne Calcaire. Il est surmonté par la formation marno-grés-micacée à blocs d'âge Eo-Oligo-Miocène qui est discordante au Nord sur la dorsale kabyle. Il constitue l'assemblage de la nappe de Guerrouche d'âge Tithonique-Néocomien et de la nappe de Koudiet Mesbah d'âge Sénono-Oligocène (Lepevier, 1970).

I.1.3.2. Le flysch massylien

Cette unité comporte de bas en haut :

- 1) des argilites verdâtres flammées de rouges parfois et localement composées de nombreux bancs décimétriques de quartzites verdâtres ;
- 2) une série quartzito-pélitique à fentes remplies de calcite ; des placages gypseux apparaissent sur les talus pélitiques ;
- 3) une alternance de grés quartzitique jaunâtre avec des pélites verdâtres ;
- 4) une alternance de grés et de pélites où les grés atteignent des dimensions inhabituelles dans ces flyschs massyliens. Les termes (1), (2), (3) et (4) sont d'âge Albo-Aptien ;
- 5) dans un état très déformé, des fragments de calcaires verdâtres auxquels s'associent des lydiennes vertes et noires marquent la présence du Cénomano-Turonien ;
- 6) en position relativement élevée, une série microbréchique gréseuse et carbonatée affleure largement. Les bancs de grés atteignent le mètre ; ils sont carbonatés et contiennent une base microbréchique, souvent décalcifiée et renfermant des fossiles remaniés. C'est pourquoi, ils ont été longtemps confondus avec l'Albo-Aptien (Glangeaud, 1932). Les grés présentent des laminites gréseuses. Il s'agit du flysch sénonien à microbrèches.

I.2. LA TECTONIQUE

I.2.1. INTRODUCTION

Le massif de Chenoua a été structuré au cours de deux phases de déformations (Lepevier, 1974 ; Belhai, 1987). Les déformations varisques ou hercyniennes et les déformations alpines.

I.2.2.1. Les déformations varisques

Affectant les unités du Paléozoïque (Dévono-Carbonifère), elles ont donné naissance à des plis serrés de type semblable, syn-schisteux dont le déversement se fait vers le Sud. Ces plis sont de première phase et n'affectent que les terrains Dévoniens (phase Bretonne). Cette phase est aussi responsable de la discordance des terrains Carbonifères sur ceux du Dévonien (Belhai, 1990). Une autre famille de plis est connue dans cette série post-schisteuse, qui vient déformer les premiers plis.

I.2.2.2. Les déformations alpines

Il s'agit de deux déformations superposées (Belhai, 1987):

- ❖ Une déformation d'âge Eocène supérieur : elle affecte des terrains d'âge triasique et Jurassique-Crétacé inférieur de la dorsale médiane ; cette déformation est transgressive dextre, caractérisée par des accidents Est-Ouest mettant en contact des unités d'âges différents, responsable de la structure en fleur.
- ❖ Une déformation d'âge Miocène inférieur : affectant les terrains postérieurs au Lutétien de la dorsale, elle est caractérisée par un système de décrochements conjugués dextres (NW-SE) et senestres (NE-SW) compatibles avec une compression Nord-Sud.

La cartographie détaillée du Massif du Chenoua levée par J. Flandrin et A. Lambert (1941), (figure4) et les données de terrain, montrent que le Trias semble former un grand anticlinal de direction générale Est-Ouest, dont le cœur est formé par le Dévono-Carbonifère. L'allure générale de l'anticlinal, présente un flanc Nord de faible étendue et un flanc Sud beaucoup plus développé, affecté par une déformation cassante illustrée par des failles de direction E-W, NE-SW, NW-SE, et une déformation souple caractérisée par des plis métriques de direction E-W.

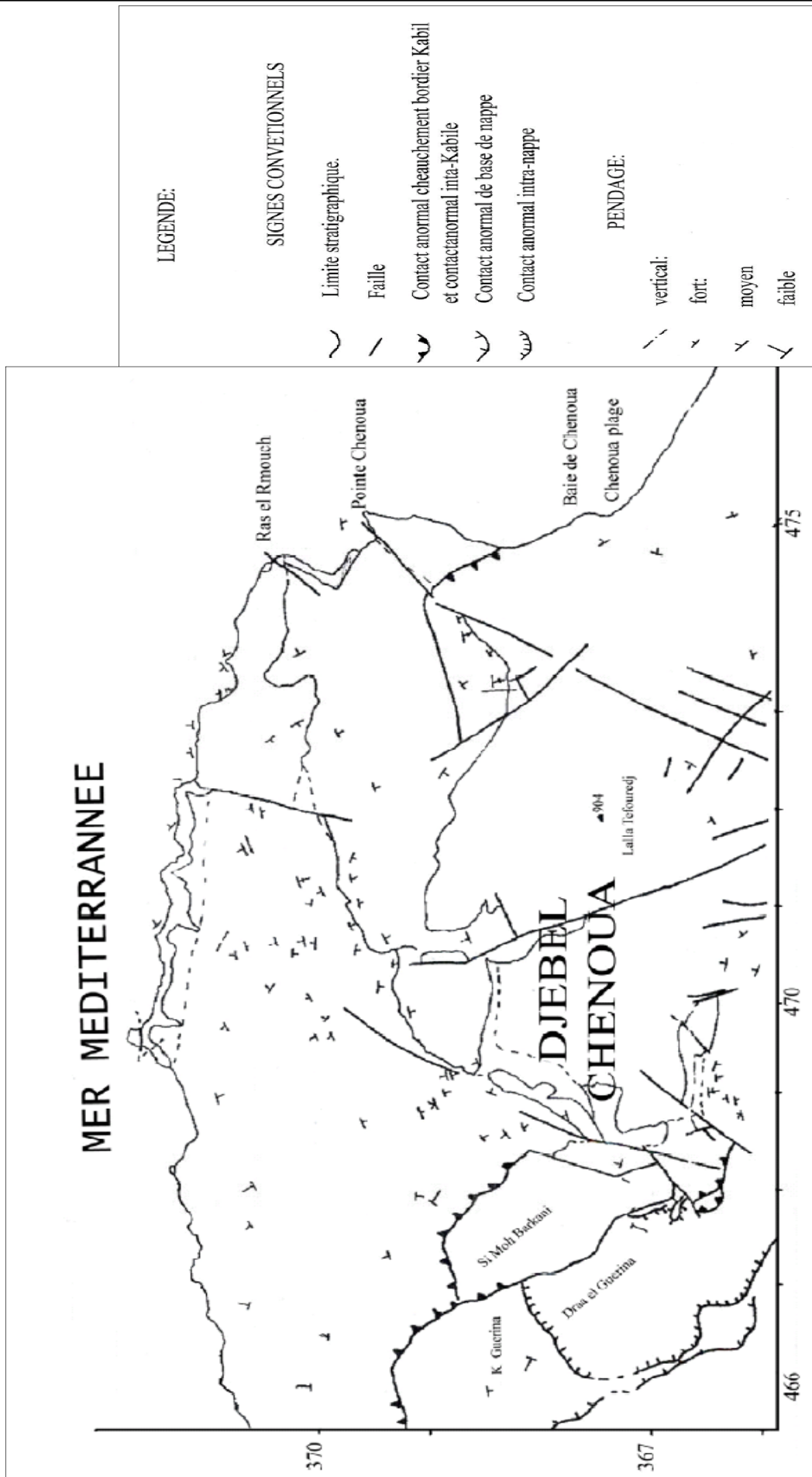


Figure 4 : Schéma structural tiré de la carte géologique de Tipaza et Cherchel au 1/ 50 000 (Belhai, 1987)

La liste d'éléments structuraux rencontrés le long du littoral est principalement : les failles, les cisaillements, les schistosités et les plis.

I.2.2. LES FAILLES

Le Trias du Massif du Chenoua est affecté par des failles normales synsédimentaires et un réseau de failles décrochantes conjuguées orientées NW-SE et NE-SW. Dans les grés rouges triasiques, des failles normales synsédimentaires décimétriques à métriques et à faible rejet, sont colmatées par des dépôts de couches sus-jacentes gréseuses et parfois argileuses (figure 5) (Belhai, 1987).

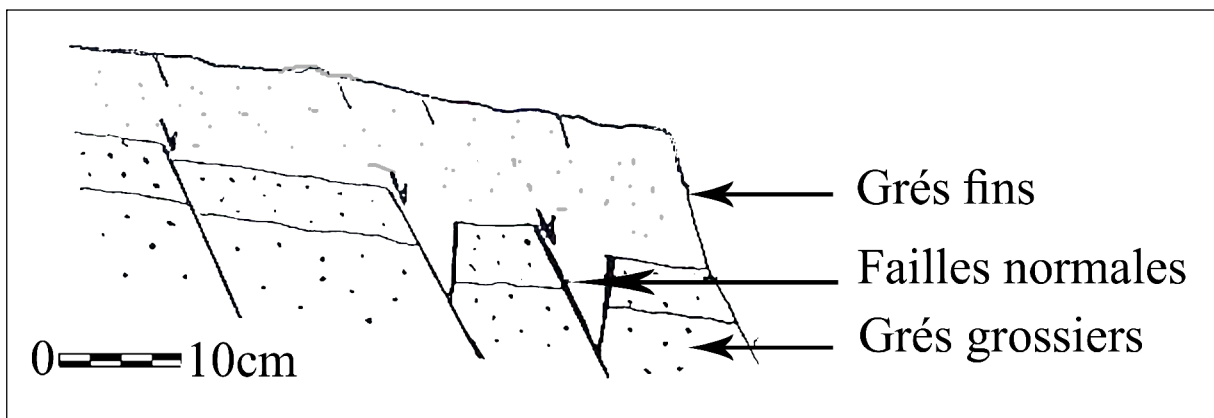


Figure 5 : Failles normales synsédimentaires colmatées dans les grés triasiques (Belhai, 1987)

Ces failles peuvent se rencontrer aussi sous forme de gradins, elles décalent des niveaux gréseux et s'amortissent avant d'atteindre le toit (figure 6).

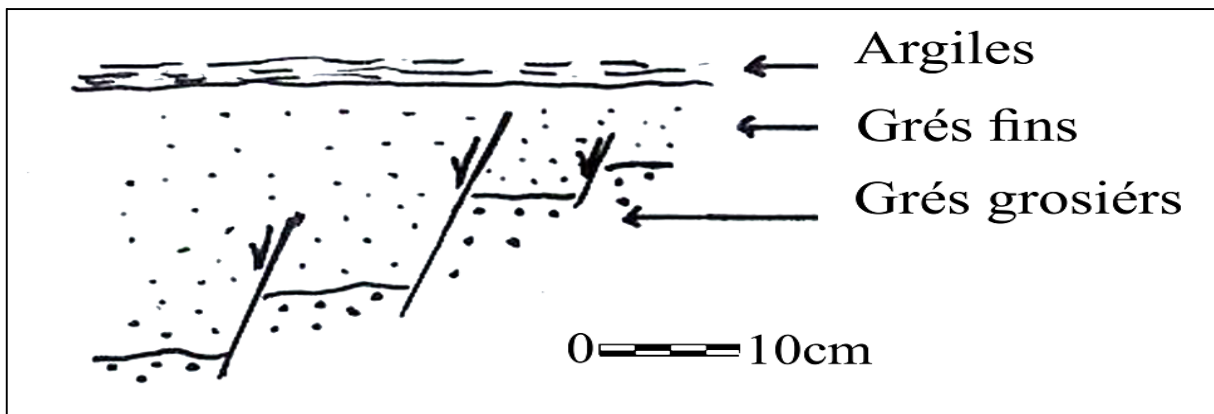


Figure 6 : Failles synsédimentaires en gradins dans les grés triasiques (Belhai, 1987).

Ces mêmes failles se rencontrent aussi dans les niveaux conglomératiques à proximité du contact tectonique Dévono-Carbonifère-Trias.

Le massif du Chenoua est affecté essentiellement par un réseau de failles décrochantes d'orientation NE-SW (senestre) et NW-SE (dextre) (Glangeaud et al, 1952).

I.2.3. LES CISAILLEMENTS

Les différentes unités constituant le massif de Chenoua sont mises en contact en faveur de grands cisaillement chevauchants d'orientation Est-Ouest (Belhai, 1996).

I.2.4. LA SCHISTOSITE

Dans les formations triasiques, la schistosité de fracture n'apparaît qu'au niveau des contacts : Socle métamorphique-Trias et Dévono-Carbonifère-Trias. Cette schistosité s'estompe loin des contacts et tend à se verticaliser au niveau de ces derniers [4].

I.2.5. LES PLIS

La projection stéréographique des pôles des plans de stratification dans les formations triasiques, faite par D. Belhai (1987), confirme la structure en anticlinal du Trias dans le massif de Chenoua ; elle a permis aussi de mettre en évidence deux axes de plis sub-cylindriques presque droits, orientés Est-Ouest, et dont les directions principales de plissement sont respectivement N 100-30° E et N 070 -10° E.

A l'Est de la "plage bleue", dans les niveaux gréseux à rares intercalations de niveaux argileux, existent des plis en chevrons (figure 7), de direction axiale N 100 avec un déversement vers le Sud-Ouest ; la schistosité du plan axial est orientée N 098, d'où le nom de plis synschisteux, et que sont recoupés par des fractures sub-verticales orientées N 090. D'autre part, ces plis synschisteux forment un grand pli décimétrique masqué par une schistosité de fracture orientée N030, postérieure au plissement.

