



HAL
open science

Etude pétrologique et géochronologique des granites de la boutonnière précambrienne d'Ifni (Maroc)

Fouad Benziane

► **To cite this version:**

Fouad Benziane. Etude pétrologique et géochronologique des granites de la boutonnière précambrienne d'Ifni (Maroc). Pétrographie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1974. Français. NNT : . tel-00756613

HAL Id: tel-00756613

<https://theses.hal.science/tel-00756613>

Submitted on 23 Nov 2012

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.

DOCTORAT DE 3^{ème} CYCLE

205142

1974

79

N° d'ordre

DOUBLE
205.142
1974
79



SE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

SPECIALITE : GEOLOGIE APPLIQUEE

MENTION : PETROLOGIE

P A R

Fouad BENZIANE

**ETUDE PETROLOGIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE
DES GRANITES DE LA BOUTONNIERE
PRECAMBRIENNE D'IFNI (MAROC)**

SOUTENUE LE 4 JUIN 1974 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN :

R. MICHEL

PRESIDENT

P. GIRAUD

RAPPORTEUR

G. VIVIER

G. CHOUBERT (INVITE)

EXAMINATEURS

A. FAURE - MURET (INVITEE)



double

DOCTORAT DE 3^{ème} CYCLE

N° d'ordre

205142

1974

79

THESE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE

ET MEDICALE DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

SPECIALITE : GEOLOGIE APPLIQUEE

MENTION : PETROLOGIE

P A R

Fouad BENZIANE

**ETUDE PETROLOGIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE
DES GRANITES DE LA BOUTONNIERE
PRECAMBRIENNE D'IFNI (MAROC)**

T. 74 / 790

SOUTENUE LE 4 JUIN 1974 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN :

R. MICHEL

P. GIRAUD

G. VIVIER

G. CHUBERT (INVITE)

A. FAURE - MURET (INVITEE)

BIBLIOTHEQUE
GRENOBLE - SCIENCES
UNIVERSITAIRE

PRESIDENT

RAPPORTEUR

EXAMINATEURS

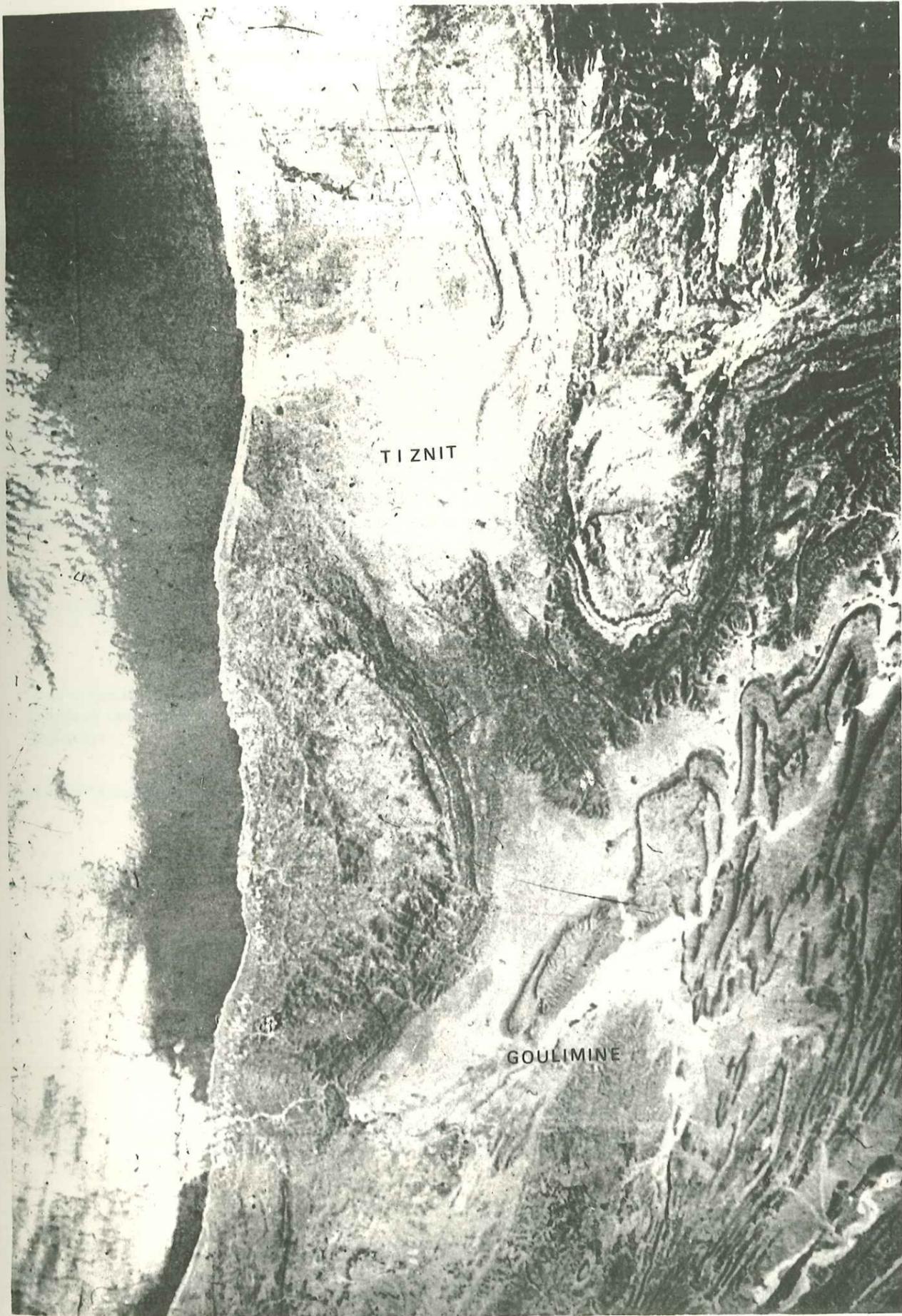


PHOTO NASA

ECHELLE ENVIRON 1/600000

107
67

A UNIVERSITÉ DE
ET MÉDICAL
LE GRADUÉ DE
SPECIALITÉ
MENTION
FACULTÉ
FONDÉ

ÉTUDE PÉTROLOGIQUE ET GÉOCHRONOLOGIQUE
DES GRANITES DE LA GOUTTIERE

UNIVERSITÉ
GÉNÉRAL - SCIENCES
FACULTÉ

REMERCIEMENTS

C'est tout d'abord à Monsieur P. GRAUD qu'ira ma profonde gratitude. Malgré ses très nombreuses occupations, il n'a jamais cessé de s'intéresser à l'élaboration de ce travail. Je tiens à lui dédier cette thèse en remerciement non seulement de son aide scientifique, humaine et matérielle, mais aussi pour le temps sans réserve qu'il a su m'accorder pour mener à bien cette étude.

J'exprime toute ma reconnaissance à :

Monsieur G. VIVIER qui ménagea ni sa peine ni son temps pour me permettre de mieux interpréter et corréler les études de terrains et les résultats radiométriques.

Monsieur G. CHOUBERT du Muséum de Paris, qui a bien voulu suivre de très près ce travail consacré à une région qu'il connaît mieux que quiconque pour y avoir travaillé depuis 1934.

Mademoiselle A. FAURE-MURET de Paris, qui s'intéresse depuis très longtemps à la géologie de l'Anti-Atlas. Qu'elle reçoive ici tous mes remerciements pour avoir accepté de faire partie de ce jury.

Monsieur R. MICHEL qui s'est intéressé à cette étude et a bien voulu présider cette thèse.

Monsieur R. CHARLOT de Rennes avec qui nous avons parcouru pour la première fois la région d'Ifni. Tout au cours de mes études il n'a pas cessé de me guider dans l'interprétation des résultats géochronologiques.

Monsieur J. APRAHAMIAN pour son aide aux dépouillements des diagrammes de R. X.

Messieurs S. MOUSSA, Y. ENNADIFI et HILALI respectivement directeur de la Division de la Géologie, Chef de Service de la Carte Géologique et Chef du Service d'Etudes des Gites Minéraux du Maroc, qui nous confièrent l'étude de cette région et nous donnèrent toute latitude pour faire aboutir tant les travaux de terrain que les études de laboratoire.

Monsieur D. TISSERAND qui pendant de long mois a analysé nos dizaines d'échantillons au Laboratoire de Géochronologie de Rabat.

Monsieur M. HOGGA qui fut plus notre compagnon que notre chauffeur.

Enfin je ne saurai oublier le personnel technique du Laboratoire de Géologie de Grenoble. Que Messieurs R. CHABERT, GRANET, PERRIN, GIROTRU, COCHET, Monsieur et Madame TELMAT trouvent ici ma reconnaissance.

S O M M A I R E

CHAPITRE I - INTRODUCTION

Pages

I - Avertissement	3
II - Présentation géographique	3
III - Présentation géologique sommaire	4
IV - Travaux antérieurs	4
V - Répartition du travail	5

CHAPITRE II - CARACTERISTIQUES GENERALES DU PRECAMBRIEN MAROCAIN

I - Le craton stable ; chaîne des Berbérides	10
1°/ le système du Kerdous	10
2°/ le système de Zenaga	10
II - La zone mobile ; chaînes des Anti-Atlasides	13
1°/ Anti-Atlasides centrales ou P I-II	13
a) le système d'El-Graara	
b) la série de la mine N'Kob	
2°/ les Anti-Atlasides orientales ou P II	14
3°/ les Marocanides ou P II-III	14
III - Le Précambrien terminal et le Cambrien inférieur	15
1°/ le Précambrien III	15
2°/ les transgressions adoudouniennes et cambriennes	15

CHAPITRE III - ETUDE MINERALOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE DES DIFFERENTS

ENSEMBLES GRANITIQUES

I - Introduction	22
II - Le granite de Mesti	24
1°/ situation géographique	24
2°/ relations avec les autres formations	24
3°/ description pétrographique	24
4°/ les enclaves	29
A - Enclaves sédimentaires	30
B - Enclaves d'origine éruptive	30
5°/ le cortège filonien	31
A - Les filons de rhyolite	31
B - Les filons dacitiques	31
C - Les filons de microgranite	32
D - Les filons d'aplite	32
E - Les venues basiques ou filons de "Roches Vertes"	32

6°/ Conclusion à l'étude du granite de Mesti, ses enclaves et des filons qui le recourent ..	33
III - Le granite d'Alouzad	34
1°/ Situation géographique	34
2°/ Relations avec les autres formations	34
3°/ Description pétrographique	34
4°/ Les enclaves	35
5°/ Les filons	35
IV - Le granite de Sahel	35
1°/ Situation géographique	35
2°/ Relations avec les autres formations	35
3°/ Etude pétrographique	35
V - Le granite de Tiourhza	37
1°/ Situation géographique	37
2°/ Relations avec les autres formations, failles	37
3°/ Description pétrographique	38
VI - Le granite de Taoulecht	40
1°/ Situation géographique, extension, morphologie	40
2°/ Relation avec les autres formations	40
3°/ Description pétrographique	40
4°/ Cortège filonien	44
5°/ Conclusion sur la micropegmatite graphique de Taoulecht	44
VII- Le granite d'Ifni	44
1°/ Situation géographique	44
2°/ Relations avec les autres formations	44
3°/ Description pétrographique	44
4°/ Conclusion à l'étude du granite d'Ifni	49
VIII- Le granite de Mirleft	50
1°/ Localisation géographique	50
2°/ Relations avec les autres formations, accidents	50
3°/ Description pétrographique	50
4°/ Cortège filonien	53
5°/ Conclusion à l'étude du granite de Mirleft	53

CHAPITRE IV - CONCLUSIONS D'ENSEMBLE SUR LES GRANITES

I - Minéralogie sommaire - Quelques traits principaux	57
1°/ Le quartz	57
2°/ Le feldspath alcalin	57
3°/ Le plagioclase	58
4°/ Les micas	59
5°/ La chlorite	59
6°/ L'épidote	59
7°/ Les minéraux accessoires	59
8°/ Analyse modale des granites d'Ifni	61
II - Ordre de cristallisation	61
1°/ Cristallisation primaire	61
2°/ Cristallisation secondaire	63

III - Etude pétrochimique	63
1°/ Normes C.I.P.W. - LACROIX et approchée	64
2°/ Classification chimique de A. LACROIX	37
3°/ Paramètres de NIGGLI	67
4°/ Etude chimicominéralogique ; diagramme de H. de LA ROCHE	68
5°/ Diagramme quartz (Qz) albite (Ab), orthose (Or)	68

CHAPITRE V - ETUDES GEOCHRONOLOGIQUES

I - Méthodes utilisées	75
1°/ Méthode au rubidium/strontium	75
2°/ Méthode au plomb total sur zircon	75
II - Répartition des prélèvements	75
III - Résultats synthétiques obtenus	76
1°/ Méthode au Rb/Sr	76
2°/ Méthode au Pb total	78
IV - Discussion des résultats obtenus par la méthode au Rb/Sr pour chaque ensemble	78
A - Le "socle"	78
1°/ Le granite d'Alouzad	78
2°/ Le granite de Mesti	78
3°/ Le granite de Sahel	80
B - Les granites "récents" et la couverture volcanique	80
1°/ Le granite de Tiourhza	80
2°/ Le granite de Taoulecht	80
3°/ Les rhyolites	82
4°/ Les formations pyroclastiques à pâte rhyolitique	82
5°/ Les andésites	82
6°/ Le granite d'Ifni	84
7°/ Le granite de Mirleft	84
V - Commentaires sur les résultats obtenus par la méthode au Pb total sur zircon	87
1°/ Le granite de Mesti	87
2°/ Le granite d'Ifni	87
3°/ Le granite de Mirleft	88

CHAPITRE VI - CONCLUSIONS GENERALES

I - Les données stratigraphiques, pétrologiques et géochronologiques principales	91
II - Chronologie géologique et chronologie radiométrique	93
1°/ Chronologie géologique	93
2°/ Chronologie radiométrique	94
3°/ Eléments de discussion des âges pan-africains; hypothèses sur la suite des événements du "Précambrien supérieur"	95
III - La boutonnière d'Ifni dans le cadre de l'Anti-Atlas et du Craton ouest africain	101
1°/ Rattachement à l'Anti-Atlas	101
2°/ Rattachement au Craton Ouest-Africain	105

<u>Annexes</u>	107
I - Indice de cristallinité des micas	109
II - Tableaux (n° 13 et 14)	113
III- Carte géologique au 1/200 000 de la boutonnière précambrienne d'Ifni	119

<u>Bibliographie</u>	121
----------------------	-----

LISTE DES PLANCHES

<u>N° de planche</u>	<u>page</u>
1 Carte géologique schématique du Maroc	9
2 Schéma de répartition des boutonnières précambriennes de l'Anti-Atlas	11
3 Schéma tectonique des plissements hercyniens	17
4 Répartition des granites d'Ifni	21
5 Schéma de la chronologie relative des diverses venues granitiques	23
6 Granite de MESTI : aspect microscopique	25
Fig. 1 - microcline perthitique	
Fig. 2 - plagioclase zoné	
Fig. 3 - biotites automorphe et xénomorphe	
7 Granite de TAOULECHT : aspect microscopique	41
Fig. 1 - micropegmatite graphique	
Fig. 2 - quartz graphique et anguleux	
Fig. 3 - antiperthite	
8 Granites d'IFNI et ALOUZAD : aspect microscopique	47
Fig. 1 - plagioclase automorphe, biotites chloritesées (IFNI)	
Fig. 2 - mésoperthite (IFNI)	
Fig. 3 - microcline poecilitique (ALOUZAD)	
9 Diagrammes de J. Jung et R. Brousse pour les granites d'Ifni	60
10 Diagramme de A.L. Streckeisen pour les granites d'Ifni	62
11 Fig. 1 Diagramme de Niggli	69
Fig. 2 Diagramme Qz-Ab-Or de la norme de 1190 roches granitiques	
12 Diagramme de H. de la Roche	70
13 Triangle Qz-Ab-Or pour les granites d'Ifni	71
14 Localisation des prélèvements pour datation	77
15 Isochrones de R. T. ou mixtes (minéraux + R. T.)	79
Fig. 1 - granite d'Alouzad (Mu + FK + R. T.)	
Fig. 2 - granite de Mesti (R. T.)	
Fig. 3 - granite de Mesti (Bi + FK + R. T.)	
16 Isochrones de R. T.	81
Fig. 1 - granite de Tiyourhza	
Fig. 2 - granite de Taoulecht	
17 Isochrone de R. T.	83
Fig. 1 - rhyolites	
Fig. 2 - formations pyroclastiques à pâte rhyolitique	
Fig. 3 - andésites	
18 Isochrones de R. T. et mixtes (minéraux + R. T.)	85
Fig. 1 - granite d'Ifni a) ischrone de R. T.	
b) droite radiogénique (R. T. + FK)	
Fig. 2 - granite de Mirleft (R. T.)	
Fig. 3 - granite de MIRLEFT (R. T. + FK + Bi)	
19 Esquisse structurale de l'Afrique occidentale	100
20 Essai de corrélation stratigraphique (Ifni, Anti-Atlas, Mauritanides, Hoggar)	103
21 Cristallinité des micas (annexe I)	110

LISTE DES FIGURES

<u>N° de figure</u>		<u>page</u>
1	Diagramme de R. X. sur les plans 131 ET 131 d'un feldspath potassique du granite de Mesti de l'échantillon A59	26
2	Indices de J. JUNG et R. BROUSSE pour le granite de Mesti	28
3	Relations entre granite, enclaves et filons; point A61	29
4	Magmatic stopping (granite de Mesti)	33
5	Diagrammes de R. X. sur les plans 131 et 131 de deux feldspaths potassiques du granite d'Alouzad des échantillons B69a et B62	34
6	Diagramme de R. X. sur les plans 131 et 131 d'un feldspath potassique de l'échantillon B79a du granite de Sahel	36
7	Diagramme de R. X. sur les plans 131 et 131 d'un feldspath potassique de l'échantillon C27. du granite de Tiourhza	38
8	Indices de J. JUNG et R. BROUSSE pour le granite de Tiourhza	39
9	Diagramme de R. X. sur les plans 131 et 131 d'un feldspath potassique de l'échantillon B82. du granite de Taoulecht	43
10	Indices de J. JUNG et R. BROUSSE pour le granite de Taoulecht	43
11	Intrusion du granite d'Ifni dans les laves	45
12	Diagramme de R. X. sur les plans 131 et 131 d'un feldspath potassique de l'échantillon A56 du granite d'Ifni	48
13	Indices de J. JUNG et R. BROUSSE pour le granite d'Ifni	49
14	Relations entre le granite de Mirleft, les grés et les flyschs	50
15	Diagramme de R. X. sur les plans 131 et 131 d'un feldspath potassique de l'échantillon B29 du granite de Mirleft	51
16	Indices de J. JUNG et R. BROUSSE pour le granite de Mirleft	52
17	Schéma représentant toutes les formations de la boutonnière	99
18	Exemple d'une mesure de l'indice de cristallinité d'un mica (annexe I)	110

LISTE DES TABLEAUX

<u>N° de tableau</u>		<u>page</u>
1	Analyse modale du granite de Mesti	28
2	Analyse modale du granite de Tiourhza	39
3	Analyse modale du granite de Taoulecht	42
4	Analyse modale du granite d'Ifni	48
5	Analyse modale du granite de Mirleft	52
6	Indice de triclinicité des feldspaths potassiques des granites de la boutonnière d'Ifni	58
7	Résultats des analyses chimiques	63
8	Normes C. I. P. W. - LACROIX et approchée, minéraux virtuels	65
9	Comparaison entre normes et modes	66
10	Paramètres C. I. P. W. - LACROIX	67
11	Détermination de l'âge qu plomb total sur zircon	86
12	Détermination des limites de l'épizone et de l'anchizone (annexe I)	109
13	Résultats analytiques obtenus par la méthode Rb/Sr (annexe II)	113
14	Nature et localisation des échantillons cités dans le texte (annexe II)	115

CHAPITRE I - INTRODUCTION

I. - AVERTISSEMENT

II. - CADRE GEOGRAPHIQUE

III. - PRESENTATION GEOLOGIQUE SOMMAIRE

IV. - TRAVAUX ANTERIEURS

V. - REPARTITION DU TRAVAIL

INTRODUCTION

I. - AVERTISSEMENT

La région d'Ifni, sous domination espagnole jusqu'au printemps 1969, était pratiquement inconnue du point de vue géologique. En s'aidant surtout de quelques photos aériennes et des travaux des espagnols, G. CHOUBERT a pu compléter la feuille au 1/500 000 Marrakech publiée en 1952 à l'occasion du congrès géologique international d'Alger.

Dès le départ des militaires espagnols, le Service de la Carte Géologique du Maroc envoya une mission de reconnaissance composée de A. FAURE-MURET, G. CHOUBERT et R. CHARLOT qui, en 1970 rédigèrent un rapport et établirent une carte géologique provisoire au 1/100 000 de la région.

Après cette mission le Service d'Etudes des Gîtes minéraux fit effectuer par L. AVRAMTCHEV la prospection des ressources naturelles.

Enfin en 1970, Y. ENNADIFI qui était alors chef du S.C.G. propose à A. YAZIDI et à moi-même l'étude de la boutonnière d'Ifni dans le cadre de notre thèse de 3e cycle.

C'est ainsi que, sans connaissances particulières sur le Précambrien marocain, nous avons dû effectuer la cartographie de cette vaste région pratiquement vierge et au relief assez mouvementé. Heureusement nos déplacements furent facilités par la présence de nombreuses pistes tracées par l'armée espagnole dans un but stratégique et par la mise à notre disposition d'une voiture tout terrain par le Service de la Carte Géologique.

Nos levés cartographiques ont été faits sur les cartes au 1/50 000 A.M.S. suivantes :

Ahl Sahel	Ifni	Sidi Uarzik	Tagant
El Aouina	Akiaou	Asaca	Tiseguenane

La première campagne de l'été 1970 nous a permis de lever et d'échantillonner les différentes formations des cartes Ifni et Akiaou. Durant la deuxième campagne de l'été 1971 nous avons complété les deux cartes citées ci-dessus et levé les cartes qui restaient.

Outre ces documents cartographiques nous disposons de la couverture de photographies aériennes. Celles-ci furent d'une grande utilité compte tenu de la surface à couvrir et de la mauvaise qualité fréquente des affleurements.

II. - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE

La région étudiée se situe dans la province d'Agadir, à environ 150 km au Sud de cette ville (voir pl.). Elle est bordée par les méridiens 10° 30' et 9° 50' Ouest et les parallèles 29° 05' et 29°45' Nord, qui délimitent ainsi une surface de quelques 3 000 km². Ses limites naturelles sont formées par la plaine de Tiznit au Nord, la plateau de Tleta Akhssas à l'Est, l'oued Assaka au Sud, et l'océan Atlantique à l'Ouest.

Ce massif présente un relief accidenté, mises à part quelques plaines au centre où se concentre la population. Si les altitudes sont assez basses, 100 à 600 m, on trouve quelques sommets à 647 m (Adrar Bourgaou), 888 m (Jebel Taoulecht) au centre et surtout une ceinture de vraies montagnes, soit volcaniques (Jebel Fogo 1 254 m, Jebel Si Toual 1 254 m) soit dolomitiques ; leur altitude est en général de l'ordre de 800 m.

De cette ceinture prennent naissance beaucoup de cours d'eau à régime torrentiel, le plus souvent secs, mais dont les alluvions sont certainement aquifères à une certaine profondeur. La végétation de la région de type désertique consiste surtout en arganiers, en arbustes épineux et en plantes grasses (euphorbes, figuiers de barbarie). Quelques cultures d'orge et de blé sont pratiquées dans les plaines centrales qui drainent l'eau des massifs et où le sol est un peu plus fertile en raison de leur substratum granitique plus facilement altéré.

III. - PRESENTATION GEOLOGIQUE SOMMAIRE

Cette région fait partie de l'Anti-Atlas dont elle constitue la boutonnière la plus occidentale. Du point de vue géologique, le massif d'Ifni comprend d'abord un socle ancien dont l'orientation nord-sud correspond à la direction mésétiennne, et qui est formée essentiellement de granites. Ensuite on a une première couverture plissée, de quartzites blancs, localisée uniquement au Nord de la boutonnière. Une deuxième couverture, également plissée, formée d'ignimbrites rhyolitiques, d'andésites, de conglomérats, de grès et de flyschs, qui affleurent largement dans tout le massif et est recoupée par des granites "récents". Enfin sur les bordures nord ouest, nord, est et sud vient une troisième couverture sédimentaire formée essentiellement des dolomies adoudouniennes (= Infrancambrien) et des calcaires du Cambrien inférieur. Fréquemment un conglomérat de base (à éléments rhyolitiques, andésitiques, granitiques...) souligne la transgression adoudounienne. L'Adoudounien est discordant sur toutes les autres formations de la boutonnière (granites et volcano-détritique). Le pendage de cette série sédimentaire est toujours vers l'extérieur du massif qui correspondrait ainsi à un dôme anticlinal.

La tectonique de la région est cassante : de longues failles sensiblement méridiennes débitent autant le socle que ses couvertures.

Les formations qui font l'objet de ce mémoire sont sans aucune contestation possible précambriennes. Il convient, avant de commencer l'étude de ce massif, de présenter le Précambrien de l'Anti-Atlas pour rappeler aux géologues non marocains les termes, classifications et subdivisions employés et aussi pour tenter d'insérer notre étude dans celles faites sur les autres boutonnières.

A côté de ces formations anciennes nous avons également cartographié, le long de la côte atlantique, des formations crétacées, comprenant du Crétacé continental rouge, conglomératique et gréseux et du Crétacé marin formant la falaise côtière entre l'oued Coraïma au Nord et Sidi Ouarzik au Sud. Il forme une partie du synclinal dont l'axe plonge vers la mer. Sa série stratigraphique est constituée d'une alternance de sables et de grès gris, de marnes bitumineuses feuilletées et de calcaires noduleux. La faune est peu variée : astérides, huîtres, gastéropodes (*Natica*, *Ampulina*) ; il n'a pas été trouvé d'ammonites... "La puissance visible de la série marine peut être évaluée à 200 m". (G. CHOUBERT ; A. FAURE-MURET, R. CHARLOT, 1969).

IV. - TRAVAUX ANTERIEURS

- Nous passerons très vite sur les recherches géologiques des Espagnols pendant les 36 ans de leur colonisation. En effet dans l'un des rapports géologiques concernant le "territoire d'Ifni" que j'ai trouvé, il était fait beaucoup plus état de revendications territoriales espagnoles que de géologie de la région. Ainsi, pour eux, l'enclave d'Ifni aurait dû s'étendre de Sakiet El Hamra à Agadir. Au point de vue géologique, après avoir parcouru un peu la région, nous avons été surpris de constater que des granites étaient confondus avec des andésites ou bien des rhyolites avec des grès. Si cette étude géologique n'apportait aucune donnée valable, par contre il y était fait état et pour cause des différents indices miniers de la région. Nous citerons pour mémoire les travaux de J. MARCET-RIBA, M. ALLIA MEDINA et H. et F. HERNANDEZ.

-- Travaux de L. AVRAMTCHEV, 1969

Pour cet auteur le socle est constitué de schistes et de grès granitisés d'âge précambrien 0 ou précambrien I, de quartzites et granites du Précambrien II, d'une puissante série volcano-détritique du Précambrien III (conglomérats, rhyolites et andésites) qui entoure le granite et marque la limite du socle.

La couverture adoudounienne débute par un niveau de conglomérat de base suivi par le calcaire sombre de la partie supérieure. Le Géorgien commence par les schistes et les grès violacés de la série lie-de-vin, suivis par le calcaire inférieur de la série schisto-calcaire et, enfin le calcaire supérieur.

Cependant, l'essentiel de l'étude d'AVRAMTCHEV est consacré aux minéralisations de la région, d'une part dans le socle (filons et lentilles de quartz, fer-oligiste), d'autre part dans la couverture sous forme de filons et de filons-couches, ou de couches lenticulaires interstratifiées dans les niveaux de l'Adoudounien et du Géorgien. Ces minéralisations sont constituées par du fer, du cuivre et du plomb.

-- Travaux de G. CHOUBERT, A. FAURE-MURET ET R. CHARLOT

Après le départ des espagnols la S.C.G. confia aux auteurs cités ci-dessus une mission de reconnaissance de la boutonnière d'Ifni. Par analogie avec les autres boutonnières étudiées antérieurement ils ont tiré les conclusions suivantes.

Le Précambrien du massif d'Ifni comporte trois systèmes d'âges différents : le socle ancien, le système des quartzites du Précambrien II et enfin la première couverture plissée.

Le socle est constitué de grès et de schistes très énergiquement granitisés. Si les grès sont fréquents, les schistes par contre sont très rares. Ils appartiendraient au Précambrien 0.

Il existerait également des granites de l'orogénie du Précambrien I car les quartzites du Précambrien II les recouvrent en discordance.

Les quartzites, associés localement à des schistes, se situent au Nord de la boutonnière. Ces puissantes couches sont débitées par des failles, ou bien forment des lambeaux synclinaux. Ils sont discordants sur le socle et sont eux-mêmes recouverts en discordance par la couverture du Précambrien II-III.

La couverture du Précambrien II-III (rhyolites, andésites, conglomérats). Au Sud et au centre se développent surtout des rhyolites (ou plutôt des ignimbrites rhyolitiques) formant les plus hauts sommets (J. Fogo, J. Si Toulal) ; à l'Ouest et le long de la côte il s'agit surtout d'andésites.

Au Nord Ouest d'Ifni le P. II-III est plus complexe : rhyolites, formations gréseuses, conglomérats, varves et quelques andésites. Le tout est recoupé par de grandes failles bien visibles dans le paysage. La particularité de cette zone est sa granitisation (granite d'Ifni, granite de Mirleft).

Les granites du Précambrien II-III. Au centre de la boutonnière le granite fin de Jebel Taoulecht (plus de 20 km selon SSW - NNE) pourrait représenter le foyer des massifs rhyolitiques qui le surmontent. Ce granite daterait de la phase volcanique du début du cycle du P. II-III soit 1 400 - 1 300 MA. Par contre les granites de Mirleft et d'Ifni dateraient de la fin de l'orogénie du P. II-III, c'est-à-dire de 1 000 à 900 MA.

Le granite de Mirleft est large de 400 m et long de 1 500 m. On peut étudier, pas à pas, la façon dont il pénètre le complexe rhyolitique et andésitique du P. II-III.

Le granite d'Ifni (8 x 10 km) constitue un tronçon de la chaîne côtière généralement formée d'andésites, de rhyolites, de conglomérats. Son contact avec les rhyolites est brutal et ne comporte que quelques indentations ; par contre il pénètre dans les andésites par de multiples veines et apophyses.

Pour le Crétacé se reporter au paragraphe III ci-dessus.

V. - REPARTITION DU TRAVAIL

Avec l'accord de Monsieur le professeur P. GIRAUD, nous avons divisé nos recherches de la façon suivante :

A. YAZIDI était chargé des formations volcaniques, volcano-détritiques et sédimentaires ;

F. LANZIANE devait étudier spécialement le socle granitique ancien et les granites récents.

L'étude complète comprendra donc deux mémoires de thèse. Mais il faut rappeler que la carte au 1/100 000 de la boutonnière est un travail commun et que les levés ont été effectués de concert.

CHAPITRE II

CARACTERISTIQUES GENERALES DU PRECAMBRIEN MAROCAIN

I. - LE CRATON STABLE

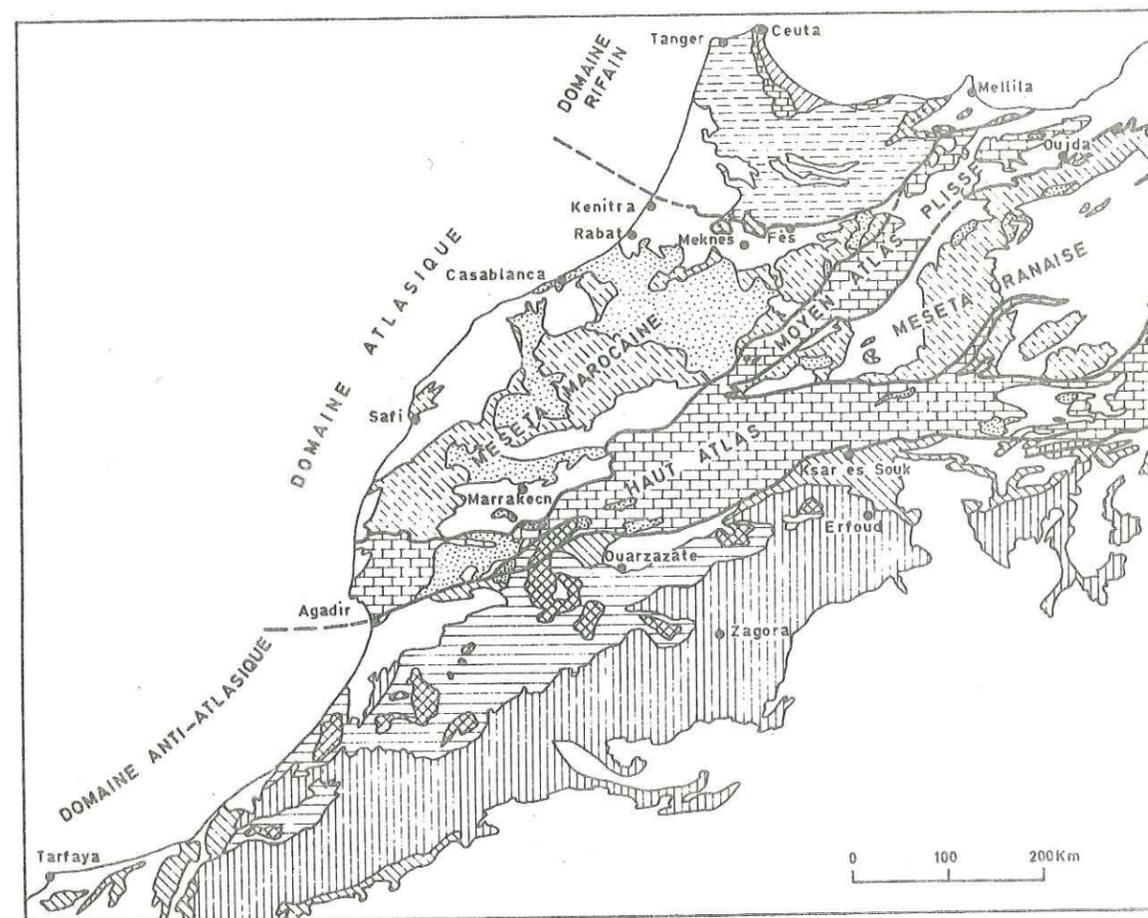
II. - LA ZONE MOBILE

III. - LE PRECAMBRIEN TERMINAL ET LE CAMBRIEN INFERIEUR

PL.1 - Carte géologique schématique du Maroc

d'après la carte des minéralisations plombo-zincifères du Maroc (1969)

(IN J.C. CHIRON 1973)



DOMAINE ANTI-ATLASIQUE	DOMAINE ATLASIQUE	DOMAINE RIFAIN
COUVERTURE TABULAIRE OU LOCALEMENT PLISSÉE	COUVERTURE TABULAIRE	COUVERTURE TABULAIRE OU PLISSÉE
Complément néogène et quaternaire	Complément néogène et quaternaire	Complément néogène et quaternaire
Essentiellement Crétacé	Secondaire et Paléogène	Autochtone, avant-pays et rides pré-rifaines
Paléozoïque depuis le Cambrien moyen	COUVERTURE PLISSÉE	COUVERTURE CHARRIÉE
Cambrien inférieur et Infracambrien	Secondaire et Paléogène	Secondaire et tertiaire
SOCLE	Paléozoïque ou indéterminé et Infracambrien supérieur	Chaînes calcaires
Précambrien I et II	Infracambrien inférieur	Primaire et métamorphique
	Précambrien I et II	

CARACTERISTIQUES GENERALES DU PRECAMBRIEN MAROCAIN

A la suite des travaux de G. CHOUBERT, 1963, G. CHOUBERT, M. DIOURI, A. FAURE-MURET, 1965, R. CHARLOT, G. CHOUBERT, A. FAURE-MURET, D. TISSERANT, 1970 ; G. CHOUBERT et A. FAURE-MURET, 1970, 1974, nous allons tenter de résumer les subdivisions et caractères généraux du Précambrien marocain tels que ces différents auteurs les ont définis.

PRESENTATION : le Précambrien marocain qui affleure essentiellement dans l'Anti-Atlas et accessoirement dans le Haut-Atlas a été subdivisé en plusieurs chaînes :

- Les Berberides (P. I) : dernière chaîne archéenne	2 700 - 2 500 MA
- Les anti-atlasides centrales (P. I-II) : chaîne du Précambrien inférieur	1 950 - 1 650 MA
- Les anti-atlasides occidentales (P. II) chaîne du Précambrien moyen	1 500 - 1 300 MA
- Les marocanides (P. II-III) : chaîne du Précambrien supérieur	± 1 000 MA
- Le Précambrien terminal et le Cambrien inférieur	

Le domaine précambrien de l'Anti-Atlas est séparé du domaine atlasique, à substratum hercynien, par l'accident sud-atlasique que l'on suit d'Agadir jusqu'à Gabès. Cette géosuture sépare l'Afrique du Nord (Berbérie) du continent africain dont l'Anti-Atlas est l'élément frontal.

Une deuxième géosuture "l'accident majeur de l'Anti-Atlas" sépare le craton stable, au Sud, de la zone mobile, au Nord, qui est un enchevêtrement de chaînes, (voir pl. 1 et 2).

I. - LE CRATON STABLE ou substratum de l'Anti-Atlas : chaîne des Berbérides

1°/ Le système du Kerdous ou Archéen occidental

Il forme l'ossature du massif du Kerdous et est signalé dans le massif du Bas Draa, de Tagrara d'Akka, de Aït Abdellah, d'Irhem et d'Ifni.

Cet archéen est représenté d'abord par une série schisteuse faiblement métamorphique (faciès schistes verts). L'exemple donné est celui du Kerdous autour du massif granitique de Trafraout. Au Sud de ce domaine on la voit passer à des séricito-schistes. Dans les boutonnières d'Ifni et du Bas-Draa des formations gréseuses lui sont également rapportées.

Ces terrains sédimentaires ou crystallophylliens ont subi une puissante granitisation syntectonique, dite de Tazeroualt, dans le Kerdous. La nature de ces granites est variable, depuis des types alcalins jusqu'à des granodiorites. Ils développent dans leur encaissant un métamorphisme de contact. Une altération rétro-morphique générale les caractérise : séricitisation, saussuritisation, chloritisation.

Ces granites ont été précédés par la mise en place de dolérites, gabbros, hornblendites, microgabbros. Les filons postérieurs au granite sont essentiellement des dolérites.

Du point de vue structural, les directions prédominantes de cette chaîne sont Est-Ouest ou Est Sud Est - Ouest Nord Ouest. Ces directions sont également celles de l'orientation des massifs granitiques.

Du point de vue géochronologique deux mesures seulement (Amarhous et Tasserhirt) ont donné 2 600 et 2 450 MA. Le plus souvent on obtient par isochrones deux groupes d'âges : 1940 et 1600 MA avec un rajeunissement des muscovites à 1460 MA.

Peut-être s'agit-il de venues granitiques successives aux dates précitées, mais il est généralement admis qu'il s'agit de granites de 2 600 MA rajeunis à diverses époques.

2°/ Le système de Zenaga ou Archéen oriental

Les Berbérides du système de Zenaga forment le substratum de la plaine de Zenaga. On en trouve l'équivalent dans d'autres massifs et boutonnières (Bou-Azzer El Graara, Iguerda, etc.).

Le matériel de cet ensemble est représenté d'abord par des séricitoschistes, des micaschistes à muscovite et biotite parfois à grenat, des gneiss plagioclasiques, des schistes à sillimanite rétro-morphosés. La rétro-morphose est moins importante que dans les Berbérides occidentales.



PL. 2 (IN G. CHUBERT, 1963)

Au sein de ces ectinites on note deux types de granites :

- le granite d'Azguemerzi qui est monzonitique, à biotite et amphibole. Il est porphyroïde quand il forme de grands massifs à contours irréguliers dans les micaschistes et est équigranulaire dans les petits massifs à auréole de migmatites. Son âge géochronologique est donné par une isochrone R.T. à 1 850 MA.
- A ce granite sont rattachées les pegmatites à muscovite et béryl de Timrharhine dont 8 mesures radiométriques sur micas et microclines par Rb/Sr ou K/Ar ont donné un âge de 1 820 MA. ;
- le granite de Tazenakht est tantôt circonscrit tantôt diffus. Il est alcalin, leucocrate, à muscovite. Son âge géochronologique est donné par une isochrone de R.T. à 1 740 MA. Les muscovites, elles, s'alignent sur une isochrone à 1 380 MA.

On peut démontrer sur le terrain que les pegmatites du type de Timrharhine traversent le granite de Tazenakht ; elles sont donc plus récentes que ces granites ; or elles donnent un âge de 1 820 MA alors que le granite de Tazenakht donne 1 740 MA. ; le rajeunissement du granite est ici flagrant. Ce rajeunissement serait dû à l'orogénèse du P. I-II (éburnéenne).

Le granite d'Azguemerzi et localement le granite de Tazenakht peuvent passer à des orthogneiss le long de l'accident majeur de l'Anti-Atlas dans les boutonnières de Bou-Azzer et El-Graara. Ce sont, par exemple, les gneiss œillés de l'oued Assemblil. Cette "gneissification" se serait effectuée lors d'une phase tardive des Berbérides. Les âges radiométriques sont inférieurs à 600 MA.

Comme dans l'Archéen occidental on observe deux venues basiques : la première, antégranitique, a donné des diorites, des gabbros passant à des amphibolites, la seconde, postgranitique, est représentée par des dolérites saussuritisées, ouralitisées, chloritisées. Ces dolérites post-tectoniques appartiennent dans leur majorité au Précambrien II.

Du point de vue structural, les directions tectoniques prédominantes sont méridiennes ou NNE - SSW, sauf dans le voisinage de l'accident majeur. Ce dernier, en effet, impose sa direction à toutes les chaînes successives des Berbérides aux Hercynides.

Bien que "l'air de famille" prévaut entre les Berbérides occidentales et les Berbérides orientales, les granites restent assez différents à l'Ouest et à l'Est. L'intensité du métamorphisme est aussi plus forte à l'Est (amphibolite faciès) qu'à l'Ouest (faciès schistes verts), et l'absence des âges reliques de 2 700 - 2 500 MA. dans la partie orientale s'explique précisément par ce métamorphisme trop intense qui a tout effacé.

II. - LA ZONE MOBILE : chaîne des Anti-Atlasides

Après la cratonisation du domaine anti-atlasique (Berbérides) s'est produit un événement majeur, déjà préfiguré à la fin de l'orogénèse des Berbérides : la formation d'une grande cassure continentale appelée "accident majeur de l'Anti-Atlas". Cette sorte de "rift" va influencer toute l'histoire de l'Anti-Atlas. Son ouverture va se traduire par un volcanisme intense et des intrusions ultrabasiques. Au Nord de cette cassure s'installeront des géosynclinaux ou sillons subsidents d'où partiront, vers le Sud, des transgressions sur les formations décrites dans le paragraphe précédent. Après leur dépôt ces formations géosynclinales ou épicontinentales seront plissées et édifieront trois grandes chaînes liminaires qui se superposeront et s'enchevêtreront.

1°/ Anti-Atlasides centrales : P. I-II ou système d'El-Graara et série de la mine N'Kob

a) - Le système d'El-Graara est connu à Bou-Azzer, El-Graara et au Siroua. Il débute par un horizon de 50 m d'oligistoschistes (proches des itabirites) discordant sur les orthogneiss de l'oued Assemblil. Lui succède une série essentiellement schisto-calcaire de 200 à 300 m puis une puissante série de méta-vulcanites basiques et acides de 2 000 à 3 000 m. Enfin le sommet du système est constitué de séricito-schistes et de micaschistes localement migmatisés.

Au sein de ce système on observe également des traînées ou alignements de roches basiques et ultrabasiques de type ophiolitique. L'exemple le plus célèbre est la serpentine de Bou-Azzer - El-Graara minéralisée en cobalt, nickel, amiante. Il pourrait s'agir de venues ophiolitiques contemporaines du volcanisme cité plus haut ou d'un dyke mis en place à la faveur de l'accident majeur de l'Anti-Atlas.

b) - La série de la mine N'Kob s'observe le long de la branche est-ouest de l'accident majeur. Elle débute par des méta-vulcanites suivies par des gneiss à cordiérite. Vers le haut, à côté de cette dernière, on a staurotite et andalousite ; enfin au sommet on a des niveaux à andalousite seule et des schistes graphiteux. Le tout est traversé par des diorites, des gabbros transformés en amphibolites. La série est surmontée, en discordance, par des marbres et des quartzites du Précambrien II.

L'évolution de cette chaîne des Anti-Atlasides centrales est caractérisée par la formation et le rejeu de l'accident majeur permettant des émissions de laves puis la mise en place de complexes basiques et ultrabasiques. Cette orogénèse s'accompagne d'un métamorphisme de granitisation et de rajeunissement des Berbérides.

Les granites de cette orogénèse sont, entre autres, ceux de Tahala (Kerdous) et Tazenakht (Zenaga). En Rb/Sr ils donnent respectivement une isochrone à 1 920 MA et 1 740 MA. Cette chaîne serait l'équivalent de la chaîne éburnéenne.

2°/ Anti-Atlasides occidentales : P. II ou système des calcaires et des quartzites

On les retrouve dans chaque boutonnière précambrienne de l'Anti-Atlas occidental et central depuis Ifni et le Bas-Dra à l'Ouest jusqu'à El-Graara à l'Est. La série stratigraphique comprend :

- 1 - un horizon gréseux de base, lenticulaire ;
- 2 - les calcaires à Oncholites, tantôt oolithiques roses, tantôt compacts à patine rousse ; leur puissance varie de 800 m à Tarhdoute à 200 m à Tachdamt (Bou-Azzer) ;
- 3 - les quartzites, blancs ou roses, sont des roches dures et résistantes. On y trouve des bancs de conglomérats (à la base) et des "mud-craks". Les stratifications obliques et les "ripple-marks" fréquents confirment leur nature côtière, épicontinentale. Ils sont parfois suivis de quelques schistes à traces de vers. La puissance de cet ensemble est variable mais elle peut dépasser 1000 m ;
- 4 - les vulcanites basiques andésitiques et basaltiques de 500 m de puissance ;
- 5 - un ensemble de schistes noirs et de flyschs atteint par un métamorphisme faible (schistes verts), très puissant.

Il s'agit d'une couverture typique de plate-forme, plissée, qui n'a pas été granitisée. On pourrait sans doute rattacher à ce cycle P. II d'une part la diorite quartzitique d'El-Graara qui montre de nombreuses traces d'altération rétro-morphe et dont on trouve des galets dans les conglomérats de Trifya (P. II-III) et d'autre part quelques roches ultrabasiques et basiques : serpentinites (dont l'origine est discutée), gabbros et dolérites.

En ce qui concerne ces anti-atlasides occidentales il est difficile de parler de véritable chaîne car, malgré un plissement énergétique, il s'agit d'un matériel de couverture de plate-forme. Seule la zone longeant l'accident majeur a pu jouer le rôle d'un sillon subsident : on y note en effet volcanisme basique, granitisation, métamorphisme.

La rareté des granites du P. II dans l'Anti-Atlas rend difficiles les études isotopiques (par Rb/Sr et par K/Ar). Son âge approximatif de 1 300 MA est justifié par deux chiffres se rapportant aux calcaires de base : 1 500 MA d'après les Stromatolites (Krylov) et 1 400 MA d'après la méthode au plomb commun (Tougarinov). L'équivalence de cette chaîne avec les Kibarides (1 300 MA) de l'Afrique centrale semble vraisemblable.

3°/ Les Marocanides : P. II-III ou système du Siroua-Sarhro et du bassin d'Anzi

Appelée jusqu'à présent "Anti-Atlasides orientales", la chaîne des Marocanides affleure largement dans l'Anti-Atlas. Elle est la dernière des chaînes précambriennes du domaine Anti-Atlasique. Il y a lieu de distinguer deux évolutions différentes de part et d'autre de l'accident majeur de l'Anti-Atlas.

Au Nord de cette cassure c'est le vaste géosynclinal du Siroua-Sarhro avec son remplissage de conglomérats, schistes, flysch et vulcanites basiques.

Au Sud, dans le domaine du craton stable, ce sont des séries volcaniques (surtout des rhyolites) et des séries semi-marines, semi-continetales ou même continentales (exemple : série d'Anzi).

Ces deux ensembles sont tous les deux discordants sur les formations du Précambrien II et sont recouverts eux-mêmes en discordance par celles du Précambrien III.

L'importance et l'abondance des venues granitiques sont très caractéristiques de ce cycle. On distingue deux "granitisations" :

- 1 - la première a eu lieu au début du cycle orogénique, en liaison avec l'activité rhyolitique ;
- 2 - la deuxième, provoquée par l'orogénie des anti-atlasides orientales, est plus importante. Ce sont par exemple le puissant massif granitique d'Askaoun - Ouzellarh, les granites du Siroua, etc.

En général il s'agit de granites calco-alcalins relativement frais ou à peine touchés par la rétro-morphose.

Les venues basiques sont peu développées ; on peut citer quelques gabbros (Siroua) et quelques dykes doléritiques dans le granite de Tafraout. Leur fréquence est plus importante dans le Jebel Sarhro.

Les plissements ayant affecté cette chaîne sont modérés ; le métamorphisme est local et léger.

Les datations géochronologiques donnent aussi bien pour les granites que pour les rhyolites, des âges rajeunis, qu'ils soient "conventionnels" ou établis par isochrones.

Les deux isochrones les mieux connues sont de 679 ± 34 MA pour les granites calco-alcalins du Siroua ouest et d'Askaoun-Ouzellarh et de 583 ± 35 MA pour les variétés leucocrates et les filons des mêmes granites.

Cependant sur les 40 déterminations qu'on possède actuellement pour ces granites il y a quatre âges voisins de 1000 MA (entre 950 et 1 200 MA).

