



HAL
open science

Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux : le complexe intermédiaire - Alpes françaises

Colette Gillot Barbieri

► **To cite this version:**

Colette Gillot Barbieri. Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux : le complexe intermédiaire - Alpes françaises. Géologie appliquée. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1970. Français. NNT: . tel-00565242

HAL Id: tel-00565242

<https://theses.hal.science/tel-00565242>

Submitted on 11 Feb 2011

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 3ème Cycle
N° d'ordre



THESE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

SPÉCIALITÉ SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Colette GILLOT-BARBIERI

Etude pétrographique de la partie orientale du massif
des ECRINS - PELVOUX

- LE COMPLEXE INTERMÉDIAIRE -

Soutenue le : ^{20 mars} ~~22~~ Février 1970 devant la Commission d'Examen :

MM

R. MICHEL
P. GIRAUD
P. VIALON

Professeur
Professeur
Maitre de Conférence

Président

Rapporteur

J. VERNET
Y. VIALETTE

Invités

Doctorat de 3^{ème} Cycle
N° d'ordre

THESE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

SPÉCIALITÉ SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Colette GILLOT-BARBIERI

Etude pétrographique de la partie orientale du massif
des ECRINS - PELVOUX

- LE COMPLEXE INTERMEDIAIRE -

Soutenue le : Février 1970 devant la Commission d'Examen :

MM

R. MICHEL
P. GIRAUD
P. VIALON

Professeur
Professeur
Maitre de Conférence

Président

Rapporteur

J. VERNET
Y. VIALETTE

] Invités

ETUDE PETROGRAPHIQUE DE LA PARTIE ORIENTALE
DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX

- | | |
|-------------------------------------------------------------|--------------------|
| I - Le socle ancien | A. PECHER |
| II - <u>LE COMPLEXE INTERMEDIAIRE</u> | C. BARBIERI-GILLOT |
| III - L'ensemble volcano-détritique | J-C. LACOMBE |
| IV - Les granites : aperçu sur la géochronométrie du massif | A. BARBIERI |

Cette thèse fait partie d'une étude d'ensemble sur la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux réalisée en commun avec Messieurs A. BARBIERI, J-C. LACOMBE et A. PECHER. Aussi sa compréhension nécessite-t-elle parfois la lecture des trois autres textes.

SOMMAIRE

	<u>Pages</u>
<u>PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION</u>	1
I - Historique	1
II - Situation géographique	5
III - Situation géologique	8
IV - Le Quaternaire	9
<u>DEUXIEME PARTIE - GENERALITES</u>	15
I - Situation géographique	17
II - Nomenclature	18
III - Définition des faciès en présence	20
A - Les roches claires	20
B - Les roches sombres	22
C - Les roches mélangées	25
IV - Gisement des roches en présence	26
<u>TROISIEME PARTIE - DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE</u>	29
I - Mylonites et filons sécants	31
II - Les roches claires	32
A - Les gneiss	32
1) les gneiss à biotite et cordiérite	32
2) les gneiss à biotite seule	34
B - Les faciès à schlieren	37
1) le type	38
2) le faciès à taches vert foncé	40
3) le faciès en flot surmicacé	42
C - Les faciès granitiques	44
1) les faciès granitiques intercalés	44
2) les faciès granitiques intrusifs	46
D - Conclusion	48
III - Les roches sombres	49

	<u>Pages</u>
A - Les amphibolites massives	49
1) les amphibolites stratoïdes	49
2) les amphibolites rubanées	51
3) les faciès à boules et serpentineux	55
B - Les faciès dioritiques	58
1) le faciès fin à baguettes d'amphiboles	59
2) le faciès moyen	60
3) le faciès clair hétérogranulaire	60
4) le faciès grossier	62
5) le faciès à taches d'amphibole	63
C - Conclusion	64
 IV - Les roches mélangées	 65
A - Les faciès mixtes	65
B - Les faciès bréchoïdes	65
1) le cas simple	65
2) le cas complexe	67
 <u>QUATRIEME PARTIE - INTERPRETATION - DISCUSSION</u>	 75
I - Caractères des roches étudiées	77
A - Les faits	77
B - Les conséquences	78
II Analyses des faciès de migmatisation des roches étudiées	78
A - Les roches claires	78
B - Les roches sombres	84
C - Comparaison des faciès de migmatisation des roches claires et des roches sombres	92
1) les caractères généraux	92
2) la roche originelle	93
3) évolution de la mobilisation	94
4) aspect des migmatites	95
III - Conditions de migmatisation	97
A - Caractère de la migmatisation	97
1) métamorphisme paroxysmal	97
2) aspect rétomorphique	99
B - Variation du "degré" de migmatisation	101
C - Conclusion	102
 <u>CINQUIEME PARTIE - SIGNIFICATION DES MIGMATITES DE LA PARTIE ORIENTALE DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX</u>	 103
I - Contexte local	105