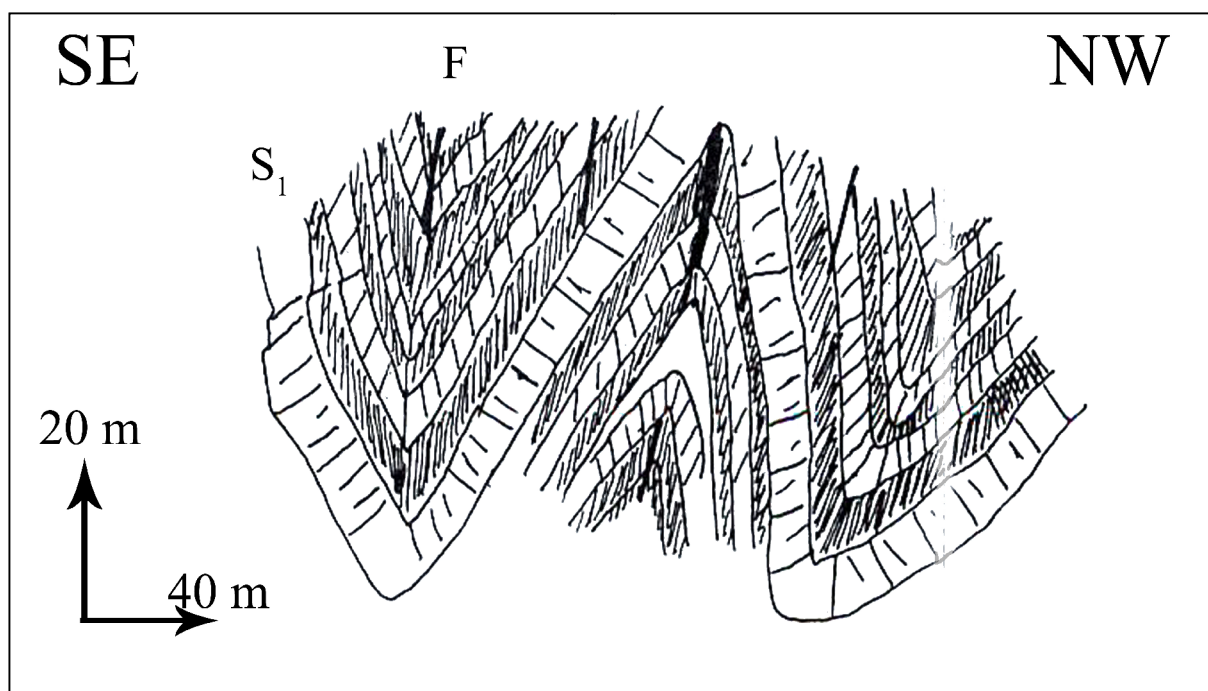


Figure 7 : plis en chevrons à l'Est de la "plage bleue" (Khetib et Rezig, 1998).

CHAPITRE II

LE MAGMATISME de l'ALGÉROIS ET du MASSIF de CHENOUA

INTRODUCTION

Dans la Province d'Alger, trois séries de roches éruptives ont été reconnues :

- ❖ la première accompagne les terrains primaires, et est recouverte par les poudingues permo-triasiques qui en reprennent des éléments à leur base ;
- ❖ la deuxième catégorie de roches éruptives est liée aux formations triasiques et se présente sous forme de blocs remontés par les diapirs triasiques ;
- ❖ la troisième série est d'âge Tertiaire (Glangeaud et al, 1952 ; lepevier, 1974).

La figure 8 représente le contexte géologique des roches volcaniques de l'Algérois (Bourrouilh R. et al, 1976)

II.1. LE PALEOZOÏQUE

Au Chenoua, des intrusions magmatiques se sont mises en place en filons ou en filons couches dans les calcoschistes et les pélites, et ne sont jamais plus haut que ces niveaux qui rappellent le Siluro-Dévonien (Glangeaud et al, 1952).

Les roches grenues et ophitiques ne sont que peu écrasées et fragmentées ; alors que les roches vitreuses sont parfois très mylonitisées. Toutes les roches éruptives de cette série et surtout les roches vitreuses, ont été extrêmement modifiées par des actions pneumatolytiques et hydrothermales postérieures à leur venue, avec formation d'albite, épidote, zoisite, actinote, chlorite, séricite, calcite et oligiste. La sericitisation est parfois postérieure à l'écrasement et donne de pseudo-sericito-schistes (Glangeaud et al, 1952)..

II.2. LE MESOZOÏQUE

Les roches éruptives d'âge Secondaire intrusives dans le Trias, se présentent sous forme de blocs, dont la grosseur varie depuis des fragments de quelques cm³, jusqu'à des petits massifs de quelques milliers de m³. Ces roches se sont mises en place, probablement au Jurassique. Selon L. Glangeaud (1932), leur localisation dans le Trias peut s'expliquer par les propriétés mécaniques du complexe gypso-salin, seul niveau de la série Secondaire nord algérienne offrant aux intrusions magmatiques un chemin facile. Les laccolites et les sills ont ainsi pénétré, au Secondaire, dans la masse gypseuse plastique, et ont été fragmentés au Tertiaire, lors des mouvements tectoniques qui ont provoqué la montée du Trias sous forme de plis diapirs.

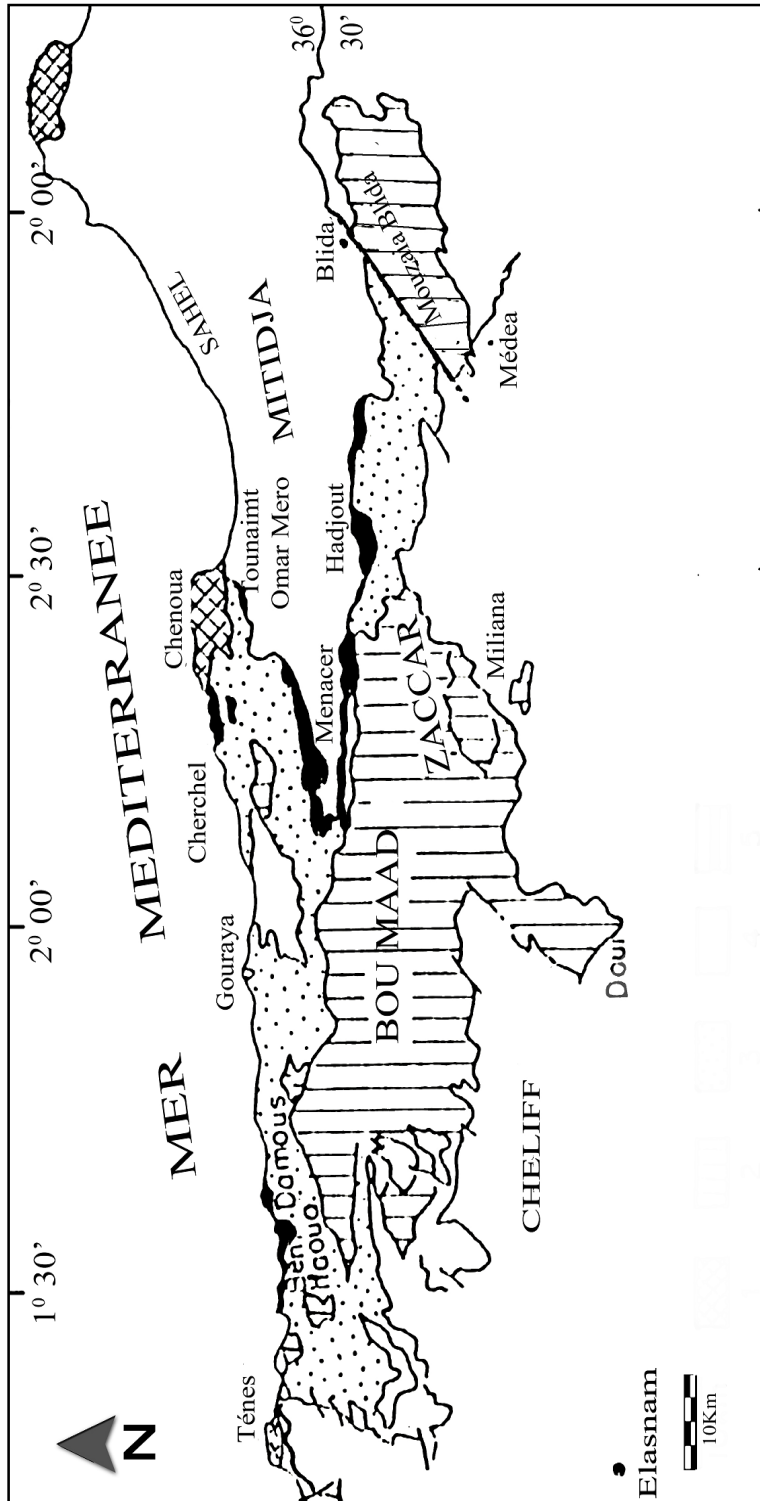


Figure 8: le contexte géologique des roches éruptives de l'Algérois (C. Lepevier 1979)

- 1 : massifs internes kabyles
- 2 : massifs telliens à schistosités
- 3 : autres formations telliennes et flyschs kabyles
- 4 : dépôts Néogènes et Quaternaires
- 5 : formations volcaniques

Ces roches sont de couleurs vertes appelées ophites par Glangeaud (1952). On les retrouve plus dans le domaine interne que dans le domaine externe, et qui correspondraient à des spilites (Belhai, 1997).

Dans le Permo-Trias du Chenoua, une alternance de bancs gréseux et argileux rouges et verdâtres avec quelques récurrences conglomératiques, renferment des intrusions de roches magmatiques (roches vertes) (Belhai, 1987).

a) Le métamorphisme

L'action métamorphique des roches intrusives du Trias, sur les calcaires triasiques ou liasiques situés au contact, ont donné la série des roches métamorphiques suivantes: calcaire à albite, dipyre, épidote, leuchtenbergite, phlogopite, gypse et anhydrite a tourmaline, pyrite, argiles métamorphisées à albite et actinote.

b) Les caractères chimiques

La plupart de ces roches sont très décomposées ou modifiées par des actions pneumatolytiques et hydrothermales postérieures à leur formation. Aussi, il est difficile de préciser, d'une façon certaine, les caractères chimiques des magmas qui sont à leur origine. Se sont probablement des dolérites (ophites) qui dominant.

c) La texture

La texture la plus générale pour les roches non écrasées accompagnant le Trias, est la structure ophitique, ou plus rarement intersertale. On trouve assez fréquemment des roches nettement grenues (diorite, gabbro, granite) et rarement des roches, probablement vitreuses, dans lesquelles le verre décomposé a été probablement sericitisé et propylitisé.

d) Actions mécaniques

D'après les expériences de Glangeaud 1952, les ophites, particulièrement résistantes au point de vue mécanique, n'ont généralement subi que peu ou pas d'écrasement, ceci est particulièrement typique pour les affleurements de la région littorale et des Hautes Plateaux. Il y a ainsi des pseudoroches cristallophylliennes qui se distinguent facilement des roches

cristallophylliennes primaires emballées dans le Trias, car il existe tous les termes de passage entre les diorites et gabbros emballés dans le Trias et ces roches à structure rubanée.

e) Age des roches

Au Chenoua, ces roches éruptives de couleur verte affleurent dans les terrains dévono-carbonifères, et dans les grès rouges du Trias, et on les rencontre près des niveaux de lydiennes. Leur âge reste encore méconnu.

II.3. LE CENOZOÏQUE

Les roches éruptives tertiaires qui affleurent dans le Chenoua sont réparties en trois points différents (Glangeaud et al, 1952) :

- Au Sud, près de Nador, existent deux affleurements différents, l'un de rhyolites et l'autre d'andésites;
- A l'Ouest, au Cap Blanc, l'affleurement correspond à des tufs volcaniques;
- Au Nord, à l'Ilot Berinshell, il s'agit de basaltes et d'andésites.

Au Sud de Nador, sur une centaine de mètres, affleurent des lentilles de rhyolites dont l'épaisseur est d'une dizaine de mètres. Leur analyse microscopique a révélé la présence d'un verre à texture microlitique fortement porphyrique, dans lequel baignent des phénocristaux de quartz "corrodés", des microlites de feldspaths potassiques et de plagioclases plus ou moins altérés et d'autres complètement saussuritisés, et ainsi que des micas (Ait Hamou, 1987).

Plus à l'Est, un relief volcanique bien distinct surplombe l'Oued Guergour. Il s'étale sur 3km de longueur et s'agit de roches volcaniques de couleur verte sombre, contenant des veinules de silice amorphe. L'analyse de lames minces a permis de les reconnaître comme des andésites (Belhai, 1987).

CHAPITRE III

ETUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES

INTRODUCTION

Dix échantillons ont été récoltés sur des affleurements appartenant à deux sites différents du Mont Chenoua : CHR1, CHR2, CHR3, CHR4 dans le premier site (figure 10) et CH1, CH2, CH3, CH4, CH5, CH6 dans le second (figure 11), les photos des endroits d'échantillonnage sont en annexe 01.

Cette étude pétrographique, effectuée sur lames minces, a été complétée avec des analyses par diffraction X au Centre de Recherche et Développement de la SONATRACH (CRD, Boumerdes) pour les échantillons CH1 à CH6, et au laboratoire de l'Office de la Recherche Géologique et Minière (ORGM, Boumerdes) pour l'échantillon CHR 4 (annexe 02).

En général, ces échantillons sont caractérisés par une forte altération, principalement ceux du deuxième site (CH1 à CH6).