III. - LE PRÉCAMBRIEN TERMINAL ET LE CAMBRIEN INFÉRIEUR

Entre les terrains plissés des chaînes anti-atlasiques et la base du Cambrien inférieur, daté par les Tribolites et les Archæocythidés, on observe deux groupes de formations :

1. - le Précambrien III, qui est partout discordant sur toutes les formations antérieures, est affecté de plissements modérés et est essentiellement continental et volcanique ; il correspond à la définition africaine de série intermédiaire ;

2. - l'Adoudounien, qui est légèrement discordant sur le Précambrien III mais pratiquement concordant avec le Paléozoïque, est essentiellement marin et par son comportement fait déjà partie de la couverture paléozoïque.

1°/ Le Précambrien III ou série des conglomérats et des laves de Ouarzazate

Ce système est caractérisé par un important volcanisme où les rhyolites prédominent. Des formations continentales (conglomérats, grès, pélites) ainsi que des calcaires à Stromatolites s'associent aux laves. La puissance maximale de cette série est de l'ordre de 5 000 m (Sud Est de Ouarzazate). Le Jebel Toubkal (4 165 m), point culminant du Maroc, est constitué d'andésites du P. III. Dans cette série ont été reconnus au moins sept complexes volcaniques successifs, tantôt rhyolitiques, tantôt andésitiques, tantôt mixtes. Ceux-ci peuvent être répartis en trois sous-étages correspondant au P. III inférieur, moyen, supérieur. En effet les sept complexes peuvent être légèrement discordants entre eux, mais les discordances principales sont celles qui séparent ces trois sous-étages.

a) - Le P. III inférieur débute par un ensemble d'ignimbrites rhyolitiques albitisées, à tourmaline bleue, suivi par un complexe déritique et pyroclastique avec des andésites à grands feldspaths et surtout par des séries à prédominance andésitique (Bas-Tidili).

La couleur de cet ensemble est verdâtre ou grise.

b) - Le P. III moyen est discordant sur les andésites précédentes. De bas en haut on a : 500 m d'ignimbrites rousses, des ignimbrites dacitiques micacées, puis des rhyolites grises et enfin les entablements de la "rhyolite principale". Dans ce dernier complexe on observe des intercalations d'andésites, de dacites, de tufs et des lentilles calcaires à Stromatolites. L'ensemble est caractérisé par une couleur brun-rouge ou rouge violacé.

c) - Le P. III supérieur correspond à une époque où fonctionnent des bassins volcano-sédimentaires continentaux, dont le remplissage déritique témoigne d'une importante reprise de l'érosion due à une déformation tectonique à la fin du P. III moyen.

Dans le bassin fermé de Trouine, très connu à cause de ses gisements de manganèse, apparaissent des calcaires lacustres à *Collenia* et des pélites rouges.

Cette série a près de 1000 m d'épaisseur. L'activité volcanique est en nette régression ; toutefois on note encore des rhyolites blanches alcalines passant à des pyromérides alternant avec des andésites.

La couleur rouge des terres sédimentaires tranche avec les couleurs sombres précédentes.

Des granites subvolcaniques (Sarbro, Tidili...), des filons microgranitiques ou rhyolitiques sont associés aux différents complexes du P. III. Les massifs basiques (gabbros) sont relativement rares.

Du point de vue géochronologique toutes les rhyolites du P. III donnent des âges apparemment anormaux entre 300 et 400 MA alors que par exemple un trachyte adoudounien de la bordure d'El-Graara a donné, par la méthode Rb/Sr, un âge de 927 ± 60 MA (voir ci-dessous). Comme les anti-atlasiques orientales datent de ± 1000 MA, la durée du P. III est relativement courte soit à peine 50 à 70 MA.

2°/ Les transgressions adoudouniennes et cambriennes (voir planche 3)

Avec l'Adoudounien commence un nouveau chapitre de l'histoire de l'Anti-Atlas. Par une nouvelle transgression la mer envahit la majeure partie de l'Anti-Atlas. La discordance entre l'Adoudounien et les séries du Précambrien III est relativement faible mais très générale. On note la succession suivante :

- 1 - Adoudounien inférieur : cycle sédimentaire complet caractérisé par des dolomies,
- 2 - Adoudounien supérieur : phase de régression durant laquelle se dépose la "série lie-de-vin",
- 3 - Cambrien inférieur : nouveau cycle sédimentaire. Durant sa première partie se dépose la série des "calcaires supérieurs", et durant la deuxième, séparée de la première par des hard-grounds ferrugineux et des apports sableux, se forme la série schisto-calcaire à Tribolites et Archæocythidés.

a) - L'Adoudounien inférieur ou série des dolomies débute par une série de base (de 100 à 400 m d'épaisseur) comportant un niveau calcaire, une assise schisteuse à ripple-marks et mud-craks (faciès bordier). Un niveau de conglomérats et d'arkoses s'observe à l'Ouest du Kerdous et à Ifni. La mer atteint Taliouine à l'Est et Bou-Izakarn au Sud. Il se poursuit par une série dolomitique monotone et subsidente qui atteint 1000 m dans les gorges de l'oued Adoudou (au Sud de Tiznit). La mer atteint alors le Sud d'Ouarzazate au Nord, El-Aïoun du Drâ au Sud et Bou-Azzer à l'Est. Ces formations sont horizontales (ou peu plissées). Comme fossiles les dolomies contiennent des *Collenia*.

PRACHNOVSKY admet, après étude des vestiges organiques des dolomies adoudouniennes (amino-acides d'origine algale ou bactérienne), un âge de 800 à 700 MA. Les Stromatolites d'El-Hank (Taoudenni) sont également évalués à 700 MA. CLAUERT (Strasbourg) a obtenu 930 MA sur les couches proches de la base de cette couverture et un trachyte intercalé dans la base des dolomies adoudouniennes indique un âge de 927 ± 60 MA. On peut donc avancer un âge de ± 950 MA pour la base de cette couverture.

b) - L'Adoudounien supérieur ou série lie-de-vin est l'époque d'une régression de vaste envergure. La mer se retire dans la région de Tiznit (Akhas, Nord d'Ifni), et le reste de la chaîne se recouvre de dépôts continentaux rouges et violacés. Au sommet de la série à l'Ouest s'intercalent dans les schistes (roses et violacés) quelques niveaux calcaires et dolomitiques, car une nouvelle transgression démarre à l'Ouest, procédant à de multiples allées et venues et atteignant des zones de plus en plus orientales. La partie supérieure de cette série appartient peut-être déjà à la base du Cambrien inférieur (étage russe du Tommotien sans Tribolites). L'équivalent africain de la série lie-de-vin serait la tillite de Jbeilat discordante sur la série antérieure (à Stromatolites) dans le bassin de Taoudeni.

La puissance de la série lie-de-vin est de l'ordre de 600 m, mais elle diminue en allant vers l'Est. Des *Collenia* sont assez fréquents dans les niveaux calcaires.

Du point de vue géochronologique cette série se place entre 650 et 600 MA.

650 MA est l'âge obtenu sur les roches des séries à tillites (laves de Buem).

600 MA est sensiblement la base du Cambrien à Tribolites (zone à *Olenellus* = 570 MA, zone à *Fallotaspis* = 590 MA, couches à *Bigotinopsidae* = 600 MA).

c) - Le Cambrien inférieur correspond à une nouvelle transgression qui déborde celle de l'Adoudounien. Elle atteint à l'Est le Jebel Sarhro et au Sud la chaîne des Dhlou dans le Rio de Oro (J. SOUGY, 1964, R. QUERAL, 1964).

La série stratigraphique comprend 200 à 300 m de calcaires, appelés "calcaires supérieurs" et 200 à 300 m de formations schisto-calcaires très riches en Tribolites et en Archæocythidés.

La base du Cambrien est estimée à -600 MA (voir paragraphe précédent).

Les séries dolomitiques et calcaires de l'Adoudounien et du Cambrien ont une puissance de l'ordre de 2 250 m à l'Ouest (Akhas) et de quelques dizaines de mètres à l'Est (Sarhro). Enfin notons que l'Anti-Atlas a été recouvert par des formations paléozoïques très puissantes de l'ordre de 10 000 m.

Notons enfin, que l'Anti-Atlas est un gigantesque bombement de fond, soulevé déjà à la fin de l'orogénie hercynienne, puis exhaussé par les phases successives des mouvements alpins (pl. 3).



PL.3 Schéma tectonique des plissements hercyniens. (IN G. CHOUBERT, 1963)
 (Extrait de : Géologie du Maroc, Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc, n° 100, 1952 : schéma n° 10 modifié)

CHAPITRE III

ETUDE MINÉRALOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTS ENSEMBLES GRANITIQUES

I. - INTRODUCTION

II. - LE GRANITE DE MESTI

III. - LE GRANITE D'ALOUZAD

IV. - LE GRANITE DE SAMEL

V. - LE GRANITE DE TIYOURHZA

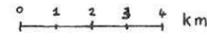
VI. - LE GRANITE DE TAOLECHT

VII. - LE GRANITE D'IFNI

VIII. - LE GRANITE DE MRLEFT

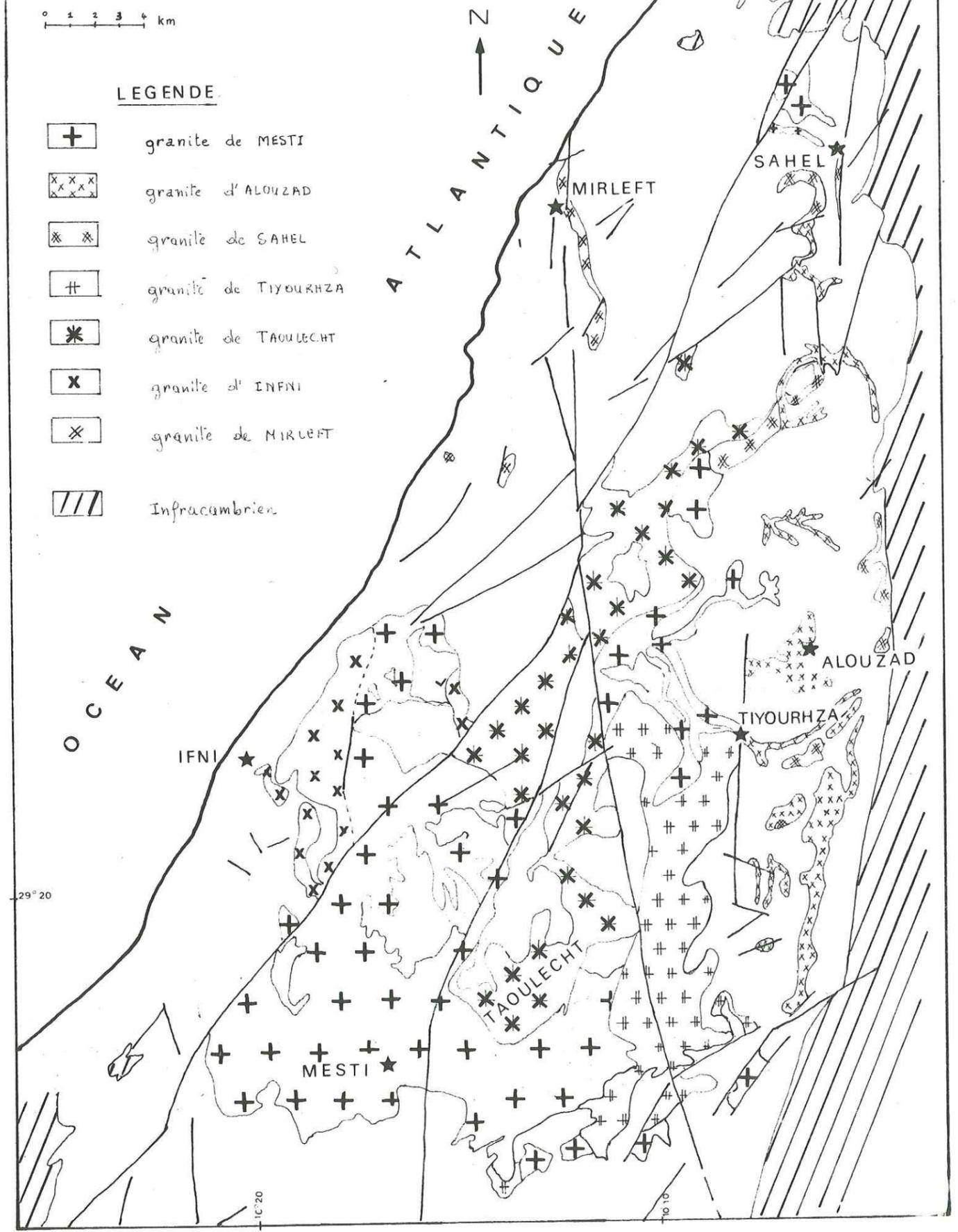
PL.4 GRANITES D'IFNI

29°40



LEGENDE

-  granite de MESTI
-  granite d'ALOUZAD
-  granite de SAHEL
-  granite de TIYOURHZA
-  granite de TAOULECHT
-  granite d'IFNI
-  granite de MIRLEFT
-  Infracambrien



29°20

1:50,000

ETUDE MINÉRALOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTS ENSEMBLES GRANITIQUES

I. - INTRODUCTION

La planche 4 indique la répartition des granites de la boutonnière. On remarquera que ceux-ci affleurent sur environ la moitié de la surface de la région.

Sur le terrain la subdivision des granites de la région a été guidée par plusieurs critères :

- la granulométrie :
 - . granites à grains grossiers (> 5 mm) : Mesti, Alouzad ;
 - . granites à grains moyens (compris entre 1 et 5 mm) : Sahel, Tiyourhza, Ifni, Mirleft ;
 - . granites à grains fins (< 1 mm) : Taoulecht ;
- la nature du mica :
 - . granites à muscovite : Alouzad, Sahel ;
 - . granites à biotite : Mesti, Tiyourhza, Taoulecht, Ifni, Mirleft ;
- la nature et l'existence des enclaves sédimentaires :
 - . granite à enclaves de grès et de schistes : Mesti ;
 - . granite à enclaves de schistes : Alouzad ;
 - . granite sans enclaves sédimentaire : Sahel, Tiyourhza, Taoulecht, Ifni, Mirleft ;
- la présence ou l'absence de filons de "roches vertes", de rhyolites et de quartz :
 - . granites à filons basiques : Alouzad, Sahel, Mesti qui contient en plus des filons rhyolitiques ;
 - . granites à filons essentiellement rhyolitiques : Tiyourhza, Taoulecht, ce dernier contient quelques filons basiques sur sa bordure ;
 - . granites ne renfermant ni filons basiques, ni filons rhyolitiques : Ifni, Mirleft ;
 - . granites à filons de quartz : Alouzad, Sahel ;
- le degré d'altération :
 - . granites facilement altérables : Mesti, Alouzad, Sahel ;
 - . granites moyennement altérables : Tiyourhza, Ifni, Mirleft ;
 - . granites non altérés : Taoulecht.

Outre ces critères relativement simples, la chronologie relative tirée des observations de terrain permet d'ores et déjà de placer les différents granites dans le temps (voir planche 5).

En effet on distingue :

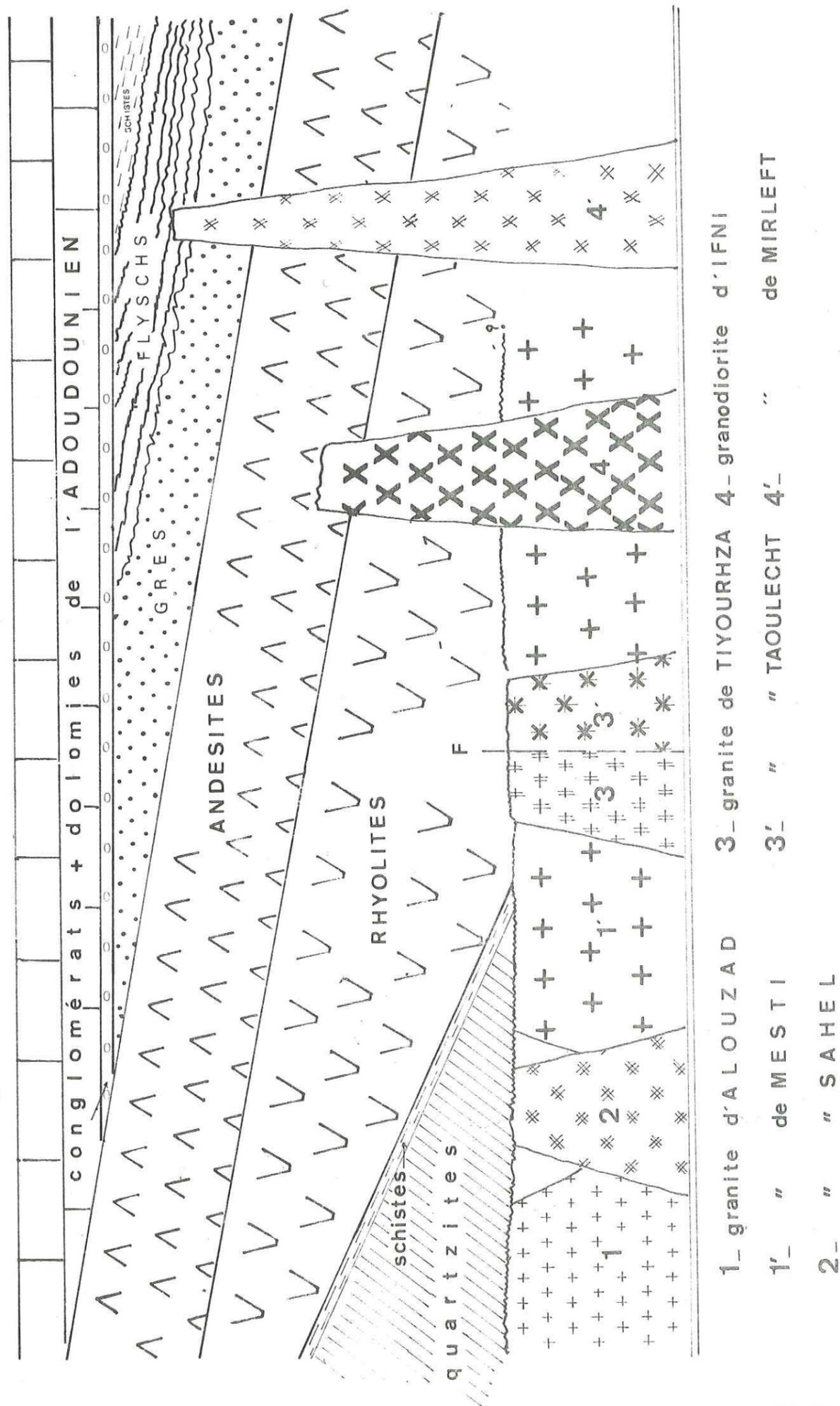
- les granites anté-quartzites,
- les granites anté-rhyolites,
- les granites post-laves.

Dans les premiers on distingue d'abord les granites de Mesti et Alouzad qui constituent le substratum de la région et qui sont recoupés par le granite de Sahel, lequel est également "anté-quartzite".

Dans le deuxième groupe on peut y placer les granites de Tiyourhza et de Taoulecht qui recoupent le granite de Mesti et sont recouverts par des rhyolites. Mais on ne peut dire s'ils sont anté ou post quartzites car ceux-ci n'affleurent qu'au Nord de la boutonnière.

Dans la troisième subdivision on trouve le granite d'Ifni qui recoupe les andésites et le granite de Mirleft qui recoupe grès, flyschs et rhyolites.

- PL.5 - Schéma de la chronologie relative des diverses venues granitiques



- 1_ granite d'ALOUZAD
- 1'_ " de MESTI
- 2_ " " SAHEL
- 3_ granite de TIYOURHZA
- 3'_ " " TAOLECHT
- 4_ granodiorite d'IFNI
- 4'_ " " de MIRLEFT

II. - LE GRANITE DE MESTI

1°/ Situation géographique

Le granite de Mesti, du nom du Chef-lieu administratif El Arbaa Mesti, s'étend principalement sur la feuille Ifni au 1/100 000 ainsi que sur les feuilles Bou-Isakarn et Tiznit à l'extrême nord de la boutonnière. Sa plus grande partie forme les plaines centrales à l'Est et à l'Ouest du Jebel Taoulecht. On peut estimer sa surface à environ 180 km².

Il est souvent recouvert d'une arène granitique qui rend les observations difficiles. Néanmoins on le reconnaît facilement par son aspect poudré et ses nombreuses enclaves sombres. Le tracé récent d'une route asphaltée El Arbaa Mesti à Ifni permet de bonnes observations et des prélèvements d'échantillons frais du granite, de ses enclaves sédimentaires et éruptives et des filons acides et basiques qui le recoupent.

2°/ Relations avec les autres formations

D'après nos levés de terrain le granite de Mesti est recoupé par le granite de Sahel au Nord et par les granites de Tiourhza, Taoulecht et Ifni. Par contre ses contacts avec le granite d'Alouzad se perdent sous les formations quaternaires.

Nous avons constaté également qu'il est recouvert en discordance par des lambeaux synclinaux de quartzites au Nord, par des coulées rhyolitiques au centre et par des formations gréseuses et microconglomératiques au Sud.

Si nous avons commencé l'étude des massifs granitiques par celui de Mesti c'est parce qu'il semble former (avec le granite d'Alouzad) le substratum de la région et aussi en raison de sa grande superficie.

Il est recoupé par deux grandes failles NNE - SSW le long desquelles il est généralement écrasé.

Ce granite que nous avons dénommé au début "granite porphyroïde à enclaves" contient en effet beaucoup de reliques de grès et de roches basiques noires. On observe en outre plusieurs pointements de filons tardifs de rhyolites, de microgranites et de "roches vertes". Nous étudierons dans une première partie le granite, dans une deuxième partie les enclaves sédimentaires et éruptives et enfin les filons acides et les filons basiques.

3°/ Description pétrographique du granite

a) - macroscopique

Dans la plupart des cas on peut définir le granite de Mesti comme un granite à gros grains, rose, à mégacristaux de feldspaths potassiques roses, plagioclases blancs et biotite chloritisée. Quand il est plus fin il est alors de teinte claire.

b) - microscopique

Elle porte sur 22 lames minces dont une pour le faciès fin. On reconnaît au microscope les minéraux suivants :

- QUARTZ :

Son pourcentage varie de 20 à 35 %. Il est xénomorphe, à extinction onduleuse et se présente souvent en grands cristaux éclatés, recoupés ou non par des "filonnets" de séricite.

Quand il prend une allure porphyroblastique il est poecilitique et contient alors des cristaux de feldspath potassique, de plagioclase saussuritisé, de biotite chloritisée, de biotite verte saine et d'épidote.

- FELDSPATH ALCALIN

C'est un microcline qui apparaît sous forme de gros cristaux xénomorphes atteignant plus de 2 cm. Généralement il présente un quadrillage caractéristique, avec en plus, fréquemment, la macle de Carlsbad. Il est très peu ou pas séricitisé. Il a une nette tendance poecilitique : inclusions de petits cristaux de plagioclase, biotite chloritisée ou non, quartz anguleux, épidote, apatite en bâtonnets.

Les plagioclases contenus sont automorphes, maclés albite et très saussuritisés. Ils montrent une bordure albitique de réaction avec le microcline.

Le microcline est très souvent perthitique ; l'albite se présente alors en taches ou veinules (pl. 6, fig. 1).

Aux rayons X, le feldspath potassique apparaît effectivement comme un microcline maximum ($\Delta \approx 93$) avec dédoublement des raies 131 et 131 (fig. 1).

PL.6 Granite de MESTI

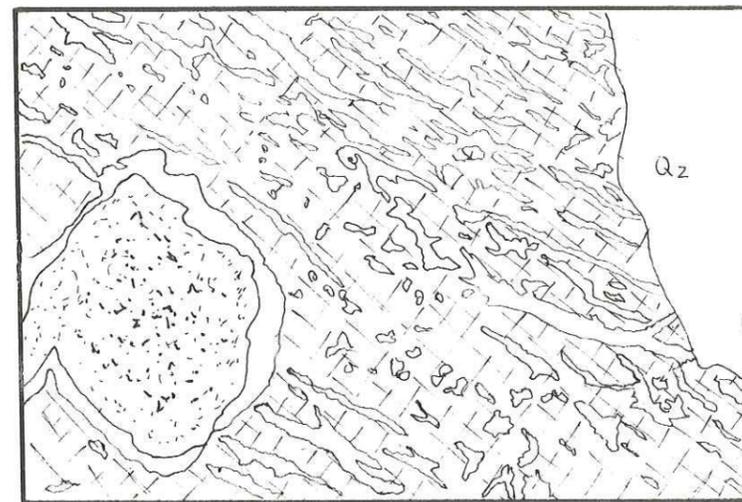


Fig.1

E. Microcline perthitique englobant un plagioclase à couronne albitique. Le plagioclase est altéré le microcline non.

1/10 mm



Fig.2

A45 Plagioclase zoné (10 zones) Microcline perthitique xénomorphe et poecilitique (inclusions de plagioclase et biotite).

1 mm

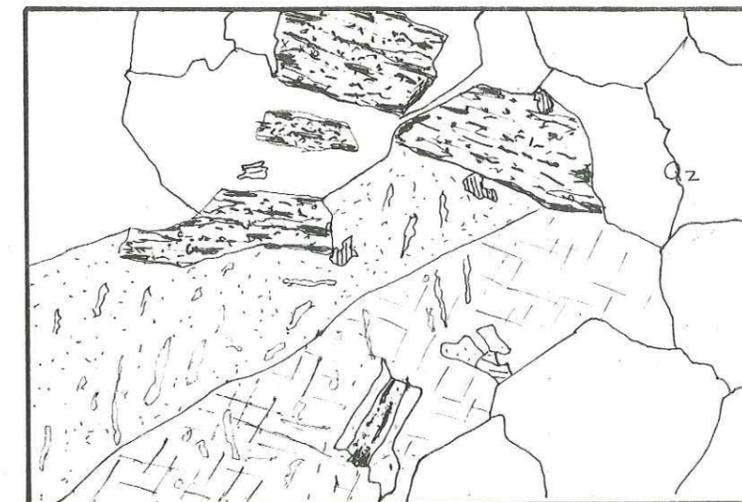


Fig.3

F. Grande biotite automorphe ou sub automorphe chloritisée et petite biotite xénomorphe fraîche (en hachuré) la chlorite est représentée par des croix.

1 mm

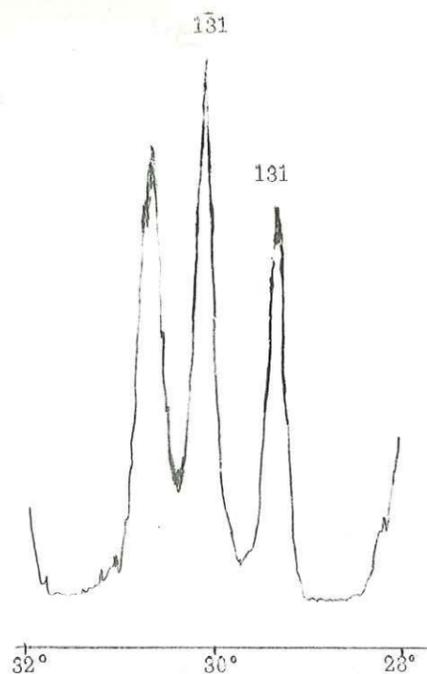


Figure n° 1 - Granite de Mesti

Diagramme de rayons X sur les plans (131) (131) d'un feldspath potassique de l'échantillon A 60

- PLAGIOCLASE

Il se présente sous forme de grands cristaux automorphes de plus de 1 cm de long. Il est finement maclé albite et souvent Carlsbad. Il montre toujours une saussuritisation très intense allant parfois jusqu'à masquer le minéral. Le cœur du cristal est constellé de grains d'épidote ; en général quand on s'éloigne du centre l'épidote cède plus ou moins la place à de la séricite. Parfois le bord du plagioclase est très légèrement altéré. Les mesures des teneurs en anorthite sont pratiquement impossibles, mais on peut parler d'oligoclase. Vu l'importance de l'épidote dont la formation demande un taux élevé de calcium, il semblerait que le plagioclase avait au départ beaucoup plus d'anorthite dans sa composition. Le pourcentage d'épidote dans les plagioclases peut atteindre 3 % du volume total de la roche. A remarquer que certains plagioclases sont uniquement séricitisés. Certains plagioclases sont zonés (pl. 3, fig. 2). Le taux d'anorthite serait de l'ordre de 25 %.

A signaler enfin la présence de petits plagioclases acides, maclés ou non albite, de cristallisation secondaire.

- BIOTITE

Il en existe dans ce granite deux variétés : des grandes et des petites (pl. 6, fig. 3).

La grande biotite est automorphe, rarement saine, de couleur vert olive à brun-vert. Parfois elle est complètement délavée (par perte de fer) et prend un aspect lépreux. Son clivage est souligné par des oxydes de fer. Le plus souvent elle est chloritisée soit par bandes, soit complètement. Cette chloritisation s'accompagne de la formation de granules de zoïsite, de sphène, de quartz et probablement aussi de feldspath potassique.

La petite biotite est disséminée dans le granite. Elle est xénomorphe, de couleur vert ou brun-vert. Ses clivages sont très nets. En lumière polarisée elle ressemble à de la muscovite. Cette biotite très saine n'est pas chloritisée. Il faut noter enfin que cette "petite biotite" se développe souvent aux dépens des "grandes" plus ou moins chloritisées ou bien autour ou dans les plagioclases rétro-morphosés.

- CHLORITE

Elle est de cristallisation secondaire et est d'un beau bleu d'encre en L. P.

- PHYLLITES INCOLORES

La muscovite est pratiquement absente de ces granites. La séricite qui atteint jusqu'à 9 % du volume de la roche (échantillon F) est soit associée aux plagioclases, soit dans les microfissures des quartz.

- EPIDOTE

Elle forme généralement des amas ou des trainées dans la roche. En L. P. ces amas à biréfringence variable à l'intérieur d'une même section, ayant des teintes de polarisation vives et variées des premier et deuxième ordres, donnent un "manteau d'Arlequin" caractéristique des pistachites.

Les petits prismes allongés et les grains dans les plagioclases saussuritisés et dans les biotites chloritisées sont plutôt des zoïsites.

Le pourcentage des épidotes primaires et d'altération peut atteindre 6,4 % du volume de la roche (échantillon A45).

- MINERAUX ACCESSOIRES

Le zircon : comme pour les biotites nous en avons deux variétés :

- les gros zircons liés aux biotites automorphes,
- les petits zircons dans les biotites xénomorphes.

Ces deux variétés développent des auréoles pléochroïques.

Le rutile (sagénite) est en quantité assez importante dans les grandes biotites et certains échantillons (A59, A65, C44, E, F).

Le sphène est en inclusion dans les biotites automorphes ; il est souvent lié à la chloritisation.

L'apatite, automorphe, peut être en baguettes prismatiques ou en sections hexagonales. Elle est à l'état de trace dans le quartz et le microcline.

c) - Analyse modale

1 - L'analyse modale de tous les granites et parfois de leurs enclaves s'est faite en deux temps⁽¹⁾.

Tout d'abord il y a préparation d'une plaque de roche colorée et comptage en lumière réfléchiée sous microscope du quartz (gris), du feldspath potassique (jaune), du plagioclase (rose ou rouge) et des minéraux ferromagnésiens (sombres). Dans un deuxième temps, à partir de la lame mince, on ne calcule que le pourcentage des ferromagnésiens ou calciques (biotite, etc.).

Cette méthode permet d'éliminer une confusion toujours possible entre le feldspath potassique et le plagioclase quand ce dernier n'est pas maclé albite. L'albite est en général blanchâtre.

2 - Principe et calculs. Les indices basés sur des proportions volumétriques définis par J. JUNG et R. BROUSSE (1959) ont été calculés ici à partir du comptage de points sur 8 échantillons. Ces indices sont les suivants :

indice de saturation : $SAT = \frac{Q}{Q + F} \times 100$

indice de coloration : $COL = 100 - (Q + F)$

indice feldspathique : $FELDS = \frac{F \text{ alcalin}}{F \text{ alcalin} + \text{plagioclase}} \times 100$

3 - Résultats. La figure 2 groupe les résultats des indices modaux. En abscisse est porté l'indice feldspathique (FELDS), en ordonnée est porté dans le cadre du haut l'indice de saturation (SAT) et dans le cadre du bas l'indice de coloration (COL).

(1) - Méthode de préparation d'une plaque colorée :

- découper à la scie une plaque de roche de 5 x 4 cm et d'un demi centimètre d'épaisseur ; veiller à ce que les faces soient parallèles ; polir l'une des grandes faces ;
- soumettre cette dernière à l'acide fluorhydrique pendant une minute ; laver et sécher la plaque ;
- mettre la face attaquée à l'acide dans du cobalonitrite de Na dilué à 6g/10cc pendant 2 mn ; laver et sécher la plaque ; on constate que les feldspaths potassiques sont colorés en jaune ;
- réattaquer la même face à l'acide fluorhydrique pendant 30 secondes, laver et sécher la section ;
- immerger la face dans du chlorure de baryum dilué à 52,5 g/litre pendant 1' 30" ; laver très délicatement la plaque dans de l'eau distillée ;
- mettre enfin la plaque dans de l'amarante diluée à 28-35 g/litre pendant deux minutes ; laver et sécher la plaque ; on remarque que les plagioclases sont colorés en rose, les ions Ca remplacés par les ions Ba ont été colorés par l'amarante.

Pour conserver les colorations, il est recommandé de vernir la roche.

Tableau n° 1 - ANALYSE MODALE DU GRANITE DE MESTI

échantillon	E	F	A 45	A 59	A 60	C 34	34	C 43	C 44
nbre de points	2229	1557	1197	1706	6760	5661	1434	1385	1353
quartz	31	19,5	22,5	25,8	34,6	32,9	30,7	29,0	27,4
F K	27	26,0	24,4	34,9	23,5	14,7	33,4	28,6	18,3
Pl	34	30,4	36,9	30,5	31,6	40,6	32,1	33,1	35,6
Divers	8	24,1	16,2	8,8	10,2	11,8	3,8	9,2	18,7
S A T	34	26	27	28	33	37	32	32	34
C O L	8	24	16	9	10	12	4	9	18
FELDS	44	46	40	53	43	26	51	46	34
Nom γ	monzo-nitique	monzo-nitique	monzo-nitique	monzo-nitique	monzo-nitique	grano-diorite	monzo-nitique	monzo-nitique	grano-diorite
Bi	3,91	16,38	7,35	4,31	4,27	7,54		4,54	9,69
Chl	0,31	1,15	4,79	2,87	2,60	1,12		3,82	7,15
Ep	1,56	3,28	3,41	1,43	2,79	1,64		0,33	
Sph	0,63	trace		0,11	trace	0,67		0,11	0,39
Zir	0,15	1,80	0,13	0,05	trace	0,30		0,05	0,49
Apat	trace					0,22		trace	trace
oxyde	1,09	1,15			trace	0,30		0,28	trace
rutile	trace	trace		trace				0,11	0,98
muscovite	0,31								
séricite		0,33	0,52		0,37	trace			

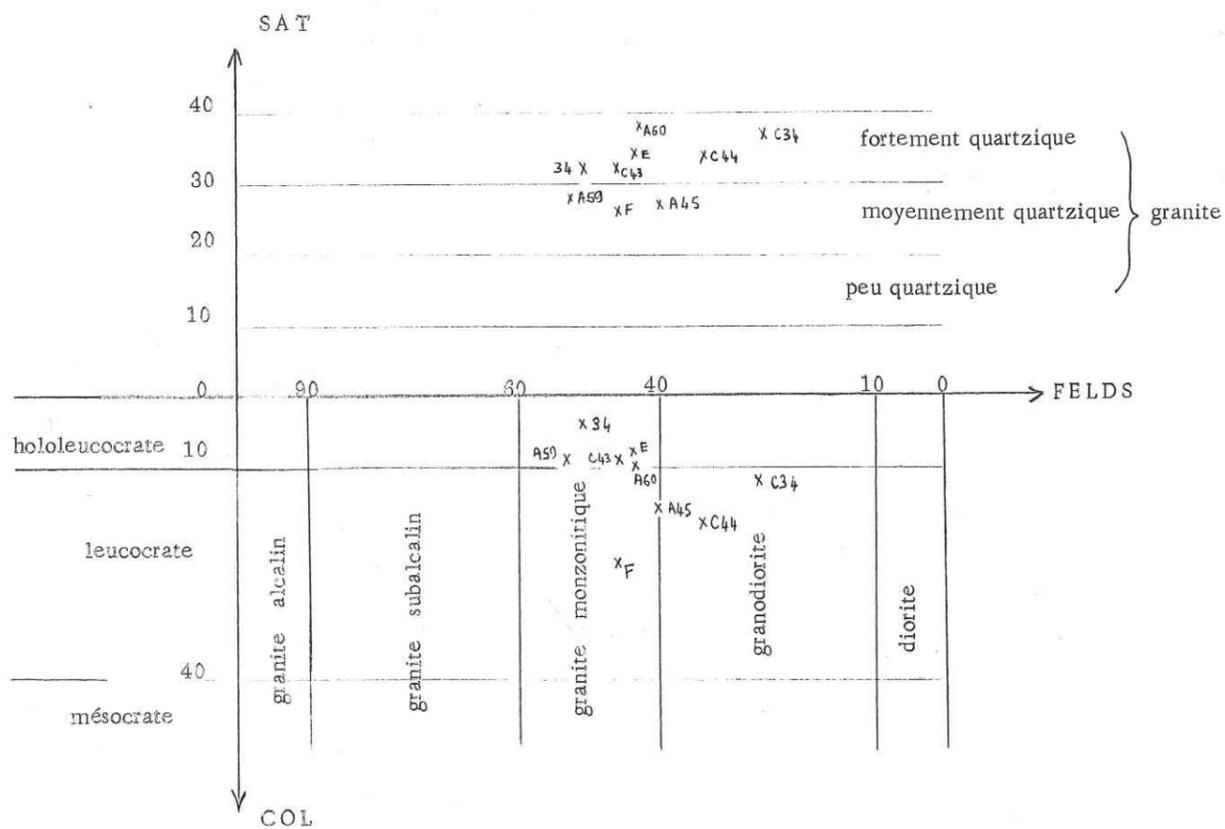
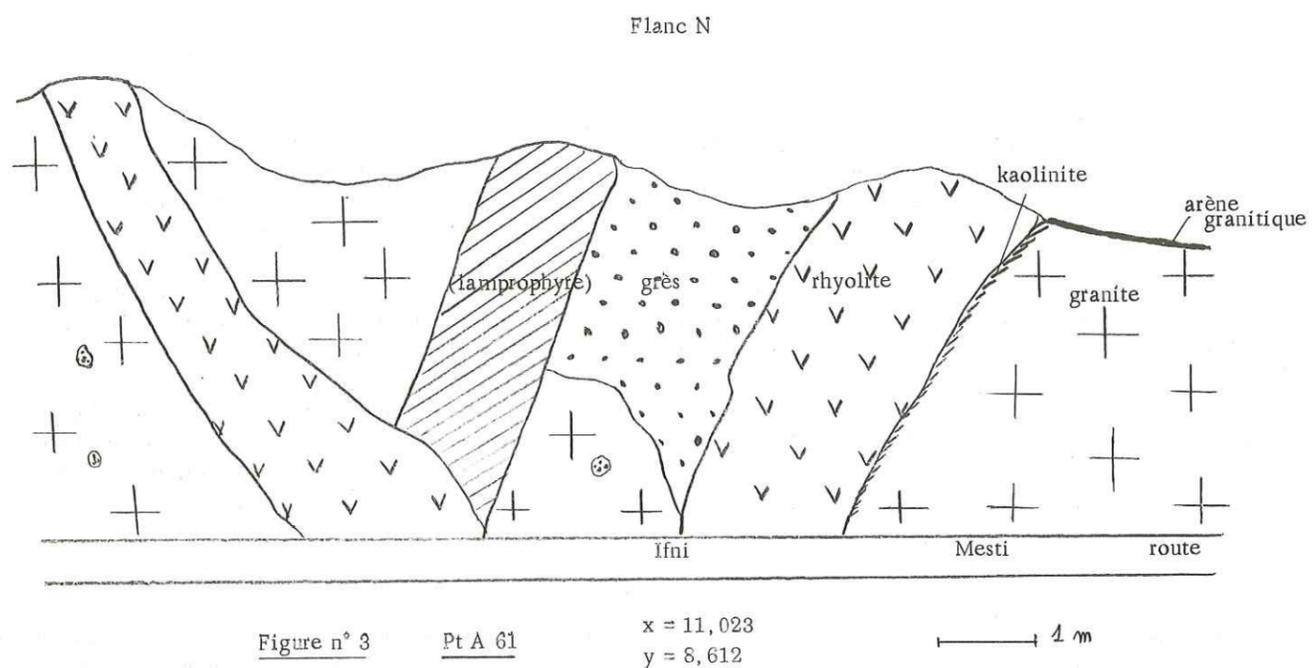


Fig 2 - Les indices de J. JUNG et R. BROUSSE pour le granite de Mesti



Relations entre granite, enclave et filons

Avant de commenter les résultats, il faut faire la remarque suivante : le granite de Mesti est à gros grains et suivant que l'on a un grand cristal de feldspath potassique ou non, l'indice peut indiquer un granite monzonitique ou une granodiorite (les points marqués dans le graphique sont plus proches du côté monzonitique que du côté dioritique). Ce qui fait que l'indice feldspathique ne semble pas très homogène ; six points tombent dans la subdivision granite monzonitique et deux points dans la subdivision granodioritique.

Les points représentant l'indice de saturation se groupent dans les subdivisions granite fortement quartzique ou dans la partie supérieure de l'intervalle moyennement quartzique. Cet indice varie de 26 à 38. Dans le cadre inférieur de la figure n° 2 ce granite est représenté comme étant leucocrate à hololeucocrate, l'indice varie de 8 à 24.

D'une façon générale c'est un granite fortement quartzique, hololeucocrate, monzonitique.

Le tableau 1 regroupe les résultats du comptage de points.

4°/ Les enclaves. Au point A60 sur la route Mesti-Ifni on peut voir les relations entre enclaves, filons et granite (fig. 3).

D'après ce schéma nous pouvons établir la chronologie relative de ces différentes formations :

- le grès est antérieur au granite,
- le granite est antérieur au lamprophyre, qui recoupe les grès,
- le lamprophyre est antérieur à la rhyolite qui est donc le matériel le plus récent.

A la suite de J. DIDIER, 1964, on désignera sous le nom d'enclaves les portions de roches étrangères englobées dans les roches éruptives par ailleurs à peu près homogènes. Les enclaves peuvent être de taille extrêmement variée, certaines atteignant des centaines de mètres de longueur, d'autres au contraire peuvent n'être que microscopiques. Elles sont entourées de toutes parts.

Les enclaves que nous allons étudier sont d'une part sédimentaires (surtout des grès et quelques schistes) : leur taille varie de quelques centimètres à quelques décimètres ; d'autres sont d'origine éruptive.

Les deux sortes d'enclaves sont très sombres et tranchent bien sur le fond rose du granite ; les deux variétés peuvent facilement être confondues sans examen microscopique.

A - Enclaves sédimentaires

1 - Les grès se présentent la plupart du temps en boules sombres de 10 à 20 cm de diamètre, et difficilement détachables quand le granite est frais. Il s'agit de roches détritiques présentant deux groupes de minéraux : des minéraux détritiques et des minéraux de métamorphisme.

L'échantillon RV1 montre une trame constituée de quartz, biotite, plagioclase et épidote ; les grands cristaux sont des plagioclases épidotisés, du quartz anguleux à inclusions d'apatite en bâtonnets. La biotite, abondante, est très fraîche. Sa dispersion en paillettes envahissant toute la roche nous fait penser à une biotite de métamorphisme. La même remarque peut être faite pour les grains de zoïsite qui saupoudrent la roche.

L'échantillon D33 est composé de grands cristaux de quartz et de feldspath corrodés, dentelés, anguleux. Les feldspaths (potassiques et calco-sodiques) sont très séricitisés. Le ciment, finement cristallisé est constitué de quartz, séricite, pyrite, apatite. On note également un envahissement du grès par de la biotite verte fraîche et de l'épidote.

2 - Un seul échantillon de schiste (42) a été récolté et étudié. La lame renferme beaucoup de chlorite résultant de la transformation d'une biotite verte, des minéraux opaques, des plages isolées et des filonnets de quartz. Son origine est probablement sédimentaire. Ce schiste a été métamorphisé (biotite) et a ensuite subi une rétro-morphose (chloritisation de la biotite). On peut dénommer cette roche "chlorito-schiste".

B - Enclaves d'origine éruptive

L'échantillon 34 est une enclave noire de 7 cm de diamètre. Au microscope elle présente une structure grenue et son contact avec le granite est assez franc. Nous passons du granite à microcline et plagioclase à une roche présentant uniquement comme feldspath du plagioclase. Seuls quelques microclines envahissent l'enclave sur quelques millimètres. Outre les plagioclases nous trouvons du quartz à extinction onduleuse, plus ou moins éclaté, xénomorphe, contenant beaucoup d'apatite en bâtonnets, de la muscovite et de la séricite en amas et, disséminées partout de la biotite verte et de l'épidote.

L'analyse modale de cette roche est la suivante :

quartz	28,31 %	plagioclase	20,05 %
feldspath K	0 %	ferromagnésiens	51,64 %

Les indices de J. JUNG et R. BROUSSE sont :

saturation	58,54
coloration	51,64
feldspathique	0

D'après ces indices cette enclave serait une diorite quartzique holoplagioclasique, fortement quartzique.

L'échantillon A60 est constitué de gros sphènes losangiques, craquelés, de plagioclase saussuritisés, de quartz xénomorphe, d'apatite et de zircon, de petites biotites vertes xénomorphes et de zoïsite disséminée partout. Cette roche a une constitution de diorite quartzique.

L'échantillon D5 est une enclave mélanocrate composée de plagioclases idiomorphes, maclés albite et Carlsbad, très sains, corrodés, traversés par des filonnets d'épidote et de séricite, et d'un peu de feldspath potassique, perthitique ou non. Ces feldspaths sont cimentés par une chlorite (violette en L. P.) et dans ce ciment se sont développés une petite biotite verte, xénomorphe, très saine, contenant beaucoup de zircons à auréole pléochroïque, du quartz et des gros sphènes. Ce serait donc une syéno-diorite (pas de quartz primaire et peu de feldspath potassique) dont la paragenèse métamorphique comprendrait de la biotite, de la chlorite, de l'épidote, du quartz et du sphène.

L'échantillon A59a est une roche microgrenue de couleur noire. Elle a une structure microlitique, vacuolaire. Elle se compose d'une amphibole verte aciculaire, parfois épidotisée de plagioclase très allongé, légèrement séricitisé, maclé albite et Carlsbad de quartz xénomorphe contenant beaucoup d'apatite en bâtonnets, de la séricite, du zircon et partout de la biotite verte et de l'épidote. On note également la présence de chlorite, albite et sphène. Il s'agirait d'une dolérite typique dont le métamorphisme a masqué complètement les anciens minéraux. La paragenèse minérale de métamorphisme serait : biotite, amphibole, épidote, chlorite, albite.

L'échantillon 23' est une roche microgrenue de couleur violette et à amas verdâtre. Elle est composée de plagioclase microlitique bien maclé, quartz, oxydes de fer, chlorite, épidote, sphène, et constellant le tout biotite verte. Ce serait une dolérite métamorphisée. La paragenèse de métamorphisme masque plus ou moins l'ancienne structure (doléritique).

CONCLUSION A L'ETUDE DES ENCLAVES

Nous n'avons jamais trouvé d'enclave éruptive dans une enclave sédimentaire, ni l'inverse. De toute façon ces deux types de roches ont précédé la mise en place du granite. Leur forme souvent arrondie, leurs bordures souvent envahies par les microclines du granite indiquent que les diorites représentent des roches qui se sont mises en place avant le granite ; les dolérites seraient des injections précédant de peu la mise en place du granite. Elles se seraient donc mises dans les formations sédimentaires (grès et schistes) qui ne subsistent elles-mêmes que sous forme d'enclaves.

En tout cas enclaves sédimentaires et éruptives présentent des paragenèses métamorphiques de faciès schistes verts (biotite verte, épidote...). Cette recristallisation peut masquer presque complètement la structure primaire de la roche.

5% Le cortège filonien

A. - Les filons rhyolitiques

Leur couleur varie du rouge au noir en passant par le brun. Leur direction est variable : N 40° (131 b, A 59b), N 0° (19), N 130° (50). Ils se localisent souvent sur la bordure du granite.

Description de quelques filons :

131 b : roche brunâtre à amas de muscovite. Au microscope on voit les minéraux suivants : quartz en grandes plages automorphes, corrodées, à bords dentelés, parfois éclatés, à extinction onduleuse ; certains quartz sont anguleux ;

- muscovite bien clivée montrant des teintes de polarisation très vives ; sur ses bords se développent de la séricite et du quartz ;
- feldspaths alcalins : soit une perthite à albite en veines, soit un microcline. Tous les deux sont maclés Carlsbad, corrodés et légèrement séricitisés. Quelques microclines xénomorphes, corrodés sont traversés par des "filonnets" de quartz ;
- biotites en petites paillettes kakies, xénomorphes, disséminées et souvent associées à la muscovite ;
- la mésostase se compose essentiellement de petits quartz engrenés, de lattes de muscovite, de petits feldspaths légèrement séricitisés et de minéraux opaques.

A 59b : rhyolite rouge à cristaux automorphes blancs et gris, très compacte et à cassure anguleuse. En lame mince on note les minéraux suivants :

- quartz automorphe, corrodé à extinction onduleuse ;
- oligoclase en lattes, très sain, maclé albite ;
- feldspath potassique idiomorphe ;
- biotite verte, en paillettes ;
- chlorite à inclusions d'épidote ;
- la mésostase se compose de calcédoine en sphérolites, de quartz finement cristallisé, de petits feldspaths, d'épidote.

19 et 50 : dans ces filons on note la présence de grands cristaux de quartz subautomorphe, corrodé, parfois recristallisé (50) soit des sphérolites de quartz (19).