	<u>Pages</u>
A - Place des migmatites par rapport à l'Alpin	105
B - Place des migmatites par rapport à l'Hercynien	106
C - Place des migmatites par rapport au vieux socle	106
D - Age du complexe intermédiaire	106
II - Comparaison avec les séries anté-houillères	108
 <u>SIXIEME PARTIE - CONCLUSIONS GENERALES</u>	 111

LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE

<u>Figures</u>	<u>Pages</u>
Carte géographique détaillée + géologique	16
1 Gneiss des Claux (roche 205)	20
2 Faciès à schlieren ; différence d'aspect entre les deux côtés d'un même échantillon	21
3 Faciès à boules : boule amphibolique et ciment dioritique	24
4 "Coupe" du Réou d'Arsine	27
5 Plage de feldspath potassique remplaçant en partie le plagioclase	33
6 Gneiss à cordiérite et biotite (L M 205)	35
7 Gneiss à cordiérite et biotite : muscovite secondaire dans le feldspath potassique	35
8 Gneiss à biotite : lit biotitique à nœuds et ventres	36
9 Faciès à schlieren - roche 121	37
10 Faciès à schlieren : albite entre 2 feldspaths potassiques	39
11 Faciès à schlieren : apatite xénomorphe	40
12 Faciès à schlieren : roche à taches de cordiérite	41
13 Faciès à schlieren : flot surmicacé	42
14 Ilot surmicacé : sa texture en lame mince	43
15 Granite fin intrusif dans un faciès mixte	46
16 Plagioclase maclé de façon complexe	47
17 Coupe transversale d'un fuseau à amphibole	52
18 Quartz en filets discordants	52
19 Quartz allongé monocristallin	53
20 Amphibole avec quartz en globules	54
21 Zone claire d'aspect pegmatoïde	55
22 Faciès à boules : "ciment dioritique" - plagioclase avec pseudomacles	57
23 Plagioclase zoné	61
24 Amphibole envahie par un grand cristal de sphène	62
25 Texture concentrique dans un faciès dioritique fin	64
26 Roche granitique intercalée passant brutalement en filon	66
27 Faciès bréchoïde dioritique	67

Figures

28	Faciès stratoïde bréchoïde : croquis synthétique
29	Amphibole traversée et blindée de biotite
30	Evolution vers un faciès granitoïde d'un faciès (A ₂ fm)
31	Roche mélangée à la fois mixte et bréchoïde
32	Diagrammes des roches claires
33	Diagrammes des roches stratoïdes
34	Diagramme : les roches stratoïdes donneraient une roche dioritique ?
35	Diagramme des roches dioritiques
36	Diagramme ACF A'KF : gneiss à cordiérite et biotite

Pages

69
72
72
73
83 bi
83 te
86
91
98

Planche H		Faciès dioritique bréchoïde
" I	- figure 1	Faciès stratoïde (blastèse du quartz)
"	" 2	Faciès stratoïde : passage au faciès pegmatoïde
" J		Faciès pegmatoïde à amphibole

TABLEAUX (HORS-TEXTE)

Tableau I	Analyses chimiques
Tableau II	Comptages de points.

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES (HORS-TEXTE)