III.1. INTERPRETATION DE L'ETUDE

- **Echantillon CH1**

Cette roche, de couleur verte due essentiellement à l'abondance de chlorite, est massive et a une texture doléritique. L'association minéralogique est la suivante : albite, apatite, chlorite, quartz, calcite, hématite et anatase.

- **Echantillon CH2**

C'est une roche de teinte vert sombre, ayant une texture doléritique. Elle est composée : d'albite, de pyroxènes (augite), de biotite, de quartz, d'apatite, de calcite, de chlorite et d'hématite.

- **Echantillon CH3**

Il s'agit d'une roche compacte de couleur sombre à verdâtre de texture doléritique, dont la composition minéralogique est la suivante : albite, augite, biotite, chlorite, calcite, quartz avec de l'hématite et l'anatase.

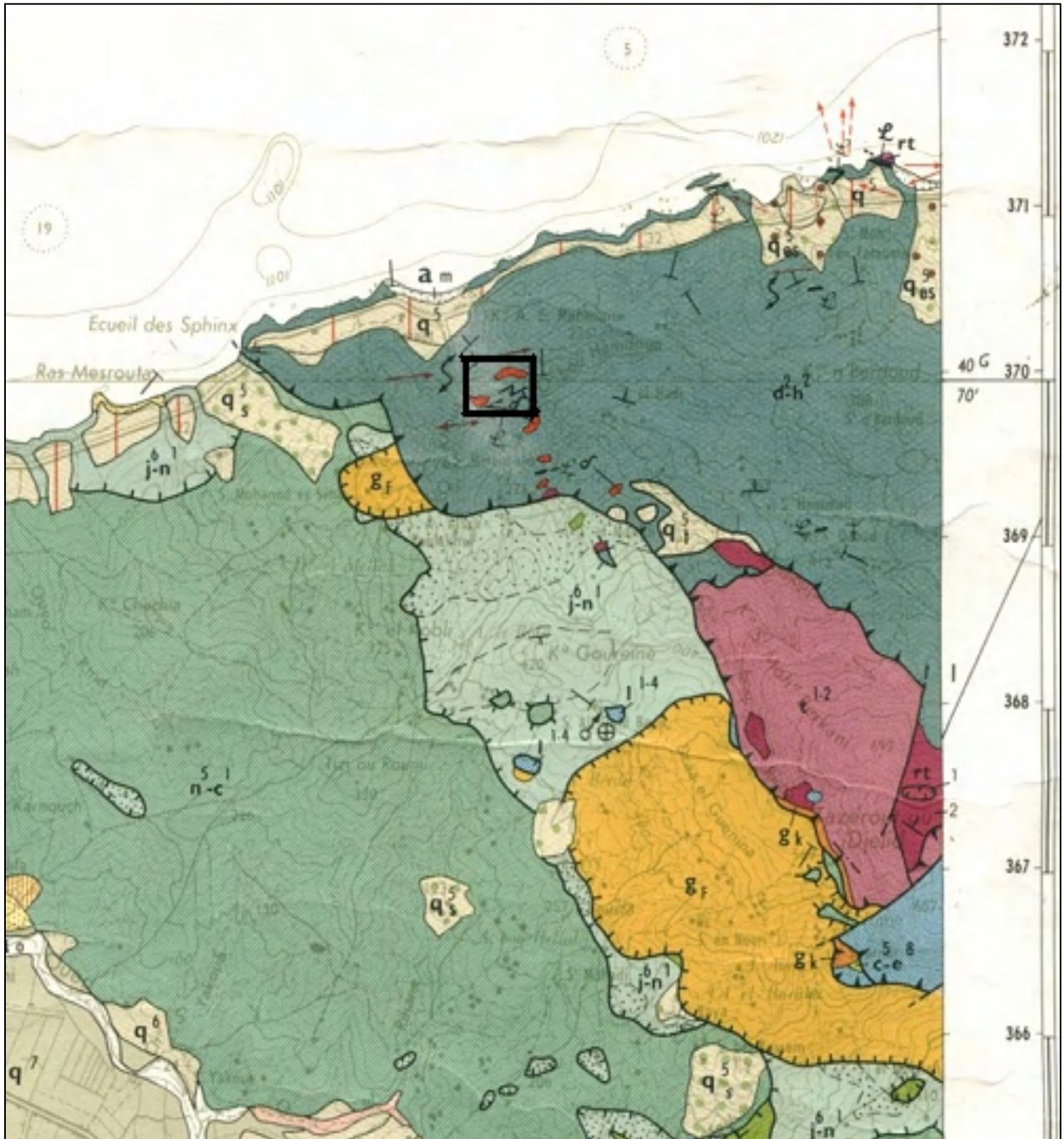


Figure 9 : Carte Géologique de Cherchell Echelle: 1/50 000° (1981)

(Extraite de la feuille n° 39 - B4 / C14, 1981, Sous/Direction de la Géologie, Institut National de Cartographie d'Alger).

Légende stratigraphique et lithologique relative à la figure 9

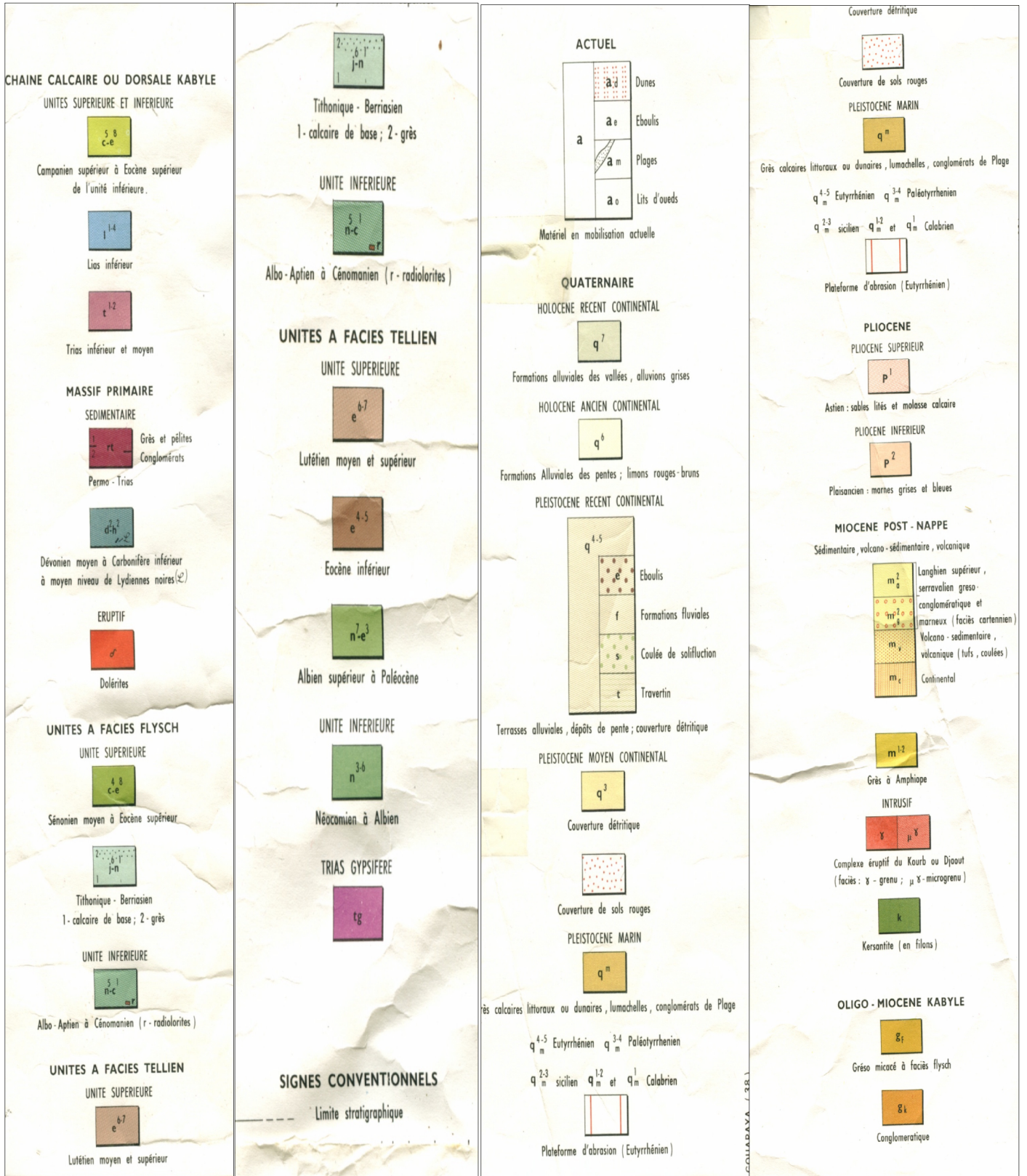




Figure 10 : Carte Géologique de Tipaza Echelle:1/50 000^e (1962)
(Extraite de la feuille n° 40 - B4 / C15, 1962, Sous/Direction de la Géologie, Institut National de Cartographie d'Alger).

Légende stratigraphique et lithologique relative à la figure 10



Echantillon CH4

Cette roche est massive, de couleur verte, et de texture doléritique. Elle est formée d'albite, d'augite, de chlorite, de quartz, d'anorthose, d'apatite, de calcite et d'hématite.

- **Echantillon CH5 et CH6**

L'échantillon CH5 présente les mêmes caractéristiques pétrographiques que l'échantillon CH4, mais avec absence d'apatite, tandis que CH6 est semblable à CH3 sans apatite là aussi.

- **Echantillon CHR1**

Il est prélevé d'un filon, qui affleure sur la paroi du talus supérieur donnant sur une piste aménagée par les services forestiers. L'échantillon représente une roche de couleur grisâtre à verdâtre, de structure massive et compacte présentant un système de fissuration, de texture de type doléritique, caractérisée par l'abondance des minéraux ferromagnésiens, qui s'expriment par leur oxydation le long des joints de fissuration. La roche est dominée par une masse microcristalline, probablement des minéraux de pyroxènes et des oxydes de fer, ménageant de petits grains d'olivine et de plagioclases, avec quelques rares minéraux de calcite de taille moyenne. La roche doit sa couleur verdâtre, soit à l'ouralitisisation des pyroxènes, soit à la serpentinisation de l'olivine, et la présence de chlorite.

Au microscope, la lame mince de cet échantillon est dominé par l'abondance de lattes de plagioclases, accusant de fortes fissurations et fragmentations, moulées par les minéraux suivants :

- ✓ rares cristaux de clinopyroxène (probablement l'augite) en prismes courts, fissurés et fragmentés, dont certains sont fortement altérés ;
- ✓ la présence d'amphibole en prismes allongés;
- ✓ les cristaux d'épidote et de chlorite, tabulaires et striés ;
- ✓ quelques cristaux d'olivine et de minéraux opaques, probablement des oxydes de fer de type illménite ou magnétite.

- **Echantillon CHR2**

Pris d'un filon magmatique du même talus, situé à un niveau plus élevé que le premier. Cet échantillon présente les mêmes caractéristiques pétrographiques que l'échantillon CHR1, à la différence de ce dernier, il se caractérise par la rareté de plagioclases et l'absence de calcite, et la présence de rares cristaux d'épidote.

- **Echantillon CHR3**

Prélevé d'un endroit, situé à l'opposé de l'échantillon CHR2, sur le bas côté de la même piste, cet échantillon correspond à une roche de couleur grisâtre à verdâtre, de structure massive et de texture gabbroïque, dominée par une masse de grains de plagioclase et de pyroxène, associés probablement aux oxydes de fer, à de petits grains d'olivine et quelques rares phénocristaux de calcite.

- **Echantillon CHR4**

Il est sur un versant en faible pente, situé un peu plus bas que l'échantillon CHR3, sur le bas coté de la même piste. Cet échantillon présente des caractéristiques pétrographiques semblables à l'échantillon CHR3, mais à la différence des échantillons précédents, il paraît un peu plus frais.

L'analyse de cet échantillon par diffraction de rayons X a permis la reconnaissance des minéraux suivants : plagioclases, pyroxènes (augite), amphiboles, oxydes de fer, chlorite, épidote, calcite, kaolinite (en traces).

III.2. CONCLUSION

Les roches magmatiques échantillonnées dans le Mont Chenoua présentent en général la même phase minéralogique et une texture doléritique. L'Albite est le minéral principal caractéristique de tous les échantillons étudiés. Il en est de même pour le minéral secondaire, la chlorite. L'augite est aussi omniprésente dans ces échantillons, mise à part dans CH1, où elle a dû être totalement altérée en chlorite. On note aussi l'existence d'oxydes tels que l'hématite et l'anatase, et d'autres minéraux comme l'apatite, la calcite, le quartz et la biotite. L'amphibole n'est présente que dans l'échantillon CHR4.

Cette étude pétrographique a permis d'identifier la nature de ces roches, qui sont probablement :

- **des spilites** : pour tous les échantillons sauf CHR4.
- **une dolérite spilitisée** : pour l'échantillon CHR4 qu'on essayera de confirmer par l'analyse chimique.

ANALYSE
GÉOCHIMIQUE DES
ROCHES
MAGMATIQUES

Introduction

Nous avons effectué des analyses chimiques (éléments majeurs, mineurs et en traces) par fluorescence X sur nos dix échantillons, afin de déterminer les traits géochimiques essentiels et l'affinité du magmatisme auxquels appartiennent les roches étudiées. Les résultats de ces analyses sont reportés dans le tableau 01.