La trame se compose essentiellement de quartz, séricite, apatite et rares feldspaths.

B - Filons dacitiques

A 38 b : roche volcanique vacuolaire de couleur grise, riche en plagioclases blancs. Elle se compose de :

- plagioclase (andésine) très grand, automorphe ; la macle de l'albite existe uniquement chez un individu de plagioclase maclé Carlsbad. Il est corrodé et légèrement séricitisé : un liséré albitique ceinture le cristal ;
- biotite en amas ou disséminée. Elle est petite, xénomorphe, saine et présente des clivages nets. Quand elle est en amas elle occupe avec de l'épidote la forme d'un ancien cristal qui peut être de l'amphibole ;
- la mésostase se compose de quartz anguleux, plagioclase, séricite.

35 : ce filon contient des microlites de plagioclase (rarement maclé albite), du quartz anguleux, de la biotite xénomorphe brune, de la muscovite, de l'épidote et de l'apatite.

C. - Filons de microgranites

Les filons de microgranites peuvent avoir plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur ou simplement quelques mètres. Leur longueur atteint souvent plusieurs kilomètres. Ils n'ont aucune direction préférentielle. Ils sont de couleur rouge. Ce sont soit des granophyres riches en micropegmatites graphiques et en sphérolites, soit des microgranites porphyriques à quartz automorphe. Les phénocristaux sont :

- quartz automorphe généralement corrodé ou bien en sphérolites ;
 - feldspath potassique qui est soit de l'orthose, soit du microcline, soit une association des deux. Ces deux variétés sont automorphes, maclées Carlsbad et généralement séricitisées ;
 - plagioclase automorphe, saussuritisé ou légèrement séricitisé, et présentant les macles de l'albite et de Carlsbad ;
 - biotite brun-vert (167) ou bien brun clair (D6₁). Les inclusions de zircon et de rutile (167) sont fréquentes. Elle est souvent remplacée par de la chlorite ;
 - la mésostase est formée essentiellement de quartz engrené, finement cristallisé et accessoirement de séricite, de feldspath, d'épidote et d'apatite.
- La roche est souvent envahie par de la zoisite et une biotite brune en petites lamelles xénomorphes.

D. - Filons d'aprites

Il s'agit de filons dont le contact avec le granite n'est pas très franc. Le quartz de l'aprite par exemple envahit sur quelques millimètres le granite et entre en association graphique avec son microcline. Presque tous les minéraux de l'aprite sont craquelés. Ceux-ci sont les suivants :

- quartz corrodé, poecilitique et graphique,
- microcline poecilitique et souvent perthitique,
- plagioclase rare,
- biotite rouge, rare,
- minéraux opaques.

E. - Les venues "basiques" ou filons de "Roches Vertes"

Il s'agit de filons recoupants dont les variétés sont les suivantes : syénite (184), granodiorite (114), diorite quartzique (51, D92), diorite (47), lamprophyre à biotite (RV₂), dolérite (37), andésite quartzifère (133)...

Cette liste n'est pas limitative, chaque roche étudiée s'est avérée plus ou moins particulière et il n'est pas possible d'en décrire toutes les variétés. Sur la carte géologique ils sont tous marqués sous le nom de "Roches Vertes". En effet toutes ces roches ont en commun une couleur verdâtre qui ressort bien sur les affleurements. Ils sont très nombreux et géographiquement présents partout.

Description sommaire de quelques filons

184 - Syénite. Cette roche de structure grenue se compose de plagioclase (oligoclase) subautomorphe, d'orthose perthitique subautomorphe, d'épidote en amas et filonnets, de chlorite, de biotite fraîche et de quelques très rares quartz.

L'analyse modale (5 538 points) sur plaque colorée a donné les pourcentages suivants : quartz = 0,5 % ; orthose = 29,5 % ; oligoclase = 13,5 % ; épidote + chlorite + biotite = 53,5 %. Les indices de J. JUNG et R. BROUSSE sont : SAT = 1,1, COL = 53,5, FELDS = 34. Ce serait donc une syénite subalcaline, holofeldspathique, mésocrate.

114 - Granodiorite. Elle est constituée de hornblende verte en section hexagonale, biotite chloritisée, biotite verte recoupant l'amphibole, chlorites (pennine + ripidolite), quartz très corrodé remplissant les espaces vides, apatite en longues baguettes très nombreuses dans le quartz, restes de grands cristaux très altérés de microcline, enfin plagioclase très saussuritisé.

51 - Diorite quartzique. Elle se compose de plagioclase idiomorphe complètement saussuritisé, quartz très corrodé contenant beaucoup d'apatite, épidote en amas, petits granules de zoisite envahissant la roche, biotite verte très fraîche constellant la lame, zircon et rutile.

47 - Diorite. Elle se compose des minéraux suivants : biotite brun-vert régulièrement répartie, hornblende verte (décolorée, transformée en chlorite et minéraux opaques), biotite primaire, subautomorphe chloritisée, andésine subautomorphe très saussuritisée, zoisite.

RV₂ - Lamprophyre à biotite. La roche est formée essentiellement de biotite régulièrement répartie, d'épidote, de chlorite, d'oxydes de fer de quartz, d'apatite. Tous ces minéraux sont finement cristallisés.

III. - LE GRANITE D'ALOUZAD

1°/ Situation géographique, morphologie

Le granite d'Alouzad s'étend sur la partie est de la boutonnière. Il a été cartographié dans le coin N-W de la feuille au 1/100 000 Bou Izakarn et le coin S-W de la feuille Tiznit.

C'est un granite complètement pourri dont il est difficile sinon impossible d'y recueillir un échantillon frais. Il forme les plaines au NE de Tiyouchna où il est recouvert d'arène granitique, ce qui permet, entre autre la culture des plus grands champs de la région. Parfois il forme de petites collines, conservées grâce à des filons de quartz laiteux qui en forment l'ossature.

2°/ Relations avec les autres formations

Il est impossible de préciser ses rapports avec le granite de Mesti car on ne voit aucun contact. On ne peut dire, et ceci aurait été important, s'il lui est antérieur ou postérieur. Mais, comme le granite de Mesti, il contient des enclaves sédimentaires (schistes), et est recoupé par le granite de Sahel (grenu et à muscovite). Il est également recouvert en discordance par des quartzites blancs (P II) qui forment une sorte de "pont" au-dessus de lui, ainsi que par des coulées rhyolitiques et des formations volcano-détritiques. A signaler également la présence de filons sécants de "roches vertes" et de quartz blanc minéralisé ou non en fer selon des directions N-S, NW-SE et NE-SW.

3°/ Description pétrographique

a) - Macroscopique

C'est un granite rose (B69) ou blanc (B62) à très gros grains et porphiroïde (les feldspaths peuvent atteindre plus de 3 cm), à muscovite et biotite verdâtre.

b) - Microscopique

La composition minéralogique est la suivante :

- quartz : généralement en grandes plages limpides, éclatées et à extinction onduleuse ; les contours des différents cristaux sont soulignés par de la séricite ;
- perthite : très grande, xénomorphe, maclée Carlsbad et poecilitique : inclusions de plagioclases maclés albite orientés dans le sens de l'allongement du minéral hôte ; on note un développement de muscovite dans la perthite ainsi que la présence de filonnets recoupants de séricite. L'albite est en taches flouées ou en veinules qui s'estompent ;
- microcline : xénomorphe, bien quadrillé et très poecilitique : inclusions de plagioclase, quartz, (pl. 8, fig. 3).

Aux rayons X il apparaît effectivement comme un microcline maximum avec dédoublement des raies 131 et 131̄, l'indice de triclinicité serait de 92,7 pour l'échantillon B 69a et de 95,4 pour l'échantillon B 62 (fig. 5).

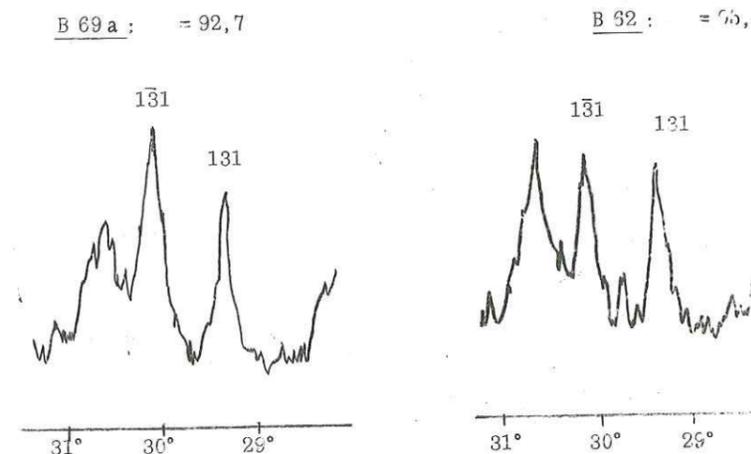


Figure n° 5 - Diagrammes de R. X. sur les plans 131 et 131̄ de deux feldspaths potassiques du granite d'Alouzad

37 - Dolérite. Cette roche semble avoir présenté une structure doléritique qui est actuellement masquée par une paragenèse métamorphique. Elle se compose de plagioclase automorphe épidotisé, biotite verte xénomorphe, chlorite, apatite.

133 - Andésite quartzique. C'est une lave verdâtre composée de biotite verte xénomorphe régulièrement répartie, d'une ancienne amphibole pseudomorphosée par de la biotite, de la chlorite, un carbonate, de l'épidote ; on a en outre des amas de pistacite et une mésostase composée de quartz, épidote, microlites de plagioclase, oxydes de fer, apatite.

Conclusion sur l'étude des filons

Que se soit dans les filons acides ou basiques il existe une paragenèse de métamorphisme (biotite verte, épidote) de faciès schistes verts. Celle-ci peut masquer l'ancienne structure des roches. La saussuritisation et la chloritisation peuvent être attribuées à un seul et même phénomène ou à deux phénomènes espacés dans le temps.

6°/ - Conclusion à l'étude du granite de Mesti, de ses enclaves, et des filons qui le recoupent

Pour résumer ce qui a été dit plus haut, nous pouvons dire que le granite de Mesti est un granite monzonitique, rose, à gros grains, à enclaves sédimentaires et éruptives, recoupé très souvent par des filons basiques et acides.

Dans le granite nous notons la présence de deux biotites totalement différentes : une grande d'origine primaire, automorphe, chloritisée et une petite, xénomorphe, saine, verte ayant souvent cristallisé aux dépens de la précédente ou dans la mésostase.

Dans les enclaves sédimentaires et magmatiques, dans les filons acides et basiques on retrouve également cette petite biotite. On note également la présence, comme dans le granite d'ailleurs, de la zoïsite.

On ne peut parler d'un métamorphisme de contact parce que le granite renferme lui-même cette biotite. C'est probablement un métamorphisme général de faciès schistes verts qui a affecté aussi bien le granite que ses enclaves et ses filons. Nous verrons par la suite quelle peut être l'origine du potassium nécessaire à la formation de cette biotite. Il faut également noter que la rétro-morphose des plagioclases et des biotites semble s'être produite avant le développement de la "petite biotite".

Quant à l'origine de ce granite il ne semble pas qu'il puisse résulter de l'anatexie de séries sédimentaires préexistantes. En effet les restes de ces dernières ne montrent jamais de minéraux de haut métamorphisme et le granite ne contient aucune relique ni de migmatite ni de gneiss. En outre aucune formation métamorphique importante n'existe dans la région. Ce n'est pas un granite d'anatexie formé in-situ mais un granite extravasé, intrusif, dont le mécanisme de mise en place est sans doute de type "magmatic stoppings" avec digestion plus ou moins avancée des roches du toit (fig. 4). Ces dernières sont de nature essentiellement sédimentaire, mais elle devait renfermer de nombreux filons de roches éruptives.

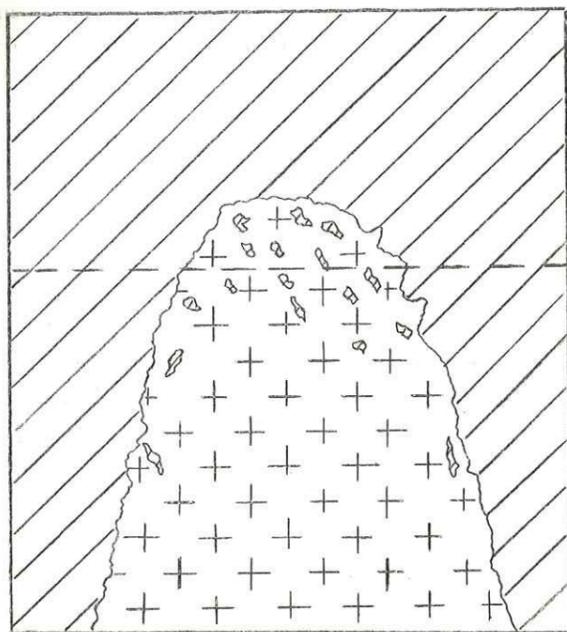


Figure n° 4 - Magmatic stopping

052 329004 0

- plagioclase : rectangulaire et très long, maclé albite et complètement saussuritisé ; la plupart des cristaux sont entourés d'une frange albitique et englobés par le feldspath alcalin ;
- muscovite : grande, saine et bien clivée ; elle contient beaucoup de zircons ;
- biotite : verte ou kakie, xénomorphe ; elle cristallise autour de la muscovite ou aux dépens des feldspaths ; quand elle est associée à la muscovite, on note la présence de petits quartz, d'épidote et de séricite ;
- minéraux accessoires : zircon, épidote, séricite, apatite.

c) - Analyse modale

Elle a été faite sur l'échantillon B 69a, avec un nombre de points égal à 6 199 ; les pourcentages obtenus sont :

quartz = 31,23 %	microcline et perthite = 28,08 %
plagioclase = 28,50 %	ferromagnésiens = 12,18 % (dont - 10 % pour la muscovite)

Les indices de J. JUNG et R. BROUSSE sont :

SAT = 42,1 ; COL = 2,2 ; FELDS = 49,6

Ils indiquent un granite monzonitique, hololeucocrate, très fortement quartzique.

4°/ Les enclaves

Ce sont des schistes noirs, craquelés, bien lités, se composant de quartz, magnétite, séricite, zoïsite et surtout de chlorite. On peut les appeler chlorito-schistes à magnétite. On remarque comme pour le granite de Mesti, qu'il n'y a aucun minéral de métamorphisme élevé, mais de la chlorite, de la magnétite, de la séricite et de l'épidote.

Comme dans le granite, existe une biotite recoupante, on peut dire que le même phénomène a affecté aussi bien l'enclave que le granite.

5°/ Les filons

Ce sont surtout des filons de quartz saccharoïde, minéralisés en fer oligiste ou non, ayant les mêmes directions que les grandes failles de la région. Les principaux sont :

- les filons de Jebel Dordor (x = 11,25 ; y = 8,77) permettent la conservation d'une colline granitique.

Ils sont localisés dans les failles verticales traversant le granite. Leur puissance varie de 1 à 10 m. Le quartz est légèrement minéralisé par des paillettes d'oligiste ;

- le filon de fer D 11 (x = 11,20 ; y = 8,65) est une grosse lentille de quartz à oligiste localisée dans une faille recoupant le granite. Son orientation est sensiblement Est-Ouest. Le minerai de fer joue souvent le rôle de ciment du quartz qui a été écrasé avant la venue ferrifère. Localement on a des concentrations à haute teneur. La roche encaissante du filon est fortement broyée près du contact et a été consolidée tardivement par le minerai. Le filon est visible sur environ 500 m, sa puissance varie de 1 à 10 m.

IV. - LE GRANITE DE SAHEL

1°/ Situation géographique

Il se localise sur les feuilles Bou Izakarn et Tiznit au 1/100 000, dans la partie NE de la boutonnière. Il forme en général de petites collines disséminées çà et là ou bien constitue avec les formations volcaniques la limite du côté Est de la boutonnière.

2°/ Relations avec les autres formations

Le granite de Sahel est intrusif dans le granite de Mesti au Nord et dans le granite d'Alouzad à l'Est. Il semble être recoupé par le granite de Taoulecht mais nous n'avons malheureusement pas réussi à trouver le contact entre ces deux formations.

Enfin il est recouvert en discordance par des formations de quartzites blanches (P II) massives et plissées, et par des coulées rhyolitiques et des niveaux volcano-détritiques.

Des filons de "Roches Vertes", de quartz minéralisé en fer le recoupent sans direction préférentielle. Il contient également, mais très rarement, des enclaves, par exemple l'échantillon B 79b est une dolérite.

3°/ Etude pétrographique

a) - Macroscopique

Sur le terrain le granite de Sahel est tantôt blanc, tantôt rouge brique quand ses diaclases sont minéralisées en fer oligiste, mais il est toujours grenu et à muscovite.

b) - Microscopique

Son étude au microscope nous fournit des caractères différents suivant la localisation des échantillons. Ils sont au nombre de trois : C au Sud, B 79a au centre, B 55 au Nord.

L'échantillon C se compose de :

- quartz xénomorphe à extinction roulante, englobant de petites muscovites et des plagioclases séricitisés. Les grandes plages se décomposent en une mosaïque d'individus comme si elles avaient "éclaté" ;
- microcline xénomorphe, à quadrillage caractéristique, maclé Carlsbad ; il est pœcilitique (inclusions de quartz et de plagioclase rétro-morphosé) et légèrement perthitique ;
- plagioclase automorphe, très séricitisé ; le calcul de sa teneur en anorthite est impossible ;
- muscovite sous deux formes : une première génération de grandes plages légèrement oxydées ; sur leur pourtour et le long de ses clivages cristallise une petite biotite brune ; la muscovite de deuxième génération cristallise surtout à partir des amas phylliteux ; elle est petite et xénomorphe ; le potassium nécessaire à sa formation proviendrait de la séricitisation des plagioclases ;
- biotite sous deux formes : une variété subautomorphe, très altérée, dont les clivages sont soulignés par des oxydes de fer, et qui est chloritisée ; une variété xénomorphe, petite et brune ;
- minéraux accessoires : zircon dans les micas primaires, apatite, oxydes de fer.

- Analyse modale

Les pourcentages suivants ont été calculés à partir de 1 654 points :

quartz =	28,72 %	biotite/chlorite =	2,54 %
feldspath alcalin =	32,28 %	oxyde de fer =	0,45 %
plagioclase =	30,23 %	apatite =	0,11 %
muscovite =	5,66 %	zircon =	traces

Indices de J. JUNG et R. BROUSSE :

$$SAT = \frac{Q + Mu}{Q + F + Mu} = 35,5$$

$$FELDS = \frac{FK}{FK + Pl} = 51,64$$

$$COL = 100 - (Q + F + Mu) = 3,11$$

C'est donc un granite monzonitique, fortement quartzique, hololeucocrate.

L'échantillon B 79a se compose de :

- quartz xénomorphe en assez grandes plages limpides à extinction roulante, il est pœcilitique : inclusions de feldspaths potassiques et de plagioclases rectangulaires légèrement séricitisés ; ces derniers ne présentent aucune auréole de réaction ; il englobe également des plag. de muscovite ;
- microcline en plages xénomorphes, dont certaines sont très grandes ; il y a parfois cristallisation de quartz et de muscovite en bordure.

La plupart du temps c'est un microcline perthitique où l'albite se présente en "filonnets" et en petits grains. Il englobe de très petits plagioclases et des cristaux rectangulaires d'orthose (?). L'analyse aux rayons X confirme que le feldspath potassique est un microcline maximum ; en effet il y a dédoublement des raies 131 et 131 ; l'indice de triclinicité est de 90,9 (fig. 6).

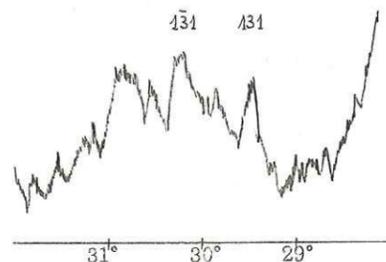


Figure n° 6 - Diagramme de R. X sur les plans 131 et 131 d'un feldspath potassique de l'échantillon B 79a.

- plagioclase rectangulaire, de taille assez petite, légèrement séricitisé et très finement maclé albite ;
- muscovite, dont une variété assez grande a un aspect lépreux du fait de sa décomposition en séricite, oxyde de fer et quartz et dont la deuxième variété plus petite, xénomorphe, à clivage net est fraîche, cristallisant souvent aux dépens des amas de séricite ;
- magnétite automorphe.

L'échantillon B 55 se compose des miné. ax suivants :

- quartz xénomorphe, limpide, à extinction roulante ;
- microcline xénomorphe et non altéré ;
- plagioclase rectangulaire, légèrement séricitisé ou pas du tout ;
- muscovite en grandes plages, fraîches ;
- chlorite, zircon, apatite.

L'analyse modale de cet échantillon à partir de 5 277 points a donné les pourcentages suivants :

quartz =	39,83 %	muscovite =	15,77 %
microcline =	8,90 %	chlorite, apatite, zircon =	1,0 %
plagioclase =	34,49 %		

Les indices de J. JUNG et R. BROUSSE sont les suivants : SAT = 56 ; FELDS = 20 ; COL = 1.

C'est donc une "granodiorite quartzique", très fortement quartzique et hololeucocrate.

Des observations sur ces trois lames minces on peut tirer les conclusions suivantes :

- si les trois roches étudiées présentent des feldspaths alcalins, l'échantillon B 55 ne contient que du microcline alors que l'échantillon B 79a et l'échantillon C sont à microcline et perthite ;
- une cristallisation secondaire de muscovite s'observe dans les échantillons C et B 79a, elle se différencie facilement de la muscovite primaire à aspect lépreux ; la chlorite n'est présente que dans l'échantillon B 55 ; dans l'échantillon C nous avons en outre une biotite primaire et une biotite secondaire.

Si l'on admet que ces trois roches appartiennent à la même venue, on peut dire que le phénomène qui les a affectées et qui pourrait être un méromorphisme général de faciès schistes verts était plus important au Sud qu'au Nord ; il en est de même de la rétro-morphose des plagioclases.

Dans ce granite grenu à muscovite on rencontre parfois, mais très rarement, des enclaves de roches éruptives. L'échantillon B 79b est une roche noire, à structure doléritique totalement transformée et présentant des vacuoles. Elle se compose de fins minéraux de quartz, biotite verte, oxydes de fer et surtout de microlites de plagioclase totalement séricitisés.

V. - LE GRANITE DE TIYOURHZA

1°/ Situation géographique

Il affleure du côté est de la boutonnière (à l'Est du Jebel Taouleht), sur les feuilles Akiau au 1/50 000 et Bou Izakarn au 1/100 000.

C'est un massif allongé selon 16 km Nord-Sud. Il ne dépasse pas 5 km de large. Il forme de légers reliefs (200 à 300 m).

2°/ Relations avec les autres formations, failles

Ce granite est intrusif dans le granite de Mesti. Il perce celui-ci au Nord près de Tiyourhza et au Sud en contrebas du Jebel al Cordas. Il est recouvert en discordance au Sud par des grès et des rhyolites.

De grandes failles le limitent le plus souvent à l'Est et à l'Ouest ; d'autres le traversent de part en part. A l'Est une faille verticale N 10°, N 20°, passant par Tiyourhza et Sidi Slimane constitue une partie de sa limite est ; à l'Ouest une faille N 170° le met en partie en contact avec le granite de Taouleht. D'autres failles importantes N 50° le recourent.

A noter également, sur sa bordure nord, des filons de plusieurs dizaines de mètres de puissance et de 1 à 2 km de longueur ; ils sont de direction N 120°-130°. Il s'agit de rhyolites et de microgranites. Sur sa bordure sud des filons de rhyolites recourent indifféremment les granites de Mesti et de Tiyourhza. Ce granite contient assez rarement des enclaves, centimétriques de roches éruptives sombres.

3°/ Description pétrographique

a) - Macroscopique

Ce granite se présente comme une roche brun clair à quartz automorphe (qui donne des "grains" du fait de l'altération superficielle), et à amas de ferromagnésiens.

Sa structure est à la limite entre les structures grenue et microgrenue.

b) - Microscopique

On reconnaît les minéraux suivants :

- quartz qui existe sous trois formes :

- . un quartz automorphe ou subautomorphe, corrodé, à inclusions de feldspaths alcalins anguleux et plus rarement de plagioclases,
- . un quartz en association graphique avec des perthites,
- . un quartz très limpide, finement cristallisé, à structure engrenée.

- feldspath alcalin : il s'agit de perthite (sans doute microcline perthitique), xénomorphe, maclée Carlsbad et à inclusions de quartz anguleux. Elle n'est pas altérée. L'albite s'y présente en filonnets assez nets ou en fuseaux.

L'analyse aux rayons X (fig. 7) confirme que c'est un microcline maximum.

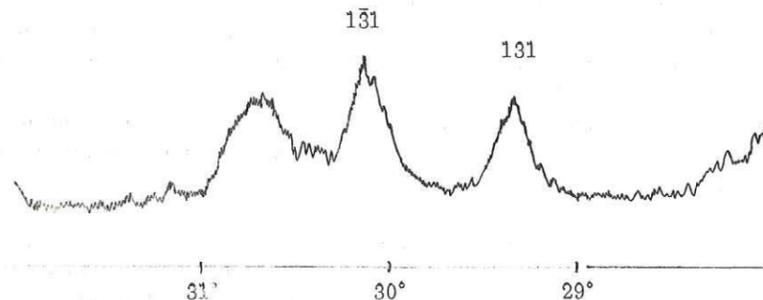


Figure n° 7 - Diagramme de R. X sur les plans 131 et 131-bar d'un feldspath potassique de l'échantillon C 27 du granite de Tiyourhza -

Δ - 93

Quelques bourgeons de myrmékite (C 29) soulignent le contact avec le plagioclase.

A côté des grands cristaux de perthite on note la présence de petits feldspaths potassiques qui pourraient être de l'orthose.

- plagioclase : c'est une albite (moins de 10 % d'anorthite), idiomorphe, finement maclée albite et parfois Carlsbad. Les plages s'imbriquent souvent les unes dans les autres. Il est légèrement séricitisé, très rarement épidotisé. Une faible zonation se rencontre dans les plagioclases de l'échantillon C 29 dont le taux d'anorthite serait plus élevé (oligoclase). Le taux d'anorthite du plagioclase de l'échantillon C 27 est de 4 à 5 %. Comme pour le quartz et le feldspath potassique on rencontre de petits plagioclases, non séricitisés.

- les minéraux ferromagnésiens qui représentent moins de 10 % de volume de la roche sont de petits cristaux de biotite, de chlorite, d'épidote et des oxydes de fer ;

- . la biotite est verte, xénomorphe, parfois chloritisée bande par bande. On la trouve souvent dans les grands cristaux de feldspath,
- . la chlorite est d'un beau violet ou bleu-encre en L.P. Elle forme de petits cristaux xénomorphes, cristallisant parfois au sein des plagioclases,
- . l'épidote est souvent associée à la biotite et à la chlorite.

- les minéraux accessoires sont :

- . séricite, soit au sein des plagioclases, soit associée aux chlorites,
- . zircon très petit dans les chlorites,
- . apatite en bâtonnets dans les perthites et le quartz.

c) - Analyse modale (voir tableau 2 et fig. 8)

Tableau 2 - Analyse modale du granite de Tiyourhza

échantillon	C 26	C 27'	C 27''	C 29	γ moyen
Nb de points	1247	1672	5715	1321	251
Quartz	42,02	43,00	42,03	14,6	35,41
Feldspath K	36,33	39,59	32,0	57,4	41,34
Plagioclase	20,29	15,31	18,35	19,8	18,44
Divers	1,36	2,09	7,61	8,18	4,81
S A T	43	44	45	16	37
C O L	1	2	8	8	5
F E L D S	64	72	64	74	68
Nom	γ subalcalin				
Biotite	0,85	0,63	0,58	1,99	
Chlorite		1,05	5,87	3,09	
Epidote	0,07	0,42		1,31	
Opaques	0,21		1,16	1,79	
Séricite	0,21				
Zircon			trace		
Apatite				trace	

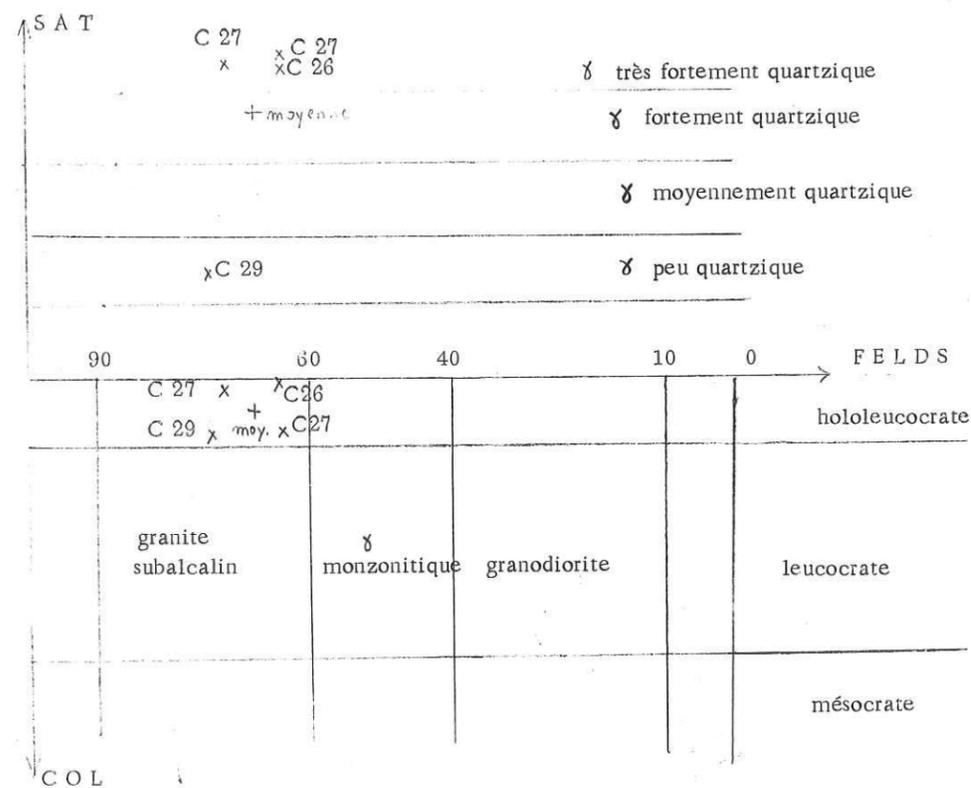


Figure n° 8 - Indices de J. JUNG et R. BROUSSE pour le granite de Tiyourhza -

Le granite de Tiyourhza est subalcalin, très fortement quartzique, hololeucocrate à l'exception de l'échantillon C 29. Ce dernier est pauvre en quartz, lequel n'y est pratiquement représenté que par des bourgeons de myrmékite et des inclusions dans les perthites.

VI. - LE GRANITE DE TAOULECHT

1°/ Situation géographique, extension, morphologie

En plein cœur de la boutonnière, le granite de Taoulecht, du nom du Jebel Taoulecht (888 m), s'étend sur une trentaine de kilomètres selon NNE - SSW. Il forme deux grands blocs larges de cinq à huit kilomètres d'inégale importance et séparés par une vallée.

De grandes failles verticales NNE-SSW surélevent localement au Nord de la boutonnière, des blocs de granite, lequel affleure ainsi au milieu des rhyolites qui normalement le surmontent.

Ce granite est une roche très dure et très compacte, difficilement altérable, formant des sommets de 600 m et plus. C'est donc l'inverse du granite de Mesti. D'ailleurs leur zone de contact forme une rupture de pente facilement repérable.

Son débit en véritables couches de plusieurs mètres d'épaisseur par des joints subparallèles le font prendre de loin pour une roche sédimentaire.

2°/ Relations avec les autres formations

Le plus souvent il est recouvert par des rhyolites noires qui forment de hauts sommets. Cette couverture ne permet donc pas toujours de voir ses rapports avec les autres formations, surtout au Nord où il serait très intéressant de savoir s'il est antérieur ou postérieur à la première couverture sédimentaire quartzitique connue de la boutonnière.

Son contact avec le granite de Tiourhza se fait uniquement par faille ; sa limite avec le granite de Sahel se perd sous les formations quaternaires. Seul le contact avec le granite de Mesti permet de tirer certaines informations. En effet le granite de Taoulecht recoupe le granite de Mesti. Il est intrusif et le granite de Mesti le limite aussi bien à l'Est, au Sud, qu'à l'Ouest. Dans la zone de contact les enclaves du granite de Mesti sont fréquentes en bordure du granite de Taoulecht.

On note enfin la présence (assez rare d'ailleurs) sur ses bordures de filons recoupants de rhyolite, de microgranite et de "roches vertes".

3°/ Description pétrographique

a) - Macroscopique

C'est un granite fin, ayant une couleur variant du bistre au rouge ; il est très pauvre en minéraux ferromagnésiens.

b) - Microscopique

Microscopiquement c'est une micropegmatite graphique, l'association quartz-feldspath pouvant occuper la majeure partie de la roche (11, C 43, 146 A) (pl. 7, fig. 1) ou n'en former qu'une partie (pl. 7, fig. 2). Il se compose des minéraux suivants :

- quartz, soit en association graphique, soit en cristaux subautomorphes fréquemment corrodés. Son extinction est onduleuse ; il est parfois porciliatique : inclusions de plagioclases légèrement séricitisés et de feldspaths potassiques.

Certains quartz sont finement cristallisés et engrenés.

- feldspaths alcalins : il s'agit soit de microcline, soit de perthite.

Le microcline est xénomorphe et présente un beau quadrillage. Il est maclé Carlsbad et est très légèrement ou pas séricitisé. Il englobe du quartz et des plagioclases.

Les perthites sont prédominantes. Elles sont légèrement séricitisées. L'albite s'y présente en flamèches, fuseaux, filonnets et petits grains.

Des filonnets à quartz finement cristallisés et à chlorite recoupent les microclines et les perthites. Aux rayons X ces feldspaths présentent un dédoublement des raies 131 et 131 ; il s'agit ainsi de microcline maximum avec un indice de triclinicité de 92,7 (fig. 9).

- plagioclase : il serait à la limite entre albite et oligoclase. Il est parfois subautomorphe, mais le plus souvent xénomorphe, présentant les macles albite et Carlsbad. Il est légèrement séricitisé. Il englobe de petits feldspaths potassiques, de petites biotites et de la zoïsite. Il est parfois en association graphique avec le quartz. Le plagioclase de l'échantillon C 39 renferme 10 à 12 % d'anorthite.

Il est fréquent de rencontrer de grands cristaux de plagioclase plus ou moins envahis par du microcline, donnant ainsi des "antiperthites" au sens large (pl. 7, fig. 3).

- minéraux ferromagnésiens : ils sont très rares dans ce granite ; leur pourcentage varie de 0,7 % (B 54) à 6,3 % (C 40). Certains échantillons (C 41, B 89, B 84) ne présentent ni biotite, ni chlorite mais seulement quelques filonnets de séricite.

biotite : petite, xénomorphe, brun-vert ou brun clair, dispersée dans la roche ; certaines biotites se rassemblent dans le plagioclase ;

chlorite : c'est une pennine disséminée ou en filonnets traversant les autres minéraux ;

sericite : en filonnets ou disséminée ;

épidote : se présente en amas ou en filonnets quand c'est de la pistachite, ou en grains quand c'est de la zoïsite.

- minéraux accessoires : oxydes de fer, apatite, zircon.

PL.7 Granite de TAOULECHT

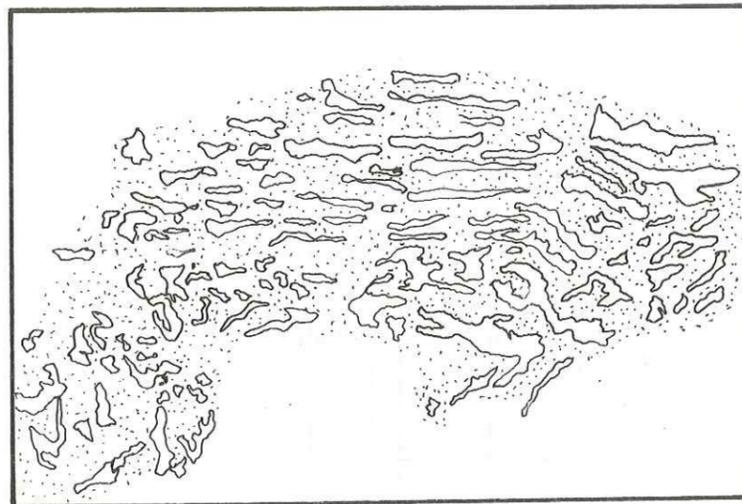


Fig.1 - 146 A -

Micropegmatite graphique

quartz en blanc
microcline en pointillé

1/10 mm

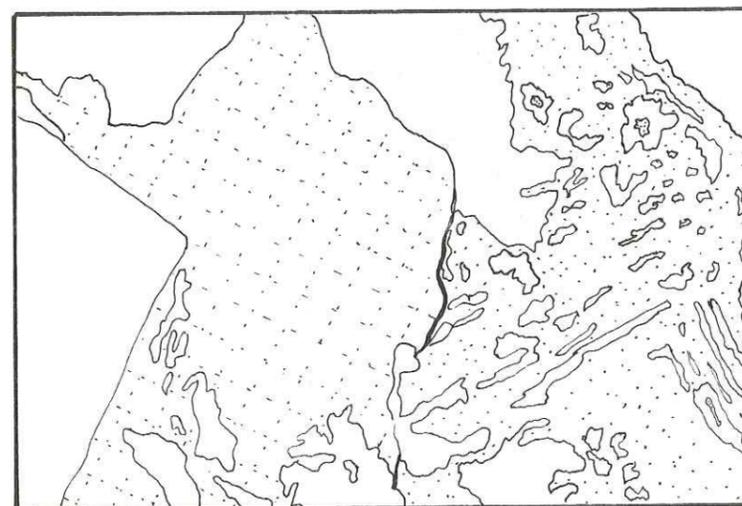


Fig.2 - 11 -

Quartz graphique et
quartz anguleux

microcline maclé Carlsbad

1/10 mm

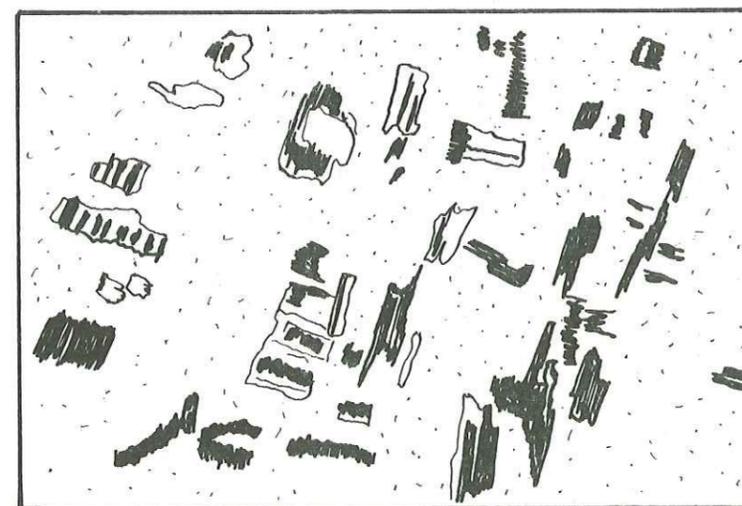


Fig.3 - A 57 -

Antiperthite

plagioclase maclé albite

1/10 mm

Tableau n° 3 - ANALYSE MODALE DU GRANITE DE TAOULECHT

échantillon	B 82	B 84	B 85	C 39	C 40	C 41	C 42	B 67	B(1)	C 37 (2)
nb de points	1390	1481	1370	1425	1406	1258	1901	1942	1032	1000
Quartz	41,29	41,26	37,00	36,07	25,96	52,30	25,88	34,19	21,70	44,90
F K	43,53	40,85	50,36	47,79	48,43	43,80	51,55	36,92	31,01	29,00
Plagioclase	12,09	17,15	11,02	12,00	19,27	2,54	16,57	24,87	40,02	22,70
Divers	3,09	0,74	1,61	4,14	6,33	1,35	6,0	4,02	7,27	3,40
S A T	43	42	37	38	28	53	28	36	23	46
C O L	3	1	2	4	6	1	6	4	7	3
FELDS	73	70	98	80	72	95	76	60	44	55
Nom γ :	subalcalin	subalcalin	alcalin	subalcalin	subalcalin	alcalin	subalcalin	subalcalin	monzonitique	monzonitique
biotite	trace	0,08		0,12	2,47		2,14	2,01	2,64	0,10
chlorite			0,49	1,45	1,06			1,03		0,74
épidote		0,14	0,31	0,85	1,98	0,07	1,50		1,92	0,79
minerais	0,98	0,16	0,41	1,19	1,32	0,68	1,71	0,46	0,66	1,77
musc. séri.	1,75	0,36	0,39	0,51		0,60	0,64		2,05	0,51
zircon		trace		trace				0,11	trace	trace
sphène								0,30	trace	trace
apatite				trace				0,10	trace	trace

(1) microgranite
(2) apélite

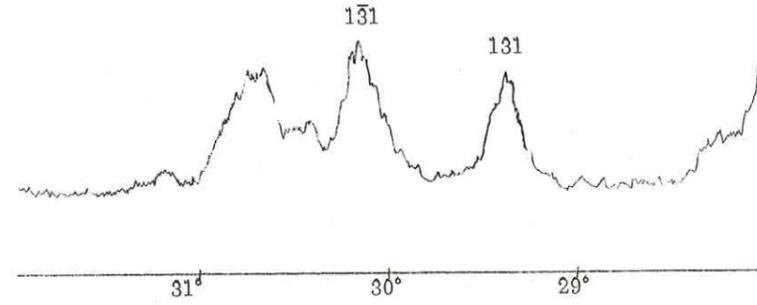


Figure n° 9 - Diagramme de R. X sur les plans 131 et 131 d'un feldspath potassique de l'échantillon B82 du granite de Taoulecht -

c) - Analyse modale

D'après le tableau 3 et la figure 10, on peut classer le granite de Taoulecht comme un granite subalcalin, holo-leucocrate, moyennement quartzique à très fortement quartzique.

Les pourcentages de feldspath alcalin et de quartz dans cette micropegmatite graphique forment au moins 78 % (C42) et au plus 96 % (C41).

Ce granite est également très pauvre en minéraux colorés qui forment parfois moins de 1 % dont 0,44 de chlorite et biotite pour l'échantillon B 84.

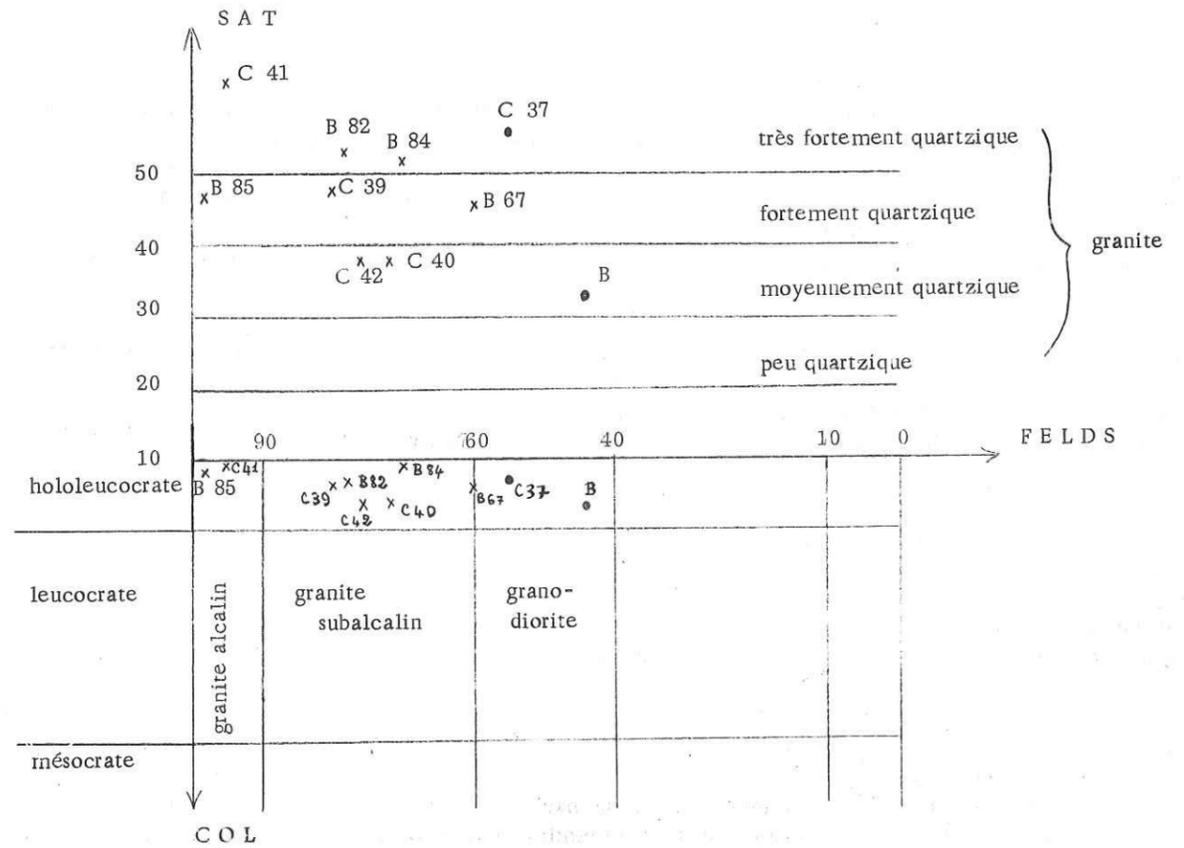


Figure n° 10 - Indices de J. JUNG et R. BROUSSE pour le granite de Taoulecht -

4°/ Cortège filonien

Généralement les filons qui recoupent le granite de Taoulecht se situent sur sa bordure. Ils recoupent également les formations encaissantes, en l'occurrence le granite de Mesti. Nous avons noté la présence de filons de roches basiques, de microgranite, de rhyolite et d'aplite.

Le microgranite (B) et l'aplite (C 37) ont un caractère monzonitique (tableau 3, fig. 10).

5°/ Conclusion sur la micropegmatite graphique alcaline de Taoulecht

Il est très difficile de discerner l'ordre de cristallisation de ce granite. En tout cas la présence d'antiphertite témoigne de l'antériorité du plagioclase par rapport au feldspath potassique. Celui-ci a dû cristalliser dans un magma pauvre en éléments ferromagnésiens. Il semblerait que quartz et microcline ont eu une croissance simultanée à partir d'une phase magmatique résiduelle, homogène.

La fine cristallisation et la structure de micropegmatite graphique sont des caractères d'un granite subvolcanique.

C'est un granite très différent des autres ; les rhyolites qui le surmontent, bien que très légèrement discordantes, semblent former avec le granite une véritable "symbiose" et provenir d'un même foyer magmatique. Le granite donne l'impression de constituer une véritable couche, un laccolite, dont le mur serait le granite du socle et le toit les rhyolites. Celles-ci pourraient être considérées comme le faciès de bordure du granite, de type supercrustal mis en place dans un bâti "froid". Toutefois, compte tenu de la légère discordance des rhyolites sur le granite, il semblerait plus logique de penser que la mise en place des premières s'est faite après celle des granites et dès sa "remontée" achevée.

VII. - LE GRANITE D'IFNI

1°/ Situation géographique

Il est situé non loin de la côte atlantique, près de la ville d'Ifni. Il forme l'ossature d'une partie des chaînes côtières habituellement constituées d'andésites, de rhyolites, de conglomérats et de grès. C'est un massif allongé suivant NNE-SSW. Sa longueur atteint 11 kilomètres et sa largeur ne dépasse pas 4 kilomètres. Il forme des reliefs de 200 à 300 m.

2°/ Relations avec les autres formations

C'est un granite intrusif dans des séries volcaniques (fig. 11). En effet, au Sud, près de la ville d'Ifni, le granite pénètre dans les andésites sous forme de veines et d'apophyses. Dans cette zone de contact on passe des andésites à un granite franc par l'intermédiaire d'un granite à enclaves d'andésites. Au Nord (Imunen), il recoupe les coulées rhyolitiques. A l'Ouest il semble recouper le granite de Mesti, mais nous n'avons pas réussi à trouver leur contact précis sauf par une faille N 20°. Près d'Imunen une intrusion granitique assimilée au granite d'Ifni contient des enclaves du granite de Mesti.

A l'Est, des terrasses marines récentes (Moghrebien), du Quaternaire ancien et du Crétacé continental rouge le séparent de la mer.

C'est un granite très diaclasé et très faillé. Des failles de direction N 20° le traversent. Elles sont généralement décrochantes avec un compartiment ouest allant vers le Sud ; à leur contact le granite est broyé. Les diaclases forment plusieurs réseaux : N 0° 22W ; N 0° 70 W ; N 82° 90 ; N 10° 28 E ; N 120° 60 S ; N 170° 40 SW.

La faille N 20° qui passe à El Korfma montre une minéralisation en fer sur 30 m.

3°/ Description pétrographique

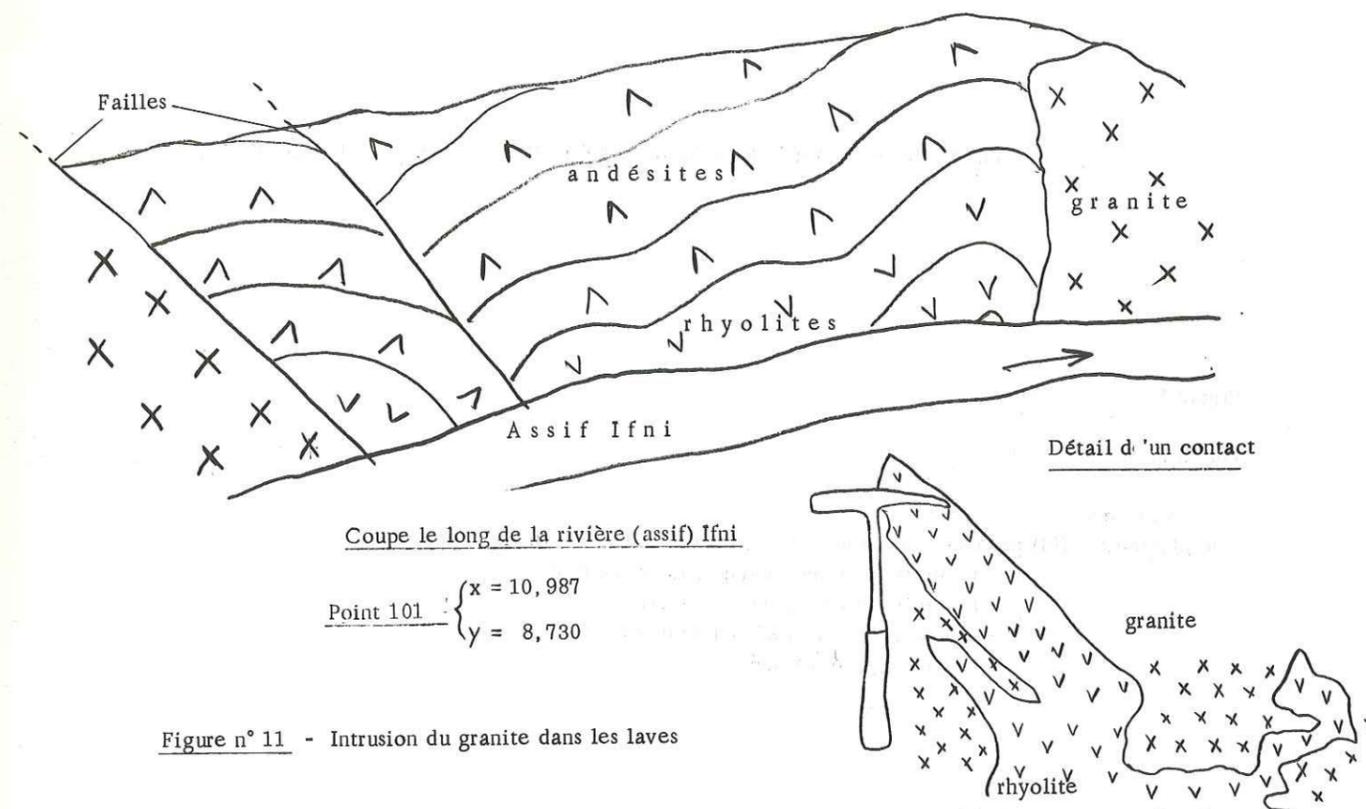
a) - Macroscopique

Le granite d'Ifni apparaît sur le terrain comme un granite à tendance microgrenue. La teinte est gris verdâtre à proximité des andésites et rougeâtre quand on s'en éloigne. Il présente de grands plagioclases automorphes atteignant parfois plus de 1 cm de longueur.

b) - Microscopique

Sa description minéralogique est la suivante :

- plagioclase automorphe et de grande taille (5 à 12 mm) (pl. 8, fig. 1) maclé albite et parfois Carlsbad, son taux d'anorthite atteint 30 %. Certaines plages sont légèrement séricitisées avec parfois biotite, oxydes métalliques, calcite. Elles sont traversées par des filonnets de quartz et de séricite. D'autres zonées, sont complètement saussuritisées ou séricitisées. Elles présentent alors une frange albitique.



Coupe le long de la rivière (assif) Ifni

Point 101 : { x = 10,987 ; y = 8,730

Figure n° 11 - Intrusion du granite dans les laves

- feldspaths alcalins comprenant des :

- mésoperthites grandes, idiomorphes et légèrement séricitisées. Le fond plagioclasique est finement maclé (pl. 8, fig. 2) ;
 - perthites xénomorphes, saines, avec des inclusions de biotite, quartz anguleux, plagioclases séricitisés rectangulaires à couronne albitique. Ces perthites à veines et taches d'albite sont parfois maclées Carlsbad ;
 - microclines, rares, présentant un beau quadrillage caractéristique. Ils sont xénomorphes, maclés Carlsbad et pœcilitiques ;
- Aux rayons X le feldspath alcalin apparaît effectivement sous forme de microcline maximum (fig.12), en effet il y a dédoublement des raies 131 et 131̄, le pourcentage de triclinicité serait de 86,3.

- quartz cristallisant en grands ou petits cristaux xénomorphes. Il est à extinction onduleuse, s'infiltré partout et englobe beaucoup de minéraux (feldspaths, biotite, épidote). Il est parfois intimement lié à la perthite et présente alors une tendance graphique. Parfois il est corrodé. Dans certains cas il paraît avoir mangé et mal digéré le plagioclase rétrotransformé. Il ressemble alors à une éponge dont les trous sont occupés par les produits résultant de la transformation des plagioclases.

- biotite : on note la présence de deux biotites différentes par leur aspect, mais toutes deux sont plus ou moins chloritisées. La première variété est une biotite verte automorphe, atteignant 5 mm de longueur, à aspect lépreux et à clivages soulignés par des oxydes de fer. Elle est chloritisée soit complètement, soit localement. La deuxième est petite, verte, xénomorphe, éparpillée. Ses clivages sont très nets. Elle est régulièrement et "proprement" chloritisée bande par bande.

- chlorite : outre la chlorite d'altération de la biotite, cristallise une autre, petite et xénomorphe. Comme la biotite xénomorphe elle se rencontre parfois au sein des plagioclases. Cette chlorite serait de cristallisation secondaire.

- muscovite : peu abondante elle ne forme que de petites paillettes au sein des feldspaths dont les amas phylliteux de séricitisation servent de base à sa formation ;

- épidote : en amas (pistachite) ou en grains (zoïsité) ;

- minéraux en trace : zircon, rutile (sagénite), sphène et apatite. On trouve le zircon dans la chlorite et les deux biotites ; les oxydes de fer sont liés à la chloritisation.

PLANCHE 8 - ASPECT MICROSCOPIQUE DU GRANITE D'IFNI (Fig. 1 et 2)

Figure 1 - échantillon A 57

Localisation = Assif Ifni

Noter que :

- le plagioclase (Pl) phénocrystal automorphe séricitisé
- la biotite (Bi) automorphe chloritisée (Cl)
- la biotite (Bi) xénomorphe chloritisée
- le microcline (Mi) xéno-perthitique (Ab)
- le quartz xénomorphe

Figure 2 - échantillon A 57

dessin d'une mésoperthite : le microcline envahit presque complètement le Pl maclé albite.

Figure 3 - Aspect microscopique du granite d'Alouzad

échantillon B 69a pris dans le village de Sidi Bou Brahim

noter que :

- le microcline (Mi) perthitique (Ab) est poecilitique
- le plagioclase (Pl) séricitisé est entouré d'une frange albitique

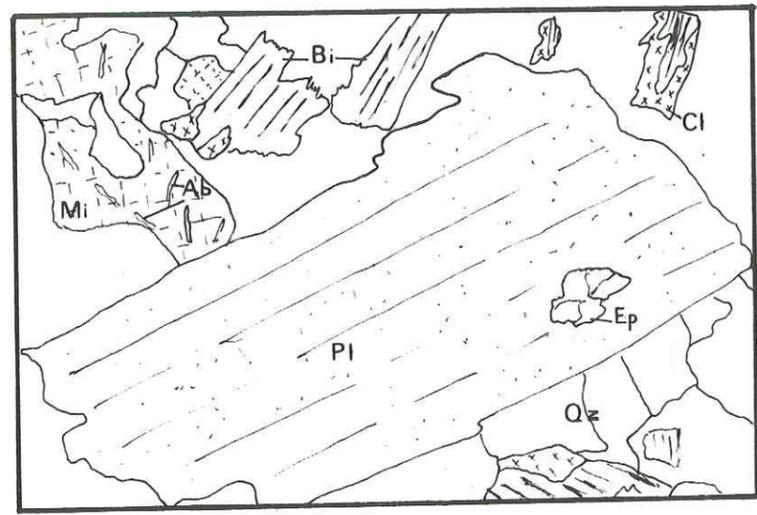


Fig. 1 G. IFNI

LM A57

1 m m

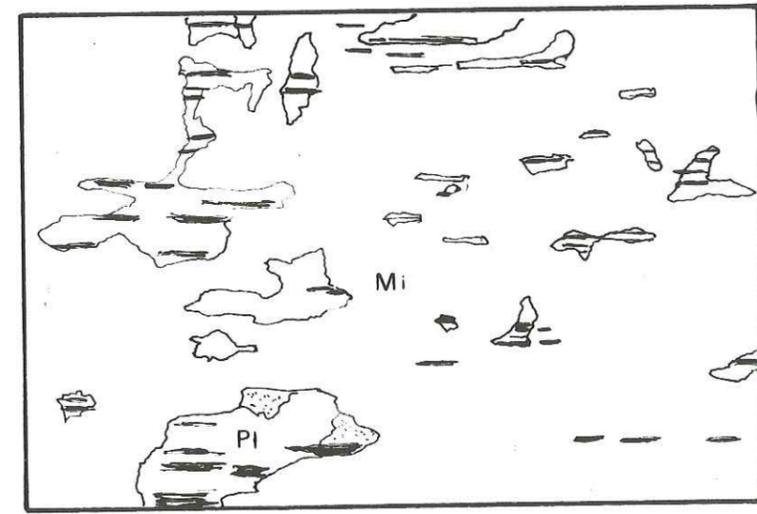


Fig. 2 G. IFNI

LM A57

0,1m m

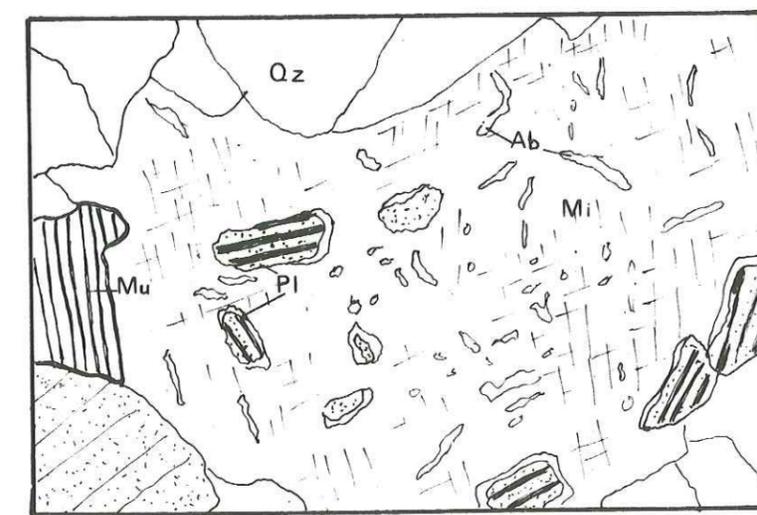


Fig. 3 G. ALOUZAD

B69a

1 m m

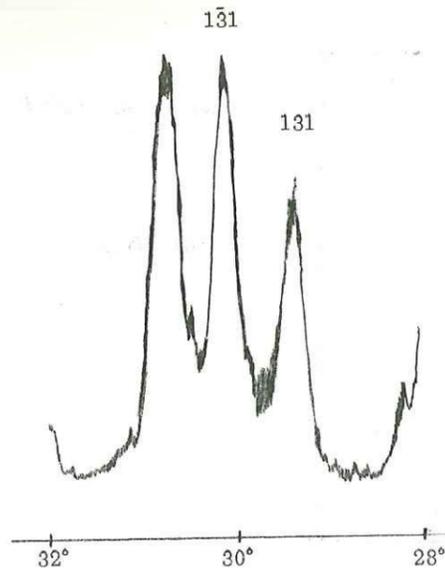


Fig. 12 - Diagramme de R. X. sur les plans 131 et 131 d'un feldspath potassique de l'échantillon A56 du granite d'Ifni

c) - Analyse modale

Tableau 4 - Analyse modale du granite d'Ifni

n°	A 56	A 57	C 46	D	Moyenne
nb de points	4945	1348	1380	1244	8717
Quartz	21,15	24,63	15,43	13,75	18,74
Feldspath K	23,70	20,77	21,81	22,43	22,18
Plagioclase	38,65	37,31	40,72	46,30	40,75
Divers	16,51	17,29	22,03	17,52	18,32
S A T	25	30	20	17	26
C O L	17	17	22	18	18
F E L D S	38	36	35	33	35
Nom	granodiorite	granodiorite	granodiorite	granodiorite	granodiorite
Biotite		2,05	14,60	2,95	
Chlorite		8,80	4,33	11,43	
Epidote		3,68	1,36	0,28	
M opaques		0,51	0,74	2,95	
Muscovite		1,64	0,99		
Sphène		0,41	trace		
Zircon		trace	trace	0,28	
Apatite		0,20		0,18	
Rutile		trace			

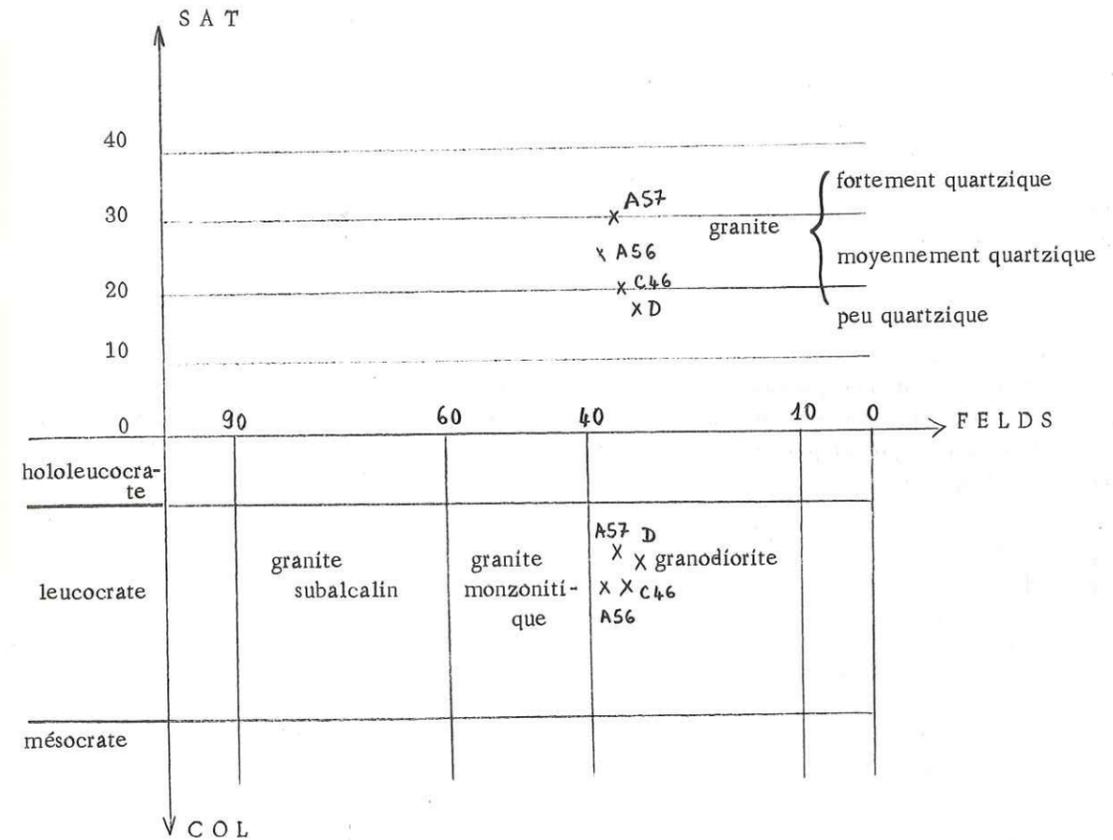


Figure n° 13 - Indices de J. JUNG et R. BROUSSE pour le granite d'Ifni -

D'après les indices de J. JUNG et R. BROUSSE le granite d'Ifni serait une granodiorite, leucocrate, moyennement quartzique. Le pourcentage assez élevé de minéraux colorés (17 à 22 %) est dû surtout à la biotite et aux chlorites.

4°/ Conclusion à l'étude du granite d'Ifni

Dans ce granite on ne rencontre jamais ni filons basiques ni de filons de rhyolites. Comme il recoupe les laves, il serait (avec le granite de Mirleft), le plus récent des granites de la boutonnière. Il appartiendrait donc à la dernière grande orogénie précambrienne qui a affecté la région. Comme il montre des recristallisations il a subi également un métamorphisme de faciès schistes verts (biotite verte) postérieurement à sa mise en place.

Remarque : bien que les études minéralogiques et pétrographiques montrent qu'il s'agit d'une granodiorite nous continuerons à utiliser l'expression de "granite d'Ifni" car elle a été employée jusqu'à présent pour désigner cet ensemble.

VIII. - LE GRANITE DE MIRLEFT

1°/ Localisation géographique

Situé au NW de la boutonnière (au coin SW de la feuille Tiznit au 1/100 000) près du chef-lieu de Mirleft, le granite de Mirleft est un petit massif allongé, de 11 kilomètres selon N-S et n'excédant pas 1,5 kilomètre de large.

Vers le Nord il apparaît dans la mer sous forme d'flots et de presqu'îles. Vers le Sud on le retrouve sous les grès rouges du Crétacé continental avec lesquels on pourrait le confondre de loin. A signaler également au Sud quelques pointements dans les formations gréseuses et conglomératiques.

2°/ Relations avec les autres formations, accidents

Au Nord de Mirleft on a l'impression de passer progressivement du granite sain au grès et aux rhyolites qui sont intercalés dans les formations sédimentaires. En effet dans la zone de contact on trouve dans le granite des enclaves de grès verdâtres, de flysch, de rhyolite, et ces enclaves sont de plus en plus nombreuses à mesure que l'on se dirige vers les formations détritiques et volcaniques. Il est donc intrusif (fig. 14).

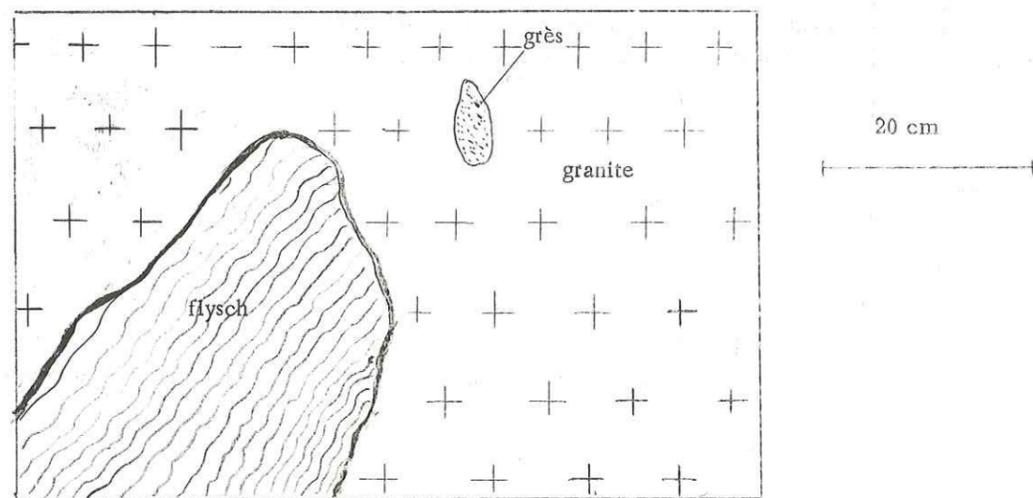


Figure n° 14 - Relations entre le granite de Mirleft, les grès et les flyschs -

A l'Ouest ce granite est limité le plus souvent par une grande faille méridienne qui a dû jouer ou rejouer après l'Adoudounien comme le montre le contact entre les deux formations. D'autres failles et un réseau de diaclases d'orientations principales N-S, NE-SW, ENE-WSW, hachent ce granite et rendent tout prélèvement géochronologique difficile et sujet à discussion.

3°/ Description pétrographique

a) - Macroscopique

D'une façon générale c'est un granite rouge parfois rose présentant de grands plagioclases automorphes dans une mésostase grenue. Il a une tendance microgrenue.

b) - Microscopique

Ce granite se compose des minéraux suivants :

- quartz : son pourcentage varie de 22 à 27 %. Il est xénomorphe, corrodé, parfois en association graphique avec les feldspaths alcalins. Son extinction est roulante.
- plagioclase : il forme de grands cristaux automorphes, maclés albite et parfois Carlsbad. Il est très saussuritisé ; la concentration des grains d'épidote augmente en allant vers le centre du minéral où la biotite est parfois également présente. Souvent les plagioclases se recoupent entre eux orthogonalement. L'important caractère commun à tous les échantillons étudiés est la zonation, bien qu'un peu "floue" du plagioclase. Le bord du cristal est plus albitique et le taux d'anorthite augmente en allant vers le centre. Ceci est confirmé par la plus grande abondance de l'épidote au centre de la périphérie. Le contact avec le feldspath alcalin est souligné par des bourgeons de myrmékite dans l'échantillon B 35.

- feldspaths alcalins : ils sont de deux types :

- . le microcline qui est très frais, xénomorphe, et très facilement reconnaissable grâce à son moirage très net. Il est maclé Carlsbad ;
- . la perthite qui forme la majorité ou la totalité des feldspaths alcalins suivant les échantillons étudiés. Elle résulte de l'albitisation du microcline. L'albite s'y présente en fuseaux flous, en flammèches ou en taches. Cette perthite est, comme le microcline, xénomorphe, non altérée et maclée Carlsbad. Le feldspath alcalin et le quartz s'interpénètrent l'un l'autre quand ils sont en contact. Aux rayons X c'est effectivement un microcline maximum (fig. 15) avec dédoublement des raies 131 et 131̄. L'indice de triclinicité est de 87,3.

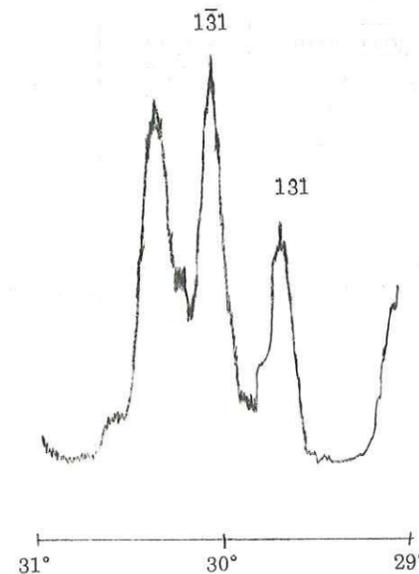


Figure n° 15 - Diagramme de R. X sur les plans 131 et 131̄ d'un feldspath potassique de l'échantillon B 29 du granite de Mirleft -

- biotite : dans tous les échantillons étudiés on rencontre deux biotites différentes : une "grande", la plus ancienne, et une "petite", la plus récente.
 - . l'ancienne biotite est vert-olive, ne montre aucun clivage et est parfois chloritisée bande par bande. Elle est automorphe ;
 - . la nouvelle biotite est vert kaki, xénomorphe, ses clivages sont nets, elle n'est pas chloritisée. Elle cristallise souvent au sein de la grande biotite ou du plagioclase.
- chlorite : elle est xénomorphe, bleue en lumière polarisée. Son pourcentage atteint 8 % du volume de la roche (B 30, B 35) ; ailleurs elle est à l'état de trace.
- minéraux accessoires :
 - . muscovite et séricite présentes dans le plagioclase ;
 - . épidote résultant de la saussuritisation ;
 - . zircon présent dans les deux biotites, mais surtout dans l'ancienne ;
 - . rutile (sagénite) présent uniquement au sein de la grande biotite ;
 - . apatite en bâtonnets dans le quartz ;
 - . quelques minerais opaques souvent liés à la chloritisation.

c) - Analyse modale

Elle porte sur cinq roches récoltées du Nord au Sud du massif granitique (tableau 5 et fig. 16).

Tableau 5 - Analyse modale du granite de Mirleft

n° échantillon	B 29	B 30	B 33	B 35	B 36	(1) B 34
Nb de points	6257	1775	1163	1931	1762	
Quartz	33,64	27	21,8	27,1	26,1	30,2
Plagioclase	35,60	39,0	41,0	36,4	43,0	28,6
P.	24,21	21	17,2	19,7	26,1	38,6
Divers	12,17	12,7	20	16,8	4,8	2,6
SAT	36	31	27	33	27	31
COL	12,17	13,0	20	17	5	3
FELDS	40,4	35	30	35	38	57
Nom	granodiorite	granodiorite	granodiorite	granodiorite	granodiorite	% monzonitique
biotite	10,65	3,13	19,04	4,63	2,82	1,75
chlorite		8,07	trace	7,68	1,06	
épidote	trace			1,67	0,41	
muscovite			trace			
sphène			trace	0,49	trace	
zircon	0,36	trace	0,40	0,49	0,18	0,56
apatite	0,18	trace	0,10	trace		
rutile		trace	trace	1,38	0,18	0,14
minéraux	0,98	1,48	0,41	0,49	0,18	1,67

(1) - filon de microgranite

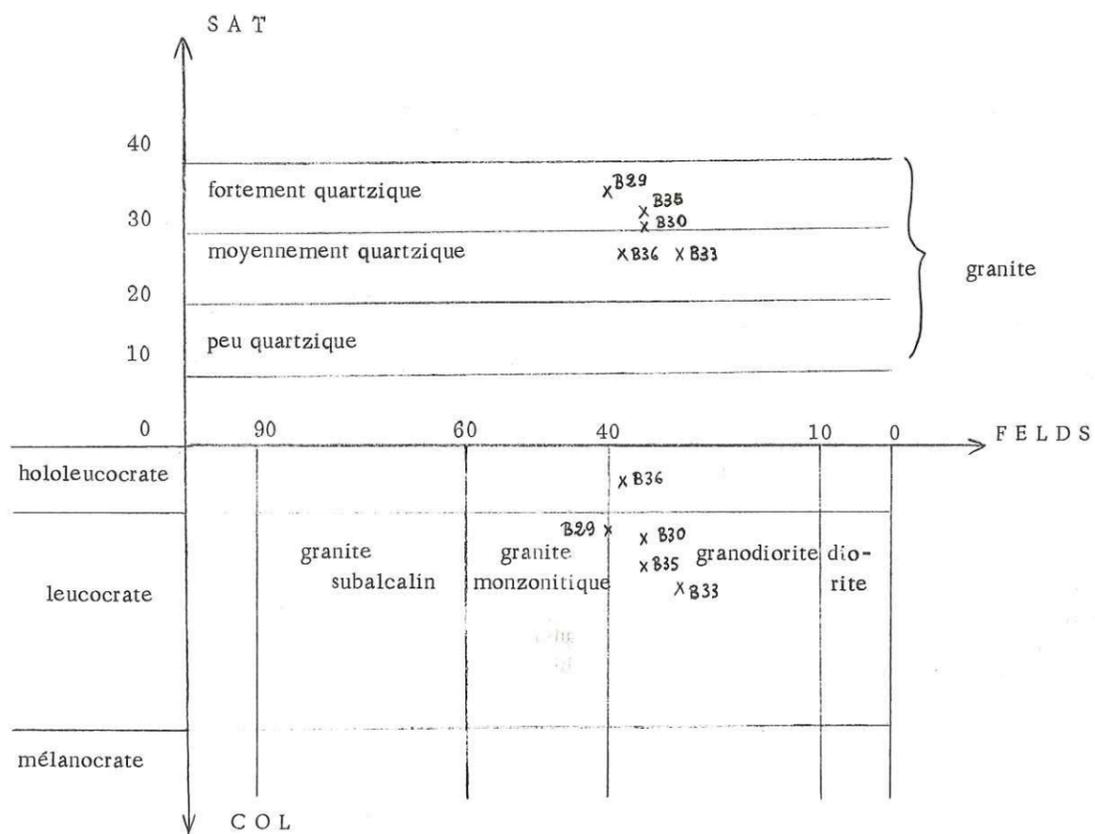


Figure n° 16 - Indices de J. JUNG et R. BROUSSE pour le granite de Mirleft -

La figure 16 ci-dessus nous indique que le granite de Mirleft est en réalité une granodiorite dont l'indice feldspathique varie de 30 à 40. C'est celui d'une granodiorite beaucoup plus proche du pôle monzonitique que du pôle dioritique.

Mis à part l'échantillon B 36 (qui est hololeucocrate), cette granodiorite est leucocrate, mais l'échantillon B 36 ayant été recueilli à côté d'un filon aplitique, peut-être y a-t-il eu une influence de ce dernier sur le pourcentage assez bas (4 %) de minéraux colorés (?)

D'après l'indice de saturation ce massif est moyennement à fortement quartzique.

4°/ Cortège filonien

Une aplitite et un microgranite ont été étudiés :

- l'aplite a, à l'œil nu, un contact franc avec le granite ; sous le microscope on remarque que sur quelques millimètres le microcline du granite envahit l'aplite. Ce filon se compose de petits cristaux de quartz xénomorphe, de plagioclase rectangulaire, de perthite xénomorphe et de biotite brune xénomorphe.

Les indices de J. JUNG et R. BROUSSE du filon de microgranite indiquent qu'il s'agit d'un microgranite monzonitique, hololeucocrate, fortement quartzique (voir tableau p.52). Il se compose de : quartz automorphe, corrodé ; plagioclase automorphe, zoné, séricitisé ; microcline moiré et microcline perthitique xénomorphes ; biotite subautomorphe, rougeâtre, chloritisée, englobant rutile et zircon ; la mésostase microgrenue comprend : quartz, plagioclase séricitisé, microcline, sphène, oxyde de fer, séricite et biotite verte.

5°/ Conclusion à l'étude du granite

Par ces caractères il ressemble au granite d'Ifni et comme lui il paraît appartenir à la dernière grande orogénie pré-cambrienne qui a affecté la région.

L'expression de "granite de Mirleft" continuera à être employée pour cette granodiorite.

CHAPITRE IV

CONCLUSIONS D'ENSEMBLE SUR LES GRANITES

I. - MINERALOGIE DES GRANITES - QUELQUES TRAITES PRINCIPAUX

II. - ORDRE DE CRISTALLISATION

III. - ETUDE CHIMIQUE

CONCLUSIONS D'ENSEMBLE SUR LES GRANITES

I. - MINÉRALOGIE SOMMAIRE DES GRANITES - QUELQUES TRAITS PRINCIPAUX

1°/ Le quartz

Ses pourcentages extrêmes sont respectivement 14 et 56 %, mais pour la grande majorité des échantillons il oscille entre 35 et 40 %. Il cristallise sous quatre formes différentes :

- cristaux pœcilitiques, xénomorphes, limpides et à extinction onduleuse ;
- cristaux subautomorphes, corrodés ;
- en association graphique avec les feldspaths ;
- en fins cristaux à structure engrenée.

La première forme n'existe pas dans les granites subalcalins (Taoulech, Tiyourhza) où par contre on observe les formes subautomorphe et graphique. Un certain nombre de quartz graphique existe dans les granodiorites (Ifni, Mirleft). Le quartz en grandes plages éclatées dont les contours sont souvent soulignés par de la séricite n'existe que dans les granites "anciens" (Mesti, Alouzad, Sahel).

Ces différents caractères du quartz permettent de tirer les informations suivantes :

- les formes xénomorphes et pœcilitiques correspondent au stade final de la cristallisation ;
- dans les granodiorites où coexistent quartz xénomorphe et quartz graphique, on peut dire qu'après la cristallisation du premier, tardive par rapport à celle des autres minéraux, il subsistait encore un liquide enrichi en SiO_2 et K, ayant donné en tout dernier lieu, les associations graphiques quartz - feldspath potassique ;
- dans les granites alcalins il y a eu, dans un premier temps cristallisation du quartz corrodé et dans un deuxième temps du quartz graphique, ce dernier a encore dû cristalliser à partir d'un bain riche en SiO_2 et K ;
- quant au quartz finement cristallisé il semble dû à une recristallisation postérieure à la mise en place du granite.

2°/ Le feldspath alcalin

Si les pourcentages en feldspaths (alcalins et calco-sodiques) des différents granites et granodiorites se cantonnent aux alentours de $61,5 \pm 7,5$ % ils peuvent dans certains cas soit tomber à 40 %, soit atteindre 77 %. Par contre, la proportion de chaque type de feldspath varie beaucoup, par exemple de 9 à 57 % de microcline et de perthite, pour le seul granite de Mesti.

L'étude aux rayons X des feldspaths potassiques indique que pour toutes les variétés de granites de la boutonnière d'Ifni, ils sont tricliniques. Ils présentent tous le dédoublement des raies 131 et 131, l'indice (Δ) de triclinicité (tableau p. 6), est de 86-87 % pour les granodiorites et de 91-95 % pour les granites monzonitiques et subalcalins.

Ce microcline a également un "air de famille" dans toutes les variétés de granites. Il est généralement perthitique et l'albite s'y présente en taches et veinules à contours assez flous ce qui le différencie des perthites tectoniques où l'albite est à bords très nets. On peut penser qu'il a fallu des conditions physico-chimiques particulières pour avoir une telle quantité de perthites et que le microcline originel contenait au départ beaucoup d'albite. Quoiqu'il en soit cette série triclinique indique une "basse" température pour la formation des granites d'Ifni.

Ce microcline perthitique est facilement reconnaissable grâce à son moirage net (macles albite + péricline). Il est xénomorphe et très pœcilitique. Ses plages sont très grandes dans les granites de Mesti et Alouzad, plus petites chez les autres. Habituellement il est très sain, sauf dans les granodiorites où il peut être légèrement séricitisé. Quelques bourgeons de myrmékite indiquent des réactions de réajustement avec le plagioclase (Tiyourhza, Mirleft). Dans les granites de Mesti, Alouzad, Ifni il faut signaler la présence d'une couronne albitique autour des plagioclases contenus dans les microclines et perthites.

TABLEAU n° 6 -

INDICE DE TRICLINICITE DES FELDSPATHS POTASSIQUES DES GRANITES D'IFNI

La méthode consiste à calculer l'écart angulaire entre les raies 131 et $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ pour un microcline maximum. La fiche 12 703 indique pour la raie 131 un angle (2ϕ) de $29^{\circ}53'$ et pour la raie $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ un angle de $30^{\circ}15'$. La différence entre ces deux angles ($0^{\circ}22'$) correspondrait à un indice de triclinité $\Delta = 100$.

Cet écart angulaire peut être converti en millimètres (ici 110 mm) suivant la vitesse de déroulement du papier d'enregistrement et la vitesse de balayage angulaire du goniomètre.

Une simple règle de trois permet de trouver l'indice de triclinité des feldspaths analysés, ceci après avoir mesuré avec précision la distance entre les raies 131 et $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$.

Les résultats obtenus sont les suivants :

GRANITE DE MESTI :	Δ	= 92,7	pour l'échantillon A 60
	"	= 92,7	" " C 34
GRANITE D'ALOUZAD :	"	= 92,7	" " B 69a
	"	= 95,4	" " B 62
GRANITE DE SAHEL :	"	= 90,9	" " B 79a
GRANITE DE TIYOURHZA :	"	= 92,7	" " C 27
GRANITE DE TAOULECHT :	"	= 92,7	" " B 82
GRANITE D'IFNI :	"	= 86,3	" " A 56
GRANITE DE MIRLEFT :	"	= 87,3	" " B 29

3°/ Le plagioclase

La proportion des plagioclases varie dans des limites assez larges quand on considère tous les granites et granodiorites (12 à 46 %), mais reste à peu près constante à l'intérieur de chaque type. Dans les variétés subalcalines elle oscille autour de 16 % et dans les autres types autour de 37 %.

Mis à part le granite de Taoulecht où certains plagioclases, acides, sont xénomorphes et peuvent être en association graphique avec le quartz, il présente une forme idiomorphe.

Dans les granites monzonitiques de Mesti et d'Alouzad et les granodiorites d'Ifni et de Mirleft le plagioclase, de forme rectangulaire très allongée (plus de 1 cm), est la plupart du temps complètement saussuritisé. De la sorte la mesure du taux d'anorthite est pratiquement impossible vu l'effacement des macles par les produits d'altération. La zoïsite s'y présente en granules et en baguettes, la séricite en paillettes. Etant donné que l'épidote se concentre vers le centre du minéral, et que certains individus moins altérés présentent une zonation, cela indique que le plagioclase est plus basique au centre qu'à la périphérie. Certaines mesures ont pu être effectuées sur quelques rares plagioclases qui seraient des oligoclases, plus basiques dans les granodiorites que dans les granites monzonitiques.

Dans les granites subalcalins et le granite de Sahel, le plagioclase est plus petit, séricitisé et très rarement épidotisé. Le granite de Taoulecht aurait un plagioclase contenant 10 à 12 % d'anorthite et le granite de Tiyourhza 5 à 6 %.

On voit donc que l'altération du plagioclase est un phénomène général dans la région. Il permet de diviser les granites en deux groupes :

- les granites à plagioclase saussuritisé, donc plus calcique ;
- les granites à plagioclase séricitisé donc plus alcalin.

A cette subdivision se superpose étroitement celle entre granites à grands plagioclases et ceux à plus petits plagioclases. Mais dans toutes les variétés le plagioclase est maclé albite et souvent Carlsbad. La rétro-morphose semble être un phénomène précoce car les plagioclases englobés dans le microcline non altéré sont séricitisés ou saussuritisés.

A signaler également la présence de mésoperthites dans le granite d'Ifni et d'antiperthites dans le granite de Taoulecht.

4°/ Les micas (biotite et muscovite)

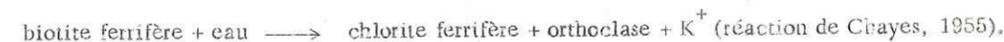
Dans la boutonnière d'Ifni les granites sont à biotite et muscovite, à biotite seule ou à muscovite seule. La biotite cristallise sous deux formes : automorphe et xénomorphe ou plus exactement l'une apparaît "ancienne" et l'autre "récente". D'après ces caractères on peut faire les subdivisions suivantes :

- granite à biotite automorphe et biotite xénomorphe (Mesti-Ifni-Mirleft-Sahel Sud) ;
- granite à biotite xénomorphe (Tiyourhza-Taoulecht) ;
- granite à biotite xénomorphe et muscovite (Alouzad) ;
- granite à muscovite (Sahel).

On remarque que les granites subalcalins ne renferment ni biotite automorphe, ni muscovite ; d'ailleurs ils sont très pauvres en micas.

La biotite automorphe est de taille assez grande, de couleur vert olive à brun vert, chloritisée soit bande par bande, soit totalement ; ses clivages sont soulignés par des oxydes de fer dus à la chloritisation, ce qui lui donne également un aspect lépreux.

La biotite xénomorphe, présente dans presque tous les granites, est verte, brun vert ou kaki ; petite, très "propre" et à clivages nets. Elle n'est chloritisée, feuillet par feuillet, que dans les granites de Tiyourhza, d'Ifni et dans le granite de Mesti dans une zone proche d'Ifni. Cette biotite est généralement disséminée dans la roche, mais se concentre très souvent autour des restes de biotite automorphe ou bien autour des plagioclases altérés ou légèrement à l'intérieur de ces derniers. Cette biotite est liée à une recristallisation partielle. Le potassium nécessaire à sa formation peut provenir pour une part de la chloritisation de la biotite automorphe :



Cette mobilisation locale a pu permettre la formation de ce second mica. Mais il est impossible d'adapter ce schéma pour les granites subalcalins car ceux-ci ne renferment pas de biotite primaire.

D'autre part on rencontre des petites biotites au sein des plagioclases saussuritisés ou séricitisés ; on a l'impression d'une d'une transformation de séricite en biotite, mais on voit mal d'où proviendraient fer et magnésium, à moins qu'il ne soit emprunté à d'autres minéraux ferromagnésiens en inclusions ; en tout cas il semble que l'altération rétro-morphique des plagioclases soit antérieure à la cristallisation secondaire de la biotite. La chloritisation des biotites de première génération pourrait être contemporaine de l'altération rétro-morphique des plagioclases.

La muscovite est grande, bien clivée et très saine dans les granites d'Alouzad et de Sahel. De la muscovite de néoformation cristallise à partir d'amas phylliteux dans le granite d'Ifni et de Sahel.

5°/ La chlorite

Mise à part la chlorite d'altération des biotites, on rencontre souvent une chlorite (également secondaire) dans la plupart des granites. Cette chlorite est, comme la biotite, xénomorphe et liée à une recristallisation partielle. Quelques chlorites ont été séparées et analysées aux rayons X ; les diagrammes obtenus indiquent une chlorite ferrière, présentant les pics de la thuringite (A 53, C 34) ou de la ripidolite (A 60).

6°/ L'épidote

La pistachite ou épidote vraie forme des amas et des trainées dans le granite de Mesti (4 %), Ifni, Taoulecht. Aux rayons X les pics obtenus correspondent à ceux de l'épidote vraie ($\text{Ca}_2(\text{Al} - \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{OH}$).

La zoïsite, plus récente, provient de la saussuritisation des plagioclases, ou est liée à la chloritisation. Elle se présente en grains.

7°/ Les minéraux accessoires

Le zircon est présent dans les deux biotites, la muscovite et parfois dans les chlorites. On aurait donc un zircon ancien et un zircon plus jeune. A signaler que le granite de Taoulecht qui renferme très peu de zircons est également très pauvre en phyllites.

Le rutile, en baguettes quadratiques, et la ségénite apparaissent dans les biotites primaires de Mesti, Ifni, Mirleft.

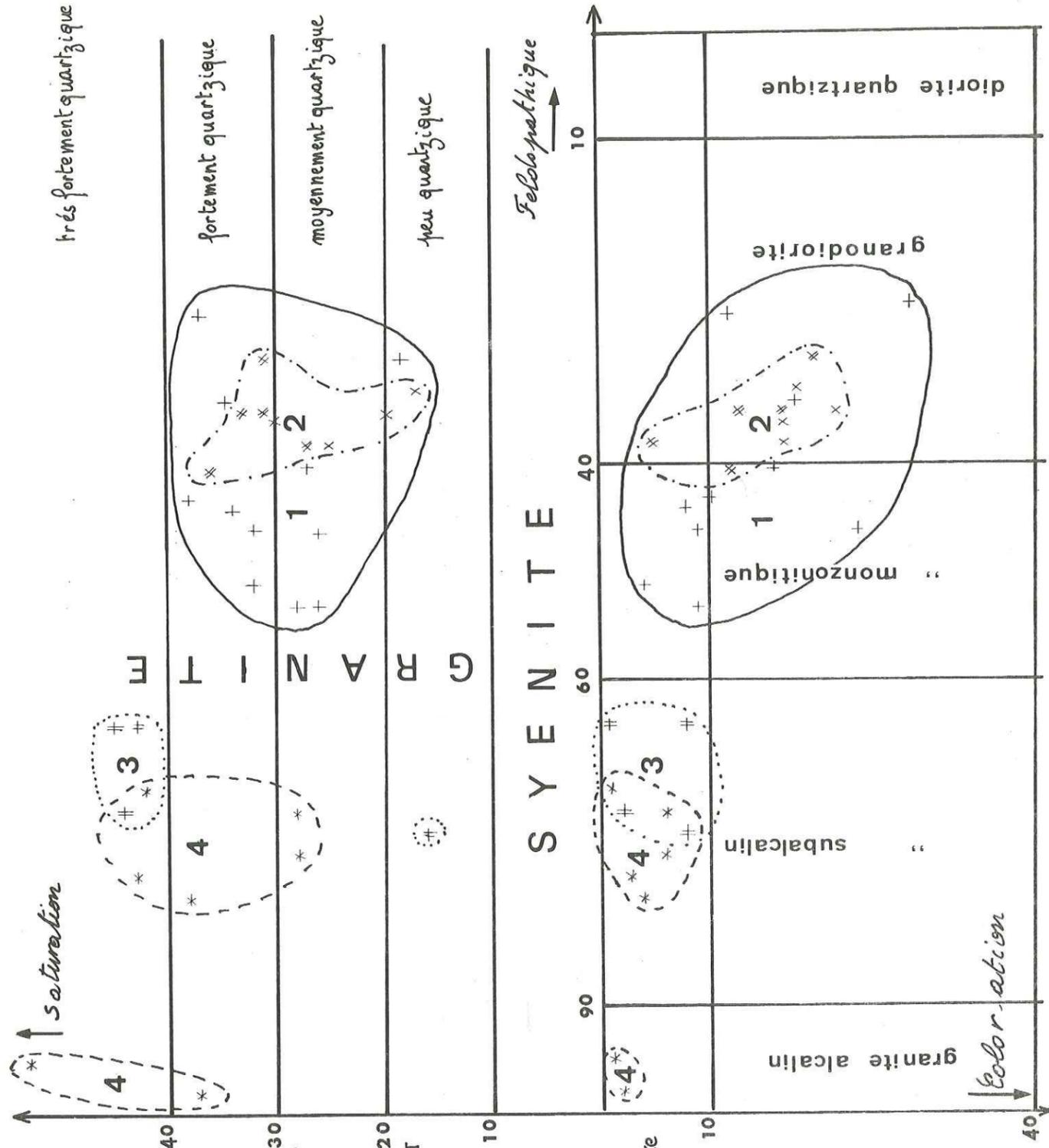
L'apatite en bâtonnets se trouve généralement dans le quartz ou le microcline ; ce minéral est pratiquement inexistant dans les granites alcalins.

Les oxydes de fer sont liés à la chloritisation.

Diagramme de J. Jung
et R. Brousse

(Les indices sont colorés
d'après le comptage de points)

- 1 — granite de MESTI
- 2 — granites d'IFNI et MIRLEFT
- 3 — granite de TIYOURHZA
- 4 — granite de TAULECHT



8°/ Analyse modale des granites d'Ifni

En reportant tous les résultats de l'analyse modale sur le diagramme saturation - coloration - feldspathisation de J. JUNG et R. BROUSSE on aboutit à une séparation nette des granites. En effet, on obtient : (pl. 9) :

- un sous-ensemble groupant les granites de Tiyourhza et Taoulecht,
- et un sous-ensemble comprenant les granites de Mesti, Ifni et Mirleft ;
- les filons de microgranites font partie de ce groupe.

N.B. : on n'a pas tenu compte des résultats des granites à muscovite (Alouzad et Sahel) sur lesquels on ne disposait que de calculs insuffisants.

On remarque que les granites d'Ifni et de Mirleft forment un groupe homogène. Leurs caractères pétrographiques, minéralogiques, leur époque de mise en place apparemment sensiblement la même et leur situation géographique conduisent à penser qu'il s'agit de deux venues différentes mais issues d'un même magma.

Les granites de Tiyourhza qui géographiquement sont proches l'un de l'autre pourraient, par leurs caractères semblables, avoir la même origine profonde.

Sur un diagramme triangulaire (pl. 10) où Q = quartz ; A = feldspath alcalin ; Pl = plagioclase, nous avons à peu près les mêmes groupements : Mesti = monzogranite ; Ifni, Mirleft = monzo-granodiorite ; Tiyourhza, Taoulecht = syénogranite - granite alcalin. Les points représentant ces derniers granites seraient en fait beaucoup plus proches du pôle alcalin étant donné que leur plagioclase contient peu d'anorthite. Ici également les mêmes sous-ensembles se dessinent.

En conclusion on peut finalement distinguer dans la boutonnière d'Ifni :

- un sous-ensemble plagioclasiq. de caractère monzo-granodioritique comprenant les granites de Mesti, Ifni, Mirleft et également Alouzad et Sahel (représentés chacun par un point) ;
- un sous-ensemble alcalin formé par les granites de Tiyourhza et Taoulecht.

Ces deux sous-ensembles correspondent aux subdivisions définies plus haut par les caractères minéralogiques.

II. - ORDRE DE CRISTALLISATIONS

L'examen microscopique des granites montre que l'ordre apparent dans lequel les minéraux présents ont cristallisé est le même pour tous les granites, mis à part les granites alcalins. D'autre part cet examen microscopique indique qu'il y a eu une cristallisation primaire et des cristallisations secondaires.

1°/ Cristallisation primaire

Les minéraux accessoires, zircon, apatite, rutile sont les premiers à se former. Ils ont gardé leur forme cristallographique. Ils sont tous en inclusions.

Il n'y a pas eu formation, ni de pyroxène, ni d'amphibole.

La biotite automorphe succède aux minéraux accessoires qu'elle englobe en partie (zircon, rutile). La pistachite qui est souvent en amas a dû se former à ce moment.

Vient ensuite le plagioclase dont les formes, très souvent automorphes, attestent d'une croissance libre. La présence de plagioclases zonés indique une croissance pendant un laps de temps élevé. Leur cristallisation a dû débuter pendant la formation de la biotite.