Ces analyses géochimiques ont été réalisées au laboratoire de l'Ecole Normale Supérieure de Lyon pour les échantillons CHR1 à CHR4, et au laboratoire de l'ORGM pour les échantillons CH1 à CH6.

IV.2. INTERPRETATION DES RESULTATS

a- Caractéristiques chimiques générales

Les échantillons des roches étudiées sont marqués en raison de leur forte altération par des pertes au feu élevées (de 3,67 à 8,74%), qui se matérialisent par la transformation des phases minéralogiques primaires en minéraux secondaires (chlorite surtout), et par la richesse de ces roches en H₂O et CO₂ ;

- Des teneurs faibles en SiO₂ variant de 40,04 à 45,52% ;
- L'alumine est présent avec des teneurs variant de 10,15 à 14,51% ;
- Exceptée la valeur de TiO₂ de CH5, qui est relativement faible (1,90 %), les valeurs des autres échantillons sont importantes. Les valeurs de MgO variant de 5,46 à 7,44 % pour CH1, CH2, CH3, CH4, CH5 et CH6 ; et de 9,12 à 13,29 % pour CHR1, CHR2, CHR3, CHR4, ce qui est dû peut être à l'abondance de la chlorite dans les échantillons analysés ;
- Les concentrations en CaO sont moyennes sauf pour les échantillons CH5, CHR1 et CHR4 ; cela s'explique par la présence des carbonates (calcite et dolomie);

**TABLEAU 01 : COMPOSITION DES ELEMENTS MAJEURS, MINEURS ET EN TRACES DES ROCHES
ETUDIEES**

	POURCENTAGE (%) D'OXYDES										
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PAF
CH 1	40.04	12.91	15.30	0.13	6.58	5.09	4.00	0.20	4.30	0.88	8.74
CH 2	44.25	14.51	12.49	0.19	5.73	7.31	2.63	1.47	2.67	0.46	3.97
CH 3	45.52	14.93	10.28	1.17	5.46	7.08	5.36	0.37	2.27	0.56	5.41
CH 4	44.72	12.75	11.08	0.15	7.44	9.07	5.35	0.21	2.27	0.44	4.98
CH 5	44.15	11.78	10.32	0.12	6.88	12.61	3.17	0.12	1.90	0.29	7.37
CH 6	42.50	13.75	15.88	0.21	6.06	8.50	4.36	0.42	3.56	0.45	4.78
CHR 1	41.5	10.15	11.18	0.21	12.85	11.57	1.76	0.54	2	0.45	6.7
CHR 2	41.83	11.61	12.21	0.19	12.85	8.96	2.04	0.74	2.19	0.49	5.92
CHR 3	41.92	11.47	12.3	0.18	13.29	8.8	1.88	0.85	2.19	0.48	5.58
CHR 4	44.84	12.13	10.78	0.21	9.12	12.64	2.49	0.3	2.95	0.39	3.67

	LES ELEMENTS EN TRACES EN PPM													
	Y	Sr	Rb	Zr	Nb	Ga	Pb	Cu	Ni	Co	Cr	V	Ba	Sc
CHR1	20.6	344.4	13.9	163.1	50.5	13.2	6.1	51.6	306.3	55	656.8	196.9	285.2	23.3
CHR2	22.4	338.3	25.7	182.8	58.3	15.6	5.8	54.7	319.4	59.4	640.1	213.7	309.5	24.8
CHR3	22.2	395.8	29.4	183.9	56.7	15.7	4.6	55.4	353.8	61.5	752	223.2	331.8	27.6
CHR4	27.6	1247.2	0	226.1	48.8	15.9	4.5	36.3	104.7	36.7	37.9	307.9	480.9	42.2

- Les teneurs de Na_2O élevées (de 2,63 à 5,36%) dues à l'abondance d'albite appartiennent aux spilites ;
- Les alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) varient de 2,3 à 5,73% marquant ainsi l'affinité alcaline de ces échantillons ;
- Pour les éléments en traces, l'échantillon CHR4 paraît différent des autres échantillons, puisque ses valeurs en Sr, Zr, V, Ba et Sc sont plus fortes que celles des autres échantillons, tandis que les valeurs en Rb, Cu, Ni, Co et Cr y sont plus faibles. Cet échantillon (CH) est comparable avec les basaltes tholéitiques.

b- Les diagrammes de discrimination géochimique

Pour distinguer entre les différentes séries magmatiques, on a utilisé quelques diagrammes discriminants, afin de déterminer l'appartenance de chaque échantillon à telle ou telle série. En outre, pour limiter l'effet de l'altération des roches, il est nécessaire d'utiliser le plus grand nombre possible de diagrammes pour pouvoir obtenir des résultats fiables. Ces diagrammes sont les suivants :

- ❖ Le diagramme TAS (Lebas et al, 1986);
- ❖ Le diagramme alcalins vs SiO_2 ;
- ❖ Le diagramme de Mullen (Mullen, 1983);
- ❖ Le diagramme de Hughes (le plus important dans notre cas) (Rollinson, 1993) ;
- ❖ Le diagramme P_2O_5 vs Zr;
- ❖ Le diagramme Zr vs SiO_2 ;
- ❖ Le diagramme Zr-Nb-Y (Zhou, 2004).

❖ **Le diagramme TAS** (figure 11)

Le diagramme TAS (total alkalis-silica diagram), qui représente le poids (%) des alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) en fonction de SiO_2 , est l'un des diagrammes les plus fréquemment utilisés pour la classification chimique des roches magmatiques.

Les échantillons que nous avons analysés, occupent le champ des séries alcalines dans le domaine des basanites et des micro-basaltes.

❖ **Le diagramme alcalins vs SiO_2** (figure 12)

Ce diagramme est préconisé pour distinguer les séries alcalines des séries subalcalines. Sur ce diagramme, les échantillons analysés appartiennent tous au domaine alcalin, sauf pour l'échantillon CHR4 qui se trouve entre les deux domaines.

❖ **Le diagramme de Mullen** (figure 13)

Dans ce diagramme, $\text{TiO}_2\text{-MnO-P}_2\text{O}_5$, les points représentatifs des échantillons analysés se placent, dans le champ des basaltes alcalins des îles océaniques. Deux échantillons (CHR4 et CH6) se placent dans le domaine des tholéiites des îles océaniques, et CH3 dans les basaltes calco-alcalins.

❖ **Le diagramme de Hughes** (figure 14)

Ce diagramme permet de différencier le domaine des spilites par rapport à ceux des autres roches magmatiques, en utilisant les alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) en fonction du rapport $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

Les points représentatifs des échantillons (CH3, CH4, CH6) portés sur ce diagramme se localisent dans le champ des spilites, l'échantillon CHR4 se trouve dans celui des tholéiites, tandis que les autres se répartissent dans d'autres champs magmatiques.

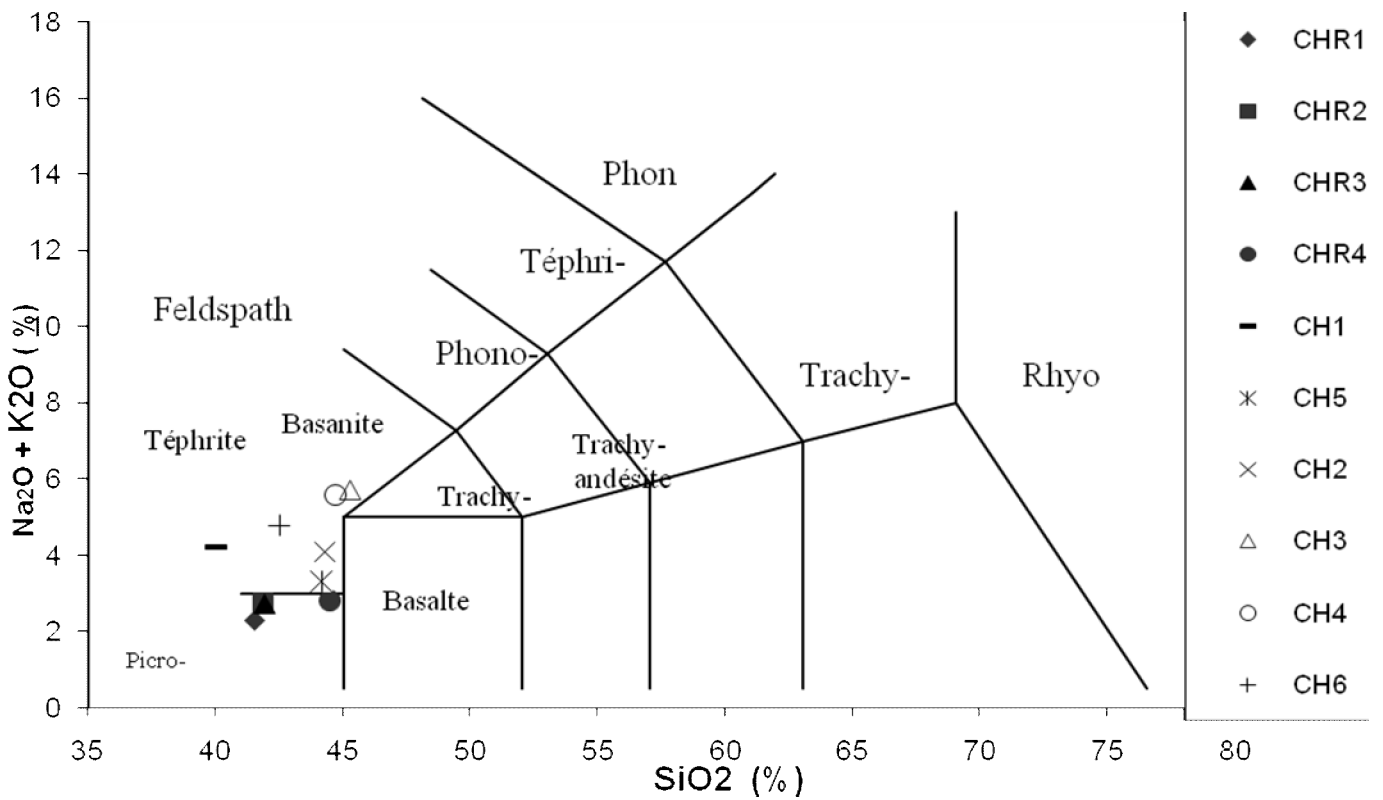


Figure 11 : Projection des échantillons dans le diagramme de TAS

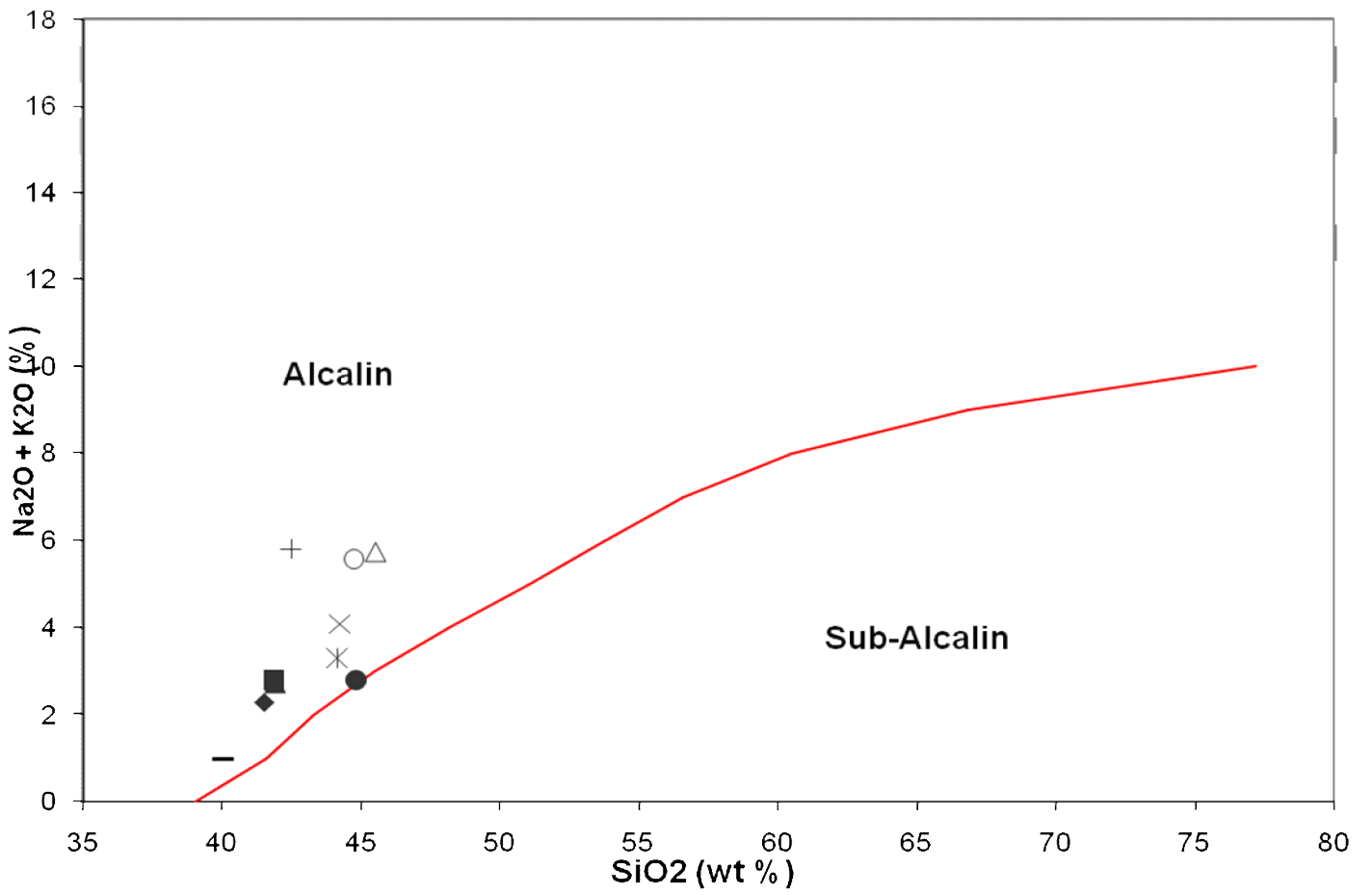


Figure 12: Projection des échantillons dans le diagramme Alcalins vs SiO₂.