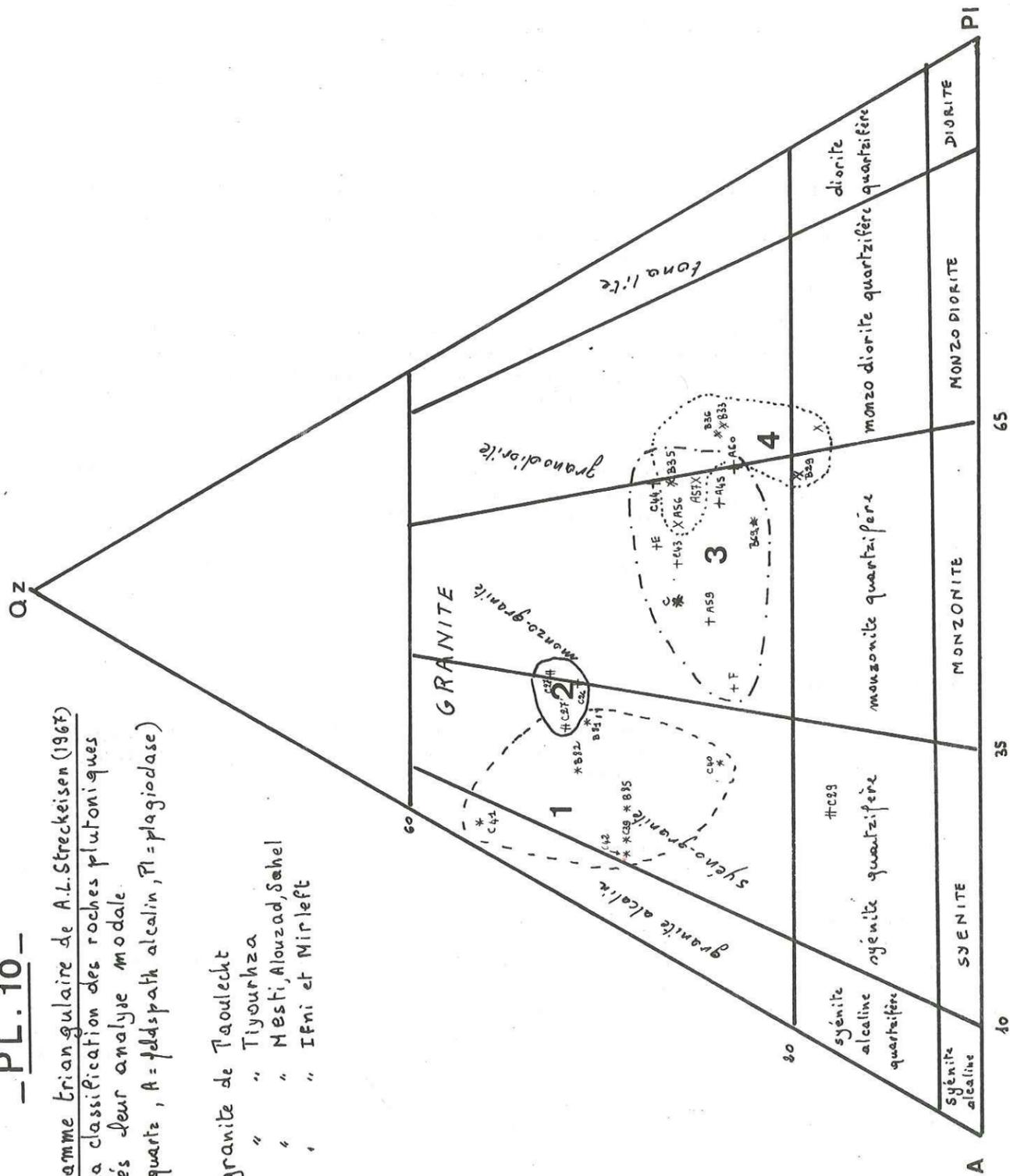
Les cristallisations tardives du microcline et du quartz, tous deux généralement pœcilitiques et xénomorphes, ont dû avoir lieu en même temps.

A ce moment la roche a acquis sa structure granitique et il n'intervient plus que des modifications de détail : formation de muscovite (Alouzad, Sahel) et de quelques bourgeons de myrmékites.

Quant aux granites alcalins, ils présentent de légères différences. Dans le granite de Taoulecht il est très difficile de discerner l'ordre de cristallisation. Mis à part quelques rares cristaux de zircon, d'apatite et de plagioclase qui ont dû cristalliser les premiers dans un magma pauvre en ferromagnésien, il semblerait que quartz et microcline ont eu une croissance simultanée à partir d'une phase magmatique homogène résiduelle. En tout cas la présence d'antiperthite témoigne de l'antériorité du plagioclase par rapport au feldspath potassique. Chez le granite de Tiyourhza la présence de quartz automorphe corrodé témoigne de son antériorité par rapport au feldspath potassique.

Diagramme triangulaire de A.L. Streckeisen (1967) pour la classification des roches plutoniques d'après leur analyse modale.
(Qz = quartz, A = feldspath alcalin, Pl = plagioclase)

- 1- granite de Taoulecht
- 2- " " Tiyourhza
- 3- " " Mesti, Alouzad, Sahel
- 4- " " Ifni et Mirleft



2°/ Cristallisations secondaires

L'examen microscopique nous a permis de distinguer deux phénomènes qui ont affecté les granites après leur mise en place. Nous avons vu que l'altération rétomorphique des plagioclases et des biotites a précédé la cristallisation secondaire de la biotite xénomorphe. Ces phénomènes ont aussi bien affecté le socle (avec ses filons et enclaves), que les granites récents et la couverture gréseuse (des recristallisations avec formation de biotite verte sont visibles dans les lames minces des grès antérieurs à l'Adoudounien).

Ainsi dans un premier stade il y a eu chloritisation des biotites automorphes, saussuritisation ou séricitisation des plagioclases et peut être albitisation des microclines ; dans le deuxième stade ont cristallisé une biotite xénomorphe généralement verte et de la chlorite.

Alors que les premiers réajustements pourraient être de nature autopneumatolitique, les seconds sont à mettre sur le compte d'un métamorphisme postérieur à la mise en place des derniers granites.

Il est également possible que les granites "du socle" aient subi des réajustements minéralogiques antérieurs à ce métamorphisme général, mais ils ne sont pas décelables microscopiquement.

III. - ETUDE PETROCHIMIQUE

Dix échantillons ont été analysés par voie humide : quatre pour le granite de Mesti, deux pour le granite de Taoulecht, un pour le granite de Sahel, un pour le granite de Tiyourhza, un pour la granodiorite d'Ifni, un pour la granodiorite de Mirleft. Il n'a été fait aucune analyse sur le granite d'Alouzad.

Tous ces échantillons ont été, en outre, l'objet d'une analyse modale et ont été étudiés au Laboratoire de Géochronologie de Rabat par la méthode Rb/Sr. Les résultats des analyses chimiques faites à Grenoble par Mme F. KELLER sont consignés dans le tableau 7.

Tableau 7 - Résultats des analyses chimiques (analyste F. KELLER, Institut Dolomieu)

ensemble	MESTI				IFNI	MIRLEFT	SAHEL	Tiyourhza	TAOULECHT	
n° analyse	883	836	837	889	839	838	887	884	886	885
n° échantillon	C 43	C 34	A 60	A 59	A 56	B 29	C	C 27	C 39	B 85
SiO ₂	67.60	69.7	71.0	69.95	65.40	72.30	71.85	75.50	73.10	74.70
Al ₂ O ₃	15.05	14.7	14.0	14.80	15.55	14.15	14.20	11.90	12.10	11.90
Fe ₂ O ₃	2.90	2.85	1.90	3.00	3.60	1.85	2.20	2.20	3.65	2.20
FeO	1.65	0.35	0.30	0.55	0.60	0.30	0.15	0.50	0.30	1.60
MgO	1.15	1.4	0.70	0.65	1.50	0.45	0.45	0.50	0.05	0.10
CaO	1.85	2.2	2.60	1.65	1.65	0.55	0.70	0.10	1.30	0.75
Na ₂ O	3.80	4.3	4.05	4.80	3.90	4.20	3.05	3.70	3.30	3.05
K ₂ O	4.05	2.8	3.80	3.35	4.60	4.25	5.50	4.65	5.00	5.10
TiO ₂	0.40	0.35	0.30	0.30	0.50	0.20	0.20	0.10	0.25	0.15
P ₂ O ₅	0.20	0.15	0.20	0.10	0.25	0.10	0.20	0.10	0.20	0.10
MnO	0.05	0.1	0.05	0.05	0.10	0.05	0.02	0.05	0.05	0.05
H ₂ O ⁺	0.55	0.75	0.70	0.25	1.70	0.75	0.80	0.10	0.05	0
H ₂ O ⁻	0.05	0	0.05	0.15	0.05	0.05	0.05	0.20	0.05	0.05
Total	99.30	99.65	99.65	99.60	99.40	99.20	99.35	99.60	99.40	99.75

Pétrographiquement nous avons individualisé plusieurs types de granites (granite subalcalin, granite monzonitique, granodiorite). Afin de différencier les granites et de suivre l'évolution de leurs caractéristiques, il a été employé plusieurs méthodes.

1° Normes C.I.P.W. - LACROIX et "approchée"

Pour transformer les analyses chimiques en pourcentages de minéraux virtuels, il a été adopté deux normes. La première est la norme C.I.P.W., la seconde, appelée "norme approchée", est inspirée de la norme des roches micacées de J. LAMEYRE (1966). Cet auteur a proposé cette norme afin de pouvoir mieux comparer les résultats des analyses chimiques à ceux des analyses modales. Cette norme se calcule à partir de la composition en oxydes.

Il est apparu intéressant de procéder de la même façon pour contrôler les observations en lames minces et pour calculer des paramètres qui soient les plus proches de la réalité. Avant d'utiliser la norme approchée pour une roche, il est nécessaire d'en avoir une lame mince pour y noter les minéraux présents.

Ainsi, pour les granites de Mesti, Mirleft, Ifni, Taoulecht et Tiyourhza, la séricite remplace la muscovite, la première pouvant posséder moins de SiO₂, MgO, H₂O et plus de K₂O. De même les échantillons du granite de Taoulecht (C 39; B 85) ne contiennent pas de biotite; par contre on note la présence de chlorite. Dans l'échantillon C 27 du granite de Tiyourhza il y a dix fois plus de chlorite (5,87 %) que de biotite (0,58). Pour ces deux granites la phlogopite (6 SiO₂, Al₂O₃, 6 MgO, K₂O, 2 H₂O) est remplacée par une chlorite magnésienne (3 SiO₂, Al₂O₃, 3 MgO, 4 H₂O). La teneur en alumine reste identique et cette substitution n'aura pas de répercussion sur la formation des autres minéraux aluminés.

Les pourcentages des minéraux virtuels de la norme C.I.P.W. et de la "norme approchée" sont consignés dans le tableau 8.

Lors des calculs à partir de la norme approchée de J. LAMEYRE nous avons trouvé un excès de K₂O ou plutôt un déficit d'Al₂O₃. Or si nous avons pu former, à la place d'anorthite, de l'épidote (2 CaO, 0,3 Fe₂O₃, 1,2 H₂O, 3 SiO₂, 0,5 H₂O) on aurait pu libérer plus d'alumine. En effet la formation de l'anorthite demande 1 CaO pour 1 Al₂O₃ alors que celle de l'épidote demande 1 CaO pour 0,6 Al₂O₃. Dans le granite de Mesti (A 59) il restait 10,9 moles de K₂O et dans cette roche il y a 2,8 % d'épidote.

L'analyse chimique de l'échantillon B 85 indique un pourcentage nul de H₂O⁺, ce qui se traduit par une absence de minéraux phylliteux et ceci est confirmé par l'analyse modale : 0,88 % pour chlorite + séricite. Il faut donc un certain pourcentage de minéraux phylliteux pour utiliser la norme approchée.

Si cette norme semble le mieux refléter la minéralogie réelle des roches micacées elle a aussi ses imperfections :
- dans les roches où il y a de la biotite et de la chlorite, on ne peut faire apparaître qu'un seul des deux minéraux. Ce qui fait également que l'eau de constitution n'est pas entièrement employée, car si on avait formé de la chlorite (4 H₂O) à côté de la phlogopite (2 H₂O), on aurait eu moins de moles de H₂O⁺ restantes;
- l'albite obtenue est égale en fait à la somme de l'albite des perthites et de celle des plagioclases.

En comparant les deux normes on remarque que la norme C.I.P.W. donne des granites plus orthosiques que la norme approchée. La non formation de minéraux phylliteux (ce qui est nécessaire pour un granite) entraîne un excès d'orthose.

Des deux normes ressort une quantité très importante d'albite variant de 25,8 % à 40,6 %. Ceci peut s'expliquer par le fait que nous avons surtout affaire à des perthites où l'albite entre en quantité importante. Par exemple dans l'échantillon A 59 le feldspath alcalin est composé de 48 % d'albite et de 52 % d'orthose. Par contre l'échantillon C qui ne renferme presque pas de perthites, contient par conséquent beaucoup moins d'albite (25,8 %).

Le tableau n° 9 est un essai de comparaison entre les pourcentages de minéraux principaux obtenus par analyse modale et ceux des minéraux virtuels obtenus par différentes méthodes.

Pour le quartz les méthodes à partir des analyses chimiques s'équivalent, sauf pour quelques échantillons où la méthode de H. de La ROCHE donne un pourcentage plus faible; l'analyse modale donne en général des roches plus quartzes (environ + 3 %).

Pour l'ensemble des feldspaths la "norme approchée" est celle qui se rapproche le plus de l'analyse modale.

Pour les minéraux colorés la norme C.I.P.W. et la norme approchée s'équivalent, par contre la méthode de H. de La ROCHE donne généralement des roches plus mafiques.

Tableau n° 8 - Normes C.I.P.W. Lacroix et approchée, minéraux virtuels

Type de granite	MESTI				TAOULECHT		Ifni	Mirleft	Tiyourhza	Sahel
n° d'éch.	A 59	A 60	C 34	C 43	B 85	C 39	A 56	B 29	C 27	C
n° analyse chimique	889	837	836	883	885	886	839	838	884	887
Norme C.I.P.W.										
Quartz	25,0	27,5	27,6	24,8	35,5	32,9	20,0	30,0	35,5	31,4
Orthose	19,8	22,5	16,6	23,9	30,2	29,6	27,2	25,1	27,5	32,5
Albite	40,6	34,2	36,4	32,1	25,8	27,9	32,9	35,5	31,3	25,8
Anorthite	7,6	8,8	10,1	8,0	3,1	3,4	6,7	2,1	0	2,3
Corindon	0,1	0	0,9	1,6	0,2	0	1,7	1,8	0,8	2,4
Pyroxène	1,6	3,0	3,5	3,0	1,2	0,9	3,8	1,1	1,3	1,1
Minerais (il+hé+ma)	3,9	2,5	3,4	5,0	3,5	4,2	4,8	1,3	2,8	2,6
Apatite	0,2	0,5	0,4	0,5	0,2	0,5	0,6	0,2	0,2	0,5
Approchée										
Quartz	26,0	35,7	29,7	26,6	36,0	34,8	22,2	30,8	35,5	32,7
Orthose	18,1	14,8	10,9	17,3	30,2	26,2	19,2	19,1	26,0	25,0
Albite	40,6	34,2	36,3	32,1	25,8	27,9	33,0	35,5	31,3	25,8
Anorthite	7,6	8,8	10,0	8,0	3,1	5,0	6,7	2,2	0	2,3
Biotite ou	2,3	2,4	4,8	4,0			5,2	1,2		1,6
Chlorite					0	0,2			1,8	
Séricite	0,3	0	3,5	5,7	0	0	6,5	7,2	0,5	9,3*
Minerais (il+hé+ma)	3,9	2,5	3,6	5,0	3,5	4,2	4,7	2,3	2,8	2,6
Apatite	0,2	0,5	0,4	0,5	0,2	0,5	0,6	0,2	0,2	0,5

* - muscovite

	Sahel	Tiyourhza	Mirleft	Ifni	TAOULECHT			MESTI		
					C 39	B 85	C 43	C 34	A 60	A 59
	C	C 27	B 29	A 56	C 39	B 85	C 43	C 34	A 60	A 59
C.I.P.W.	31.4	35.5	30.0	20.0	32.9	35.5	24.8	27.5	27.5	25.0
Lameyre	32.7	35.5	30.8	22.2	34.8	36.0	26.8	29.70	35.70	26.0
De La ROCHE	31.8	36.4	30.7	21.8	29.5	36.2	26.3	18.7	27.6	25
Analyse modale	28.7	42.0	33.6	21.2	36.1	37.0	29.0	32.9	34.6	25.8
C.I.P.W.	60.6	58.8	62.7	63.8	60.9	61.1	64	63.1	65.5	68
Lameyre	53.1	57.3	56.8	58.9	59.1	59.1	54.4	57.2	60.7	66.3
De La ROCHE	60.4	54.9	61.8	60.7	60.7	64	55.8	66.7	63.5	61.3
Analyse modale	64.5	50.4	59.8	61.4	59.8	61.4	61.7	55.3	55.1	65.4
C.I.P.W.	8.0	5.7	7.3	13.2	6.2	3.4	11.2	9.3	7.0	7.0
Lameyre	14.2	7.2	2.4	18.9	6.1	4.9	8.8	13.1	3.6	7.7
De La ROCHE	7.8	8.7	7.5	17.6	9.8	9.8	16.9	14.54	8.91	12.2
Analyse modale	8.2	7.6	12.2	16.5	4.1	1.6	9.2	11.8	10.2	8.2
	C	C27	B29	A56	C39	B85	C43	C34	A60	A59

Tableau n° 9 - Comparaison entre normes et modes

2°/ Classification chimique de A. LACROIX

Tableau n° 10 - Paramètres C.I.P.W. - LACROIX

granite de	MESTI			TAOULECHT		TIYOURH ZA	SAHEL	IFNI	MIRLEFT
échantillon	C 43	A 59	A 60	C 34	B 85	C 39	C	A 56	B 29
p	1	1	1	1	1	1	1	1	1
q	4	4	4	4	(3) 4	4	(3) 4	4'	(2) 3
r	2	2	2	2	1 (2)	(1) 2	1	2'	2 (3)
s	3'	4'	3 (4)	4	3	3	3	3	3'
h	(3) 4	4'	3	3	4	4'	4	3	3
k	1	1	1	1	1	1	1	1	1
l	1	1	2	1	1	3	1	1	1
m	3	2'	2	(1) 2	4 (5)	4	2 (3)	2	2

Mis à part le granite de Sahel (riche en muscovite) où K_2O est supérieure à Na_2O , la potasse est soit égale à la soude pour le granite de Taoulecht, soit nettement inférieure pour tous les autres granites.

D'autre part la répartition des alcalins permet de diviser les granites en deux grandes catégories : les granites alcalins et les granites calco-alcalins. Parmi les premiers on peut ranger le granite de Tiyourhza qui ne contient pas de chaux feldspathisable ($CaO' = 0$), parmi les seconds on peut rattacher tous les autres granites. Le rapport $K_2O/Na_2O (=s)$ et le rapport $\frac{Na_2O + K_2O}{CaO'} = (r)$ permettent dans cette catégorie certaines subdivisions.

Les granites de Taoulecht, Ifni, Sahel seraient monzonitiques, le granite de Mirleft à la limite des granites monzonitiques et des granodiorites et le granite de Mesti akéritique.

Mais on doit tout de suite faire remarquer que dans cette classification on ne tient pas compte du pourcentage d'épidote primaire. Or, celle-ci demande un taux non négligeable de chaux. En outre tous les feldspaths potassiques sont perthitiques alors que Na_2O calculée est utilisée uniquement pour former de l'albite virtuelle.

Si la classification obtenue ne correspond pas à la réalité observée, il ne faut pas s'étonner que les subdivisions obtenues par l'analyse modale ne correspondent pas à ceux de A. LACROIX. Bien plus, comme l'écrit E. RAGUIN (1970) : "Il faut remarquer que les granites monzonitiques et les granodiorites de LACROIX d'une part et de JUNG et BROUSSE d'autre part, ne coïncident qu'approximativement".

3°/ Paramètres de NIGGLI (pl. 11, fig. 1)

Il ne nous est malheureusement possible de discuter de la variation ou de l'homogénéité d'un massif donné que pour le granite de Mesti (4 analyses) et le granite de Taoulecht (2 analyses). D'une façon générale tous les granites ont un "si" supérieur à 290. Le granite de Taoulecht avec un "si" ≈ 400 montre une réelle homogénéité.

Du Sud au Nord, avec de faibles variations de al, alc, fm, ti et une légère augmentation de c du Sud au Nord (3.97 \rightarrow 7.74). D'autre part du Sud au Nord on va vers les termes plus quartzeux.

Le granite de Mesti montre un redan pour l'échantillon C 34 qui provient de l'extrême est du granite. Si on fait abstraction du C 34 on note de gauche à droite de la figure, c'est-à-dire du Nord au Sud (C43 - A 59 - A 60), une évolution vers les termes plus quartzeux, "si" croissant de 300 à 400. Dans le granite de Taoulecht cet accroissement se fait du Sud au Nord. On remarque également une évolution chimique interne en alc, fm, c, mais également une homogénéité de al et ti.

Variation d'un massif à l'autre

En considérant les différents massifs d'Ouest en Est, c'est-à-dire granites d'Ifni, Mesti, Taoulecht, Tiyourhza (et en ne tenant pas compte des caractères de Mirleft et de Sahel qui sont situés beaucoup plus au Nord de cette ligne), on note une évolution vers les termes de plus en plus siliceux (290 à 438), une stabilisation en al et ti, une augmentation de alc et une diminution de fm et c pour un paramètre si croissant.

D'ailleurs du point de vue pétrographique on passe d'une granodiorite à un granite monzonitique et à des granites sub-alcalins.

4°/Etude chimico-minéralogique : diagramme de H. de La ROCHE

Diagramme chimico-minéralogique Ca Na K - Si - Fe Mg Ti : ce double diagramme a été proposé par H. de La ROCHE (1964) pour l'étude des massifs granitiques. Chaque roche est représentée par deux points de même abscisse $x = K - (Na + Ca)$ et deux ordonnées $y_1 = Si/3 - (Na + K + 2/3 Ca)$ proportionnelle à la teneur en quartz, et $y_2 = Fe + Mg + Ti$ qui reflète la fraction colorée de la roche.

Ce diagramme va permettre de retrouver la (ou les) lignée(s) des granites de la boutonnière d'Ifni (pl. 12).

Avant d'étudier ce diagramme il convient de faire la remarque suivante ; pour une boutonnière aussi étendue contenant une si grande variété de granites dix analyses chimiques sont notoirement insuffisantes ; si certains granites sont représentés par plusieurs analyses chimiques (quatre pour Mesti et deux pour Taoulecht), d'autres ne sont représentés que par une analyse.

Dans ce diagramme, chaque massif apparaît comme la continuation du précédent. Cette suite continue part du granite de Mesti, passe par les granites d'Ifni, Mirleft, Taoulecht, Sahel et se termine par le granite de Tiyourhza. La charge en alcalins suit le même chemin. Apparemment on aurait là une lignée monzonitique ayant une pente de 40° (voir le bas du diagramme pl. 12). En haut du diagramme la ligne de variation est plus ou moins horizontale, et il est très difficile de la tracer avec exactitude, on peut seulement dire que les granites alcalins sont moins riches en minéraux colorés, ce qui est évidemment confirmé par l'analyse modale.

Seulement cette suite continue ne respecte pas la chronologie apparente des différentes venues de la région. En outre le problème se complique si, à côté des roches plutoniques, on veut tenir compte des roches volcaniques. Peut-on alors envisager un réservoir magmatique commun ? Cela ne semble guère probable car une différenciation "normale" se fait depuis des termes basiques vers des termes acides. Or, l'épanchement des andésites est tardif et on ne voit guère la possibilité d'une "basification" du magma, par exemple par assimilation de roches basiques, après la mise en place des rhyolites.

De la sorte on peut d'ores et déjà penser que les différentes venues granitiques, et à fortiori, les venues volcaniques ont des origines différentes. Tout au plus peut-on entrevoir la possibilité d'une lignée monzonitique consanguine du granite de Mesti (1) au granite de Tiyourhza (3) en passant par le granite de Sahel (2).

5°/ Diagramme quartz (Qz) - albite (Ab) - orthose (Or)

En plaçant tous les résultats de la norme C.I.P.W. des granites d'Ifni sur un même diagramme triangulaire (pl. 11, fig. 2), on remarque l'homogénéité de ceux-ci ; ils tombent bien dans les domaines définis à partir de 1190 roches granitiques. Le granite de Mesti est plus proche du pôle albitique que les granites de Sahel et de Taoulecht ; le granite d'Ifni est loin du pôle quartzique, alors que les granites de Tiyourhza et de Taoulecht en sont plus proches.

Diagramme Qz - Ab - Or - An - H₂O (planche n° 13)

Nous pouvons tenter de déterminer l'ordre de grandeur des températures et des pressions de cristallisation commençante du quartz, de l'albite et de l'orthose et par conséquent les températures et pressions sous lesquelles se sont formés nos granites, puisque Von PLATEN (1965) a pu montrer expérimentalement que l'ordre de cristallisation de ces minéraux n'est pas influencé par la cristallisation des minéraux mélanocrates dans le bain granitique. TUTTLE et BOWEN (1958) ont démontré que dans le système simple Qz-Ab-Or-H₂O, le tracé et le minimum de la température sont fonction de la pression ; lorsque cette dernière augmente le minimum cotectique se déplace vers le pôle Ab et produit une diminution de la température. Von PLATEN (1965) a étudié expérimentalement en particulier le système Qz-Ab-An-Or-H₂O pour une pression H₂O égale à 2 000 bars. Il en a déduit que la position des lignes cotectiques dépend à une P_{H₂O} constante du rapport Ab/An. Les lignes cotectiques se déplacent vers le côté Ab si le rapport Ab/An augmente. On sait également (WINKLER, 1966) que la présence de faibles quantités de HCl diminue la température eutectique.

11

Le granite de Mesti (Ab/An = 5,3) est représenté par un point bien en dessous de la ligne cotectique correspondante ; sa formation a dû avoir lieu à de fortes pressions et à une température basse. Sa composition se rapproche de celle correspondant à une pression de 5 000 bars et à une température < 670° C.

Le granite d'Ifni (Ab/An = 4,9) a une composition particulière qui correspondrait à celle d'un minimum eutectique du système Qz-Ab-Or-H₂O, pauvre en quartz et riche en albite et orthose pour de très fortes pressions d'eau (> 5 000 bars).

Le granite de Mirleft (Ab/An = 16,6) situé très légèrement au-dessous de la ligne cotectique correspondante, a une composition semblable à celle du minimum eutectique pour une pression de 2 000 bars et une température de 670° C.

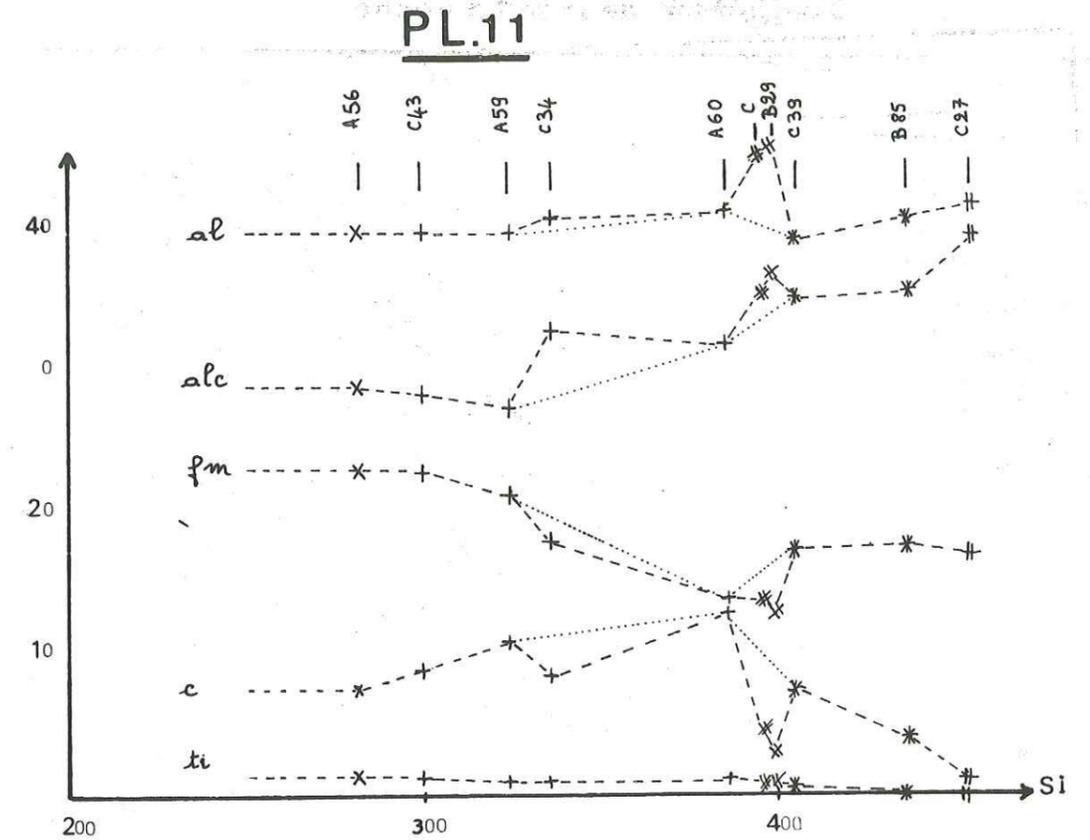


Fig.1 Diagramme de Niggli pour les granites d'IFNI

+	δ de	MESTI
✱	δ de	SAHEL
†	δ de	TIYOURHZA
✱	δ de	TAOULECHT
×	δ de	IFNI
✱	δ de	MIRLEFT

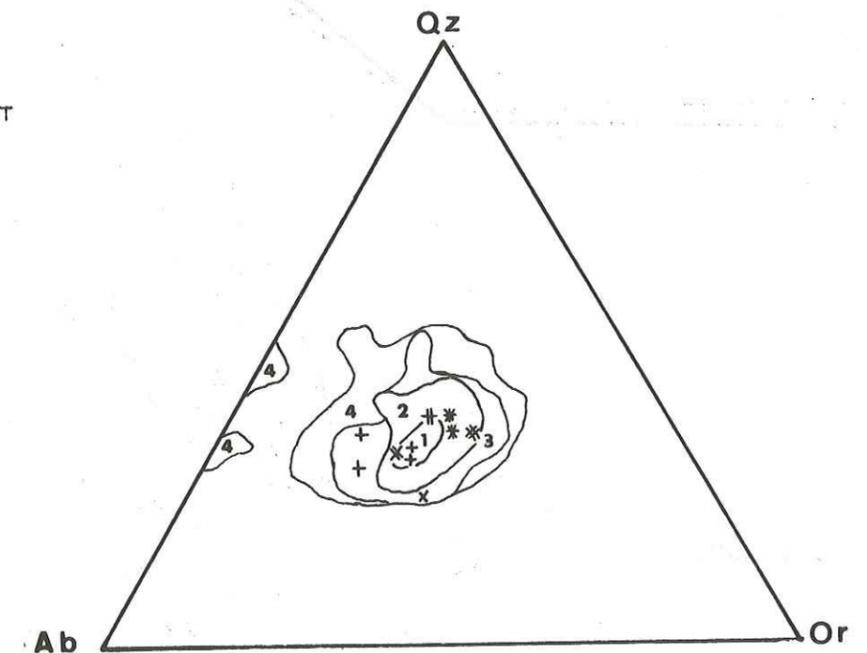
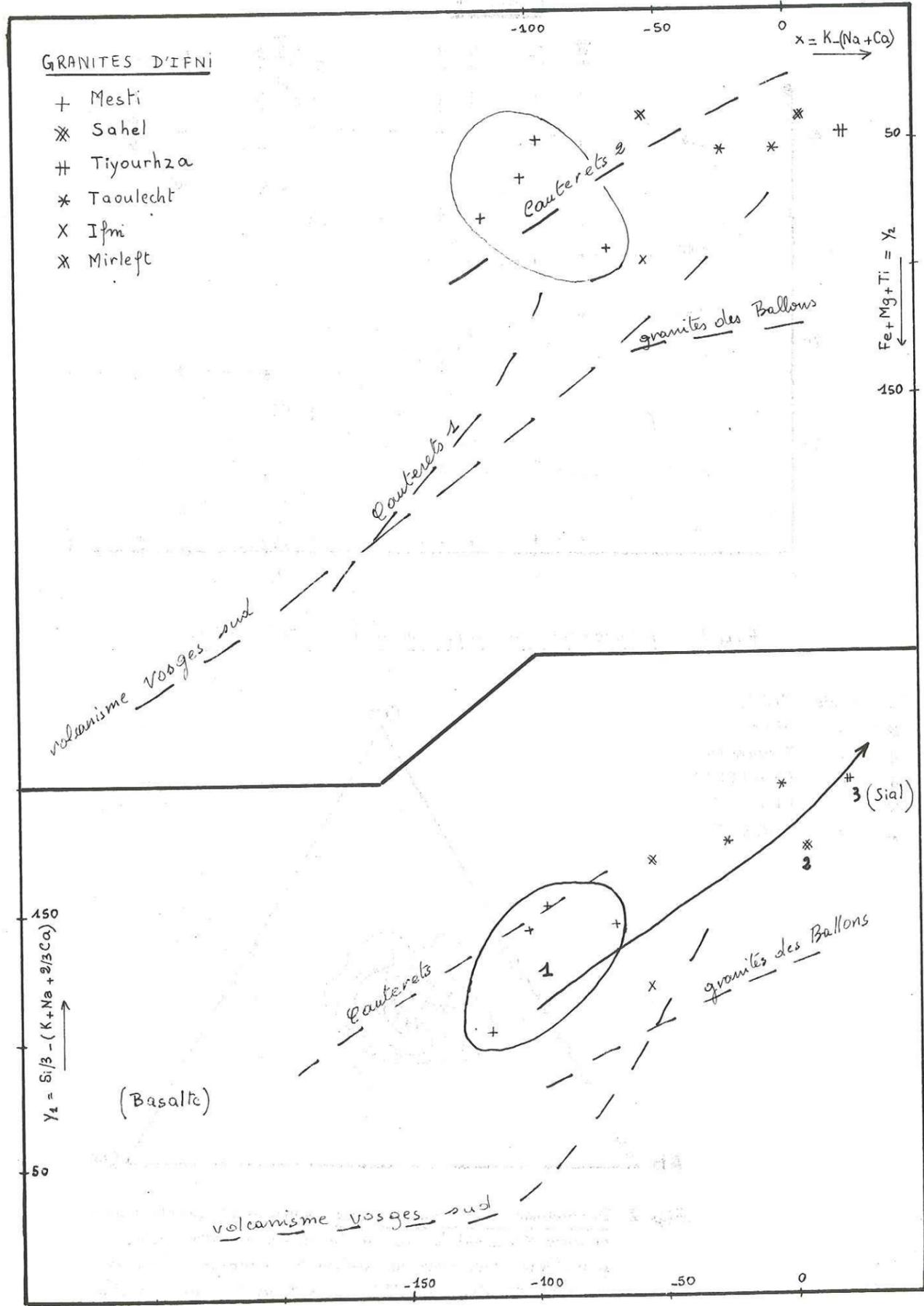


Fig.2 Diagramme de fréquence des minéraux : quartz (Qz) - orthose (Or) - albite (Ab) de la norme de 1190 roches granitiques. Les champs délimités correspondent à : 1 : 14% - 2 : 53% - 3 : 73% - 4 : 86% de tous les granites. (D'après H.Winkler et H.Von Platen, 1961)

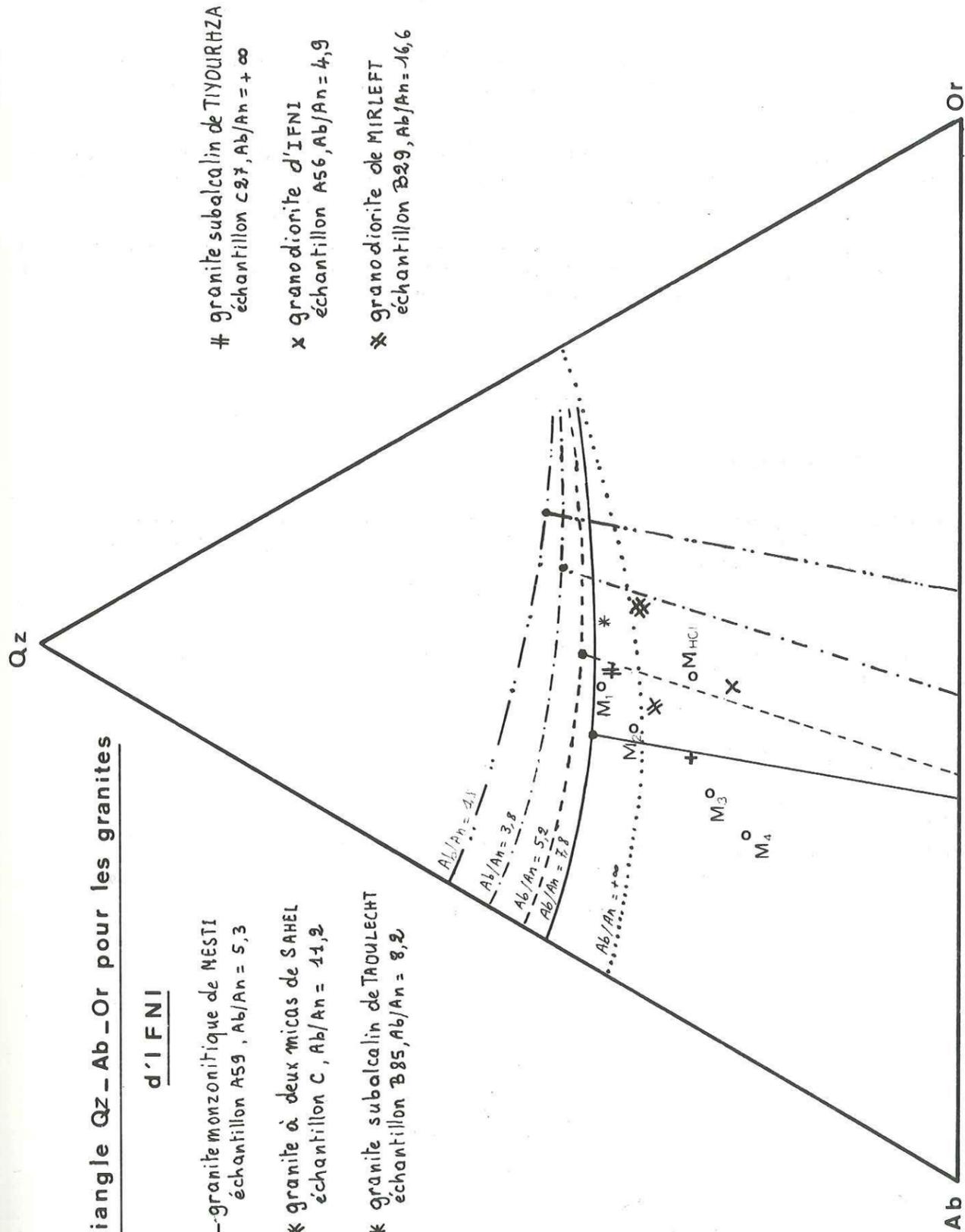


PL. 13 Triangle Qz - Ab - Or pour les granites

d'IFNI

- + granite monzonitique de MESTI
échantillon A59, Ab/An = 5,3
- * granite à deux micas de SAHEL
échantillon C, Ab/An = 11,2
- * granite subalcalin de TAOLECHT
échantillon B85, Ab/An = 8,2

Qz



- # granite subalcalin de TIYOURHZA
échantillon C27, Ab/An = $+\infty$
- x granodiorite d'IFNI
échantillon A56, Ab/An = 4,9
- * granodiorite de MIRLEFT
échantillon B29, Ab/An = 16,6

Le granite de Taoulecht ($Ab/An = 8,8$) est représenté par un point situé très près de la ligne cotectique correspondante ; il se serait formé à des pressions voisines de 2 000 bars. Son enrichissement en orthose serait dû à la présence de faibles quantités de HCl. Sa température serait voisine de 660° C.

Le granite de Tiyouhza ($Ab/An = +\infty$) est le seul dont le point représentatif est situé bien au-dessus de la ligne cotectique pour un rapport $Ab/An = \infty$. Les conditions de sa cristallisation seraient : température voisine de 770° C et pression comprise entre 2 000 et 500 bars. Son enrichissement en orthose pourrait indiquer la présence de moles de HCl dans le bain silicaté.

Le granite de Sahel ($Ab/An = 11,4$) situé à droite du point eutectique correspondant indiquerait d'une part la présence de HCl (celui-ci déplace M vers le pôle Or) et d'autre part une température faible. On peut donc envisager que ce granite correspond à la composition d'un système Qz-Ab-Or- H_2O -HCl pour une pression légèrement supérieure à 2 000 bars.

Suite de la légende de la planche 13

Les traits indiquent les lignes cotectiques des sections de différents rapports Ab/An , les points, la composition des "minimums melts" pour ces différents rapports dans le système Qz - Ab - Or - An - H_2O à $PH_2O = 2\ 000$ bars (Von PLATEN, 1965).

Les cercles O indiquent les variations du minimum ternaire, M, dans le système Qz - Ab - Or pour différentes pressions (TUTTLE et BOWEN, 1958).

M 1 à 500 bars température eutectique 775° C

M 2 à 2 000 bars " " 670° C

M 3 à 5 000 bars

M 4 à 10 000 bars

M_{HCl} : M1 se déplace vers M_{HCl} s'il y a présence de 0,5 mole de HCl/l dans la solution (WINKLER, 1966).

CHAPITRE V - E T U D E G E O C H R O N O L O G I Q U E

I. - METHODES UTILISEES

II. - REPARTITION DES PRELEVEMENTS

III. - RESULTATS SYNTHETIQUES OBTENUS

IV. - DISCUSSION DES RESULTATS OBTENUS PAR LA METHODE Rb/Sr POUR CHAQUE ENSEMBLE

V. - COMMENTAIRES SUR LES RESULTATS OBTENUS PAR LA METHODE AU PLOMB TOTAL SUR ZIRCON

ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE DES FORMATIONS DE LA BOUTONNIERE D'IFNI

Dans les chapitres précédents, nous avons pu montrer que dans la boutonnière d'Ifni il y a plusieurs venues granitiques. Dans ce chapitre nous allons tenter, à partir des mesures radiométriques, de dater les différentes époques de leur mise en place et dans le chapitre suivant (VI) nous essayerons de les situer par rapport aux divers événements connus dans l'Anti-Atlas et dans l'Ouest-Africain.

I. - METHODES UTILISEES

1°/ Méthode au rubidium - strontium

Elle a été appliquée aux minéraux séparés (muscovite, biotite, feldspath potassique) et surtout aux roches totales. Les analyses ont été effectuées par D. TISSERAND au Laboratoire de Géochronologie du Service de la Carte Géologique du Maroc à Rabat.

a) - procédés analytiques

Dans ce laboratoire on utilise la dilution isotopique selon les procédés décrits par M. BONHOMME et al. (1961). Les rapports isotopiques sont déterminés avec un spectromètre de masse A.E.I., type M.S. 2. Les constantes utilisées sont les suivantes :

$$\begin{aligned}
\lambda_{87\text{Rb}} &= 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1} & \% \text{ }^{87}\text{Rb} &= 27,85 \\
\% \text{ }^{85}\text{Rb} &= 72,15 & \% \text{ }^{86}\text{Sr} &= 9,86 \\
\% \text{ }^{84}\text{Sr} &= 0,56 & \% \text{ }^{87}\text{Sr} &= 7,02 \\
\% \text{ }^{88}\text{Sr} &= 82,56 & &
\end{aligned}$$

b) - précision estimée des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$

Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est corrigé par les effets de discrimination en ramenant le rapport $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ à la valeur de 0,1194 en suivant la formule donnée par R.M. SHIELDS (1964) ; l'erreur de ce rapport est estimée à 0,5 %.

Une erreur approximative de 2 % est systématiquement attribuée au rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour tenir compte des effets de fractionnement dans la source et des erreurs dans les dosages gravimétriques et volumétriques de l'étalon et de l'échantillon.

c) - détermination de l'âge

Méthode au strontium conventionnel (ou strontium normal) :

L'âge au strontium conventionnel est calculé selon M. BONHOMME et al. (1961) en prenant 0,709 comme valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial présent dans la roche au moment de sa formation.

Méthode au strontium ajusté par isochrone (NICOLAYSEN, 1961) :

lorsque le nombre d'analyses est suffisant, la méthode des isochrones sur roches totales est appliquée. Le calcul de la pente de l'isochrone et les calculs d'erreurs sont faits d'après M. BONHOMME et al. (1965).

2°/ Méthode au plomb total sur zircon

Cette méthode a été mise au point par J.B. STORET en 1968 sur un spectromètre de fluorescence X Philips PW 1 540. L'échantillon, qui est un minéral pur, est bombardé par un faisceau de rayons X primaires qui déterminent un rayonnement X de fluorescence de la part des atomes contenus dans le minéral.

Des photons sont diffractés sur un cristal analyseur puis détectés grâce à un compteur à scintillation. On dose ainsi U, Th et Pb très distinctement et ce jusqu'à des teneurs de l'ordre de 15 ppm.

Le calcul de l'âge est effectué en ne tenant compte que des rapports U/Th, U/Pb, Th/U et Th/Pb et non des valeurs absolues. Pour plus de précision on peut se reporter à J.B. STORET, 1968 et G. VIVIER, 1971.

Les zircons ont été séparés par J. COCHET. La préparation de l'échantillon, les enregistrements et les dépouillements ont été effectués par G. VIVIER. Séparation et enregistrement sont faits à l'Institut de Géologie de Grenoble.

II. - REPARTITION DES PRELEVEMENTS

Au total il a été récolté 74 échantillons, aussi bien de formations granitiques que volcaniques, pour être datés par la méthode au rubidium - strontium, soit en roche totale, soit en minéraux séparés. Jusqu'à présent j'ai reçu les résultats de 72 roches totales, de 5 feldspaths potassiques, de 3 biotites et de 1 muscovite. Il reste à effectuer les analyses sur deux roches totales, une muscovite et un feldspath potassique.

De plus, il a été ramené à Grenoble 4 échantillons de granite pour y séparer les zircons.

La localisation des prélèvements pour datation est donnée sur la planche 14.

Les différentes analyses se répartissent comme suit :

- les granites

- . granite de Mesti : 11 RT + 2 FK + 2 Bi + 3 zircons
- . granite d'Alouzad : 1 RT + 1 FK + 1 Mu (restent 1 RT + 1 FK + 1 Mu)
- . granite de Sahel : 1 RT
- . granite de Tiyourhza : 4 RT (reste 1 RT)
- . granite de Taoulecht : 12 RT
- . granite d'Ifni : 5 RT + 1 FK + 1 zircon
- . granite de Mirleft : 6 RT + 1 FK + 1 Bi + 1 zircon

- les laves

- . rhyolites : 15 RT
- . formations pyroclastiques à pâte rhyolitique : 5 RT
- . andésites : 12 RT

III. - RESULTATS SYNTHETIQUES OBTENUS

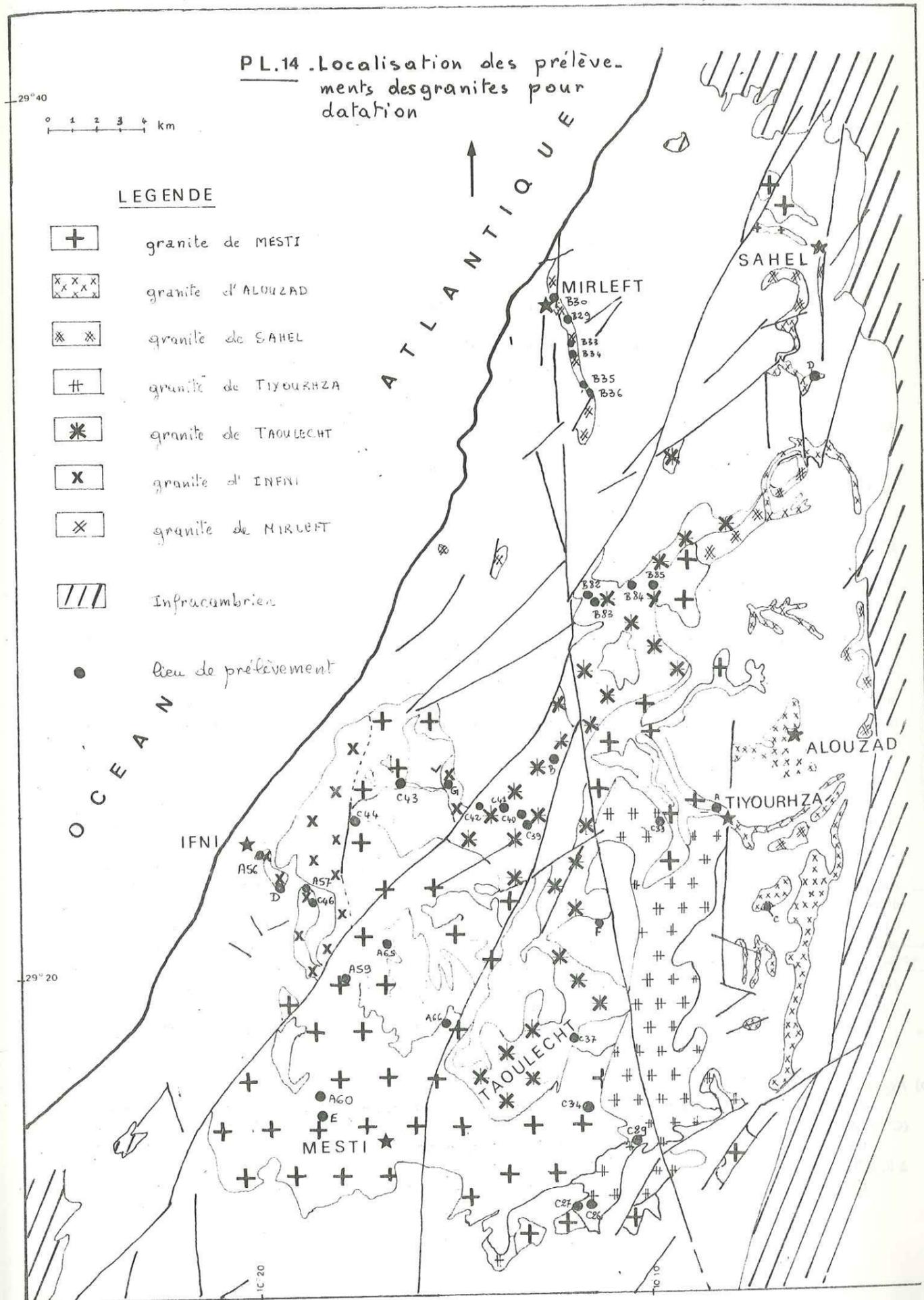
1°/ Méthode au Rb/Sr

a) - sur les roches totales

- . granite de Mesti : dispersion ;
- . granite d'Alouzad : x 2303 MA (Sr conventionnel) ;
- . granite de Sahel : 2253 ± 70 MA (strontium conventionnel) ;
2185 ± 67 MA
- . granite de Taoulecht : 575 ± 14 MA (isochrone)
- . granite de Tiyourhza : 554 ± 20 MA
- . granite de Mirleft : dispersion ;
- . granite d'Ifni : 638 ± 21 MA (isochrone) ;
- . rhyolites : 628 ± 13 MA
- . formations pyroclastiques à pâte rhyolitique : 547 ± 100 MA (isochrone) ;
- . andésites : 603 ± 13 MA (isochrone).

b) - sur minéraux séparés

- . granite d'Alouzad : 2245 pour RT + Mu + FK (droite radiogénique) ;
- . granite de Mesti : 315 MA pour 2 RT + 2 FK + 2 Bi (isochrone) ;
- . granite d'Ifni : 285 MA pour RT + FK (droite radiogénique) ;
- . granite de Mirleft : 247 MA pour RT + FK + Bi (droite radiogénique)



2°/ Méthode au plomb total sur zircon

- . granite de Mesti, échantillon C 34 (fraction 40 à 80 μ) : 538 ± 13 MA
- " (fraction 125 à 200 μ) : 1424 ± 36 MA
- échantillon A 60 (fraction 40 à 80 μ) : 351 ± 19 MA
- . granite d'Ifni, échantillon A 56 (fraction 40 à 80 μ) : 767 ± 19 MA
- . granite de Mirleft, échantillon B 29 (fraction 40 à 80 μ) : 457 ± 13 MA.