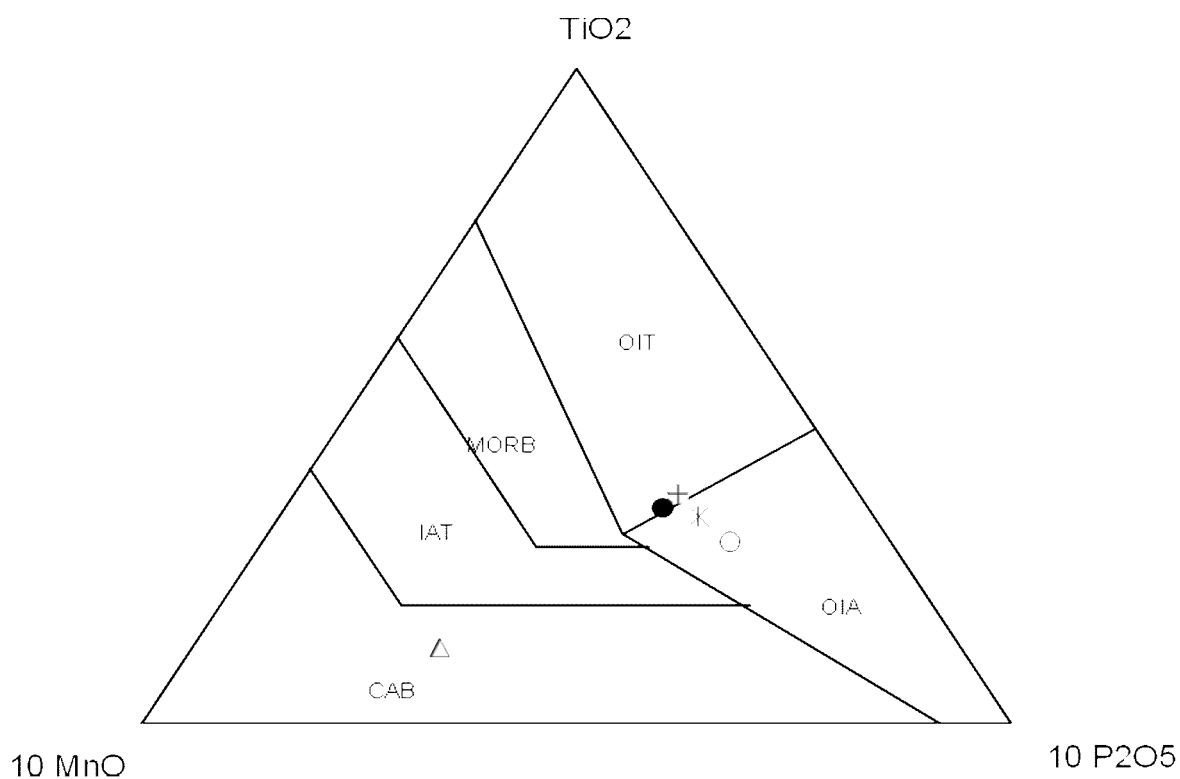


Figure 13 : Le diagramme triangulaire TiO₂-MnO-P₂O₅.

OIT : Tholéiite d'île océanique

OIA : Basalte alcalin d'île océanique

IAT : Tholéiite d'arc insulaire

CAB : basalte calco-alcalin

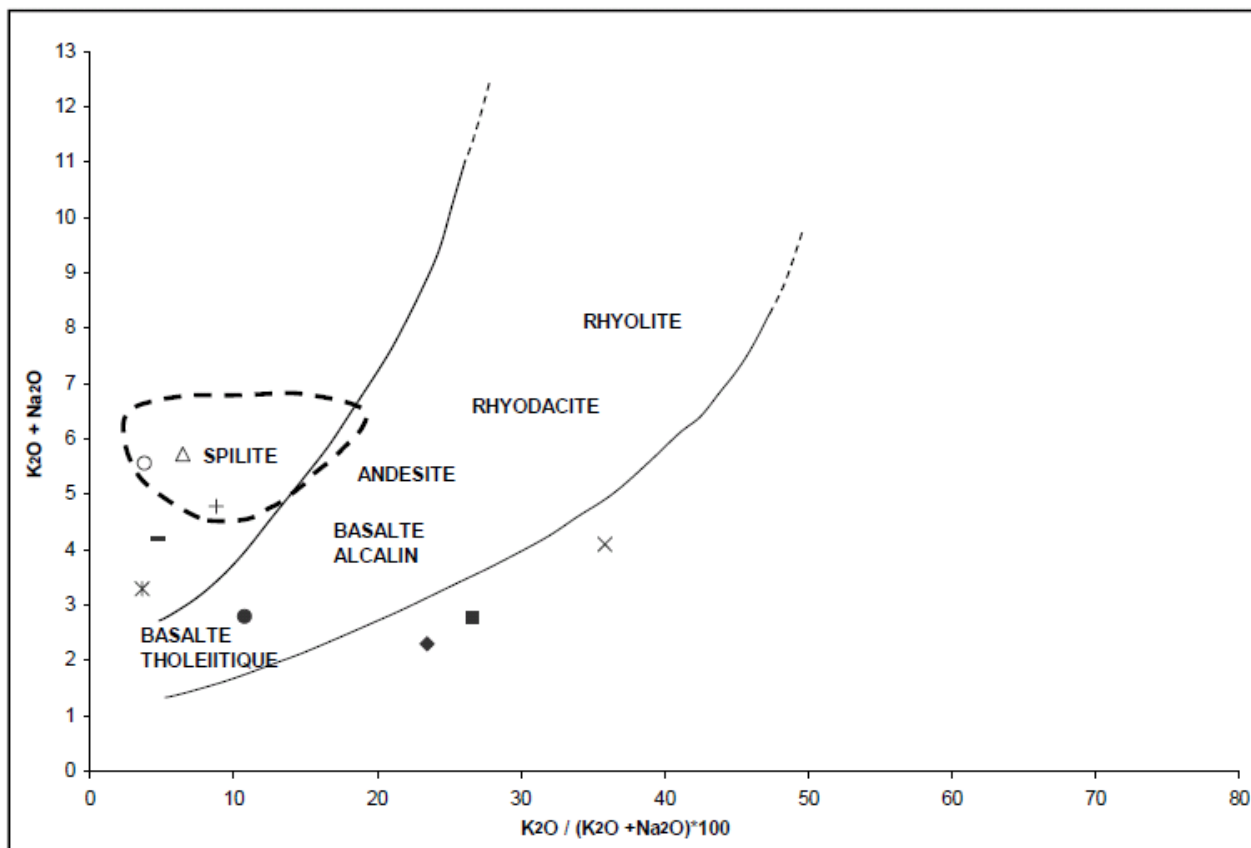


Figure 15 : Le diagramme de Hughs (1973). $K_2O + Na_2O$ vs $K_2O / (K_2O + Na_2O) * 100$

❖ **Le diagramme P_2O_5 vs Zr** (figure 15)

Ce diagramme est utilisé pour différencier entre les basaltes alcalins et les basaltes tholéitiques, en se basant sur la teneur de P_2O_5 en fonction de celle de Zr. Malheureusement, nous n'avons pu utiliser ce diagramme pour que les échantillons CHR1 à CHR4, dont les valeurs étaient disponibles. L'utilisation de ce diagramme est intéressante du fait que nos échantillons sont marqués par de fortes altérations, qui induisent un changement des teneurs des éléments majeurs comme la silice et les alcalins ; alors que les éléments en trace tels que Zr et Nb sont considérés pas ou peu mobiles par le processus d'altération et du métamorphisme (Lapierre et al, 1999).

Les points représentatifs des échantillons CHR1 à CHR3 se trouvent dans le champ des basaltes alcalins, tandis que l'échantillon CHR4 se place dans le domaine des basaltes tholéitiques.

❖ **Le diagramme binaire Zr vs SiO_2** (figure 16)

A cause de la mobilité de SiO_2 durant l'altération, on utilise l'élément Zr, considéré immobile, comme critère de différenciation des roches éruptives (L'Heureux, 1992). L'échantillon CHR4 se distingue nettement des autres.

❖ **Le diagramme tertiaire Zr-Nb-Y** (figure 18)

Ce diagramme est très important, car les éléments Zr, Nb et Y sont considérés immobiles lors de l'altération (Heureux, 1992). Les points représentatifs des (04) échantillons analysés se trouvent dans le champ des basaltes alcalins, sauf que CHR4 se détache des autres échantillons et se place près de la limite entre le domaine AI (tholéitique) et le domaine AII (alcalin).

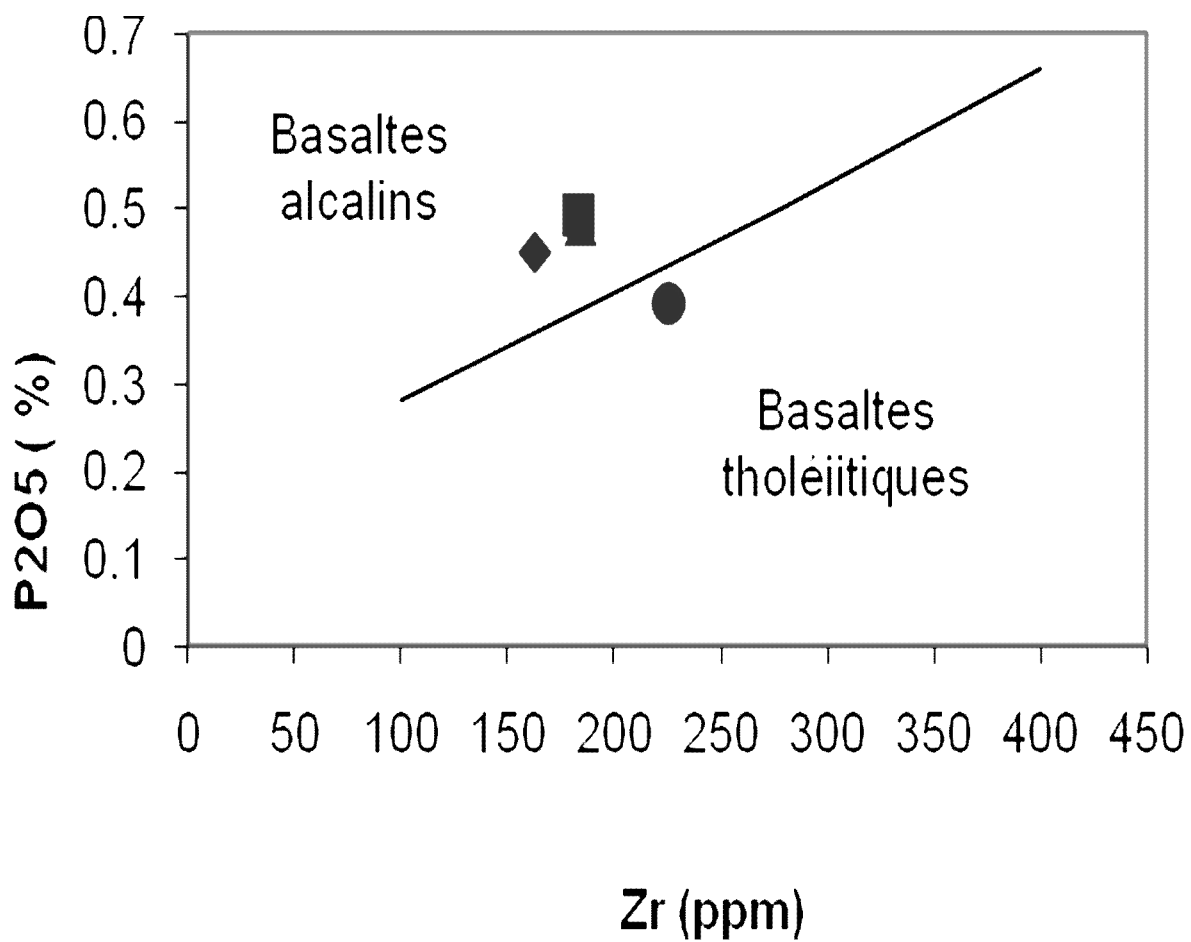


Figure 16 : Le diagramme P₂O₅ vs Zr.