IV. - DISCUSSION DES RESULTATS OBTENUS PAR LA METHODE Rb/Sr POUR CHAQUE ENSEMBLE

L'ordre adopté dans ce paragraphe correspond à la chronologie relative tirée des observations de terrain (voir pl. 5). Les résultats analytiques sont donnés dans le tableau en annexe.

A. / "Le socle"

1°/ Le granite d'Alouzad

Situé sur la partie est de la boutonnière, c'est un granite porphyroïde à muscovite. Il renferme des enclaves de schistes.

La roche totale, le feldspath potassique et la muscovite s'alignent sur une droite radiogénique dont la pente indique un âge de 2245 MA, le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ étant de 0,710 (pl. 15, fig. 1).

Comme il forme le substratum de la région, cet âge concorde parfaitement avec les observations de terrain. L'âge obtenu (2245 MA) peut être considéré comme un âge minimum car la droite radiogénique obtenue est construite à partir de minéraux et d'une roche totale. Les prochaines mesures viendront confirmer ou infirmer cette hypothèse d'un âge plus élevé.

2°/ Le granite de Mesti

Il affleure un peu partout et renferme fréquemment des enclaves de grès et plus rarement de schistes. Il est à gros grains et à biotite.

a) Age donné par les R. T.

Les douze roches totales (pl. 15, fig. 2) donnent des résultats dispersés bien que l'on puisse tracer deux droites radiogéniques imparfaites donnant des âges de 665 ± 15 MA et 658 ± 2 MA. A leur sujet on doit faire les deux remarques suivantes : d'une part l'origine de ces "isochrones" est très différente (respectivement 0,7156 et 0,7081), d'autre part les points des RT d'une même région ne sont pas pour autant situés sur la même "isochrone". Il n'y a donc pas lieu de soupçonner deux granites différents suivant la droite radiogénique obtenue. C'est donc un même granite ce qui est confirmé d'ailleurs par les observations pétrographiques et minéralogiques ; mais il a subi postérieurement à sa mise en place, un (ou plusieurs) événements (s) thermique (s) qui a (ont) provoqué une remobilisation du Sr et / ou du Rb sans qu'une réhomogénéisation isotopique totale soit intervenue à l'échelle du massif.

On remarquera que les âges obtenus correspondent à l'événement thermodynamique bien connu dans le socle africain : l'événement Pan-Africain. Le granite de Mesti aurait pu être rajeuni lors de cet événement.

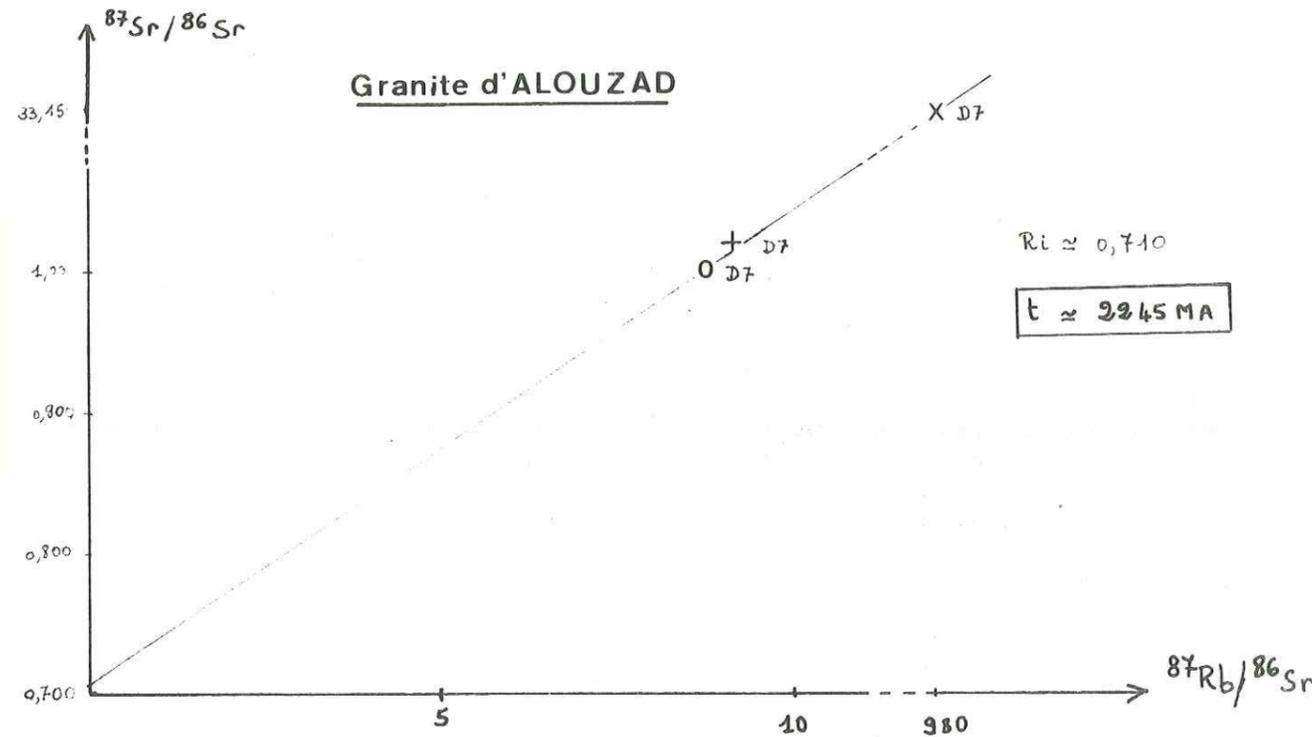
b) Age donné par les minéraux séparés (pl. 15, fig. 3)

Les biotites et les feldspaths potassiques ont été séparés dans deux échantillons, l'un à l'Ouest (A 60) et l'autre à l'Est (C 34) du Jebel Taouleht.

L'isochrone (fig. 3) obtenue avec ces minéraux et leurs roches totales indiquent un âge de 315 MA avec une origine à 0,715.

Le dernier événement qui a affecté ce granite serait d'âge hercynien.

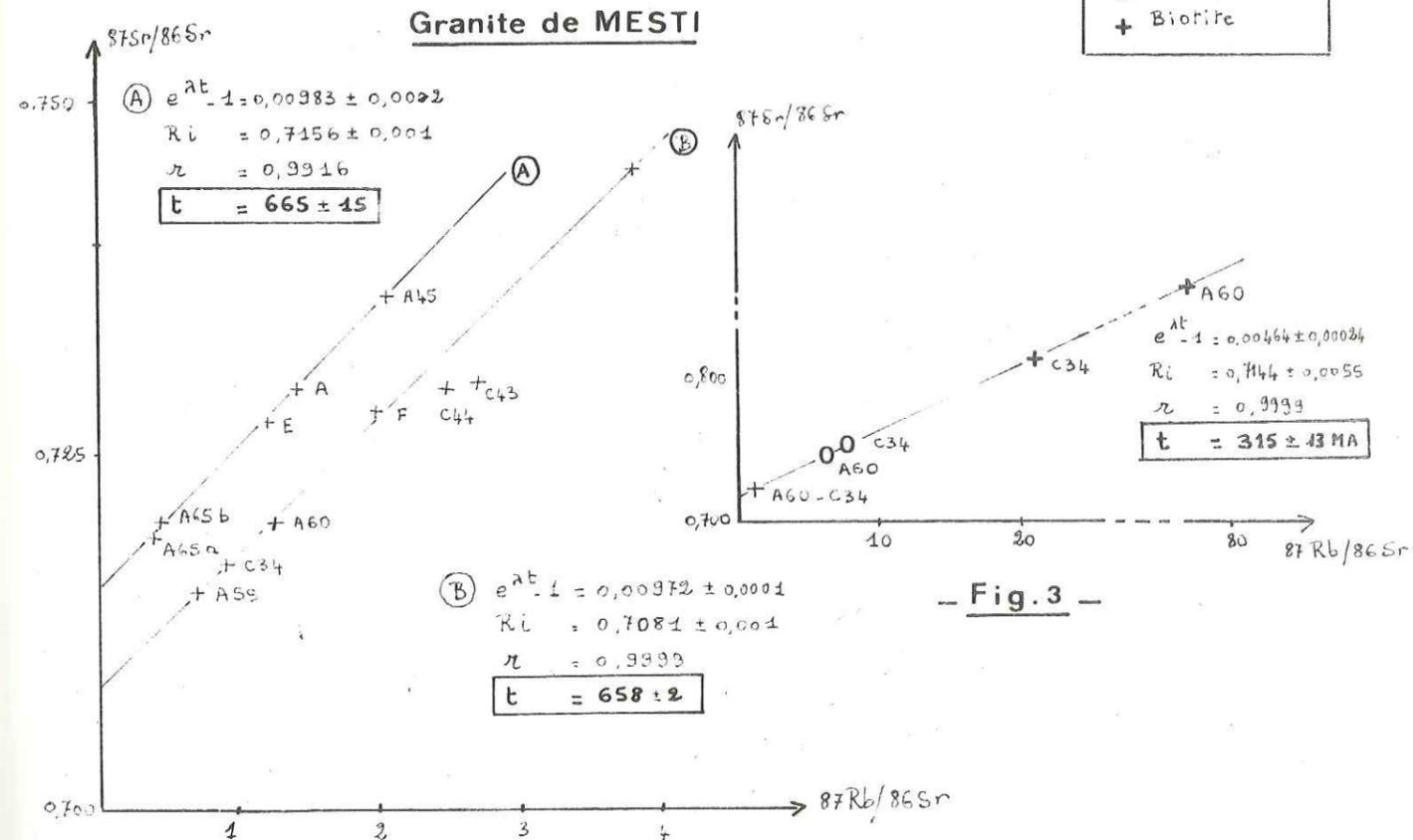
PL. 15



- Fig. 1 -

Légende

- + Roche totale
- X Muscovite
- O Feldspath K.
- + Biotite



- Fig. 2 -

- Fig. 3 -

3°/ Le granite de Sahel

Il se localise dans la région nord et est de la boutonnière ; il est de texture grenue, à muscovite seule ou à deux micas. Il est intrusif dans les granites de Mesti et d'Alouzad, et comme ces derniers il est recouvert en discordance par des formations quartzitiques et schisteuses du P II estimées à 1400-1500 MA (G. CHOUBERT, 1974). Avec son encaissant on peut considérer qu'ils forment le "socle" du massif d'Ifni.

Malheureusement un seul prélèvement a été fait dans ce granite (échantillon C). Son âge au strontium conventionnel est de 2185 ± 67 MA. Un échantillonnage plus complet pourra sans doute nous renseigner plus précisément sur l'âge de sa mise en place et sur celui d'événements postérieurs.

B./ Les granites "récents" et la couverture volcanique

1°/ Le granite de Tiyourhza

Il recoupe le granite de Mesti, et sa mise en place précède la période d'épanchement des formations rhyolitiques. C'est un granite subalcalin, riche en quartz graphique et assez pauvre en minéraux ferromagnésiens.

Les quatre roches totales de ce granite (fig.1, pl. 16) s'alignent parfaitement selon une isochrone dont la pente indique un âge de 554 ± 20 MA, le rapport initial $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ est de 0,7112.

Ce rapport initial indique un granite d'origine crustale et l'âge obtenu correspond à l'événement Pan-Africain. Des âges semblables ont été obtenus sur le granite de Taфраout (530 MA) de la boutonnière de Kerdous et les granites Taourirt du Hoggar.

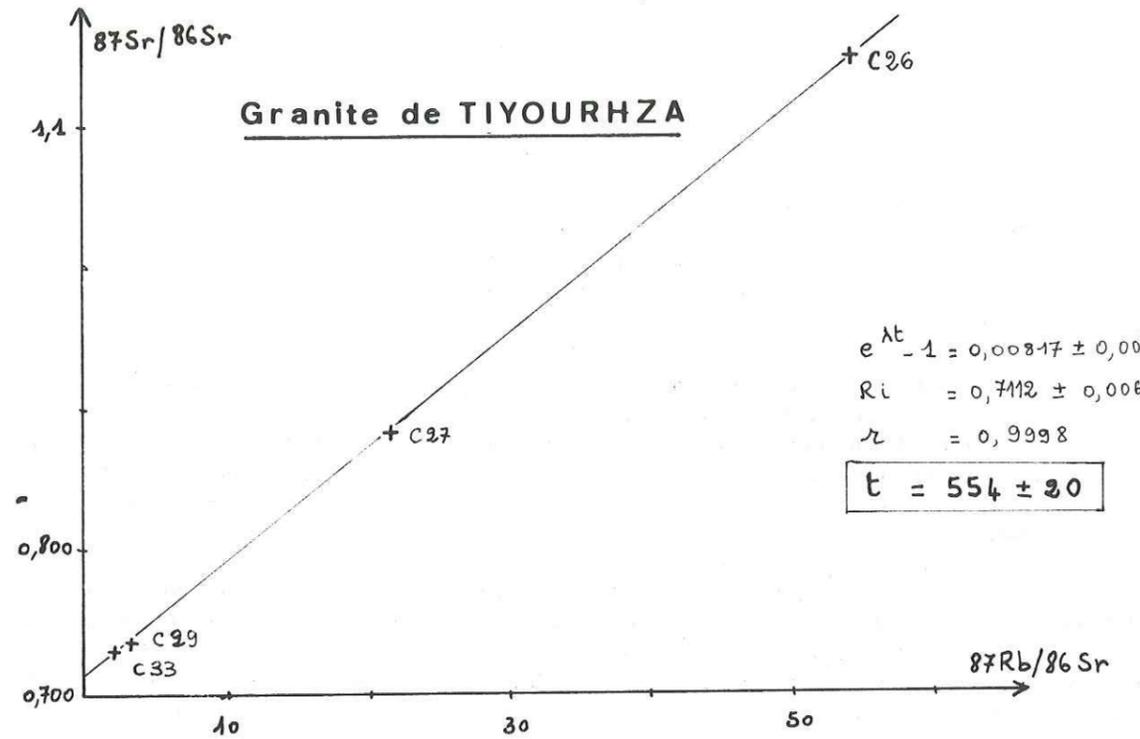
2°/ Le granite de Taoulecht

Très semblable au précédent, il est subalcalin à alcalin, micropegmatitique graphique et très pauvre en ferromagnésiens. Il a tous les caractères des granites hypovolcaniques. Intrusif au milieu du granite de Mesti, il affleure selon une surface structurale. Des rhyolites noires le surmontent prouvant son antériorité.

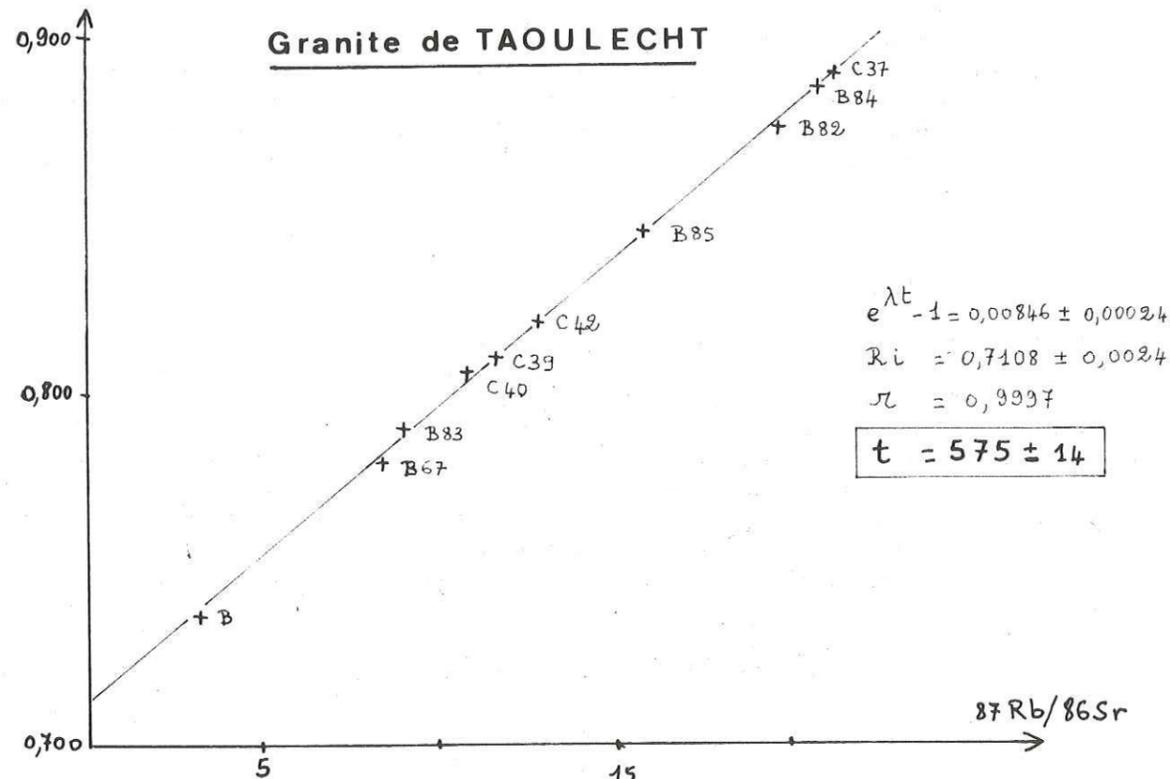
Onze échantillons ont été prélevés dans ce massif, dont dix s'alignent parfaitement selon une isochrone (fig.2, pl. 16), le onzième (échantillon C 41) a été écarté parce qu'il donne des rapports très élevés ($87\text{ Sr}/86\text{ Sr} = 2,1292$ et $87\text{ Rb}/86\text{ Sr} = 149,7094$), pouvant être dus à des erreurs d'analyse ou de manipulation par exemple.

L'âge obtenu par cette isochrone est de 575 ± 14 MA avec un rapport initial $87\text{ Sr}/86\text{ Sr} = 0,7108$. Ici encore l'âge correspond à l'événement Pan-Africain et le rapport initial indique un granite d'origine crustale.

PL. 16



- Fig. 1 -



- Fig. 2 -

3°/ Les rhyolites

Elles se sont épanchées sur les granites du socle ainsi que sur les granites de Taoulecht et de Tiourhza. A cette époque l'érosion avait donc largement entamé les séries antérieures aux granites et atteint le socle granitique. Il y a manifestement plusieurs coulées (rhyolites noire, verte, rouge) et les quinze prélèvements effectués sur ces laves appartiennent à toutes ces coulées.

Douze roches totales seulement permettent de tracer une isochrone parfaite qui indique un âge de 628 ± 13 MA et dont l'origine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est de 0,7196. (fig. 1, Pl. 17).

Les trois autres points, indépendamment des différentes coulées et des lieux de prélèvement tombent, soit au-dessus (échantillons C 13, B 88), soit au dessous (échantillon A 48) de l'isochrone tracée. Cette isochrone permet de montrer que les différentes coulées se sont épanchées durant un laps de temps relativement court entre elles, ce qui confirme nos observations de terrain.

En ce qui concerne les trois points "aberrants" on peut penser qu'ils témoignent d'une dispersion devant apparaître plus nette avec un plus grand nombre de prélèvements. Mais pour ma part je ne le pense pas, car si on enlève le point B 88 pris très près d'une grande faille et le point A 48 pris non loin des tufs pyroclastiques à pâte rhyolitique dont l'aspect est voisin (d'ailleurs ils coïncide parfaitement avec l'isochrone de ces roches), il ne reste plus que l'échantillon C 13 qui laisse subsister un doute. Sa position est de plus assez proche de l'isochrone. Quoi qu'il en soit 12 RT sur 15 s'alignent parfaitement sur une droite radiogénique de 628 MA, correspondant là encore à l'événement Pan-Africain.

Le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7196 est élevé pour des rhyolites, la limite supérieure de ce rapport admise jusqu'à présent étant de 0,715. Y a-t-il eu contamination du magma originel par des roches sialiques ou/et "rajeunissement" par diffusion du Sr radiogénique ? Il est difficile de répondre.

4°/ Les formations pyroclastiques à pâte rhyolitique

Ces formations surmontent les rhyolites. Elles peuvent être directement sous le conglomérat adoudounien.

Cinq prélèvements ont été faits dans la partie sud de la boutonnière suivant une ligne sud-nord. Leurs roches totales permettent de tracer une isochrone dont la pente indique un âge de 547 ± 100 MA et où le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est de 0,71018 (fig.2, Pl. 17). L'erreur d'analyse d'environ 20 % ne permet pas de tenir compte, dans cette étude, de l'âge obtenu sur ces formations.

5°/ Les andésites

A l'exception de quelques coulées tardives de rhyolites c'est avec l'émission des andésites que se termine cette période d'activité volcanique de la région. Généralement les séries adoudouniennes sont directement discordantes sur elles.

Les douze échantillons prélevés permettent de tracer une isochrone parfaite de RT (Pl. 17, fig. 3) qui indique un âge de 603 ± 13 MA ; le rapport à l'origine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est de 0,7107.

Dans le tableau en annexe on remarque que, mis à part les échantillons C 20 et C 22, les différentes roches présentent une teneur élevée en rubidium de l'ordre de 150 ppm et une teneur faible en strontium de l'ordre de 100. Les intervalles admis jusqu'à présent pour les andésites sont de 19 à 44 ppm pour Rb et de 215 à 570 ppm pour Sr.

On remarquera également que le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7107) est très élevé pour les andésites. Pour expliquer ces "anomalies" faut-il invoquer un processus hydrothermal hyper-potassique avant ou après la cristallisation des laves ? Ou bien envisager une spilitisation partielle ? Ou bien faire intervenir une contamination sialique (rapport initial élevé) du magma originel ?

Quoi qu'il en soit il y a un alignement parfait à 603 MA, âge correspondant là également à une phase de l'événement Pan-Africain.

PL. 17

Fig.1 RHYOLITES

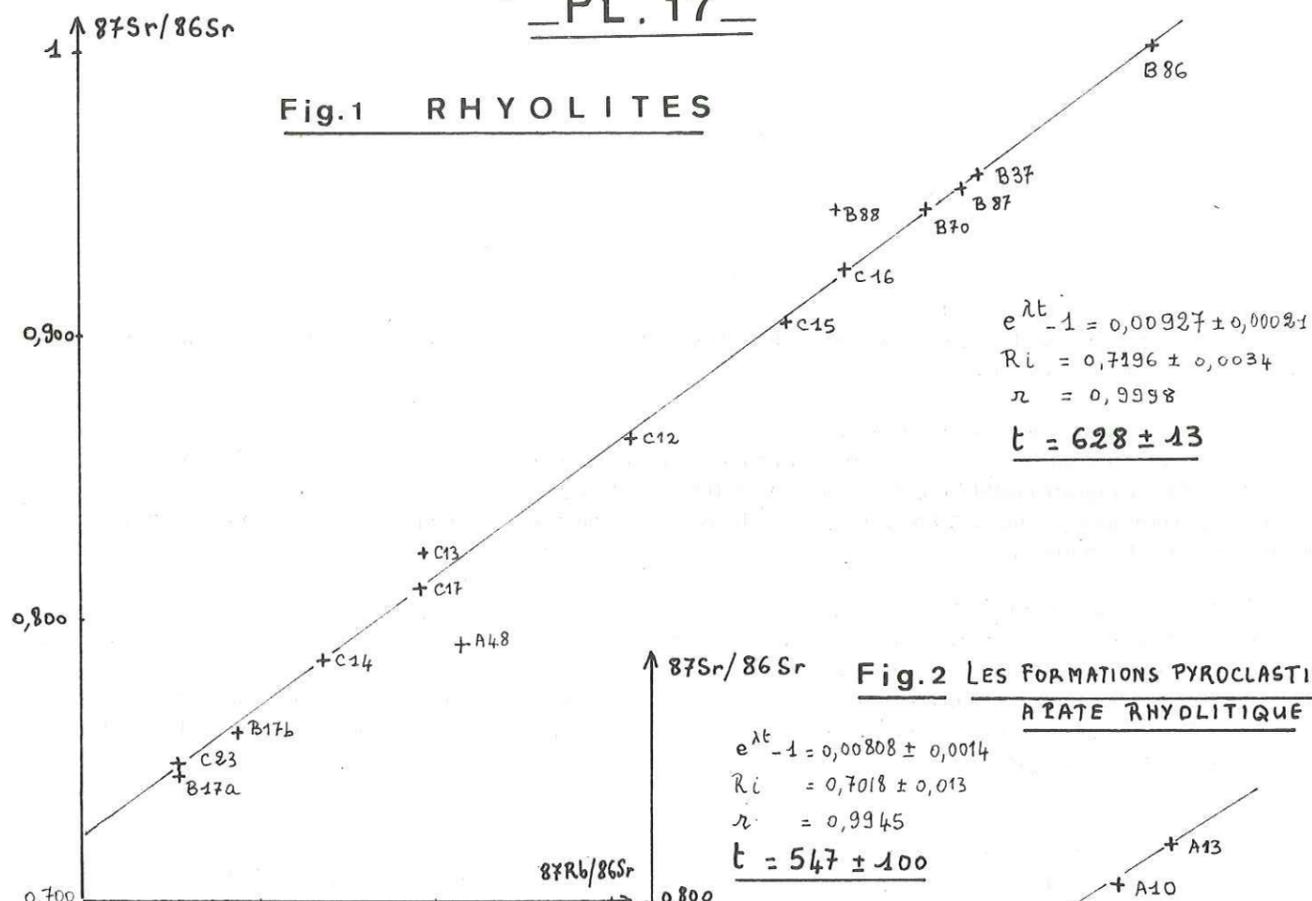


Fig.2 LES FORMATIONS PYROCLASTIQUES A PATE RHYOLITIQUE

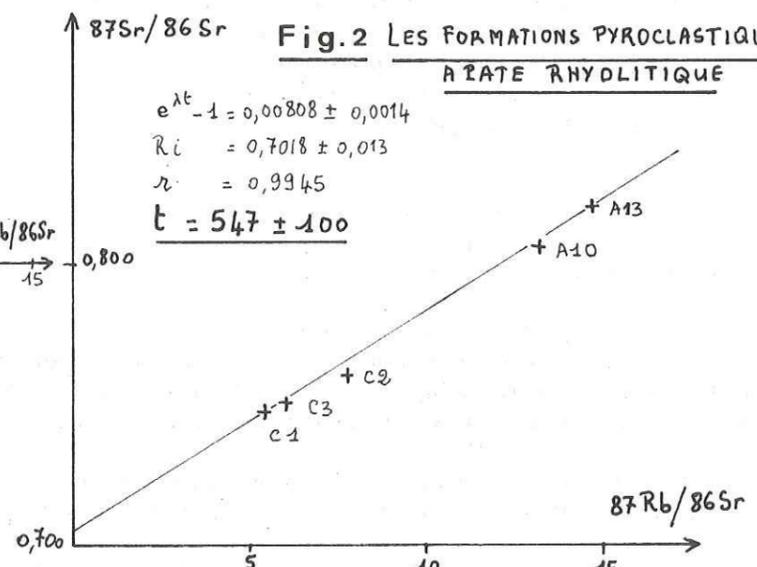
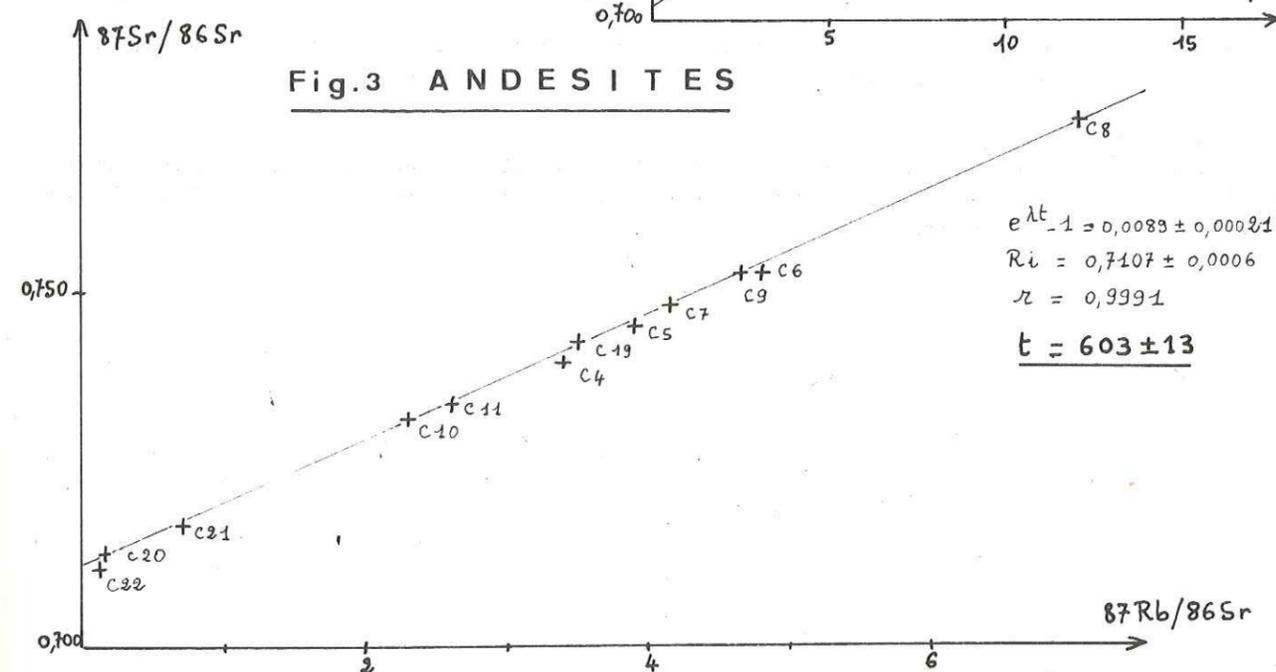


Fig.3 ANDESITES



6°/ Le granite d'Ifni

Il est situé à l'Ouest de la boutonnière, non loin de la côte atlantique. Pétrographiquement c'est une granodiorite à biotite, intrusive dans les andésites.

a) - âge donné par les roches totales

Les cinq prélèvements de ce granite s'alignent parfaitement sur une isochrone de RT dont la pente indique un âge de 638 ± 21 MA, le rapport initial $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ étant de 0,7050 (Pl. 18, fig. 1).

Cet âge correspond là encore à l'orogénie Pan-Africaine et le rapport initial indique un granite d'origine mantellique ou au moins crustale profonde.

b) - âge donné par les minéraux séparés

Dans l'échantillon A 56 ont été séparés le feldspath potassique et la biotite. Seul le feldspath potassique a été analysé, la biotite étant très altérée et contenant beaucoup d'impuretés.

Le feldspath potassique et la roche totale correspondante permettent de tracer une droite rédiogénique d'origine égale à 0,728. L'âge obtenu pour cette droite est de 285 MA. L'âge fourni par le FK témoignerait de l'orogénie hercynienne qui a dû affecter cette région (Pl. 18, fig. 1).

7°/ Le granite de Mirleft

Situé au Nord Ouest de la boutonnière il forme un petit massif intrusif dans les grès, flyschs et rhyolites. Pétrographiquement c'est une granodiorite à biotite.

a) - âge donné par les roches totales

Les six points de RT correspondant aux six roches analysées sont dispersées, bien que l'on puisse tracer deux droites radiogéniques de trois points chacune (fig. 2, Pl. 18) la première indique un âge de 544 ± 20 MA et un rapport initial $87\text{ Sr}/86\text{ Sr} = 0,7194$, la seconde 438 ± 34 MA et un rapport initial de 0,7152. Cet âge correspondrait à la fin de l'orogénie Pan-Africaine.

Dans ce petit massif il n'y a pas lieu de soupçonner deux granites différents. En effet deux prélèvements voisins tombent sur l'une ou l'autre droite radiogénique ; inversement deux échantillons éloignés peuvent être sur la même isochrone.

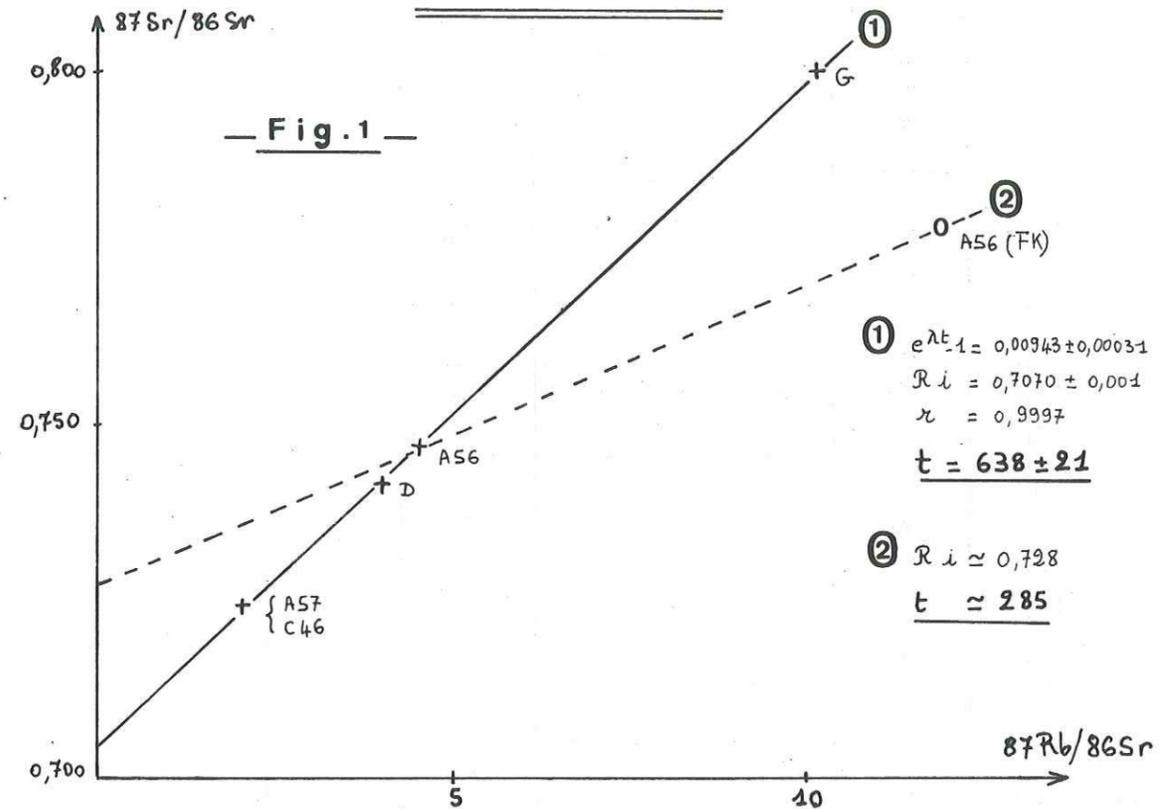
La dispersion peut être due, soit à une réhomogénéisation isotopique imparfaite, soit à l'effet de cataclase subi par ce granite. En effet, il est pratiquement impossible dans ce massif de recueillir un échantillon frais.

b) - âge donné par les minéraux

La biotite et le feldspath potassique ont été séparés dans l'échantillon B 29. Avec leur roche totale on peut tracer une droite rédiogénique d'origine 0,751, l'âge indiqué est de 247 MA (fig. 3, Pl. 18). Là encore on peut mettre en évidence la trace de l'orogénie hercynienne (phase saalienne).

PL. 18

Granite d'IFNI



Granite de MIRLEFT

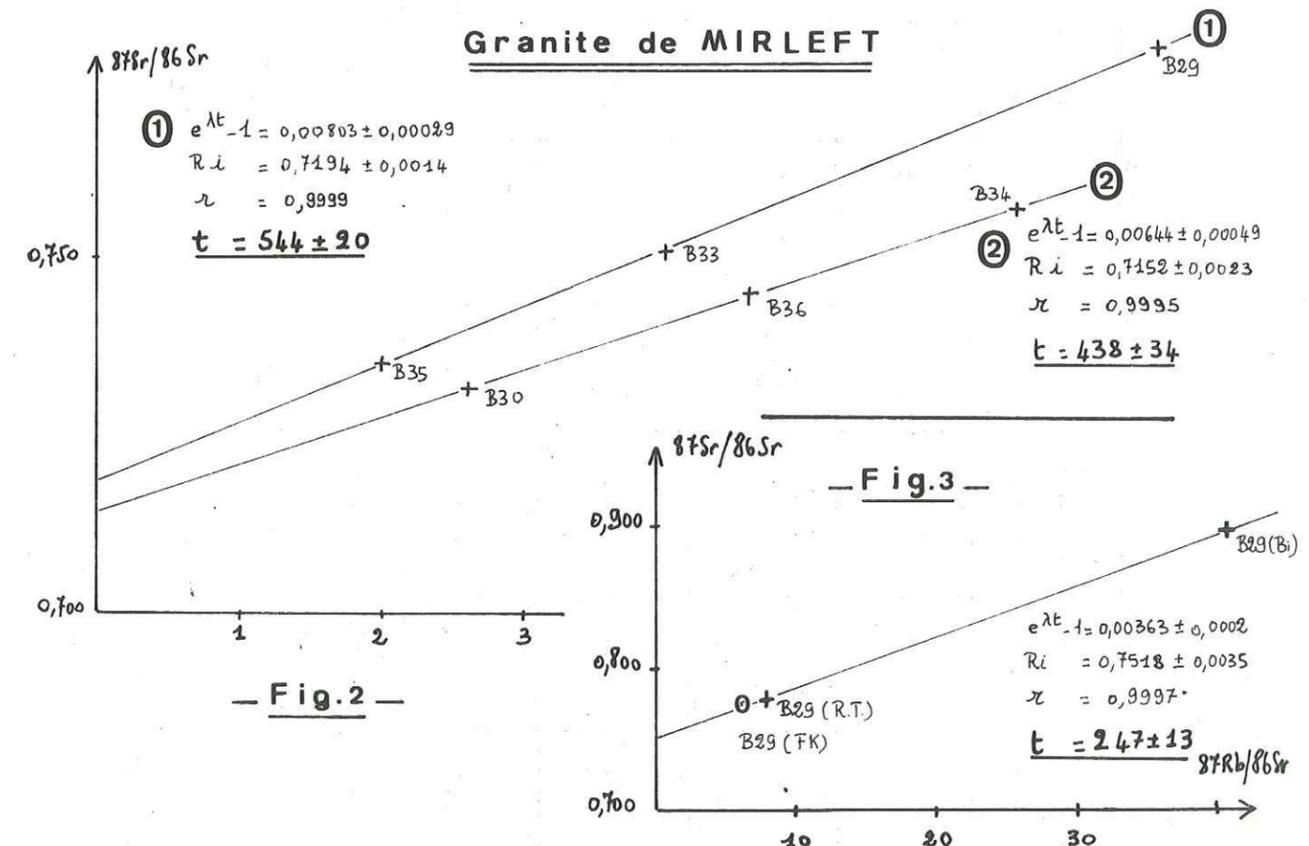


Tableau n° 11 - Détermination de l'âge au plomb total sur zircon

n° de l'échantillon	ensemble	n° laboratoire	fraction	pureté	poids	métamictisation	rapports corrigés			âges + erreurs en MA	
							U/Th	U/Pb	Th/U		Th/Pb
A 60	MESTI	Z 29	40 à 80 μ	> 99 %	220 mg	nulle 70/73	3,261	20,628	0,307	6,327	351 ± 9
C 34	MESTI	Z 29	40 à 80 μ	> 99 %	61 mg	très métamictite 45/157	5,438	13,675	0,184	2,514	538 ± 13
C 34	MESTI	Z 30	125 à 200 μ	> 99 %	7 mg	très métamictite 55/115	0,263	2,398	3,804	9,122	1424 ± 36
A 56	IFNI	Z 26	40 à 80 μ	≥ 99 %	78 mg	très légère 72/117	2,258	8,721	0,443	3,863	767 ± 19
B 29	MIRLEFT	Z 28	40 à 80 μ	= 95 % + baryte	315 mg	légère et inverse 58/35	2,078	14,951	0,481	7,19	457 ± 13

V. - COMMENTAIRES SUR LES RESULTATS OBTENUS PAR LA METHODE AU PLOMB TOTAL SUR ZIRCON

La méthode utilisée pour la datation des zircons au Pb total ne tient pas compte du plomb non radiogénique contenu dans le minéral. Ceci est une cause d'erreur très importante qui grève largement la validité des résultats obtenus. De façon à éliminer au maximum les autres risques d'erreur et à pouvoir discuter les âges en fonction de la seule erreur analytique, il a été procédé pour chaque échantillon à un diffractogramme. Celui-ci permet de mettre en évidence la pureté du zircon et son état de métamictisation. Ce dernier phénomène influe, en effet, beaucoup sur la valeur de l'âge, car lors de la métamictisation des échanges importants par pertes et apports, peuvent avoir lieu au sein du minéral considéré.

Les résultats des analyses sont consignés dans le tableau n° 11.

1°/ Le granite de Mesti

Deux échantillons (A 60 et C 34) distants d'environ 12 km, ont été traités.

- Dans le premier (A 60), les zircons très petits de 40 à 80 μ, ont de belles formes cristallines. Ils sont très purs (pas de traces d'impureté aux rayons X) et ne sont absolument pas métamictes. Leur âge est de 351 ± 9 MA.

- Le deuxième échantillon (C 34) présente deux fractions de zircons de tailles très différentes, l'une entre 40 et 80 μ, l'autre entre 125 et 200 μ.

• les premiers forment un lot très pur ; ils ont des formes cristallines parfaites, sont zonés et très métamictes. Ils indiquent un âge de 538 ± 13 MA.

• la seconde fraction comprend uniquement des fragments de très gros zircons, corrodés et zonés. Ils sont très peu abondants et très métamictes. L'âge calculé pour ces zircons est de 1424 ± 36 MA.

Il faut signaler que les rapports U/Th obtenus sur ces deux fractions sont très différents : dans le lot 40 à 80 μ il est égal à 5,438 et dans celui de 125 à 200 μ il est de 0,263. Nous avons donc dans l'échantillon C 34 deux zircons différents. D'ailleurs le fait que l'on trouve des zircons métamictes (C 34) et non métamictes (A 60) dans le même massif tend à faire penser que l'on a un granite hétérogène.

On peut envisager diverses hypothèses pour expliquer les origines de ces zircons différents :

- les "vieux" zircons métamictes étaient à l'état détritique dans les formations sédimentaires et éruptives digérées par le granite et actuellement à l'état d'enclaves dans celui-ci ;
- les deux générations de zircons correspondent à deux phases de granitisation nettement séparées dans le temps ; il s'agirait là d'une réactivation d'un vieux matériel granitique donnant un nouveau granite. La présence d'enclaves sédimentaires va à l'encontre de cette hypothèse : on ne voit pas comment des enclaves sédimentaires, forcément présentes dans le vieux granite, auraient subsisté sous les conditions thermodynamiques nécessaires à la formation de nouveaux zircons ;
- le magma originel était hétérogène, par exemple composé pour une partie d'un produit de différenciation du manteau et pour une autre partie d'un produit de fusion d'une croûte sialique ;
- la fusion d'un secteur de croûte sialique a été incomplète : les vieux zircons métamictes seraient des "restats", les jeunes apparaîtraient aux premiers stades de cristallisation du magma.

Le granite de Mesti présente donc des âges indicatifs sur zircons de 351, 538, 1424 MA. Ceci donne évidemment un éventail très important. Vis-à-vis de l'état de métamictisation seul l'âge de 531 MA reste valable compte tenu, bien entendu, que cela correspond pour nous à une indication plus qu'à un âge absolu. En effet le plomb non radiogénique, que les moyens mis en œuvre à Grenoble, ne nous permettent pas de doser, peut modifier la valeur de cet âge.

Quant à la valeur des âges de 538 et 1424 MA, même s'ils sont peu précis compte tenu de la méthode et de la métamictisation très avancée, ils confirment la présence de zircons différents.

2°/ Le granite d'Ifni

Les zircons contenus dans ce granite (échantillon A 56) sont petits (40 à 80 μ) peu abondants, bien cristallisés et où aucune impureté n'a été décelée aux rayons X. Mais ils présentent de légères traces de métamictisation. Ils donnent un âge au plomb total de 767 ± 19 MA. Cet âge est théoriquement un âge maximum car on ne peut "extraire" du calcul le plomb non radiogénique. La métamictisation très faible peut ne pas avoir eu une très grande influence. A signaler que cet âge est un peu plus vieux que celui déterminé par la droite isochrone de R. T. par la méthode Rb/Sr, soit 638 ± 21 MA.

En raison des marges d'erreurs que comporte la méthode au plomb total, l'âge de 767 ± 19 MA ne doit sans doute pas être considéré comme celui d'un zircon "hérité", mais plutôt comme un âge de cristallisation "suresstimé".

3°/ Le granite de Mirleft

L'échantillon B 29 récolté dans cet ensemble a permis d'extraire des zircons abondants, petits, bien cristallisés et peu zonés. Le lot 40 à 80 μ obtenu présente sur diffractomètre aux rayons X une légère métamictisation, mais sa pureté atteint à peine 95 %. En effet, cette fraction contient beaucoup de baryte qu'il est impossible d'extraire. L'âge de 457 ± 13 MA obtenu est donc entaché d'une très grande erreur.

On voit donc que, soit par la méthode Rb/Sr, soit par la méthode au Pb total sur zircon, ce granite ne peut être valablement daté. Seule, peut-être la méthode à l'argon permettra d'obtenir une indication (?).

CHAPITRE VI - CONCLUSIONS GENERALES

- I. - LES DONNEES STRATIGRAPHIQUES, PETROLOGIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES PRINCIPALES
- II. - CHRONOLOGIE GEOLOGIQUE ET CHRONOLOGIE RADIOMETRIQUE
- III. - LA BOUTONNIERE D'IFNI DANS LE CADRE DE L'ANTI-ATLAS ET DU CRATON OUEST-AFRICAIN

I. - LES DONNEES STRATIGRAPHIQUES, PETROLOGIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES PRINCIPALES

Il va s'agir ici simplement d'énoncer succinctement une série de données que nous tenterons de synthétiser.

1 - Dans la boutonnière d'Ifni il y a eu plusieurs venues granitiques d'âge différent.

2 - Les granites de Mesti, d'Alouzad et de Sahel forment le "socle" de la boutonnière. Ils renferment tous des enclaves de roches éruptives mais seuls ceux d'Alouzad et de Mesti contiennent des enclaves sédimentaires. Ils sont tous les trois recouverts par des quartzites blancs en discordance. Les filons recoupants de syénite, granodiorite, lamprophyre, dolérite se localisent principalement dans le granite de Mesti.

3 - Les granites de Taoulecht et de Tiyourhza, en contact par faille, recoupent les granites du socle. Comme ces derniers ils sont recoupés par des filons de rhyolite.

4 - L'épanchement des laves s'est fait postérieurement aux granites du socle et aux granites de Taoulecht et de Tiyourhza (ceux-ci ne contiennent jamais d'enclaves de rhyolites ni d'andésites).

5 - Localement on trouve des grès sous les rhyolites.

6 - Les conglomérats et grès post-laves sont très puissants, ils se localisent parfois dans les paléo-vallées. Ceci indique qu'une très forte érosion a fait suite à l'épanchement des laves. Des filons laviques dans les grès indiquent des émissions tardives. Au dépôt des grès a succédé celui des flyschs et des schistes.

7 - Le granite d'Ifni recoupe sans conteste les andésites et le granite de Mirleft est intrusif dans un complexe volcano-sédimentaire (conglomérats, grès, flyschs, rhyolites) postérieur aux puissants épanchements de laves. Les grès montrent les traces d'un métamorphisme épizonal.

8 - Pétrographiquement et chimiquement les granites d'Ifni ne paraissent pas provenir d'un même magma.

Si les granites du socle sont monzonitiques, ceux de Taoulecht et de Tiyourhza sont subalcalins et ceux d'Ifni et de Mirleft sont granodioritiques. D'après le diagramme triangulaire Qz - Ab - Or ces granites paraissent avoir cristallisé à des profondeurs variables. On peut en effet estimer la pression sous laquelle ils ont cristallisé : Ifni $>$ 5 kb ; Mesti $>$ 5 kb ; Sahel : $>$ 2 kb ; Taoulecht : $<$ 2 kb ; Tiyourhza : entre 2 et 0,5 kb.

Ils sont tous à microcline perthitique et ont tous subi ainsi que leurs enclaves et leurs filons des recristallisations.

9 - Aucun granite n'est intrusif dans les formations infracambriennes et cambriennes.

10 - Soit surtout sur les laves (andésites), soit plus rarement sur les grès viennent d'abord en discordance les séries de base de l'Adoudounien à caractères détritiques et à éléments granitiques et volcaniques de la boutonnière. Leur font suite une série schistocalcaire puis une série dolomitique. L'Adoudounien supérieur est une série semi-continentale (série lie-de-vin) correspondant à une régression glacio-enstatique. Il serait l'équivalent des tillites "éocambriennes" dont la base est estimée à 650 MA. On y observe un métamorphisme anchizonal (voir annexe). Le Cambrien calcaire ou schisto-calcaire riche en Tribolites fait suite en concordance à l'Adoudounien. La présence dans les niveaux de base de Bigotinosidae indiquerait un âge de 600 MA.

Puis la sédimentation se poursuit par d'autres termes du Paléozoïque.

Cette couverture sédimentaire est peu plissée et en place. On note simplement quelques phénomènes tectoniques tangentiels entre les couches. Ils sont d'âge hercynien.