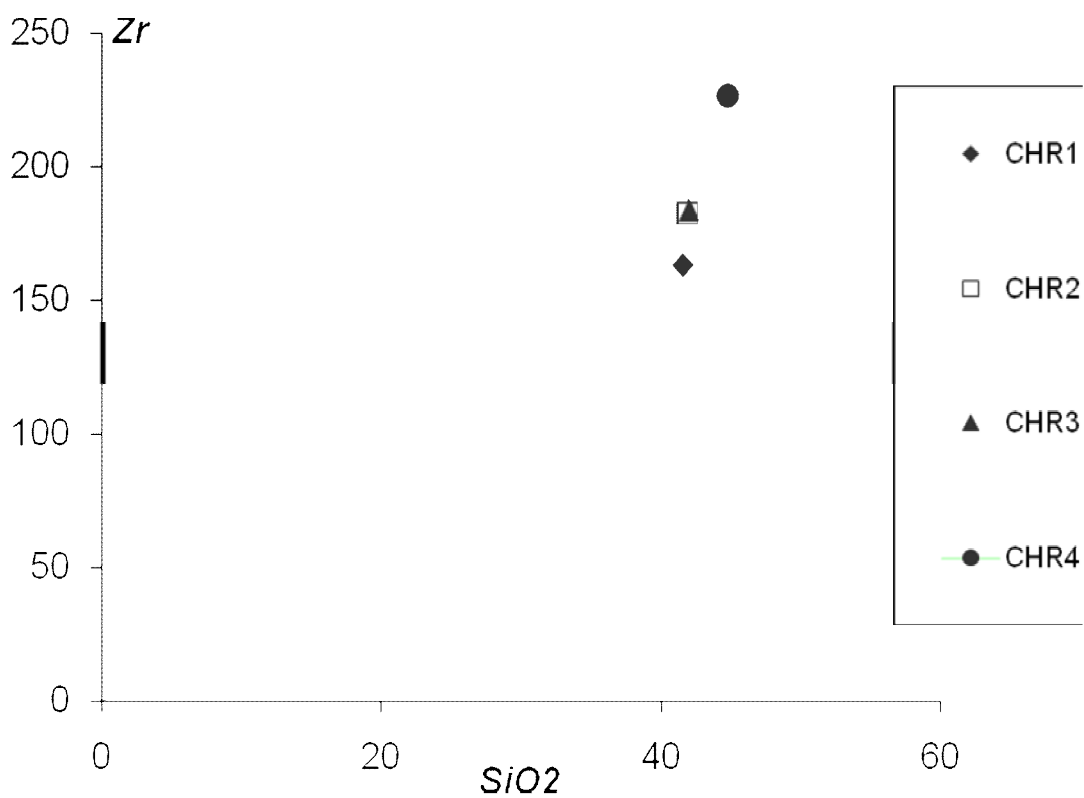


Figure 17 : Le diagramme Zr vs SiO₂ délimitant les différentes roches magmatiques.

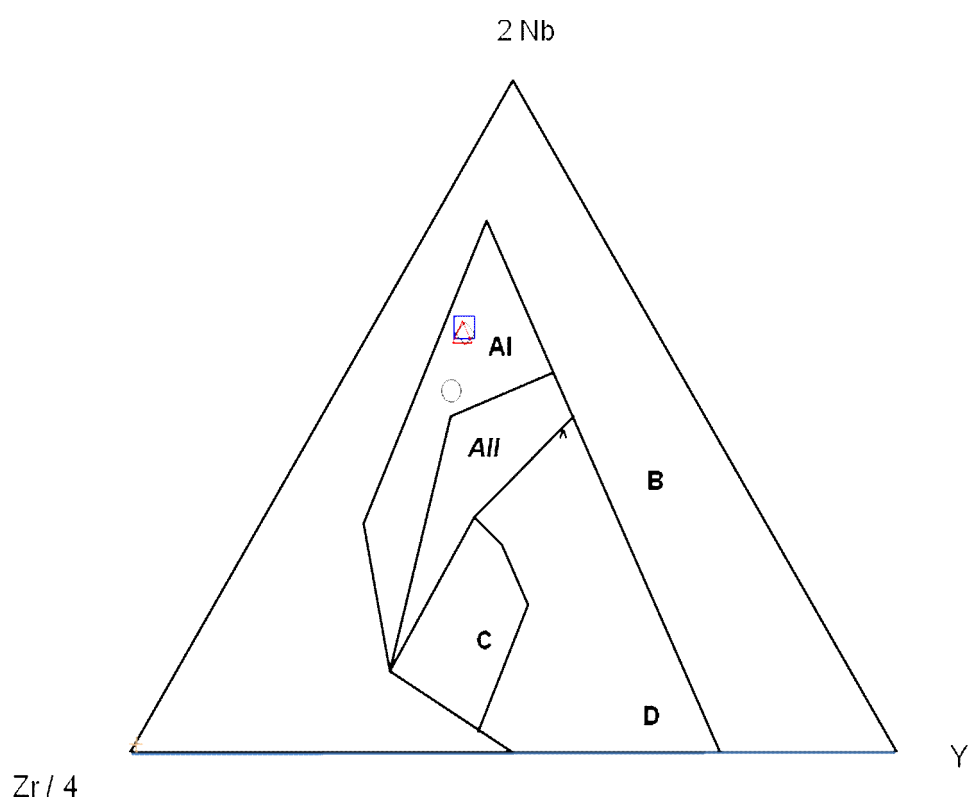


Figure 18 : Le diagramme triangulaire Zr-2Nb-Y.

IV.2. CONCLUSION

Enfin l'analyse géochimique et principalement le diagramme de Hughes, a permis de distinguer deux principaux types de roches, à savoir :

- Des spilites (CH3, CH4 et CH6)
- Des dolérites spilitisées (CH2, CHR1, CHR2, CHR3 et CHR4)

Ceci confirme les résultats pétrographiques que nous avons cités auparavant.

D'autre part, les autres diagrammes de discrimination ont montré que l'échantillon CHR4 diffère géochimiquement des autres et correspondrait à un basalte tholéiitique. Dans la plupart des diagrammes, les autres échantillons se placent dans le domaine des basaltes alcalins. Cependant, il faut signaler que ce résultat n'est pas fiable, car il est basé sur les alcalins (Na_2O et K_2O) dont les teneurs ont tendance à augmenter lors de l'altération (cas de nos échantillons).

LES SPILITES EN
ALGÉRIE ET EN
D'AUTRES RÉGIONS
MÉDITERRANÉE

V.1. LES SPILITES EN ALGERIE

Dans le nord, le massif de Chellata (la dorsale de Grande Kabylie), comporte à sa partie supérieure un complexe volcanique de type spilitique. Ce volcanisme présente des affinités avec le volcanisme « hercynotype », de même âge (triasique) du Nord-Ouest de l'Europe. Les laves présentent une texture microlitique à olivine et amphibole, et sont riches en albite, chlorite et calcite (Gélard et al, 1978).

V.2. LES SPILITES DES ALPES

Ophiolites ou « roches vertes » désigne sous ce nom global, l'ensemble des roches formées à partir de magmas épanchés lors de l'ouverture d'anciens fonds océaniques.

Lors de la formation des Alpes, ces roches ont subi un enfouissement qui a occasionné une véritable cuisson. Ce "métamorphisme" y a développé des minéraux verts (amphiboles, chlorites) qui leur confèrent une teinte effectivement verdâtre plus ou moins accusée et plus ou moins sombre (Tane et Buffet, 1989).

Pascal (2002), a indiqué la présence de roches volcaniques alcalines (spilites) datées du Trias supérieur de type basalte. Ce volcanisme alcalin serait typique de celui que l'on rencontre dans les rifts continentaux. Ces roches forment des bancs épais de 10 à 50 m, alternant en général avec des lits de dolomie, car ces laves se sont épanchées en coulées successives dans les eaux peu profondes qui recouvraient l'emplacement des Alpes à l'époque triasique.

En Saint-Georges (armoricain) des affleurements carbonatés sont intimement liés à des roches volcaniques comme les spilites.

Les roches volcaniques basiques sont sous forme de coulées à débit en pillow lavas ou spilites massives bien connus dans la carrière de Pierre Bise à Beaulieu-sur-Layon. Cet ensemble de roches et de faciès démontre l'existence et le fonctionnement, au Silurien, d'un

bassin marin (phtanites), marqué par des phénomènes de resédimentation clastique (remplissage turbiditique), de profondeur variable, comprenant des venues volcaniques basaltiques (André, 1998). Ce schéma correspond aux caractéristiques d'un bassin arrière-arc qui a pris naissance lors de la subduction de l'Océan du Massif central à la fin de l'Ordovicien. Ces spilites sont d'âge triasique (Debemas, 2004).

Le massif du Pelvoux occupe une position centrale dans les massifs cristallins externes des Alpes occidentales ; il est prolongé, au nord-est, par le massif de Belledonne et, au sud-est, par le massif de l'Argentera. Ces terrains représentent des fragments de la chaîne paléozoïque européenne, réactivés lors des compressions alpines le long de grandes discontinuités structurales, puis exhumés il y a environ 15 Ma. L'évolution des massifs cristallins externes débute par une phase d'océanisation cambroordovicienne, qui isole un bloc Armorica du Gondwana. Au Dévonien inférieur et moyen, cet océan entre en subduction. Le Dévonien supérieur correspond à une phase de collision responsable de l'empilement de nappes crustales et à la mise en place de granites potassiques. L'évolution tardi-orogénique des massifs cristallins externes se marque au Carbonifère supérieur par des structures d'extension dans le massif de Belledonne, un gradient géothermique anormalement élevé dans le massif du Pelvoux (Strzeczynski P et al., 2005).

Dans l'ouest du massif du Pelvoux (Alpes du Dauphiné), trois coulées spilitiques, d'une puissance de 1.5 m à 10 m, sont intercalées dans des niveaux dolomitiques du Trias. Les deux premières ont une composition minéralogique et chimique semblable, ce sont des laves essentiellement orthosiques, assez riches en calcium et pauvres en magnésium. La troisième coulée présente une composition albitique, magnésienne et pauvre en calcium (Tane J.L et Vatin-Pérignon N., 1969).

Conclusion GÉNÉRALE

L'étude pétrographique effectuée sur ces roches magmatiques, nous a permis de constater que ces dernières présentent les mêmes phases minéralogiques, dont la diversité est due essentiellement aux nombreuses transformations qui affectent les minéraux primaires. L'albite constitue la phase minérale la plus importante des échantillons étudiés, caractérisant ainsi la nature pétrographique de ces roches. La chlorite est omniprésente, ce qui donne à ces roches leurs teintes vertes, et qui joue aussi un rôle important dans la reconnaissance de ces échantillons. Les autres minéraux qui composent ces roches sont : le clinopyroxène (augite), l'anatase, le quartz, les carbonates, d'autres minéraux primaires plus rares, comme l'amphibole (CHR4), la biotite (CH2 à CH4) et l'orthose dans l'échantillons CH2, CH4, CH5 et CH6, l'hématite et l'apatite viennent compléter la paragenèse de ces roches.

La présence de l'albite et de la chlorite dans tous les échantillons, nous permet de penser qu'il s'agit soit de spilites ou de roches en voie de spilitisation.

L'étude géochimique, avec notamment l'utilisation de diagramme de Hughes nous a permis de confirmer effectivement l'existence de spilites(CH3, CH4 et CH6) et de dolérites spilitisées (CH2, CHR1 à CHR4).

La présence effective de l'augite dans la plupart des échantillons (CH2 àCH6 et CHR4) et même leur absence dans les autres échantillons en raison de leur forte altération, nous permet de dire que nous sommes en présence de spilites à pyroxène. L'existence de l'orthose dans certaines de nos roches (CH2, CH5 et CH6) laisse supposer qu'il s'agit de spilites potassiques.

Aussi, une partie des diagrammes de discriminants utilisés ont permis de distinguer que hormis l'échantillon CHR4 qui est probablement tholéiitique. L'affinité géochimique des autres échantillons reste imprécise, en raison de la variation des alcalins lors de l'altération.

Pour conclure, notons que cette étude n'est que le début d'un important travail qui permettrait de préciser le contexte géodynamique de leur mise en place, et ce en effectuant :

- ❖ Des études pétrographiques sur un plus grand nombre d'échantillons et des analyses chimiques plus poussées, particulièrement en certains éléments en traces et en terres rares ;
- ❖ Des datations géochronologiques qui permettrait de mieux estimer l'âge de ces formations éruptives.

ANNEXES

Annexe 01 : Les photos des sites d'échantillonnage.

Le premier site



CHR2



CHR3



CHR4



**Contact entre les formations sédimentaires et le magmatisme de Chenoua
dans le premier site déchantillonnage**

Le deuxième site



CH1



CH2



CH3



CH4



CH5 et CH6

Annexe 02 : Résultats des analyses en diffraction X au CRD

- **Principe d'analyse :**

Les échantillons solides finement broyés, sont montés sur un porte échantillon adéquat et soumis à un faisceau des rayons X pour être diffracté par les plans réticulaires des phases cristallines. En effet, il existe une relation entre l'angle du faisceau diffracté et la distance réticulaire séparant les plans d'atomes au sein d'un réseau cristallin ; cette relation est régie par la loi de Bragg $n \lambda = 2d \sin \theta$

Des diffractogrammes sont obtenus à l'aide d'un diffractomètre à rayon X. Les positions et les intensités de pics observés sont comparés aux fichiers de référence PDF-ICDD (Powder Diffraction File International Center for Diffraction Data) pour l'identification des phases minéralogiques présentes et l'utilisation de RIR (Reference Intensity Ratio) inclus dans le logiciel High Score du fichier PDF-ICDD pour éventuellement une estimation semi quantitative des phases correspondantes.

- **Condition d'analyse :**

Diffractometer system: XPERT-PRO

Logiciel pour traitement des données: High Score plus

Tube radiogène: Anode en cuivre [Å] 1.54060

Angle de départ [°2Th.]: 2,0000

Angle final [°2Th.]: 70,0000

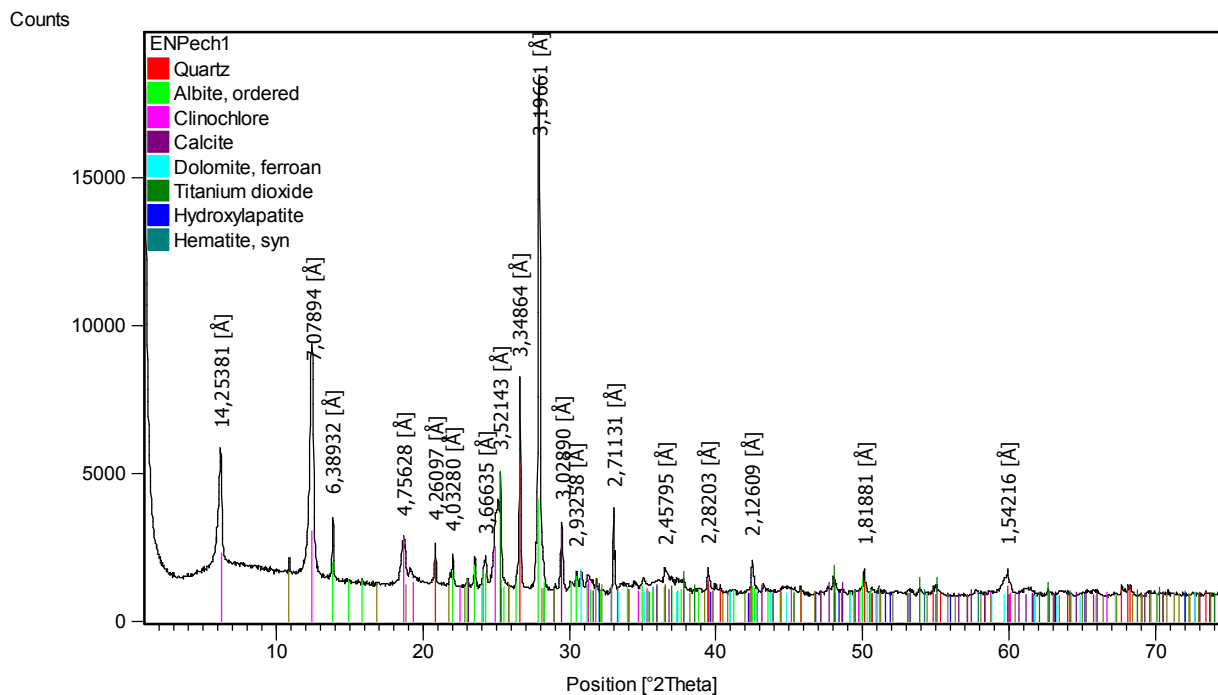
Taille du pas [°2Th.]: 0.0170

Temps du pas [s]: 35.5363

Tension du générateur à RX: 40 mA, 45 kV

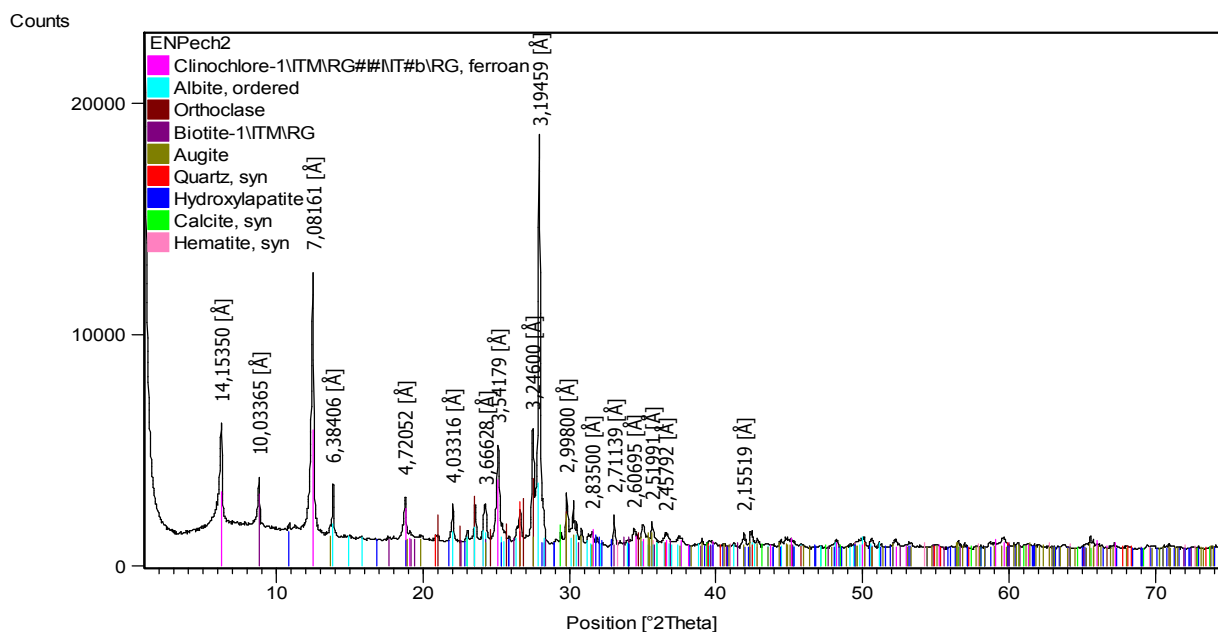
- **Résultats minéralogiques**

Echantillon CH1:



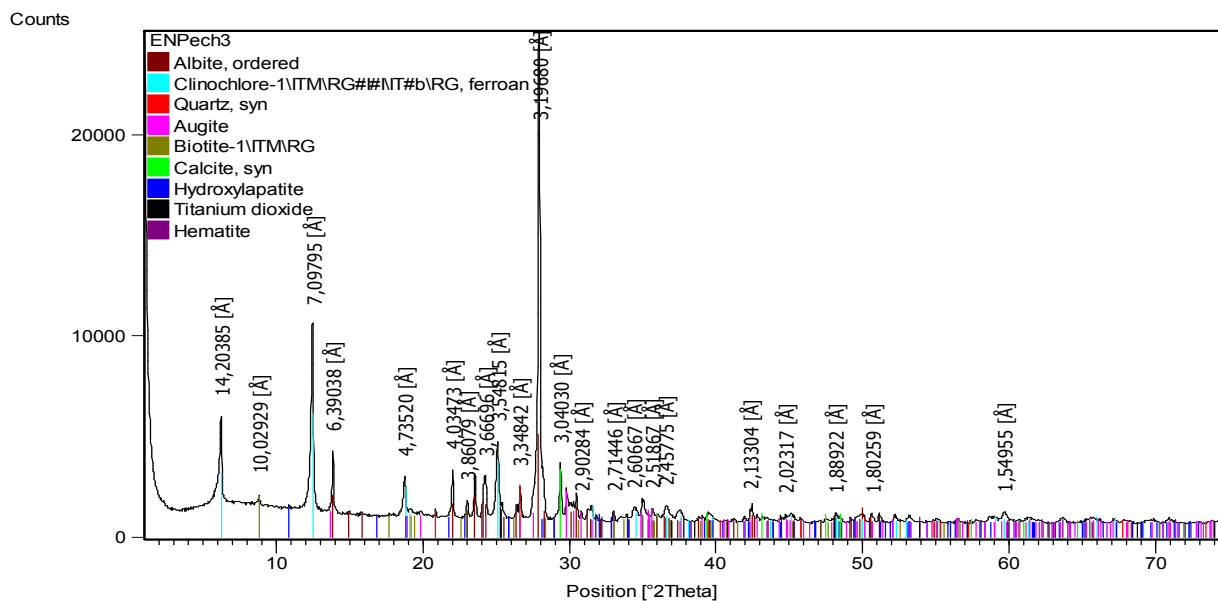
N°.	Mineral Name	Chemical Formula
1	Quartz	Si O ₂
2	Albite, ordered	Na Al Si ₃ O ₈
3	Clinocllore(chlorite)	(Mg , Fe , Al) ₆ (Si , Cr) ₄ O ₁₀ (O H) ₈
4	Calcite	Ca C O ₃
5	Dolomite, ferroan	Ca (Mg , Fe) (C O ₃) ₂
6	Anatase, syn	Ti O ₂
7	Hydroxylapatite	Ca ₁₀ (P O ₄) ₆ (O H) ₂
8	Hematite, syn	Fe ₂ O ₃

Echantillon CH2:



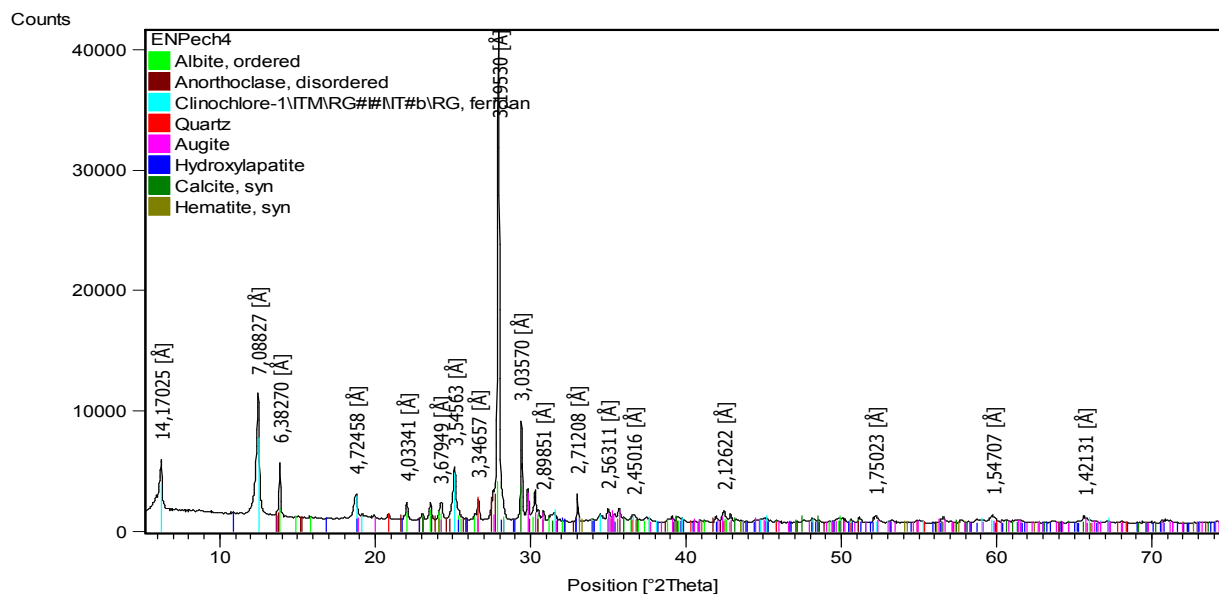
N°.	Mineral Name	Chemical Formula
1	Clinochlore	(Mg , Fe)6 (Si , Al)4 O10 (O H)8
2	Albite, ordered	Na Al Si3 O8
3	Orthoclase	K (Al , Fe) Si2 O8
4	Augite	(Mg , Fe , Ti , Al) (Ca , Na , Fe , Mg) (Si , Al)2 O6
5	Biotite-1\ITM\RG	K (Mg , Fe +2)3 (Al , Fe +3) Si3 O10 (O H , F)2
6	Quartz, syn	Si O2
7	Hydroxylapatite	Ca10 (P O4)6 (O H)2
8	Calcite, syn	Ca C O3
9	Hematite, syn	Fe2 O3

Echantillon CH3:



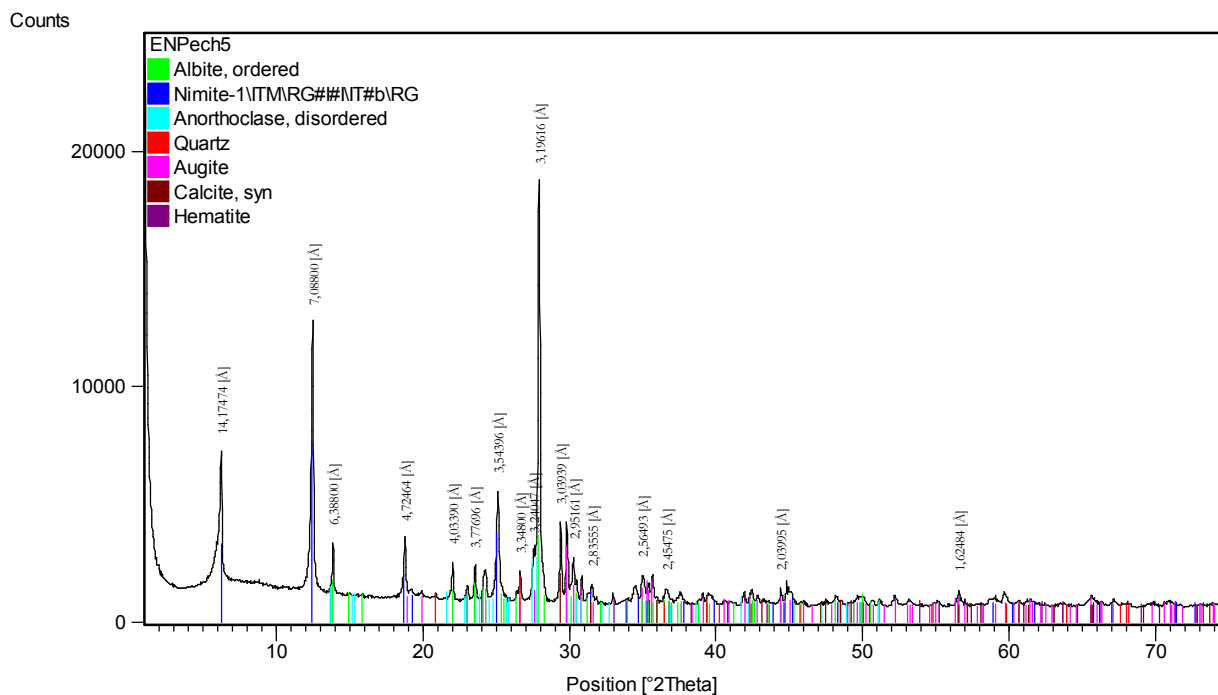
N°.	Mineral Name	Chemical Formula
1	Albite, ordered	Na Al Si ₃ O ₈
2	Clinocllore	(Mg , Fe) ₆ (Si , Al) ₄ O ₁₀ (O H) ₈
3	Quartz, syn	Si O ₂
4	Augite	(Mg , Fe , Ti , Al) (Ca , Na , Fe , Mg) (Si , Al) ₂ O ₆
5	Biotite-1\ITM\RG	K (Mg , Fe +2) ₃ (Al , Fe +3) Si ₃ O ₁₀ (O H , F) ₂
6	Calcite,	Ca C O ₃
7	Hydroxylapatite	Ca ₁₀ (P O ₄) ₆ (O H) ₂
8	Anatase	Ti O ₂
9	Hematite	Fe ₂ O ₃