11 - Du point de vue géochronologique on note que :

a) - les granites du socle donnent soit une droite radiogénique, soit une dispersion :

granite d'Alouzad : 2245 MA	("isochrone")
" Sahel : 2185 MA	(Sr conventionnel)
" Mesti : dispersion ; les zircons donnent 1424, 538, 351 MA.	A priori seul le granite de Mesti a été réhomogénéisé imparfaitement et par voie de conséquence rajeuni. Cette réhomogénéisation daterait de \approx 660 MA.

b) - les granites de Taoulecht (isochrone à 574 MA) et de Tiyourhza (isochrone à 554 MA) ont des âges soit à la limite inférieure du Cambrien, soit nettement Cambrien.

c) - ces granites apparaissent plus jeunes que les rhyolites qui les surmontent (isochrone à 628 MA). Ces rhyolites datées se raccordent aux rhyolites périphériques qui sont sous l'Infracambrien.

d) - les âges obtenus en R.T. sur les laves (628 MA pour les rhyolites et 603 MA pour les andésites) concordent parfaitement avec les observations de terrain, ceci même si les valeurs absolues peuvent être erronées.

e) - trois points de R.T. des rhyolites tombent en dehors de l'isochrone et les andésites montrent un enrichissement en Rb.

f) - l'âge obtenu sur les tufs rhyolitiques a été définitivement écarté de cette discussion en raison de l'erreur analytique de $\approx 20\%$.

g) - si le granite d'Ifni recoupe les andésites on constate que les âges obtenus sur ces deux formations indiquent l'inverse : 638 MA en Rb/Sr et 764 MA en Pl total sur zircon pour le granite et 603 MA pour les andésites.

h) - le granite de Mirleft ne peut être convenablement daté en raison de sa cataclase et de l'impureté du zircon extrait.

i) - mis à part les granites d'Alouzad et de Sahel, les âges obtenus sur les granites et les laves se situent dans la fourchette des âges de l'événement Pan-Africain (600 \pm 150 MA).

j) - les rapports initiaux 87 Sr/86 Sr indiquent une origine mantellique pour le granite d'Ifni et crustale pour les autres granites. Les andésites et les rhyolites ont des rapports initiaux apparemment anormaux.

k) - les âges obtenus sur les biotites et les feldspaths potassiques extraits des granites de Mesti, Ifni, et Mirleft (315, 285, 247 MA) correspondent à des phases de l'orogénie hercynienne. Celle-ci est donc la dernière orogénèse qui a affecté la boutonnière. On peut considérer qu'à cette époque le réseau des minéraux est définitivement fermé à tous échanges. Mais on ne peut pas dire à quelle (s) époque (s) il a été ouvert.

12 - Vers le centre de la boutonnière des failles très importantes et très continues s'entrecroisent. Elles ont joué surtout verticalement avec de légers décrochements et affectent aussi bien le socle que la couverture infracambrienne et cambrienne (voir la carte géologique en annexe). Les failles NNE-SSW sont plus anciennes que celles de direction NNW-SSE ou N-S.

La disparition, dans certains compartiments, de la couverture rhyolitique fait penser que ceux-ci ont joué, soit en horst, soit en graben ; par exemple dans la moitié sud (au niveau de la ville d'Ifni) nous avons d'Ouest en Est quatre compartiments dont le 2e et le 4e ont eu leur couverture lavique en grande partie décapée.

Dans la région E des filons de quartz, minéralisés en fer ou non, soulignent certaines failles.

13 - Il ne faut pas perdre de vue que nous avons deux phénomènes magmatiques différents : l'un en profondeur pour les granites, l'autre en surface pour les laves.

II. - CHRONOLOGIE GEOLOGIQUE ET CHRONOLOGIE RADIOMETRIQUE

La reconstitution historique des divers événements à l'origine de la boutonnière d'Ifni peut se faire d'après les données pétrographiques, stratigraphiques et structurales et d'après les résultats des datations radiométriques effectuées. Nous verrons que dans certains cas il y a des incompatibilités et nous tenterons de les expliquer.

1° / Chronologie géologique

a) - introduction

Des études précédentes on peut dire que la boutonnière d'Ifni est faite essentiellement de roches granitiques et volcaniques surmontées en discordance, au Nord, à l'Est et au Sud par des terrains surtout sédimentaires, d'abord adoudouniens, c'est-à-dire infracambriens, puis cambriens.

b) - la boutonnière cristalline

Structuralement elle forme un dôme anticlinal dont la surrection peut être datée de l'Hercynien. Stratigraphiquement tous ces terrains constitutifs sont précambriens ; ceux-ci peuvent être subdivisés en deux grands ensembles : d'une part le "socle" et d'autre part la couverture volcanique et les granites récents. Entre les deux s'intercalent des quartzites blancs et des schistes.

1 - Le socle

Il s'agit des massifs granitiques de Mesti, Alouzad et Sahel. Ils se sont mis en place dans des formations plus anciennes dont la nature, la stratigraphie et l'âge nous sont pratiquement inconnus. En effet les seuls témoins en sont quelques enclaves de schistes et de grès épimétamorphiques dans les granites de Mesti et d'Alouzad. Ces enclaves seraient le résultat d'une digestion plus ou moins poussée des roches formant le toit de ces batholites, digestion qui a eu lieu à une certaine profondeur. Les granites de Mesti et d'Alouzad devaient donc être de type intrusif.

Quant au granite de Sahel il ne contient pas d'enclaves sédimentaires et il recoupe les granites de Sahel et d'Alouzad. On considérera donc que dans le "socle" de la boutonnière d'Ifni on a deux granitisations bien que la seconde (de Sahel) puisse être considérée comme une phase tardive de la première (?).

A l'intérieur de ces trois granites on rencontre des enclaves résiduelles de roches éruptives à dominante basique qui peuvent être considérées comme les reliques d'un réseau filonien ou de sills ou de massifs recoupant les terrains sédimentaires anciens eux-mêmes en enclaves.

Enfin on rencontre (surtout dans le granite de Mesti) des filons sécants de roches basiques mis en place, soit durant un épisode tardif de la même phase de granitisation, soit au cours d'une phase plus récente.

Par la suite, par raison de commodité, on qualifiera ce socle granitique de "Précambrien inférieur".

2 - Les granites récents et la couverture volcanique

Après les phases granitiques précédentes, une importante érosion commence et les granites du Précambrien inférieur sont mis à jour.

Les formations de quartzites blancs et de schistes à figures de sédimentation, témoins d'une sédimentation de plate-forme, peuvent appartenir au groupe précambrien le plus récent ou précambrien supérieur, ou à un Précambrien moyen. Ces séries, épimétamorphiques, toujours discordantes sur le socle granitique ancien, sont localisées uniquement au Nord de la boutonnière et on ne peut pas établir leurs relations avec les granites du Précambrien supérieur.

Ce Précambrien supérieur proprement dit débiterait par la venue de granites subcalcalins, hypovolcaniques qui sont les granites de Taoulecht et de Tiyourhza dont on ne peut préciser s'ils font partie d'un seul ou de deux épisodes de granitisation. Pour nous ils constituent la troisième phase de granitisation de la région. Elle pourrait appartenir au cycle durant lequel se sont déposés et ont été plissés les quartzites et les schistes ou bien être les premiers témoins d'une orogénèse qui affectera la région et se poursuivra par les importantes émissions volcaniques que nous connaissons, dans cette dernière hypothèse ils seraient anté-orogéniques.

Après cet épisode magmatique profond une nouvelle érosion met à jour les granites de première, deuxième et troisième phases. Sur la pénélaine ainsi formée une intense activité volcanique se manifeste d'abord avec des rhyolites puis avec des andésites et des tufs andésitiques. Les rhyolites se sont épanchées indifféremment sur le "socle", sur les quartzites et schistes, sur les granites subcalcalins et localement sur quelques formations gréseuses d'âge indéterminé.

A cet épanchement de laves acides et basiques fait suite une phase importante d'érosion alimentant le dépôt de nombreux conglomérats et surtout de grès très puissants. L'accumulation de grès dans les paléo-vallées fait penser qu'à cette époque les laves ont un relief inversé. Aux rayons X on remarque que les grès ont subi un métamorphisme épizonal et au microscope ils montrent des recristallisations de quartz et de biotite verte.

Puis la subsidence s'installant se déposent des flyschs et/ou des schistes. Les premiers sont localisés à l'Ouest, les second à l'Est. Leur relation stratigraphique n'a pu être établie et l'ampleur de la subsidence, non plus que l'épaisseur de la série, ne peuvent être appréciées. En tout cas cet ensemble a été plissé.

C'est après cette phase de plissement que se mettent en place les granodiorites d'Ifni et de Mirleft. Toutes deux recourent les structures et conservent en bordure des enclaves de grès, de rhyolites et de flyschs pour la granodiorite de Mirleft et d'andésites et de rhyolites pour celle d'Ifni. Ces granodiorites sont donc post-tectoniques. Elles constituent la quatrième et dernière phase de granitisation de la boutonnière.

Après cette phase granitique tardive, l'ensemble est surélevé et une importante érosion commence découpant en particulier les terrains constituant le toit de ces granodiorites. Cette érosion est anté-adoudounienne et donc forcément antécambrienne.

c) - la couverture sédimentaire

Nous n'en parlerons que très brièvement. Le premier ensemble qui surmonte en discordance la boutonnière cristalline est adoudounien inférieur c'est-à-dire infracambrien (voir travaux de G. CHOUBERT). Il se compose d'un conglomérat de base ou d'arkoses suivant les endroits ; leur font suite une série schisto-calcaire et une puissante série dolomitique. L'Adoudounien supérieur est formé de pélites gréseuses roses et violacées appelées série lie-de-vin qui est l'équivalent des tillites "écambriennes". Le Cambrien calcaire et schisto-calcaire très fossilifère fait suite en continuité aux séries précédentes.

Ces sédiments, peu plissés, seront touchés par l'orogénie hercynienne. C'est à elle en effet qu'on peut en particulier attribuer le métamorphisme anchizonal décelé aux rayons X (voir annexe).

2°/ Chronologie radiométrique

Les âges obtenus sur roches totales ou minéraux séparés par la méthode au Rb/Sr forment trois groupes qui sont les suivants :

- 2 300 - 2 250 MA par Sr conventionnel et isochrone mixte de R.T. et minéraux ;
- 660 - 550 MA par isochrone de R.T. ;
- 310 - 250 MA par isochrone mixte de R.T. et minéraux.

Dans les formations de la boutonnière on peut ainsi mettre en évidence au moins trois événements majeurs produits aux périodes indiquées. Ces événements peuvent correspondre à des granitisations, des remobilisations ou des rajeunissements (par métamorphisme, par réactivation thermo-tectonique). Dans le "Précambrien inférieur" on peut mettre en évidence ces trois groupes d'âges et dans le "Précambrien supérieur" les deuxième et troisième groupes sont seuls reconnus.

a) - groupe à 2 300-2 250 MA

Cet événement n'a affecté que le socle granitique de la boutonnière, à savoir les granites de Mesti, Alouzad et Sahel. L'âge obtenu en Rb/Sr nous permet de penser que la première phase de granitisation est d'un âge au moins égal à 2 245 MA. Ceci parce que l'isochrone obtenue est basée sur des minéraux séparés et la R.T. correspondante.

Il y a donc pour ce groupe concordance entre les observations stratigraphiques et les résultats géochronologiques.

b) - groupe à 660-550 MA

Ces âges se retrouvent aussi bien dans le "socle" que dans les granites "récents" de 3e et 4e phases ou les laves (rhyolites et andésites). Ce sont certains de ces âges qui vont soulever de sérieux problèmes ; abordons les rapidement.

1 - Les granites du "Précambrien inférieur"

Seul le granite de Mesti nous permet de penser qu'une phase thermo-tectonique "récente" a affecté le "socle". En effet les R.T. de ce granite indiquent une dispersion due à une réhomogénéisation isotopique imparfaite. Les deux droites radiogéniques que nous avons pu tracer indiquent, sous toutes réserves, des âges de 665 et 658 MA. Ces âges correspondent à l'événement Pan-Africain, lequel a donc affecté en partie la boutonnière.

Géographiquement les échantillons de granite de Mesti proviennent du côté ouest et du centre de la boutonnière. Or le "socle" est formé également par les granites d'Alouzad et de Sahel et ceux-ci, situés à l'extrême est, n'ont apparemment pas été réhomogénéisés par cet événement. Etant donné que le granite de Sahel est daté par un seul point et le granite

d'Alouzad par une R.T., un FK et une Mu d'un seul endroit, on peut penser qu'un échantillonnage plus complet permettra de résoudre ce problème.

La boutonnière d'Ifni, en bordure du craton ouest-africain qui est une zone de rajeunissement Pan-Africain (W.Q. KENNEDY, 1964) et proche du paléo-rift atlantique (G. CHOUBERT, 1973) pourrait être formée d'une zone centre-ouest rajeunie et d'une zone orientale stable.

2 - Les granites de 3e et 4e phases et la couv. ure volcanique

Les âges obtenus sur R.T. de toutes ces formations se situent dans une fourchette allant de 638 ± 21 MA à 554 ± 20 MA. Ce groupe d'âge correspond typiquement à l'événement Pan-Africain.

Mais si on établit, à partir de ces âges, la chronologie relative des formations granitiques et effusives du "Précambrien supérieur" on constate qu'elle ne concorde absolument pas avec la "chronologie géologique" vue dans le paragraphe précédent. Ces âges ne sont pas non plus en accord avec ceux admis pour la base de l'Adoudounien (950 MA), la série lie-de-vin (650 MA) et la base du Cambrien (570 MA). Or ces séries forment la couverture de cet ensemble.

Nous essayerons de voir dans un paragraphe ultérieur si cet ensemble de granites et de laves qui montre des âges Pan-Africain :

- s'est réellement mis en place durant l'orogénèse pan-africaine,
- était plus ancien et a simplement subi un épisode thermo-tectonique, contre coup de l'orogénèse pan-africaine,
- comporte en partie un matériel vraiment pan-africain et en partie un matériel plus ancien rajeuni à cette époque.

c) - groupe d'âges à 310-250 MA

Que ce soit dans le socle ancien (granite de Mesti) ou dans les granites récents, la biotite et le feldspath potassique avec leur roche totale correspondante permettent de tracer des droites radiogéniques qui indiquent des phases de l'orogénie hercynienne (315, 285, 247 MA).

On peut considérer qu'à cette époque le réseau minéral est définitivement clos à tout échange.

La boutonnière d'Ifni comporte donc des restes de chaînes précambriennes reprises et restructurées à l'Hercynien. A cette époque elle devait former un vaste dôme anticlinal.

3°/ Eléments de discussion des âges pan-africains : hypothèses sur la suite des événements du "Précambrien supérieur"

Si les groupes d'âges à 2 300 et 300 MA peuvent assez facilement être affectés à des phénomènes géologiques connus et individualisés dans ce secteur de l'Afrique, il n'en est pas de même avec les divers âges compris entre 638 et 554 MA. Des incompatibilités évidentes apparaissent entre la suite des événements tirée des données géologiques et celle déduite des résultats radiométriques.

a) - éléments de discussion

1 - Les droites isochrones de R.T. obtenues sur les granites de Taoulecht, Tiyourhza et Ifni ont été tracées à partir d'un très grand nombre de points qui sont bien alignés. Les rapports 87 Sr/86 Sr de ces granites sont très bons. Ils indiquent, soit une origine mantellique pour la granodiorite d'Ifni, soit crustale pour les granites hypovolcaniques. Il est donc tentant de considérer les âges ainsi obtenus comme ceux de leur mise en place.

Mais si on considère qu'une isochrone bien alignée indique, pour un granite, son âge de cristallisation, il faut tirer la même conclusion pour les laves qui donnent également de belles isochrones tracées à partir d'un très grand nombre de points.

De la sorte, on doit bien rejeter en bloc les âges indiqués par isochrones ou bien les accepter tous.

2 - Les âges obtenus sur ces trois granites et sur les laves correspondent à ceux définissant l'événement Pan-Africain qui dans d'autres régions d'Afrique a comporté effectivement des mises en place de granites et de laves.

3 - L'événement Pan-Africain peut également se manifester par des rajeunissements. L'effet de matrice aidant on peut alors obtenir, suivant la structure et la composition de la roche "rajeunie", des âges légèrement différents. C'est d'ailleurs lors de cette orogénèse que le granite de Mesti appartenant au "Précambrien inférieur" a été rajeuni (≈ 660 MA).

4 - L'âge au plomb total obtenu sur les zircons du granite d'Ifni (767 ± 19 MA), devant être considéré comme surestimé, correspond en fait à celui obtenu en Rb/Sr sur R.T., soit 638 ± 21 MA.

Si ce dernier âge indique effectivement une mise en place on est amené à considérer, étant donné que ce granite marque la phase finale de granitisation du "Précambrien supérieur", que toutes les formations qui le précèdent ont été rajeunies plus ou moins lors de cet événement à 638 ± 21 MA. Les granites de Mesti, Tiyourhza, Taoulecht et les laves auraient été rajeunies.

Mais comme le granite d'Ifni s'est mis en place avant l'érosion anté-adoudounienne l'âge de la base de cet Infracambrien serait surestimé ; il ne serait pas de 950 MA mais plus jeune que 638 ± 21 MA. Comme le Cambrien débute à 570 MA, l'Adoudounien aurait donc une durée de 47 à 89 MA, ce qui peut paraître a priori suffisant.

Selon un tel raisonnement l'événement Pan-Africain se serait manifesté ici par la seule intrusion de la granodiorite d'Ifni (et celle de Mirleft) et par le rajeunissement des séries plus anciennes.

5 - Les âges obtenus sur les granites de Taoulecht (575 ± 14 MA) et de Tiyourhza (554 ± 20 MA) sont respectivement limite Cambrien/Infracambrien et franchement Cambrien inférieur. On sait que le Cambrien forme avec d'autres séries sédimentaires plus anciennes ou plus récentes la couverture de la région. Aussi sans même contester l'âge de 570 MA pour le début du Cambrien, on peut envisager que ces deux granites ont pu effectivement se mettre en place à 575 et 554 MA. En effet 2 000 à 4 000 m de "couverture" suffisent pour de tels granites hypovolcaniques. Or, on avait certainement de telles épaisseurs avec les rhyolites, les andésites et les formations adoudouniennes.

Mais on peut se demander pourquoi ces granites se seraient arrêtés juste sous les rhyolites auxquelles ils semblent en outre plus ou moins reliés génétiquement.

6 - Le problème des relations granites - volcanites peut être abordé de deux manières :

- la "stratigraphie" a été mal observée, c'est-à-dire que ce sont en fait les andésites qui recouvrent le granite d'Ifni et que les rhyolites se sont épanchées avant la venue des granites de Tiyourhza et de Taoulecht. On pourrait en effet admettre que les andésites ont repris lors de leur émission les faciès de bordure du granite d'Ifni donnant l'impression que la bordure granitique a enclavé des éléments andésitiques.

De même on pourrait concevoir que les rhyolites sont en fait plus anciennes que les granites de Taoulecht et de Tiyourhza et que le recouvrement observé des seconds par les premières n'est qu'apparent et que le métamorphisme des premières est passé inaperçu.

Si cela était, la succession géologique serait la succession chronologique à savoir : granite d'Ifni (638 MA), rhyolites (628 MA), andésites (603 MA), granite de Taoulecht (575 MA) et granite de Tiyourhza (554 MA) ; chacun de ces âges datant une mise en place au Pan-Africain.

- la "stratigraphie" entre granites et laves a été bien observée, c'est-à-dire que les andésites sont plus anciennes que le granite d'Ifni qui les recoupe et les rhyolites sont plus jeunes que les granites de Tiyourhza et de Taoulecht sur lesquels elles se sont épanchées. Là il y a incompatibilité avec les données géochronologiques qui donnent un schéma inversé.

On peut tenter une interprétation : les isochrones de R.T. sur les granites sont bonnes mais celles obtenues sur les laves sont à mettre en doute. En effet, d'une part les andésites ont des constitutions isotopiques en Rb et Sr anormales et un rapport initial 87 Sr/86 Sr trop élevé pour des roches basiques, d'autre part sur les 15 R.T. de rhyolites seules 12 sont alignées.

En outre des auteurs (M.L. BOTTINO, H.W. FAIRBIRN et al., 1969, 1970) ont étudié le comportement des volcanites lors d'événements thermiques plus ou moins intenses liés à des phases de métamorphisme. Ils ont constaté qu'un métamorphisme de faciès schistes verts permettrait l'ouverture des réseaux cristallins des volcanites acides et conduisait ainsi à des dispersions analytiques. De son côté R. CHARLOT (1974, sous presse) va même jusqu'à envisager qu'une élévation de température due à un simple enfouissement, sans qu'il y ait vraiment métamorphisme, puisse mobiliser le strontium radiogénique et assurer sa diffusion hors des réseaux cristallins. Celle-ci serait facilitée par l'élimination de l'eau contenue dans les laves.

En tout cas, on sait que dans la boutonnière d'Ifni les grès déposés au-dessus des laves sont atteints d'un métamorphisme de faciès schistes verts. Les laves ont donc subi au moins ce métamorphisme lequel serait responsable de leur déstabilisation. On perd ainsi toute trace de l'âge réel des émissions laviques.

En conséquence, si du fait d'un événement thermique même faible, une diffusion est possible dans les laves et ne l'est pas dans les granites - en raison de leur structure cristalline différente - les âges obtenus sur les granites (Ifni, Taoulecht, Tiyourhza) indiqueraient ceux de leur mise en place, tandis que ceux calculés sur les laves dateraient une réhomogénéisation vers 600 MA.

A l'encontre de ce point de vue on remarquera que les biotites des granites ont été rajeunies à environ 300 MA alors que les laves ne portent aucune trace de cet événement hercynien. Ce dernier aurait donc, à l'inverse de l'épisode de 600 MA, provoqué une diffusion isotopique dans les seuls granites, à l'exclusion des laves. (Ceci si les réactions de la biotite et des laves sont équivalentes face au même événement).

7 - Les andésites sont recoupées par la granodiorite d'Ifni, les rhyolites se sont épanchées sur les granites subalcalins de Tiyourhza et Taoulecht et les andésites sont postérieures aux rhyolites. Ce sont des observations de terrain sûres. De plus, les filons rhyolitiques, qui peuvent être liés à l'épanchement des laves, recoupent le

granite de Tiyourhza et celui de Taoulecht sur sa bordure. Ces deux granites ne contiennent jamais d'enclaves de rhyolites et les granites de Mirleft et d'Ifni ne sont jamais recoupés par ces filons mais les reprennent.

8 - Si on conserve la succession "stratigraphique" des laves et des granites, observée sur le terrain, et si on admet que la mise en place de la granodiorite d'Ifni à 638 MA s'est faite sous une épaisse couverture on peut concevoir que s'est opérée une remobilisation isotopique du strontium et/ou du rubidium dans les diverses formations encaissantes. Or seules les laves paraissent avoir été réhomogénéisées, les granites à l'exception de celui de Mesti n'étant pas touchés, ce qui paraît anormal.

9 - Les andésites (603 ± 13 MA) sont anté-adoudouniennes ; or, même si on place la base de l'Infracambrien supérieur (= tillites) à 600 MA on ne voit pas comment en -10 à +16 MA se sont déposés des grès, flyschs, schistes, ces formations étant plissées, puis érodées avant le dépôt des centaines de mètres de dolomies.

10 - Les granites, leurs enclaves et leurs filons ainsi que les grès post-laves montrent des recristallisations (biotite, chlorite, albite, épidote, etc.). Ces diverses formations ont donc subi au moins un phénomène thermique important qui peut être Pan-Africain ou plus jeune et qui, en tout cas, a modifié les réseaux cristallins des roches.

b) - hypothèses

Des éléments de discussion précédents ont abouti à trois hypothèses possibles. Dans la première hypothèse on admettra que les âges obtenus au moins sur les granites de Tiyourhza, Taoulecht et Ifni indiquent les dates de leur mise en place ; dans cette optique on remet en cause la chronologie relative observée sur le terrain.

Dans la seconde on admettra que seul l'âge obtenu sur la granodiorite d'Ifni indique une mise en place et ceci avant l'érosion anté-adoudounienne ; dans ce cas d'une part les séries précédentes sont rajeunies et d'autre part l'âge de la base de l'Adoudounien est surestimé. La troisième hypothèse se base uniquement sur des rajeunissements affectant toutes les formations précambriennes ; dans ce cas le schéma géologique est respecté et la base de l'Adoudounien peut être à 950 MA.

Afin de mieux comparer ces trois hypothèses, on trouvera sur la page 99, la suite stratigraphique dans la boutonnière et un schéma représentant toutes les formations observées.

1. - Première hypothèse

Les granites d'Ifni, Taoulecht et Tiyourhza se sont effectivement mis en place aux âges radiométriques obtenus sur R.T. par la méthode Rb/Sr, soit respectivement 638, 575, 554 MA. En outre la chronologie "stratigraphique" admise habituellement est respectée : quartzites 1500 MA ; base de l'Adoudounien = 950 MA ; série lie-de-vin = 650 MA ; base du Cambrien = 570 MA.

On peut alors envisager le schéma suivant : vers 640 MA, du fait peut-être de l'ouverture du rift atlantique, se forme dans le manteau le magma granodioritique d'Ifni (et de Mirleft) qui se met en place d'une part dans les rhyolites, andésites, grès et flyschs, en partie érodés, en recoupant leurs structures et d'autre part sous la couverture adoudounienne. Le flux thermique lié à cette intrusion provoque la réhomogénéisation de l'encaissant. Celle-ci est totale pour les laves et imparfaite pour le granite de Mesti. Les différences d'âges entre granite d'Ifni (638 ± 21 MA), rhyolites (628 ± 13 MA) et les andésites (603 ± 13 MA) peuvent s'expliquer par des différences de matrice ou bien être considérées comme non significatives compte tenu des causes d'erreurs des méthodes analytiques.

Après 640 MA la subsidence se poursuit, le flux thermique se dissipe, mais pendant le dépôt du Cambrien inférieur se mettent en place vers 570 MA les granites hypovolcaniques de Taoulecht et Tiyourhza issus de foyers magmatiques situés dans la croûte. Ils sont stoppés lors de leur ascension juste sous la couverture rhyolitique.

Une telle hypothèse soulève évidemment des objections :

- on voit mal se mettre en place de grandes masses granitiques dans des zones régulièrement subsidentes en voie de comblement sédimentaire ;
- si cela était quand même le cas, pourquoi les granites de Taoulecht et de Tiyourhza, mis en place sous une plus forte épaisseur de terrain que lors de la mise en place de la granodiorite d'Ifni, d'une part ont un tel caractère hypovolcanique et d'autre part n'arrivent pas à percer la chappe volcanique comme l'avait fait le granite d'Ifni ?
- à l'échelle cartographique la granodiorite d'Ifni recoupe les structures du complexe lavique alors que les granites hypovolcaniques les épousent étroitement ;
- enfin les filons de rhyolite recoupent les granites de Taoulecht et de Tiyourhza alors qu'ils sont repris par les granodiorites de Mirleft et d'Ifni.

2. - Deuxième hypothèse

Seul le granite d'Ifni s'est mis en place à l'âge radiométrique obtenu : 638 ± 21 MA et ce avant l'érosion anté-adoudounienne.

On peut en effet envisager que le granite d'Ifni, dont les caractères post-tectoniques sont évidents, s'est mis en place juste après le plissement de la couverture volcano-sédimentaire dont il recoupe la base. Cette couverture devait être suffisante car à l'heure actuelle on a encore environ 1 500 m de laves, 500 m de grès, 200 m de flyschs et quelques placages de schistes. De plus l'érosion anté-adoudounienne a dû décaper la partie supérieure de cet ensemble.

La mise en place de ce granite mantellique a pu s'accompagner d'un flux thermique important (du fait de l'épaisseur de la couverture et/ou de la proximité du rift atlantique ?) qui a réhomogénéisé totalement les laves et partiellement le granite de Mesti (voir début du paragraphe précédent).

Si donc la granodiorite s'est mise en place vers 640 MA avant l'érosion anté-adoudounienne il en résulte que la base de l'Adoudounien fixée actuellement à 950 MA est largement surestimée et que la durée de l'Adoudounien n'est en fait que de 70 ± 20 MA au lieu de 380 MA.

Quant aux granites de Taoulecht et de Tiyourhza leurs âges respectifs peuvent être interprétés de trois manières :

- s'ils ont cristallisé après le granite d'Ifni et avant l'érosion anté-adoudounienne on retrouve le problème de savoir pourquoi ils s'arrêtent juste sous les laves dont ils épousent la structure. De plus la base de l'Adoudounien serait abaissée à 554 ± 20 MA (date de la mise en place du granite de Tiyourhza) soit au mieux 574 MA ce qui ne laisse, pour l'érosion anté-adoudounienne et le dépôt des terrains infracambriens dont l'épaisseur est de l'ordre de 1 500 m, que 4 MA ;
- s'ils ont cristallisé après le granite d'Ifni et après l'érosion anté-adoudounienne, ils sont bien cambriens et dans ce cas les mêmes problèmes se posent que dans l'hypothèse précédente ;
- s'ils ont cristallisé avant les laves, comme nos observations de terrain nous le font croire, et donc avant le granite d'Ifni, il s'agirait de granites "anciens" réhomogénéisés lors de la mise en place du granite d'Ifni (638 ± 20 MA). La différence d'âge (575 ± 14 MA et 554 ± 20 MA) peut s'expliquer soit par des effets de matrice, soit par les limites de précision des méthodes analytiques. C'est cette dernière manière de voir qui nous paraît la plus plausible car elle respecte les données de terrain.

En définitive cette deuxième grande hypothèse nous paraît assez solide bien qu'elle soulève elle aussi certaines objections :

- pourquoi seul l'âge obtenu sur le granite d'Ifni serait considéré comme celui de sa mise en place, alors que pour d'autres formations considérées comme réhomogénéisées on obtient d'aussi belles droites isochrones ?
- faire débiter le cycle adoudounien vers 640 MA va à l'encontre des données chronostratigraphiques habituellement retenues.

3. - Troisième hypothèse

Aucune isochrone de R.T. sur les granites et les laves du "Précambrien supérieur" n'indique un âge de mise en place. Toutes témoignent de rajeunissements. Une telle hypothèse permet de respecter les observations de terrain et la chronologie stratigraphique. Toutes les laves et tous les granites sont antérieurs à 950 MA, âge indiquant le début de la transgression adoudounienne.

Mais lors de l'événement pan-africain (600 ± 150 MA) un phénomène thermo-tectonique affecte toutes les formations cristallines de la boutonnière (ainsi, automatiquement, qu'une partie de sa couverture) et les rajeunit. L'effet de matrice aidant on obtient des âges différents mais voisins ; on constate par exemple que les âges les plus proches les uns des autres sont ceux obtenus sur des ensembles pétrographiquement voisins :

- . granite d'Ifni (638 ± 21 MA) - granite de Mesti (665 ± 13 MA) ;
- . rhyolites (628 ± 13 MA) - andésites (603 ± 13 MA) ;
- . granite de Taoulecht (575 ± 14 MA) - granite de Tiyourhza (554 ± 20 MA).

On peut aussi remarquer que les âges les plus élevés sont situés les plus à l'Ouest, c'est-à-dire les plus près du rift atlantique. Plus on se déplace vers l'Est plus les âges sont récents. Ce n'est peut-être pas un hasard que les granites les plus orientaux (Alouzad et Sahel) ne soient pas touchés par l'événement pan-africain.

La durée du "Précambrien supérieur" dans ce cas, se situerait entre 1500 MA (quartzites) et 950 MA (Adoudounien).

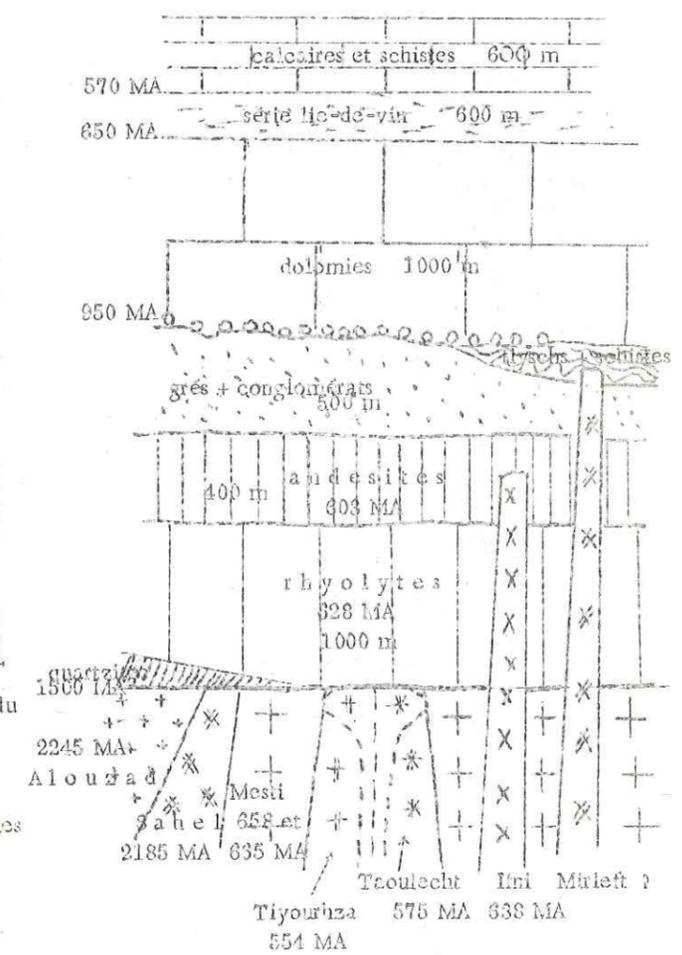
Dans cette hypothèse on peut tout de même s'étonner que l'Adoudounien ne soit affecté que par un métamorphisme épizonal. Ce phénomène est-il réellement susceptible de rajeunir à tel point toutes les formations du socle ? En outre il est probable qu'il soit d'âge hercynien.

Bien que satisfaisante du point de vue "stratigraphique" cette hypothèse met en doute toute la valeur de la méthode au strontium ajusté par isochrone.

SUITE STRATIGRAPHIQUE DANS LA BOUTONNIERE

Figure n° 17 - Schéma représentant toutes les formations observées

- ↑ 1 - érosion jusqu'à l'actuel
- ↑ 2 - Crétacé continental
- ↓ 3 - Crétacé marin fossilifère
-
- ↑ 4 - Bombement hercynien
forte érosion, apparition du socle
- ↓ 5 - Carbonifère ? Dévonien ?
Ordovicien ; Silurien ; Acadien
- ↓ 6 - Calcaire et schiste du Cambrien inférieur
série lie-de-vin (650 MA)
Calcaire plus ou moins schisteux et dolomies
de l'Adoudounien inférieur (950 MA)
- ↑ 7 - Conglomérat adoudounien, arkose
-
- ↑ 8 - Forte érosion des schistes, des flyschs et des
laves supérieures
- ↓ 9 - Flyschs + schistes (locaux ?) + Z ?
- ↑ 10 - Conglomérats + grès très puissants
- ↑ 11 - Emission des rhyolites et des andésites
érosion (filons de rhyolites ?)
-
- ↑ 12 - Erosion presque complète, socle granitique
mis à jour (dépôt de quelques grès)
- ↓ 13 - Quartzites + schistes + Y ? + filons basiques ?
(1500 MA)
- ↑ 14 - Erosion des grès et des schistes (de X ?) + érosion du
chapeau granitique
(Alouzad, Mesti, Sahel)
- ↓ Dépôt des grès et des schistes + X ? + filons basiques
-
- ↑ Période de surrection
- ↓ Période de subsidence

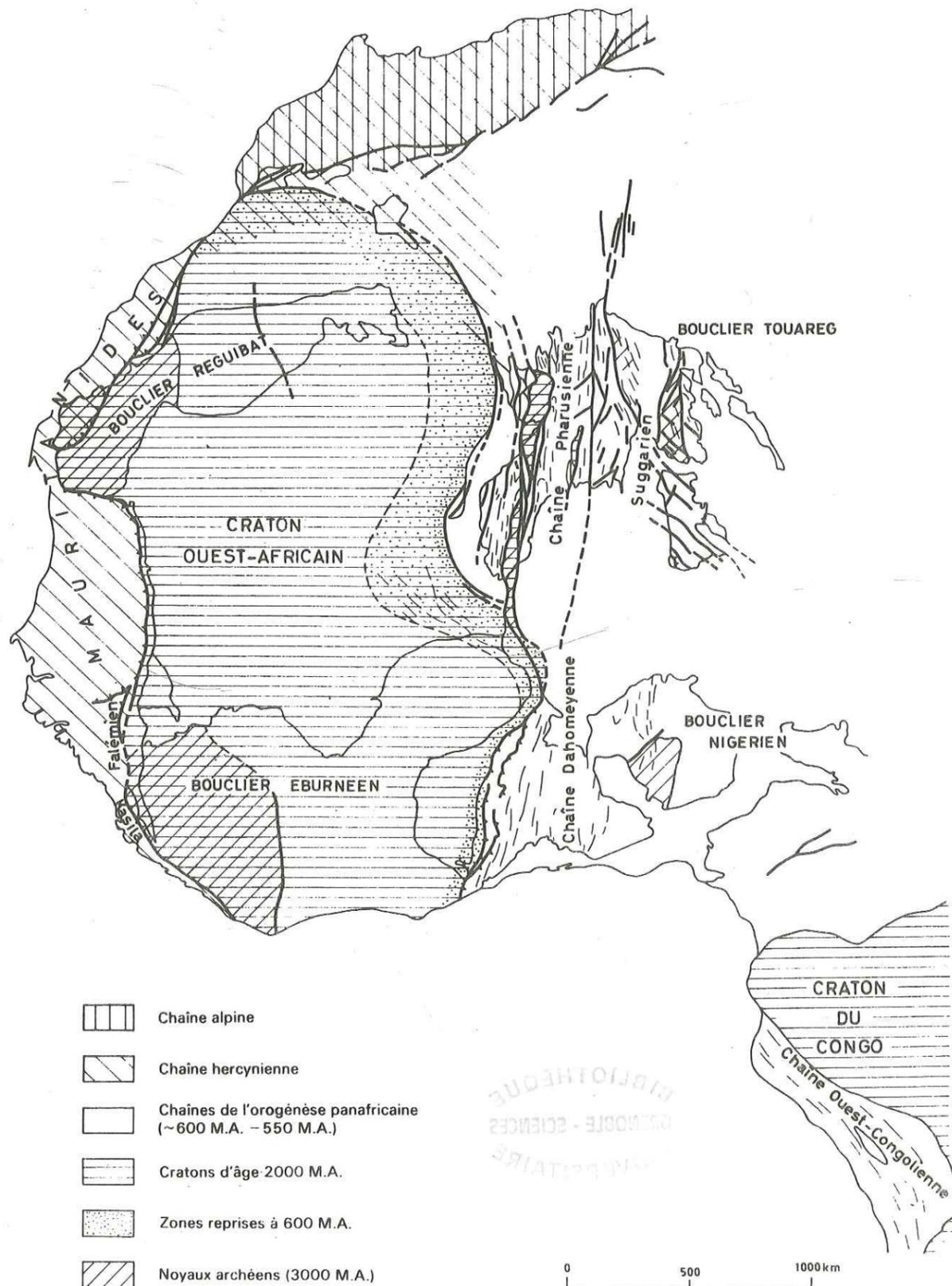


BIBLIOTHEQUE
GRENOBLE - SCIENCES
UNIVERSITAIRE

P.L.19 - Esquisse structurale de l'Afrique occidentale

d'après R. CABY (1970)

(IN CHIRON, 1973)



III - LA BOUTONNIERE D'IFNI DANS LE CADRE DE L'ANTI-ATLAS ET DU CRATON OUEST AFRICAIN

Nous allons tenter ici de comparer les résultats de notre étude sur la boutonnière d'Ifni exposés précédemment avec ceux obtenus par d'autres auteurs sur l'Anti-Atlas et sur les bordures du bouclier ouest-africain. En effet l'examen de la carte structurale de l'Afrique occidentale (planche n° 19) montre la position particulière d'Ifni : à la fois continuation vers le S.W. de l'Anti-Atlas et portion du bouclier ouest africain. Peut-être arriverons nous ainsi, sinon à éliminer du moins à réduire les incompatibilités soulevées par la confrontation des données géologiques et des datations radiométriques.

1°/ Rattachement à l'Anti-Atlas

La géologie de l'Anti-Atlas a été traitée dans le chapitre II et nous n'y reviendrons pas dans le détail. Rappelons simplement que dans l'Anti-Atlas il a été individualisé plusieurs chaînes précambriennes : Berbérides ou P I (2700 - 2500 MA), Anti-Atlasides Centrales ou P I-II (1950 - 1650 MA), Anti-Atlasides Occidentales ou P II (1500 - 1300 MA) et Marocanides ou P II-III (+ 1000 MA). Or dans la boutonnière d'Ifni, d'après les observations de terrain et les résultats géochronologiques, on ne peut réellement mettre en évidence que deux grandes orogénèses précambriennes.

La première orogénèse est à l'origine de ce que nous avons appelé le "Précambrien inférieur" ou "socle". Celui-ci est formé des granites de Mesti, Alouzad et Sahel dont l'âge radiométrique pour les deux derniers se situe entre 2200 et 2300 MA. De la sorte les granites de Mesti et Alouzad pourraient appartenir, malgré une mauvaise correspondance des âges, à la chaîne des Berbérides (2700 - 2500 MA) définie dans le Kerdous (granites d'A marhous, Tazeroualt et Tasserhirt) et la plaine de Zenaga (granite d'Azguemerzi). Ces granites se sont mis en place au sein de puissantes séries schisteuses ou schisto-gréseuses dont l'équivalent dans le "socle" d'Ifni pourrait être représenté par les enclaves de grès et de schistes contenues dans les granites de Mesti et Alouzad.

Une deuxième phase granitique a été définie dans la boutonnière d'Ifni : celle qui est à l'origine du granite de Sahel. Celui-ci est intrusif dans les granites de Mesti et Alouzad. A notre avis il pourrait appartenir aussi bien à une phase tardive des Berbérides qu'aux Anti-Atlasides centrales ou P I-II, lequel est en gros parallélisé à l'Eburnéen. Dans ce cas il serait l'équivalent des granites de Tahala (1950 MA) et de Tazenakht (1750 MA), lesquels provoquent souvent le rajeunissement de certains éléments des Berbérides. Pour nous, étant donné que l'âge absolu obtenu bien qu'isolé, indique 2185 MA, il nous paraît plus logique de rattacher cette deuxième granitisation à un épisode terminale de l'orogénie des Berbérides plutôt qu'à une phase du P I - II. En tout cas il serait nécessaire d'effectuer une série de mesures radiométriques systématiques pour tenter d'établir des droites isochrones sur ce granite de Sahel.

Sur ce socle granitique sont venus se déposer en discordance des quartzites blancs et des schistes gréseux à nombreuses figures de sédimentation. Il s'agit là d'une série de plateforme que par analogie à celles décrites dans l'Anti-Atlas on pourrait attribuer au P II (1500 - 1300 MA). Toutefois étant donné qu'à Ifni on n'a que quelques termes de cette série de plateforme, il nous paraît difficile de parler ici de véritable chaîne, homologue des Anti-Atlasides Occidentales.

Les formations qui font suite au dépôt de cette série de plateforme ont été groupées sous l'appellation de "Précambrien supérieur" s.s. Avec les quartzites et schistes gréseux vus précédemment ils constitueraient le "Précambrien supérieur" s.l. en opposition au "Précambrien ancien". Il s'agit de granites subvolcaniques micropegmatitiques (Tiyourhza et Taoulecht) de rhyolites, d'andésites, de conglomérats, grès, flyschs et schistes. L'ensemble est plissé et recoupés par des granodiorites (Ifni, Mirleft). Tout cet ensemble pourrait être rattaché "stratigraphiquement" aux Marocanides ou P II-III (+ 1000 MA). On sait que cette chaîne a eu des évolutions différentes selon les régions (G. CHOUBERT et A. FAURE - MURET, 1970) :

- zone géosynclinale au Nord de l'accident majeur de l'Anti-Atlas : laves basiques et conglomérats, puis tillites, enfin flyschs avec grauwackes et vulcanites; cette série est plissée, peu métamorphisée mais très granitisée;

- zone du craton africain : série de couverture de plateforme dite d'Anzi à dominante détritico (tillolites, varves, conglomérats grés...) et où s'observent également de puissants complexes volcaniques surtout rhyolitiques. Cette série est très faillée, peu plissée et n'est ni métamorphisée ni granitisée;

- à l'Est du bassin d'Anzi le P II-III devient continental, molassique et volcanique. Il n'est pas métamorphisé mais est exceptionnellement granitisé.

De la sorte on constate que notre "Précambrien supérieur" d'Ifni présente des caractères mixtes : d'un côté il est très granitisé comme dans la première zone, de l'autre il se rapproche de la série d'Anzi : présence de puissants complexes rhyolitiques et, malgré la présence de flyschs, ses faciès sédimentaires sont plutôt de type plateforme.

L'importance des phénomènes magmatiques à l'origine des grandes masses granitiques de Tiyourhza et Taoulecht, des petits massifs d'Ifni et de Mirleft ainsi que des puissantes coulées rhyolitiques et andésitiques pourrait s'expliquer par la proximité du rift atlantique au large d'Ifni dans le prolongement de l'accident majeur de l'Anti-Atlas, et/ou par l'évolution de notre région de zone continentale en zone géosynclinale.

En tout cas il semble que la première manifestation magmatique de cette période soit la mise en place des granites de Taoulecht et Tiyourhza. En effet G. CHOUBERT fait débiter le cycle orogénique P II-III par la mise en place de granites subvolcaniques. Pour lui il s'agit de granitisation dans le matériel volcanique. A l'occasion du colloque sur les granites africains il écrit : "On peut penser que dans la plupart des cas, il s'agit d'une phase plus ou moins tardive d'extension des foyers de volcans au détriment des appareils superficiels. Ces phénomènes tardifs ont eu lieu à une très faible profondeur (moins de 500 m) et ont donc donné des granites alcalins extrêmement riches en micropegmatite s'approchant donc des eutectites."

Toutefois il nous paraît qu'une autre hypothèse soit envisageable : plutôt que de se mettre en place au début du cycle P II-III, ces deux granites ne dateraient-ils pas en fait la fin du cycle P II ? Leur couverture serait alors représentée par la série des quartzites blancs et schistes gréseux (voir plus haut). Mais cette hypothèse ne cadre pas très bien avec l'observation d'un lien génétique entre ces granites et le complexe rhyolitique qui les recouvrent directement et seulement en légère discordance.

Quoiqu'il en soit de la place exacte de ces deux granites subvolcaniques, le cycle P II-III aurait comporté la mise en place de puissantes coulées rhyolitiques puis andésitiques suivies de dépôts de grès, conglomérats, flyschs et schistes. Il se serait achevé par la mise en place des granodiorites post-tectoniques d'Ifni et de Mirleft.

Mais, comme nous l'avons vu précédemment, les datations radiométriques ne cadrent pas avec cette chronologie : la granodiorite d'Ifni apparaît plus ancienne (638 MA) que les rhyolites (628 MA) et les andésites (603 MA) alors qu'elle les recoupe. En outre le début de l'Adoudounien qui est presque horizontal et recouvre en discordance nette les formations précédentes plissées est, à l'heure actuelle, fixé à 950 MA (927 ± 60 MA pour une trachyte dans les dolomies et 800 à 700 MA pour les vestiges organiques des dolomies...).

Si la discordance d'âges entre granodiorite, rhyolites et andésites n'est pas excessive et peut s'expliquer soit par les limites de précision des mesures soit par des effets de matrice différents dans des granites et des laves affectés par un "rajeunissement", il n'en est pas de même si on considère les âges respectifs de ces granites et laves d'une part et celui avancé pour la base de l'Adoudounien d'autre part. Il n'y a à notre avis que deux possibilités : ou bien l'Adoudounien ne débute que vers 650 MA et ne dure qu'environ 70 MA ou bien vers 650 MA un événement majeur mal défini s'est produit pendant le dépôt de la série lie-de-vin car il a produit une réhomogénéisation isotopique quasi totale du socle. Rappelons que 650 MA est aussi la date admise actuellement pour le paroxysme de l'orogénie katangienne.

Certains parlent d'épisode "thermo-métamorphique" mais en quoi a-t-il consisté exactement car il n'a pratiquement laissé aucune trace sur les terrains adoudouniens situés en dessous de la série lie-de-vin, c'est à dire déposés entre 950 et 650 MA ? Le métamorphisme anchi à épizonal observé dans ces niveaux serait en effet vraisemblablement hercynien comme en attestent de nombreuses datations sur minéraux (biotite et feldspath potassique) des granites.

Enfin il faut signaler que R. CHARLOT, 1973, pense que le Précambrien de l'Anti-Atlas est formé uniquement d'un vieux socle granitisé entre 1900 et 1600 MA et d'un cycle pan-africain (690 - 530 MA). Entre 1600 et 690 MA il n'y a aucune évidence géochronologique de granitisation.

La discussion de ce problème déjà entamée dans les paragraphes précédents à propos des âges de 650 - 550 MA nous amène à sortir du cadre Anti-Atlasique et à comparer notre boutonnière avec les régions où a été définie cette orogénèse pan-africaine.