Echantillon CH4:



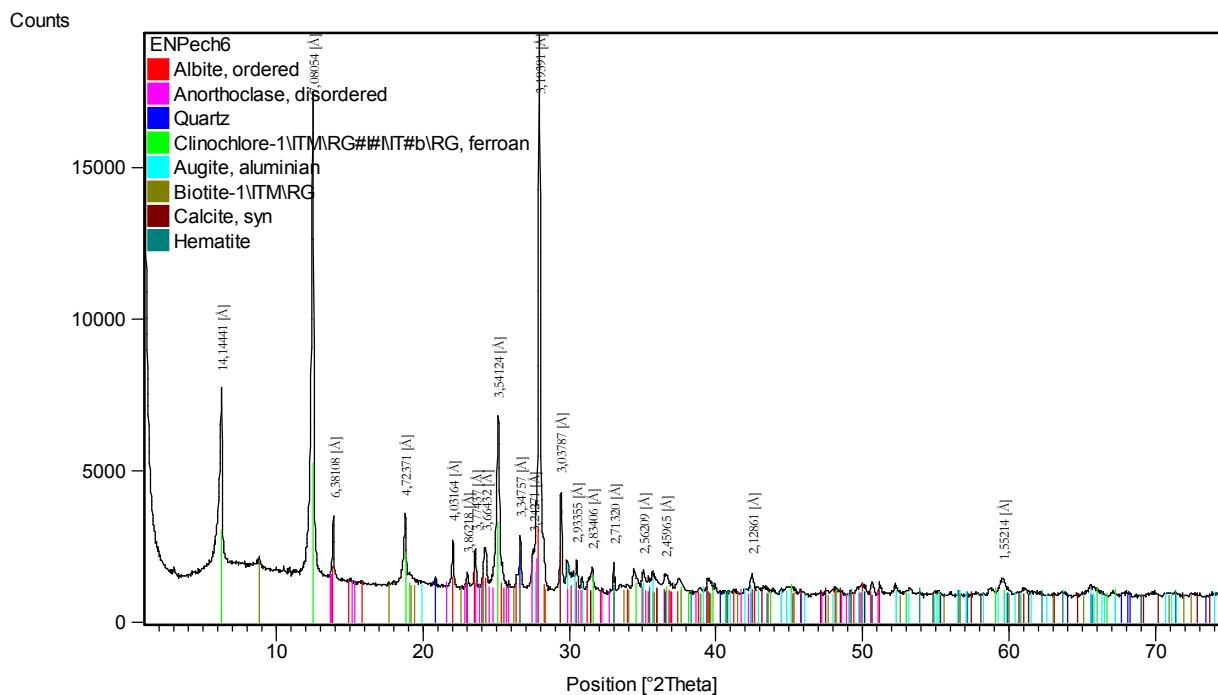
N°.	Mineral Name	Chemical Formula
1	Albite, ordered	Na Al Si ₃ O ₈
2	Clinocllore	(Mg , Fe) ₆ (Si , Al) ₄ O ₁₀ (O H) ₈
3	Anorthoclase, disordered	(Na , K) (Si ₃ Al) O ₈
4	Quartz	Si O ₂
5	Augite	(Mg , Fe , Al , Ti) (Ca , Fe , Na , Mg) (Si , Al) ₂ O ₆
6	Hydroxylapatite	Ca ₁₀ (P O ₄) ₆ (O H) ₂
7	Calcite	Ca (C O ₃)
8	Hematite	Fe ₂ O ₃

Echantillon CH5:



N°.	Mineral Name	Chemical Formula
1	Albite, ordered	Na Al Si ₃ O ₈
2	clinocllore	(Ni , Mg , Al) ₆ (Si , Al) ₄ O ₁₀ (O H) ₈
3	Anorthoclase, disordered	(Na , K) (Si ₃ Al) O ₈
4	Quartz	Si O ₂
5	Augite	(Mg , Fe , Al , Ti) (Ca , Na , Mg , Fe) (Si , Al) ₂ O ₆
6	Calcite,	Ca C O ₃
7	Hematite	Fe ₂ O ₃

Echantillon CH6



N°.	Mineral Name	Chemical Formula
1	Albite, ordered	Na Al Si ₃ O ₈
2	Anorthoclase, disordered	(Na , K) (Si ₃ Al) O ₈
3	Quartz	Si O ₂
4	Clinocllore	(Mg , Fe) ₆ (Si , Al) ₄ O ₁₀ (O H) ₈
5	Augite	Ca (Mg , Fe , Al) (Si , Al) ₂ O ₆
6	Biotite-1\ITM\RG	K (Mg , Fe +2) ₃ (Al , Fe +3) Si ₃ O ₁₀ (O H , F) ₂
7	Calcite	Ca (C O ₃)
8	Hematite	Fe ₂ O ₃

RÉFÉRENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

Références Bibliographiques

- Adafer N. et al, 1992** : Analyse structurale du Paléozoïque du Chenoua (Algérie). *9ème sémin. Nat. Sci. Terre, Tlemcen, Algérie, p. 5.*
- Ait Hamou F., 1987** : Etude pétrologique et géochimique du volcanisme d'âge Miocène de la région de Hadjout. *Thèse de Magister, USTHB, Alger, p. 222. Dépasser*
- André J.P, 1998** : regard sur la géologie du Massif Armoricaïn. *Université d'Angers, Laboratoire de la géologie.*
- Askri et al, 1995** : Géologie de l'Algérie. *In: WEC Algérie 1995, Schlumberger (Eds.), 1-93.*
- Belhai D., 1987** : Massif de Chenoua (Algérie) : mise en place des flyschs en relation avec un cisaillement 'transcurrent' E-W responsable de la structure en éventail. *Thèse de Magister, USTHB, Alger, 135p.*
- Belhai D., 1990** : Transpression dextre à l'Eocène supérieur dans la chaîne des Maghrébides (Massif de Chenoua, Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 310, série II, p. 795-800.*
- Belhai D., 1996** : Evolution tectonique de la zone Ouest-Algérois (Tenès-Chenoua). Approche stratigraphique et structurale. *Thèse de Doctorat d'état, USTHB, 1996.*
- Bellon H. et al, 1977** : L'activité éruptives dans l'Algérois : nouvelles données géochronologiques. *Rev. Géol. Méditer. Ann. Univ. Provence, 4, p. 291-298*
- Boudjemaa A., 1987** : Evolution structurale du bassin pétrolier triasique du Sahara nord oriental. *Thèse de Doctorat en Sciences de l'Université de Paris.*
- Bossiere G., 1980** : Un exemple métamorphique polycyclique et sa blastomylonitisation. Etude pétrologique de la partie occidentale du Massif de Grande Kabylie (Algérie). *Thèse de Doctorat d'état, Université de Nantes, 302p.*
- Bourrouilh R. et al, 1976** : Présence de Lochkovien à Graptolites dans le massif Kabyle du Chenoua (Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 282, série D, p. 1976-1977.*
- Debelmas J., 2004** : Regards actuels sur les Alpes : nouveautés et obscurités. *exposé 3 mars 2004, France.*
- Durand Delga M. et Magné J., 1957** : Observations sur le Crétacé supérieur du Chenoua (Nord Algérois). *C. R. Somm. SGF., 259.*
- Durand Delga M., 1969** : *Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berberie. Bull. Serv. Géol. Algérie, 39, p. 89-131.*
- Durand Delga M., 1980** : la Méditerranée occidentale : étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Mém. Soc. Géol. Fr, n° 10, p. 203 -224. Paris.*

- Flandrin J. et Aymé A., 1965** : Carte géologique au 50 000^e de Tipaza. *Serv. Carte géol. Algérie*.
- Gélard J.P. et al, 1978** : Le Dévonien d'Ihamziene dans la dorsale Kabyle (Massif de Chellata) : sa stratigraphie et son complexe volcano-sédimentaire spilitique. *Bull. Soc. Géol. France, XX, n^o3, p. 277-289*.
- Girod M., 1984** : les roches volcaniques : pétrologie et cadre structural. *Ed Doin Paris*.
- Glangeaud L., 1929** : Note préliminaire sur la géologie et la pétrographie des roches éruptives de la région côtière entre Tipaza et Ténès (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France, t. 24, p. 97-108*.
- Glangeaud L., 1932** : Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2ème Série., n^o 8*.
- Glangeaud L. et al, 1952** : Histoire géologique de la province d'Alger. *Monographie régionale, 1ère Série, n^o 25, 137p*.
- Hernandez J. et Lepvrier C., 1979** : Le volcanisme calco-alkalin Miocène de la région d'Alger (Algérie), pétrologie et signification géodynamique. *Bull.Serv. Géol. France, 21, p. 73-86*.
- Kasim V.G et Kulakov V., 1968** : Geological map of Syria. Report on the Geological Survey. *Techno-expert, Moscou, 124p*.
- Khetib et Rezig, 1998** : Etude des terrains triasiques de quelques affleurements du Djurdjura et du Chenoua. *Projet fin d'études, Institut Des Sciences De La Terre, USTHB*.
- Lapierre H. et al, 1999**: basaltes et trachytes permien de l'Estérel (SE France): une série tholéitique transitionnelle épanché pendant l'amincissement lithosphérique. *Bull. Soc. Géol. France. t. 170, n^o2, p. 253-265*.
- Lardaux H., 1969** : Les tentaculites d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord. *CNRS, 260p., 150 fig., 52pl*.
- Lebas M.J. et al, 1986** : A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *J. Petrol., 27, 745-750*.
- Lepevier C., 1967** : Sur la structure du massif du Chenoua (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France, 7, IX, p.859-864*.
- Lepevier C., 1970** : la zone kabyle et l'origine des flyschs dans la région du Chenoua et du Cap Ténès (Algérie). *C. R. Somm. SGF, fasc. 7, p. 248*.
- Lepevier C., 1974** : La tectonique hercynienne dans les massifs kabyles. L'exemple du Djebel Chenoua (Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 278, Série D, p. 1325-1328*
- L'Heureux M., 1992** : caractérisation géochimique des volcanites et d'une cheminée d'altération dans la partie Ouest du bloc de Powell, Rouyn-Noranda, Québec. *Mémoire de Maitrise en science de la Terre, Université de Québec*.

Mullen E., 1983: MnO-P₂O₅-TiO₂: a major element discriminant for basaltic rock of environments and its implications for petrogenesis. *Earth planet. Sci. Lett.*, 62, 53-62.

Parrot J F., 1969 : Etude d'une coupe de référence dans cortège ophiolitique du Pind septentrional (Grèce) : La vallée de l'Aspropotamos .*Cah. ORSTOM, Série, géol vol, 1, 2, p. 35-59.*

Parrot J F., 1974 : L'assemblage ophiolitique du Baër-Bassit (Nord-Ouest de la Syrie) : étude pétrographique et géochimique du complexe filonien, des laves en coussins qui lui sont associées, et d'une partie des formations effusives volcano-sédimentaire. *Cah. ORSTOM, Série Géol., vol. VI, n° 2, p. 97-126.*

Pascal F., 2002 : Les Alpes occidentales. . *Le Croart lors du séminaire des formateurs SVT au Teich le 16 janvier 2002*

Pearce J.A., 1996 : A user's guide to basalt discrimination diagrams. In:Wyman, D.A. (Ed.), Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulfide Exploration. *Geological Association of Canada, Short Course Notes, vol. 12, pp. 79–113.*

Rollinson H. R, 1993: Using geochemical data : evaluation, presentation, interpretation. *Longman scientific and technical New York.*

Strzeczynski P et al., 2005 : Modélisation géométrique 3D des granites stéphaniens du massif du Pelvoux (Alpes, France). *CDG-MA, BRGM, av. Claude-Guillemin, 45060 Orléans, France*

Tane J.L. et Buffet G., 1989: Glossaire des roches cristallines des Alpes Françaises.

Tane J.L et Vatin-Pérignon N., 1969 : Les coulées spilitiques du Pic Vert (massif de l'Oisans). *Bull. Soc. Géol. France. XI, p. 102-105.*

Zhou J., 2004: Age and origin of middle Neoproterozoic mafic magmatism in southern Yangtze Block and relevance to the break-up of Rodinia. *Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, China.*