	ANTI-ATLAS	I	F	N	I	MAURITANIE	S. W. HOGGAR
300 MA	orogénèse hercynienne	O r o g é n è s e h e r c y n i e n n e				orogénèse hercynienne	
		A		B	C	(Arc BAKEL - MOUDJERIA)	Grès de Tassili (Ordovicien inf.)
500 MA	Cambrien inférieur : série schisto-calcaire et série calcaire. Fossiles	Cambrien inférieur		Cambrien inférieur ∞ hypovolcaniques (Taouleht + Tiyouhrza 570 MA)	Cambrien inférieur	Série de Kiffa : Cambro-Ordovicienne : tillites	Série pourprée : greywackes, argoses, rhyolites, complexes subvolcaniques
	Adoudounien sup. : série lie-de-vin	Adoudounien supérieur		∞ post-tectoniques Ifni+Mirleft 640	Adoudounien	Série de Sangarafa : grès	orogénèse pharusienne
700 MA	Adoudounien inférieur : dolomies	Adoudounien inférieur : dolomies		Adoudounien	Précambrien supérieur granites post-tectoniques (Ifni + Mirleft 640 MA) schistes, flyschs grès, conglomérats andésites, rhyolites	Quechkech : granite post-tectonique rhyolites Rhabra : andésites El Aouidja : volcanisme tholeitique Gadel : basites, ultrabasites, schistes, calcaires	Série Verte : ∞ post-tectonique 610 MA ∞ syntectonique 620. greywackes, rhyolites dacites andésites, basaltes
900 MA	P III : molasses, volcanites				plissés, métamor. ∞ subvolcaniques (Taouleht + Tiyouhrza)		
1100 MA	MAROCANIDES : P II - III zone géosynclinale : zone craton ou mixte granites post-tecto. grés ou molasse flyschs puissants greymackes, andésites grés conglomérat rhyolites varves, tillites pas métamorphisée andésites ∞ subvolc. très peu de granites	Précambrien supérieur ∞ post-tectoniques Ifni + Mirleft schistes-flyschs, grés, conglomérats andésites, rhyolites + ∞ subvolcaniques		schistes, flyschs grés, conglomérats andésites, rhyolites	plissés ① schistes + quartzites blancs (plissés)		Série à Stromatolites épimétamorphique de plateforme (basites, ultrabasites, quartzites conglomérats)
1300 MA							
1500 MA	ANTI - ATLAS OCCIDENTALES : P II flyschs et schistes noirs, andésites, basaltes quartzites, calcaires + sills et laccolites de dolérites,	schistes gréseux + quartzites blancs avec figures de sédimentation		schistes + quartzites blancs	② schistes + quartzites blancs		
1700 MA	ANTI - ATLASIDES CENTRALES : P I - II vulcanites, ultrabasites (ophiolites) granites : Tahala 1950 MA Tazenakht 1750 MA						
1900 MA							orogénèse suggarienne
2100 MA						Socle cratonisé à ± 2000 MA	granite à Muscovite 1960 MA granite calco-alcalin 2090 MA gneiss 2100 MA
2300 MA		" P R E C A M B R I E N - I N F E R I E U R "					
		granite à muscovite de Sahel 2185 MA granitisation de la série schisto-gréseuse (granites d'Alouzad et Mesti)		idem A	idem A		
2500 MA							
2700 MA	Berbérides : P I série schistodétritique granitisée granites : Azguemerzi, Tazeroualt Tasserhirt Amarhous						gneiss catazonaux (3300 MA (orogénèse ouzzalienne))

2°/ Rattachement au craton ouest - africain

En consultant la carte structurale schématique de la planche 19 on constate que la boutonnière d'Ifni est intégrée à la bordure nord-ouest du craton ouest africain. Il est donc nécessaire de la comparer à deux régions particulièrement instructives : l'arc Bakel-Moudjéria en Mauritanie étudié par J.C. CHIRON, 1973, et le Nord-Ouest du Hoggar étudié par R. GABY, 1970, 1973.

Malgré quelques différences on peut établir des corrélations stratigraphiques entre Ifni et ces deux régions.

Tout d'abord notre "Précambrien inférieur" (± 2200 MA) correspond au socle granité vers 2000 MA de l'arc Bakel-Moudjéria et à la chaîne suggarienne (2000 ± 100 MA) du Nord-Ouest Hoggar.

Ensuite les différents termes de notre "Précambrien supérieur" peuvent assez facilement trouver leurs homologues en Mauritanie (chaîne des Mauritanides) et au Hoggar (orogénèse pharusienne). De la base au sommet on pourrait ainsi proposer les correspondances suivantes : (voir pl. 20)

- quartzites blancs et schistes gréseux (série de plateforme) = groupe de Gadel = série à Stromatolites, Mais à Ifni il n'y a pas de calcaires ni de basites et ultrabasites. Toutefois les témoins de ce magmatisme pourraient être les filons basiques présents dans les granites du socle (?);
- granites subvolcaniques de Taoulecht et Tiyourhza. Seuls certains granites alcalins et peralcalins du Hoggar pourraient leur être comparés bien que ceux-ci soient syntectoniques (liés à des accidents);
- complexe volcanique d'abord rhyolitique puis andésitique. Son équivalent pourrait être d'un côté l'ensemble des groupes El Aouidja, Rharbra et Ouechkech p.p. en Mauritanie et d'un autre côté la Série Verte au Hoggar. Toutefois la succession à Ifni est : rhyolites puis andésites alors que dans les deux autres régions elle est : basaltes, andésites, rhyolites;
- série essentiellement détritique (grés, conglomérats, flyschs, schistes). Son seul équivalent serait les grauwackes à faciès flysch de la série verte du Hoggar.
- granodiorites d'Ifni et de Mirleft post-tectoniques. Leurs équivalents seraient les granites post-tectoniques du groupe d'Ouechkech et les intrusions de granodiorites et de diorites de la Série Verte.

Ainsi on pourrait assimiler notre "Précambrien Supérieur" à la série pharusienne du Hoggar et à la chaîne des Mauritanides en Mauritanie. Avec la première en particulier on est frappé par la concordance des âges radiométriques. La conclusion apparaîtrait donc facile à tirer : le "Précambrien Supérieur" d'Ifni est rattaché à l'orogénèse pan-africaine.

En fait la présence à Ifni de l'Adoudounien paraît s'y opposer de façon catégorique. Certes on pourrait faire débiter cet ensemble infracambrien vers 650 MA (hypothèse (C) planche 20) juste après la mise en place des granodiorites d'Ifni et de Mirleft, contemporaine des granites post-tectoniques d'Ouechkech et des granodiorites et diorites de la Série Verte. Ces intrusions marqueraient à Ifni la fin de notre "Précambrien Supérieur". Mais il y a quand même des données pour faire débiter l'Adoudounien vers 950 MA et le dépôt de la série lie-de-vin vers 650 MA.

De la sorte après avoir comparé Ifni au Hoggar, à l'arc Bakel Moudjéria et à l'Anti-Atlas on est conduit à maintenir les hypothèses exposées dans le paragraphe précédent, chacune d'elle pouvant en effet être étayée par des événements connus d'une part au Hoggar et d'autre part dans l'Anti-Atlas.

Au Hoggar on peut assez facilement concilier les données pétrologiques, stratigraphiques, structurales et géochronologiques et rendre très vraisemblable l'existence d'un véritable cycle pan-africain débutant vers 1500 ± 200 MA et s'achevant vers 600 ± 150 MA, avec un paroxysme entre 640 et 580 MA. L'érection de cette chaîne pharusienne s'accompagne même du dépôt de molasse et de la mise en place de complexes subvolcaniques (530 MA).

Par contre dans l'Anti-Atlas en général, et à Ifni en particulier, la présence de la puissante série adoudounienne, infracambrienne, vient bouleverser le schéma qu'on peut établir par comparaisons lithologiques et géochronologiques avec les autres régions. La qualité des âges radiométriques est telle qu'on est conduit :

- soit à envisager un important magmatisme durant le dépôt de l'Adoudounien, ce qui est à notre avis impossible;
- soit à reporter le début de l'Adoudounien de 950 à 650 MA, ce qui va à l'encontre des données chronostratigraphiques actuelles;
- soit à imaginer un événement "pan-africain" de nature indéterminée, ayant provoqué une réhomogénéisation quasi totale du socle d'Ifni durant le dépôt même de l'Adoudounien ce qui évidemment remet en cause

ANNEXES

I - ETUDE DE L'INDICE DE CRISTALLINITE DES MICAS

II - TABLEAUX N° 13 : RESULTATS ANALYTIQUES OBTENUS PAR LA METHODE Rb/Sr

N° 14 : NATURE ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS CITES DANS

LE TEXTE

IV - CARTE GEOLOGIQUE AU 1/200 000 DE LA BOUTONNIERE PRECAMBRIENNE D'IFNI

Échantillon	Degré de cristallinité	Rb/Sr		Âge (Ma)	
(Graphtolite)	(de 1 à 10)	(en %)	(en %)	(en Ma)	(en Ma)
814	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
815	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
816	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
817	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
818	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
819	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
820	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
821	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
822	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
823	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
824	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
825	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
826	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
827	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
828	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
829	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
830	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
831	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
832	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
833	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
834	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
835	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
836	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
837	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
838	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
839	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
840	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
841	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
842	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
843	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
844	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
845	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
846	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
847	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
848	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
849	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11
850	2,5	0,16	0,16	4,11	4,11

l'existence même d'un véritable cycle pan-africain.

Quelque soit l'âge exacte de ce "Précambrien Supérieur", les deux chaînes que nous avons individualisées dans le socle cristallin d'Ifni, ont été reprises lors de l'orogénie hercynienne : métamorphisme anchi à épizonal, bombement, rejeu de fractures anciennes.

En tout cas sans faire preuve de chauvinisme excessif, on peut dire qu'il faut poursuivre les études stratigraphiques, pétrologiques, structurales et géochronologiques systématiques sur l'Anti-Atlas marocain, car on peut escompter qu'elles fourniront, en particulier, la clé au problème des corrélations entre données stratigraphiques et géochronologiques sur la dernière chaîne des temps précambriens.

ANNEXES

I - ETUDE DE L'INDICE DE CRISTALLINITE DES MICAS

II - TABLEAUX N° 13 : RESULTATS ANALYTIQUES OBTENUS PAR LA METHODE Rb/Sr
N° 14 : NATURE ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS CITES DANS

LE TEXTE

IV - CARTE GEOLOGIQUE AU 1/200 000 DE LA BOUTONNIERE PRECAMBRIENNE D'IFNI

Échantillon	Localité	Altitude (m)	Orientation	Stratigraphie	Notes
N° 13
N° 14
N° 15
N° 16
N° 17
N° 18
N° 19
N° 20
N° 21
N° 22
N° 23
N° 24
N° 25
N° 26
N° 27
N° 28
N° 29
N° 30
N° 31
N° 32
N° 33
N° 34
N° 35
N° 36
N° 37
N° 38
N° 39
N° 40
N° 41
N° 42
N° 43
N° 44
N° 45
N° 46
N° 47
N° 48
N° 49
N° 50

ETUDE DE L'INDICE DE CRISTALLINITE DES MICAS

Dans le but de décèler si les formations de la couverture adoudoumiennne ont été ou non affectées par un métamorphisme, il a été fait appel aux R. X. En outre, il a été passé également des poudres des formations plus anciennes: grès et schistes du "Précambrien supérieur", schistes du P II (moyen), granites, enclaves et filons des granites ainsi que les biotites séparées des granites.

METHODE

Les échantillons ont été analysés selon la technique imaginée par WEAVER et perfectionnée par KUBLER (1968). Elle consiste à mesurer la largeur du pic à 10 Å de l'illite ou des micas. Cet indice de cristallinité dépend des conditions expérimentales, car les indices en valeurs absolues ne sont pas directement comparable d'un laboratoire à l'autre.

Afin de pouvoir tracer les limites entre épizone, anchizone et zone de diagénèse il a été analysé 5 échantillons fournis par J. APRAHAMIAN et étalonnés par B. KUBLER à NEUFCHATEL. Le tableau n° 12 ci-dessous indique les diverses mesures effectuées et les nouvelles limites obtenues.

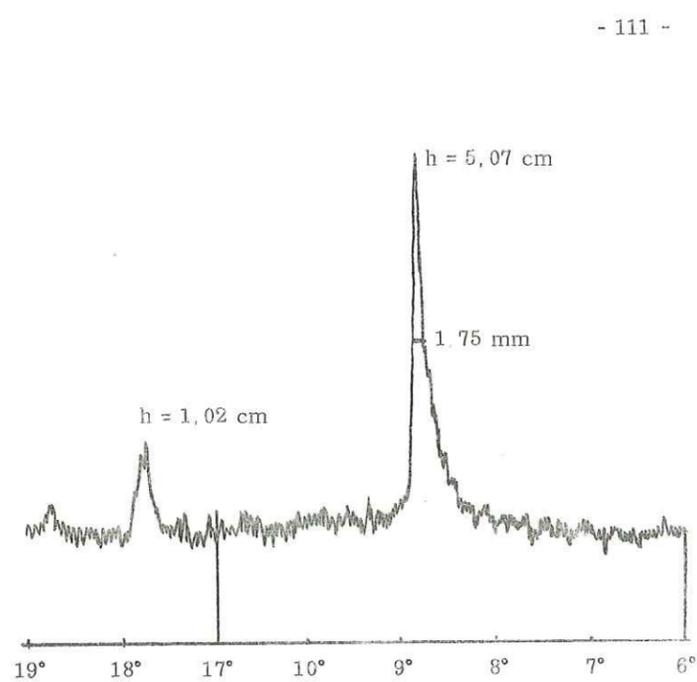
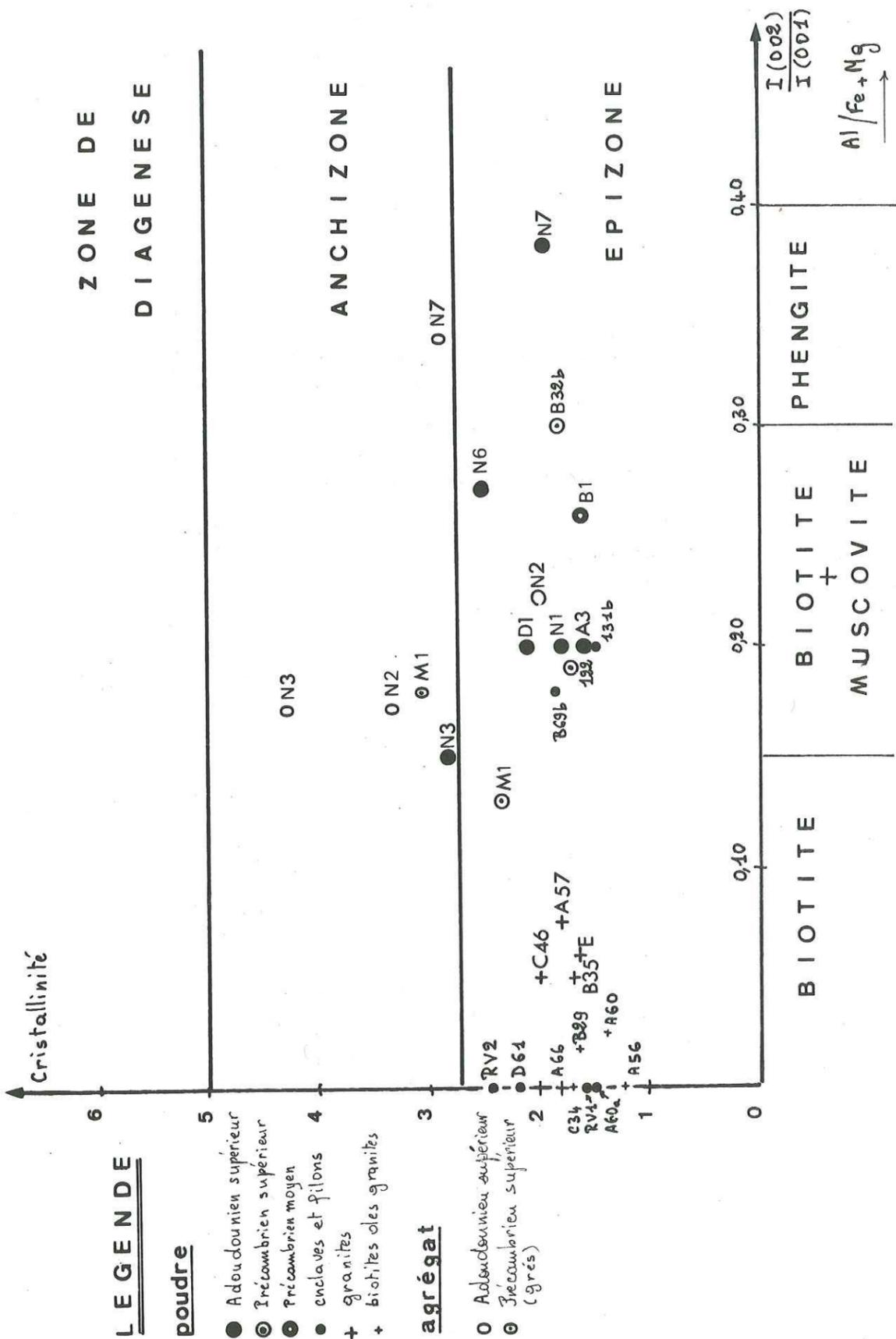
TABLEAU n° 12 : Détermination des limites de l'épizone et de l'anchizone.

échantillon (Arahamian)	Neufchâtel		Grenoble		
	largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å	% erreur	largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å	% erreur	
A I A	2,02	4,06	1,95	5,26	EPIZONE
H A L	2,38	5,30	2,58	6,64	
587	3,10	6,10	3,59	9,11	ANCHIZONE
I F 2	4,00	3,52	4,69	4,86	
S 1 4	4,75	4,06	5,85	1,53	DIA GENESE
<p><u>Conditions standard</u> 40 kv, 18mA, Cu K 2° 20° minute 1200 mm/h fentes 1° - 0, 1° - 1° compteur proportionnel 1625 v discrimination : lower level 330 (33v) window 140 (14v)</p>			<p><u>Conditions standard</u> 40 kv, 20 mA, Cu k (filtre Ni) 1/2° 20° minute 400 mm/H fentes 1° - 1° compteur proportionnel 1590 v discrimination : seuil 100</p>		

Selon la méthode d'ESQUEVIN (1969) nous avons reporté sur la planche n° 20 les indices de cristallinité de nos micas, en fonction du rapport des intensités des pics à 5 et 10 Å (I 002) qui permet une discrimination entre les différents micas.

En effet le rapport Al/Fe+Mg dans les octaèdres croit en fonction du rapport $\frac{(I\ 002)}{(I\ 001)}$.

PL. 21 CRISTALLINITE DES MICAS



Echantillon N1 analysé le 19/11/73
Condition : 1/2° 2 minute
400 mm/h 1×10^3

On remarquera que le pic à 10 Å est dissymétrique, sa valeur est élargie artificiellement

Fig. 18 - Exemple d'une mesure de l'indice de cristallinité d'un mica

RESULTATS

Sur la planche 21 on remarquera qu'il y a deux nuages de points. Celui de gauche groupe les granites, leur enclaves, les filons qu'ils renferment et leurs biotites séparées. Il correspond au domaine des biotites.

$$\left(\frac{I(002)}{I(001)} \right) > 0,15.$$

Le deuxième groupe, celui de droite, se situe dans la zone des mélanges de micas (biotite, muscovite); en effet les pics à 10 Å que nous avons mesurés présentent tous une dissymétrie avec parfois apparition du pic de la muscovite à coté de celui de la biotite. Dans ce groupe nous avons une L.M. de l'échantillon M1. Elle nous indique que nous avons à faire à un grés métamorphisé avec cristallisation de biotite et muscovite. Si le point M1 est assez haut sur la figure c'est parce que le pic à 10 Å est élargi à cause du mélange des micas.

Certains échantillons ont été passés en poudres et en agrégats (M1, N2, N3, N7). L'indice de cristallinité mesuré sur les agrégats indique une recristallisation dans l'anchizone, alors que les poudres des mêmes échantillons (sauf N3) indiquent l'épizone. Ceci peut s'expliquer par la finesse de l'agrégat qui élimine probablement la partie détritique. Cela indique que ces niveaux sédimentaires n'ont pas été soumis à un métamorphisme très important, mais là aussi il faut faire attention à l'interprétation car on ne tient pas compte de la superposition des pics biotite-muscovite. On a remarqué sur les diagrammes que les échantillons N2 et N3 renferment, en plus, de la chlorite.

Si N2 et M1 (poudre) sont situés plus à gauche que leurs points correspondants en agrégat, c'est que la muscovite a plus de chance d'être dans la fraction fine que dans la poudre tassée.

Seul le point N7 (malheureusement il est unique) -situé dans la zone des muscovites seules- ne montrant pas de dissymétrie est une valeur très sûre. Il indique l'épizone en poudre et est situé à la limite épizone/anchizone en agrégat.

De toute façon on peut affirmer qu'il y a eu dans la série lie-de-vin de l'Adoudounien au moins une recristallisation à cheval sur l'anchizone et l'épizone.

On remarquera également qu'il y a progression du métamorphisme des séries stratigraphiquement inférieures (B1) aux séries supérieures. Ce métamorphisme est plus de moins de même intensité que celui subi par les biotites des granites. Comme ces biotites indiquent un âge hercynien on peut penser que le faible métamorphisme mis en évidence aussi bien dans les terrains cristallins de la boutonnière d'Irui que dans la couverture adoudounienne est hercynien.

TABLEAU n°13 Résultats analytiques obtenus par la méthode Rb/Sr

échantillon	D.S.	RT _{ou} Min.	Rb.10 ⁻⁶	Sr.10 ⁻⁶	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	âge(0.709) (apparent)	Sr*
-------------	------	-----------------------	---------------------	---------------------	------------------------------------	------------------------------------	--------------------------	-----

Granite d'Alouzag

D7	430	R.T.	292,25	92,84	9,1120	1,0228	2303±78	30,4
D7	431	FK	423,48	141,53	8,6610	0,9973	2228±70	28,9
D7	432	Mu	1505,39	4,5	980,92	33,1546	2214±50	97,9

Granite de Mesti

A	337	R.T.	104,67	217,52	1,3935	0,7297		2,8
E	338	"	116,26	281,06	1,1980	0,7269		2,5
A45	360	"	155,13	219,91	2,0428	0,7357		3,6
A59	339	"	72,79	292,30	0,7209	0,7152		0,9
A60	340	"	118,03	272,84	1,2525	0,7201		1,5
A60	405	FK	260,27	124,23	6,0658	0,7454		4,9
A60	406	Bi	838,51	32,03	75,8861	1,0662	320±10	33,5
A65a	341	R.T.	41,42	301,08	0,3985	0,7134		1,4
A65b	342	"	44,38	290,70	0,4421	0,7202		1,6
A66	343	"	223,39	168,93	3,2285	0,7453		4,9
C34	379	"	82,95	260,86	0,9210	0,7170		1,1
C34	407	FK	164,91	63,14	7,5676	0,7545	408±25	6,0
C34	408	Bi	493,32	68,36	20,9012	0,8159	347±15	13,1
F	352	R.T.	179,42	262,01	1,9827	0,7281		2,8
C43	380	"	185,30	200,72	2,6736	0,7297		2,8
C44	381	"	192,97	225,59	2,4752	0,7293		2,8

Granite de Sahel

C	344 (1)	R.T.	328,80	89,11	11,1816	1,0740	2185±67	34
C	344 (2)	"	329,52	89,21	10,6932	1,0690	2253±70	33,7

Granite de Tiyourhza

C26	345	R.T.	183,74	9,83	53,9279	1,1528	558±17	38,5
C27	346	"	148,57	20,06	21,4159	0,8837	553±22	19,8
C29	363	"	112,57	100,22	3,2346	0,7432	"	3,4
C33	367	"	66,68	101,69	1,8986	0,7315	"	3,1

Granite de Taoulecht

B	351	R.T.	140,51	125,29	3,2468	0,7375		3,9
C37	359	"	175,01	23,27	21,1185	0,8900	581±20	20,3
C39	353	"	189,49	47,09	11,6491	0,8105	590±24	12,5
C40	354	"	197,82	53,37	10,7238	0,8063	614±25	12,1
C41	355	"	379,56	7,34	149,7094	2,1292	643±19	66,7
C42	395	"	228,20	51,69	12,7749	0,8192	585±23	13,45
B67	377	"	175,57	60,48	8,3994	0,7800	572±19	9,1
B82	356	"	203,24	30,00	19,5917	0,8752	574±22	19,0
B83	357	"	171,13	54,88	9,0534	0,7888	597±27	10,1
B84	370	"	207,48	28,97	20,7362	0,8863	579±20	20,0
B85	358	"	185,53	34,03	15,7833	0,8460	588±20	16,2

R.T. = roche totale ; Bi = biotite
Mu = muscovite ; FK = feldspath potassique

D.S. = no de dilution strontium ou
Laboratoire de Géochronologie de Rabat.

Granodiorite d'Ipmi

D	347	R.T.	160,52	115,29	4,0324	0,7418		4,4
G	348	"	162,50	46,63	10,0838	0,8006	616±20	11,4
A56	349	"	206,48	132,65	4,5057	0,7469		5,1
A56	412	FK	267,88	65,17	11,9072	0,7781	393±20	8,9
A57	350	R.T.	167,42	242,11	2,0029	0,7244		2,1
C46	364	"	175,85	255,99	1,9892	0,7240		2,1

Granodiorite de Nirlept

B29	365	R.T.	157,35	60,51	7,5286	0,7799	638±32	9,1
B29	409	FK	222,25	105,50	6,100	0,7735		8,3
B29	410	Bi	916,93	66,12	40,1532	0,2977	319±12	21
B30	361	R.T.	126,46	142,59	2,5686	0,7315		3
B33	398	"	118,95	85,95	4,0083	0,7513	714±45	5,6
B34	399	"	138,34	64,12	6,5284	0,7570	498±30	6,3
B35	366	"	142,07	209,11	1,9673	0,7353		3,6
B36	382	"	155,30	97,73	4,6000	0,7452		4,85

Rhyolites

A48	369	R.T.	162,21	43,93	10,6934	0,7910	519±23	10,4
B86	385	"	243,49	23,15	30,5115	1,0008	647±20	29,2
B87	386	"	215,18	25,08	24,8617	0,9497	653±21	25,3
B88	413	"	198,67	26,49	21,7215	0,9554	767±25	25,8
C12	371	"	178,03	33,03	15,5914	0,8611	661±26	17,7
C13	394	"	191,30	58,23	9,9160	0,8220	803±36	13,7
C14	387	"	136,82	57,77	6,8585	0,7855	752±35	9,7
C15	372	"	234,84	33,96	20,0288	0,9035	657±23	21,5
B17a	373	"	73,46	74,74	2,8454	0,7435		4,6
B17b	374	"	88,34	58,01	4,4074	0,7593	772±50	6,6
B37	388	"	170,95	19,50	25,4338	0,9561	658±20	25,8
B70	375	"	220,38	27,55	23,9806	0,9437	699±23	24,9
C16	376	"	280,50	37,50	21,6564	0,9217	625±22	23,1
C17	396	"	179,20	54,11	9,5878	0,8112	721±32	12,6
C23	389	"	84,45	90,11	2,7130	0,7494		5,4

Roches pyroclastiques à pâte rhyolitique

A10	368	R.T.	124,45	27,15	13,2516	0,8053	493±22	12
A13	384	"	175,59	34,54	14,7069	0,8202	512±20	13,6
C1	403	"	160,04	86,17	5,3753	0,7475		5,15
C2	397	"	165,95	62,12	7,7353	0,7596	443±29	6,7
C3	378	"	143,80	69,41	5,9987	0,7500		5,5

Andésites

C4	389	R.T.	119,20	101,50	3,4011	0,7397		4,15
C5	400	"	133,13	99,59	3,8689	0,7452		4,85
C6	390	"	124,92	75,48	4,7939	0,7524	613±40	5,8
C7	391	"	163,44	110,26	4,2909	0,7480		5,2
C8	411	"	235,70	96,70	7,0579	0,7741	624±35	8,4
C9	401	"	129,69	80,86	4,6429	0,7525	634±38	5,8
C10	402	"	153,02	193,66	2,2893	0,7321		3,15
C11	392	"	96,06	107,47	2,5889	0,7340		3,4
C19	404	"	102,08	83,81	3,5270	0,7429		4,6
C20	383	"	28,41	591,08	0,1391	0,7127		0,5
C21	393	"	178,87	714,19	0,7252	0,7169		1,1
C22	394	"	20,67	589,86	0,1015	0,7109		0,3

TABLEAU N° 14 : Nature et localisation des échantillons cités dans le texte

n° échantillon	carte au 1/50000	coordonnées Lambert			nature pétrographique
		X	Y	Z	
11	IFNI	11.107	8.773	200	granite de Taoulecht
19	IFNI	10.998	8.662	290	filon de rhyolite
23	IFNI	11.040	8.797	120	enclave de dolérite
34	IFNI	11.051	8.711	240	granite de Mesti
34	IFNI	11.051	8.711	240	enclave diorite quartzique
35	IFNI	11.059	8.711	290	filon de dacite
37	IFNI	11.053	8.681	280	filon de dolérite
42	IFNI	11.091	8.718	260	enclave de schiste
47	IFNI	11.124	8.754	260	filon de diorite
50	IFNI	11.096	8.611	280	filon de rhyolite
51	IFNI	11.092	8.612	280	filon de diorite quartzique
114	IFNI	11.000	8.674	100	filon de granodiorite
122	TISEGUENANE	11.007	8.531	580	schiste argileux
131b	IFNI	10.995	8.657	210	filon de rhyolite
146A	IFNI	11.085	8.632	450	granite de Taoulecht
166	IFNI	10.971	8.619	210	filon d'andésite quartzifère
167	IFNI	10.988	8.619	180	filon de microgranite
183	IFNI	11.069	8.763	110	filon de Mesti
184	IFNI	11.026	8.615	200	filon de syénite
A	A K I A U	11.176	8.746	310	granite de Mesti
A3	TISEGUENANE	11.004	8.531	550	schiste argileux du PK sup.
A10	TISEGUENANE	11.040	8.470	420	tuf rhyolitique
A13	TISEGUENANE	11.050	8.490	460	tuf rhyolitique
A38b	TISEGUENANE	11.058	8.578	320	filon de dacite
A45	TISEGUENANE	11.050	8.570	340	granite de Mesti
A48	TISEGUENANE	11.095	8.573	410	rhyolite
A56	IFNI	11.983	8.738	60	granodiorite d'Ifni

A57	IFNI	11.005	8.721	25	granodiorite d'Ifni
A59	IFNI	11.015	8.678	120	granite de Mesti
A59a	IFNI	11.015	8.678	120	enclave de dolérite
A59b	IFNI	11.015	8.678	120	filon de rhyolite
A60	IFNI	11.005	8.635	250	granite de Mesti
A60	IFNI	11.005	8.635	250	enclave diorite quartzique
A65	IFNI	11.038	8.706	200	granite de Mesti
A66	IFNI	11.055	8.674	280	granite de Mesti
B	IFNI	11.111	8.770	280	microgranite
B1	EL AOUINA	11.246	8.894	620	schiste gréseux
B17	AHL SAHEL	11.150	8.015	25	rhyolite rouge (filon)
B29	AHL SAHEL	11.129	8.955	120	granodiorite de Mirleft
B30	AHL SAHEL	11.125	8.965	40	granodiorite de Mirleft
B32b	AHL SAHEL	11.124	8.946	100	schiste du PK sup.
B33	AHL SAHEL	11.130	8.947	120	granodiorite de Mirleft
B34	AHL SAHEL	11.132	8.946	170	microgranite
B35	AHL SAHEL	11.137	8.925	160	granodiorite de Mirleft
B36	AHL SAHEL	11.137	8.923	130	granodiorite de Mirleft
B37	AHL SAHEL	11.131	8.915	40	rhyolite noire
B55	EL AOUINA	11.215	8.967	270	granite de Sahel
B62	EL AOUINA	11.221	8.950	230	granite d'Alouzad
B67	A K I A U	11.185	8.812	360	granite de Taoulecht
B69a	A K I A U	11.218	8.821	370	granite d'Alouzad
B69b	A K I A U	11.218	8.821	370	enclave de schiste
B70	A K I A U	11.810	8.846	420	rhyolite noire
B79a	A K I A U	11.238	8.805	440	granite de Sahel
B79b	A K I A U	11.238	8.805	440	enclave de dolérite
B82	IFNI	11.134	8.339	280	granite de Taoulecht
B83	IFNI	11.135	8.330	300	granite de Taoulecht
B84	IFNI	11.150	8.337	340	granite de Taoulecht
B85	A K I A U	11.155	8.835	340	granite de Taoulecht

B86	EL AOUINA	11.194	8.887	370	rhyolite noire
B87	EL AOUINA	11.201	8.894	320	rhyolite noire
B88	EL AOUINA	11.206	8.891	360	rhyolite noire
C	A K I A U	11.194	8.701	400	granite de Sahel
C1	TISEGUENANE	11.045	8.477	420	tuf rhyolitique
C2	TISEGUENANE	11.047	8.479	420	tuf rhyolitique
C3	TISEGUENANE	11.047	8.510	520	tuf rhyolitique
C4	IFNI	11.975	8.715	250	andésite
C5	IFNI	11.978	8.719	260	andésite
C6	IFNI	11.980	8.724	220	andésite
C7	IFNI	11.914	8.729	260	andésite
C8	IFNI	10.975	8.693	410	andésite
C9	IFNI	11.984	8.680	410	andésite
C10	IFNI	11.960	8.675	240	andésite
C11	IFNI	11.959	8.677	220	andésite
C12	IFNI	11.050	8.805	320	rhyolite verte
C13	IFNI	11.045	8.800	240	rhyolite sombre
C14	IFNI	11.055	8.810	320	rhyolite sombre
C15	IFNI	11.059	8.805	320	rhyolite sombre
C16	TISEGUENANE	11.034	8.548	360	rhyolite brune
C17	TISEGUENANE	11.027	8.546	460	rhyolite brune
C19	TISEGUENANE	11.959	8.481	370	andésite
C20	TISEGUENANE	11.939	8.488	350	andésite
C21	TISEGUENANE	11.930	8.485	360	andésite
C22	TISEGUENANE	11.909	8.477	360	andésite
C23	TISEGUENANE	11.040	8.567	290	rhyolite rouge
C26	IFNI	11.119	8.591	360	granite de Tiyourhza
C27	IFNI	11.115	8.591	380	granite de Tiyourhza
C27'	IFNI	11.120	8.594	420	granite de Tiyourhza
C29	A K I A U	11.148	8.602	300	granite de Tiyourhza

C33	A K I A U	11.155	8.736	310	granite de Tiyouhza
C34	A K I A U	11.121	8.624	300	granite de Mesti
C37	A K I A U	11.112	8.652	420	microgranite
C39	A K I A U	11.098	8.743	480	granite de Taoulecht
C40	A K I A U	11.096	8.745	490	granite de Taoulecht
C41	A K I A U	11.090	8.748	360	granite de Taoulecht
C42	A K I A U	11.082	8.750	240	granite de Taoulecht
C43	A K I A U	11.048	8.753	230	granite de Mesti
C44	A K I A U	11.025	8.750	140	granite de Mesti
C46	A K I A U	11.008	8.718	20	granodiorite d'Ifni
D	A K I A U	11.990	8.723	70	granodiorite d'Ifni
D5	I F N I	11.013	8.633	130	enclave de syéno-diorite
D6 ₁	A K I A U	11.158	8.834	330	filon de microgranite
D6 ₃	A K I A U	11.158	8.834	330	enclave de grés
D7	EL AOUINA	11.235	8.926	300	granite d'Alouzad
D11	A K I A U	11.181	8.655	430	filon de quartz minéralisé en fer
E	I F N I	11.005	8.678	220	granite de Mesti
F	I F N I	11.130	8.660	320	granite de Mesti
G	I F N I	11.069	8.762	140	granodiorite d'Ifni
M1	TISEGUENANE	11.030	8.578	330	grés du Précambrien supérieur
RV1	I F N I	11.023	8.612	240	enclave de grés
RV2	I F N I	11.023	8.612	240	filon de lamprophyre à biotite

CARTE GEOLOGIQUE DE LA BOUTONNIERE

ECHELLE 1/200 000

PRECAMBRIENNE D'IFNI

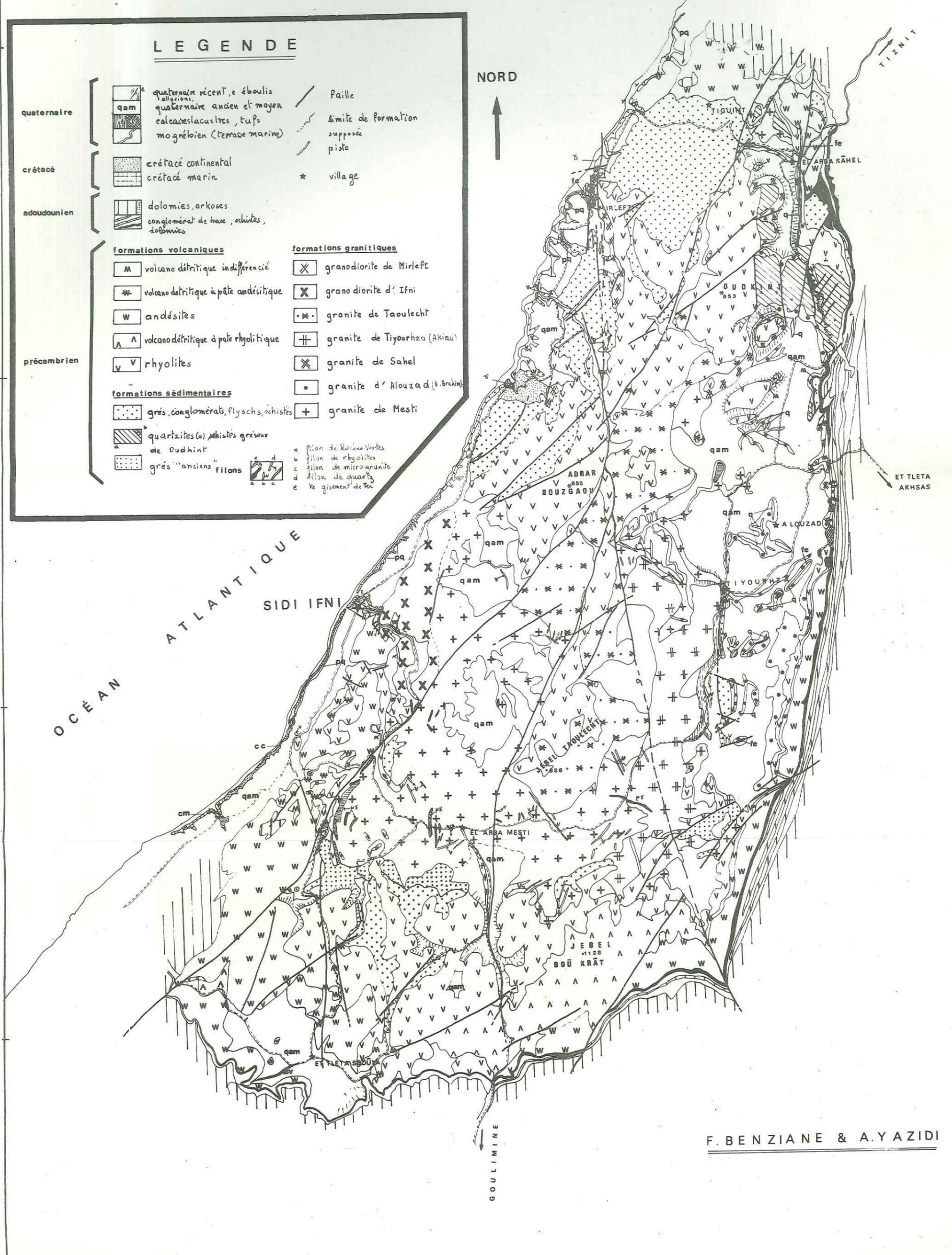
29° 40
29° 30
29° 20
29° 10

LEGENDE

quaternaire
crétacé
adoudounien
précambrien

- | | | | |
|-------------------------------|--|-------------------------------|-------------------------------|
| | quaternaire récent, e éboulis | | Faille |
| | quaternaire ancien et moyen | | limite de formation supposée |
| | calcaires lacustres, tufs | | piste |
| | magnésien (terrasse marine) | | village |
| | crétacé continental | | |
| | crétacé marin | | |
| | dolomies, arkoses | | |
| | conglomérat de base, schistes, dolomies | | |
| formations volcaniques | | formations granitiques | |
| | volcano détritique indifférencié | | granodiorite de Mirleft |
| | volcano détritique à pâte andésitique | | grano diorite d'Ifni |
| | andésites | | granite de Taoulecht |
| | volcano détritique à pâte rhyolitique | | granite de Tiyourhza (Akiaou) |
| | rhyolites | | granite de Sahel |
| | grès, conglomérats, flyschs, schistes | | granite d'Alouzad (S. Brakin) |
| | quartzites (a) schistes gréseux de Oudkint | | granite de Mesti |
| | grès "anciens" filons | | |
| | | | a filon de Roches Vertes |
| | | | b filon de rhyolites |
| | | | c filon de microgranite |
| | | | d filon de quartz |
| | | | e Fe gisement de Fe |

NORD
↑



F. BENZIANE & A. YAZIDI

10° 30

10° 20

10° 10

10°

BIBLIOGRAPHIE

- ALLIA-MEDINA (M), 1952. - El Precámbrico del Sahara meridional español. XIX^e Congrès Géol. Intern., Alger, fascicul 20 pp 73 - 74.
- AUBOIN (J), BROUSSE (R), LEHMAN (J.P.) 1968. - Précis de géologie, tomel, pétrologie. Dunod, éd. Paris.
- AUMAITRE (R), BUFFET (G), 1970. - Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du Massif des Ecrins-Pelvoux. Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble.
- AVRAMTECHEV (L), 1969. - Prospection et inventaire des minéralisations de la boutonnière d'Ifni. S.E.G.M.; Agadir, 1969.
- BARBIERI (A), 1970. - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux : les granites, aperçu sur la géochronométrie du massif. Thèse du 3^{ème} cycle, Grenoble.
- BARTH (T.F.W.), 1962. - Theoretical Petrology, London, Wiley.
- " , 1969. - Felspars, Interscience Wiley.
- BENZIANE (F), YAZIDI (A), 1972. - Rapport sur l'étude de la boutonnière d'Ifni, Rapport d'activité annuel de la Division Géol. Rabat.
- BOISSONNAS (J), 1973. - Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan-africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). Thèse Doc., éd. B.R.G.M. Paris.
- BONHOMME (M), PHILIBERT (J), ROQUES (M), VIALETTE (Y), 1961. - Technique de la détermination des âges absolus par la méthode au strontium au spectromètre de masse à source pour solide M.S.2 S. Coll. trav. lab. Géol. et Minér., Fac. Sci. Clermont, série documentation n° 17.
- BONHOMME (M), VIALETTE (Y), 1962. - Mode de calcul de l'erreur sur l'âge par la méthode Rb/Sr. Col. intern. sur la datation au moyen des radioisotopes; Athènes 19-23 mars 1962.
- BRON (F), 1970. - Contribution à l'étude pétrologique et géochronologique de la région de Labreville et du lac Isidore (Quebec, Canada). Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble.
- CABY (R), 1970. - La chaîne pharusienne dans le NW de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie); sa place dans l'orogénie du Précambrien supérieur en Afrique. Thèse Doc. à l'Univ. de Montpellier.
- " , 1972. - Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. C.R.A.S. tome 275 pp 2095-2098
- CHARLOT (R), CHOUBERT (G), FAURE-MURET (A), TISSERAND (D), 1970. - Etude géochronologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. Notes et mémoires du serv. géol. n° 225, Rabat.
- CHARLOT (R), 1973. - Géochronological studies in the Moroccan Precambrien. Fortschritte der Mineralogie 50. B3 I-II 1973 pp 57-59.
- " , 1974 - Nouvelles données sur l'ouverture des systèmes Rb/Sr des rhyolites du Précambrien de l'Anti-Atlas (sous presse).
- CHEROTZKY (G), 1963. - Lexique pétrographique. Notes et Mémoires du Serv. Géol. n° 171; Rabat.
- CHIRON (J.C.), 1973. - Etude géologique de la chaîne des Mauritanides entre les parallèles de Moudjeria et le fleuve Sénégal (Mauritanie). Thèse de Doc., Lyon.
- CHOUBERT (G), 1952. - Carte géologique au 1/500 000 Marrakech.
- " , 1963. - Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. Tome I, Notes et Mémoires du Serv. Géol. n° 162, Rabat.
- " , 1968. - Note sur le mécanisme probable des granitisations : application à certains granites africain. UNESCO.
- CHOUBERT (G), FAURE-MURET (A), CHARLOT (R), 1970. - Grandes lignes de la structure du massif d'Ifni; Rapport d'activité annuel de la Div. Géol. Rabat.
- CHOUBERT (G), FAURE-MURET (A) et al, 1970. - Colloque international sur les corrélations du Précambrien. Notes et Mémoires du Serv. Géol. n° 229, Rabat.
- CHOUBERT (G), FAURE-MURET (A), 1974. - Essai de corrélation des terrains précambriens et des chaînes précambriennes du Maroc, de la presque île Ibérique, du Canada et de l'Armorique (sous presse).
- DIDIER (J), 1964. - Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. Thèse de Doc., à l'Univ. de Clermont.
- DOUILLET (P), 1968. - Problèmes posés pour la détermination des monophilittes. Thèse de Doc. à l'Univ. de Paris.
- FAURE (G), POWELL (J.L.), 1972. - Strontium isotope geology. Ed. Wyllie, Chicago.
- GAGNY (C), 1968. - Pétrogénèse du granite des Crêtes, Vosges méridionales, France. Thèse de Doc. univ. de Nancy.



- GRANT (N.K.), 1969. - The nature of the Pan-African Orogeny in Nigeria pp 20-21. Thirteenth An. Rep. Res. Inst. of African geologie Univ. of Leeds, dec. 1969.
- GUITARD (G), RAGUIN (E), SABATIER (G), 1960. - La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites de Pyrénées orientales. Bull. Soc.Fr., Minéralogie et Cristallographie n° 83, pp 48-56.
- JUNG (J), 1958. - Précis de pétrographie. Ed. Masson et Cie, Paris.
- JUNG (J), BROUSSE (R), 1959. - Classification modale des roches éruptives. Ed. Masson et Cie, Paris.
- KENNEDY (W.Q.), 1964. - The structural differentiation of Africa in the Pan-African (\pm 500 m.y.) tectonic episode. 8th Ann. Report on Sc. Results, Leeds.
- KUBLER (B), 1964. - Evaluation quantitative du métamorphisme par les cristallinités de l'illite. Bull. Centre de recherche Pau SNPA 2 pp 385-394.
- LADURON (D), 1966. - Sur les procédés de coloration sélective des feldspaths en lames minces. Ann. Soc. de Belgique tome 89, Bull. nov. 1966 pp 281-293.
- LA ROCHE (H.de), 1964. - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Mémoires Sc. de la Terre, Nancy tome 9 n° 3, pp 293-337.
- LAMEYRE (J), 1966. - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. Thèse de Doc. à l'Univ. de Clermont.
- LE FORT (P), 1973. - Géologie du Haut Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Mémoires Sc. de la Terre n° 25, Nancy.
- MARCET-RIBA (J), 1956. - El parentesco petrographia de las zonas eruptivas d'Ifni (Atlas Occidental), Marruecos, XXème congrès géologique intern. Mexico pp 197-219.
- MEHNERT (K.R.), 1968. - Migmatites and the origin of granite rocks. Elsevier, Amsterdam.
- NICOLAYSEN (L.O.), 1961. - Graphic interpretation of discordant age measurement on metamorphic rocks. A. New-York Acad. Sc. vol. I, article 2 pp 198-206.
- PECHER (A), 1972. - Données sur la construction et l'utilisation de quelques diagrammes pétrographiques et géochimiques. Série docum. interne n° 79, Grenoble.
- PLATEN (H.W.), 1965. - Kristallisation granitischer Schmelzen. Contr. Miner und Petrol. n° 11 pp 334-381.
- RAGUIN (E), 1954. - Géologie du granite. Ed. Masson et Cie, Paris.
- " , 1970. - Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. Ed. Masson et Cie, Paris.
- ROCCI (G), 1965. - Essai d'interprétation des mesures géochronologiques. La structure de l'ouest Africain. Memoires Sc. de la Terre, tome X n° 3-4 pp 461-478, Nancy.
- " ; 1969. - Rôle des granites dans les édifices ayant subi des rajeunissements radiométriques. Géol. Ass. of Canada Special paper n° 5.
- ROUBAULT (M) et al, 1963. - Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Ed. Lamarre-Poinat, Paris.
- SCHENK (P.E.), 1971. - Southeastern Atlantic Canada, Northwestern Africa and Continental Drift. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 8 n° 10, pp 1218-1251.
- SHIELDS (R.M.), 1964. - The Rb 87/Sr 86 age of Story Meteorites. Thesis (extracts) M.I.T. 1381-12, 12th Ann. Progrs for 1964 pp 3-71.
- STORET (J.B.), 1968. - Géochronologie par la méthode au plomb total sur les zircons. Mise en oeuvre par fluésence X. Thèse de Doc., Grenoble.
- TUTTLE (O.F.), BOWEN (N.L.), 1958. - Origin of granite in the light of experimental studies in the systeme $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Geol. Surv. Amer. Memoir. n° 74, U.S.A.
- VINA Y VILLA (J. de la), MUNOZ-CALEZON (C), 1954. - Breve resena del territorio de Ifni y estudios del yacimiento minero de Talat Iguramen. Inst. Geol. y Minero Espana n° 36 pp93-119.
- VIVIER (G), 1971. - Datation au plomb total sur zircon. Série documentation n° 17, Grenoble.
- " , 1971. - Aperçu général sur les méthodes de la géochronologie. Série documentation n° 19, Grenoble
- WINKLER (H.G.F.), 1965. - Petrogenesis of metamorphic rocks, second ed., Springer Verlag, New-York.
- WINKLER (H.G.F.), LINDEMANN (W), 1972. - The systeme $\text{Qz-Or-An-H}_2\text{O}$ within the granitic systeme $\text{Qz-Or-Ab-H}_2\text{O}$. Application to granitic magma formation. N. Jahrbuch f. Mineralogie. Monatshefte 1972. pp 49-61.
- N.B. - Ont été consultés mais, n'ont pas été tous cités, divers articles parus à l'occasion du Colloque sur les granites de l'Ouest Africain (1965, UNESCO, Ed. Casterman 1968) et de la Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris (19-22 mars 1973).

Vu,

Grenoble, le

Le Président de la thèse

R. MICHEL

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

M. SOUTIF