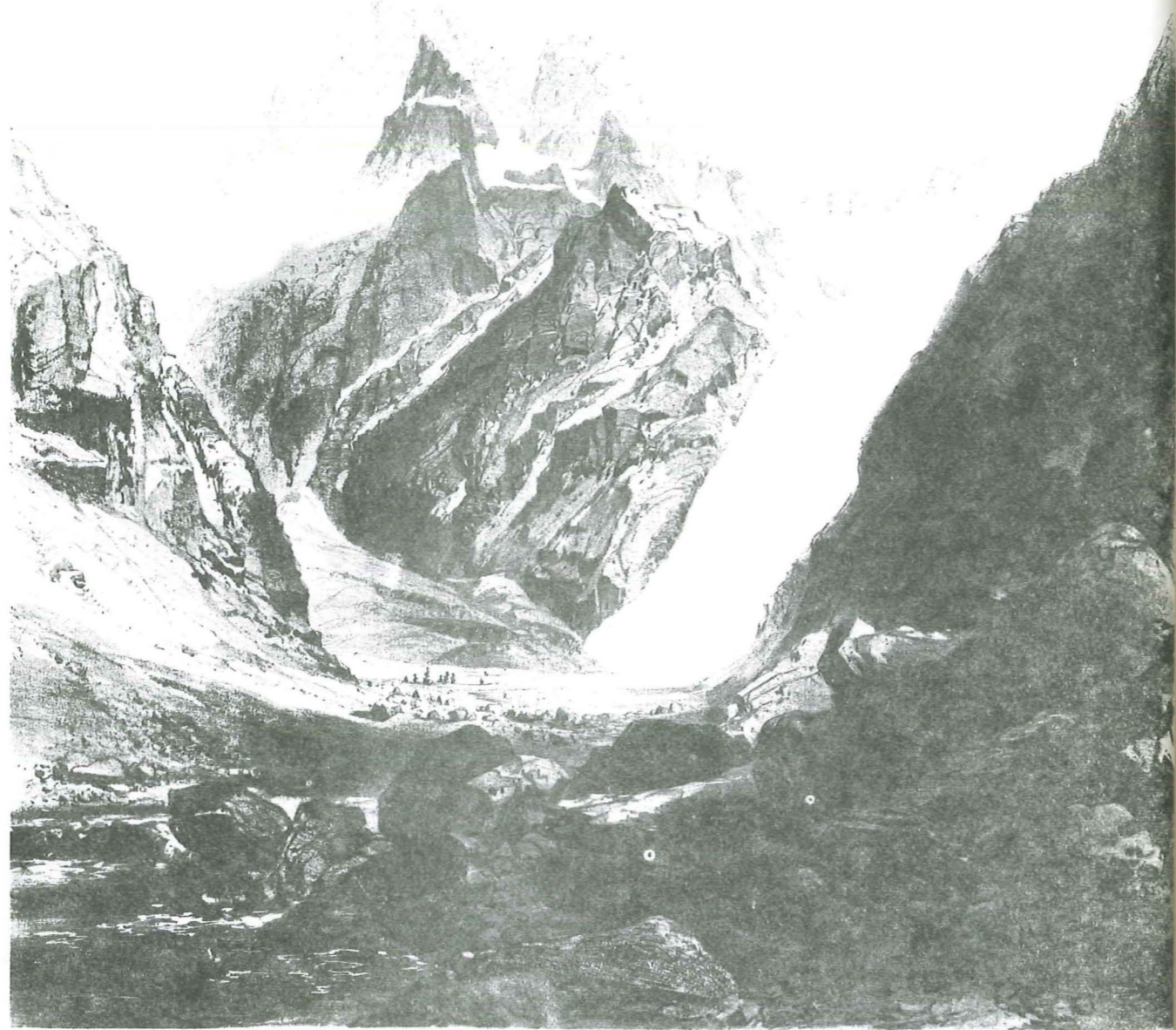
Planches

1	Les roches claires
2	Les roches sombres
3	figure 1 - faciès mixte
	figure 2 - perthites
	figure 3 - faciès à boules
4	
	figure 1 - plagioclase nuageux
	figure 2 - biotite chloritisée
	figure 3 - épidote et sphène
5	
	figure 1 - amphibole
	figure 2 - dissociation du plagioclase
	figure 3 - mylonite
	figure 4 - faciès bréchoïde

LISTE DES PLANCHES DE LAMES MINCES (HORS-TEXTE)

Planche A	- figure 1	Faciès gneissique un peu perturbé
	" 2	Faciès à schlieren type
" B	" 1	Granite à taches de cordiérite
	" 2	Granite d'anatexie : restes d'orientation
" C	" 1	Granite d'anatexie : structure cloisonnée
	" 2	Granite d'anatexie : feldspath potassique pœcilitique
" D	" 1	Granite à grain fin : texture
	" 2	Granite à grain fin : feldspath potassique pœcilitique
" E	" 1	Faciès stratoïde
	" 2	Faciès à boules
" F	" 1	Faciès dioritique (blastèse)
	" 2	Faciès dioritique à grande amphibole
" G	" 1	Faciès mixte : mélange de parties diverses
	" 2	Faciès mixte : feldspath potassique envahissant

PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION



Reproduction par permission de la Société de Géographie

Imp. par la Société de Géographie

Glacier d'Alte - froide, extrémité de la Vallée de Vallouise
Dauphiné

PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION

I - HISTORIQUE

Alors que le massif du Mont-Blanc était déjà célèbre depuis fort longtemps en Europe, son homologue dauphinois le massif des Ecrins-Pelvoux ne semble pas avoir connu si tôt une telle vogue. Le courant touristique naissant portait plus volontiers les illustres visiteurs, savants et alpinistes, vers les Aiguilles de Chamonix, laissant dans l'ombre le massif dauphinois. Les plus anciennes observations géologiques ou glaciologiques sur le massif du Mont-Blanc abondent ; par contre, on ignore encore vers 1787, année où H.B. de SAUSSURE fit la deuxième ascension du Mont-Blanc, quelle est la configuration exacte des glaciers de l'Oisans : les premières lithographies sur le massif datent de 1845 et font figure de rareté.

Il faudra longtemps attendre la première publication géologique sur le massif, si l'on excepte les travaux purement utilitaires de L. HERICART de THURY sur les gisements d'anthracite et les mines métalliques (1803 - 1806 - 1807 - 1812). Cet honneur revient à E. de BEAUMONT, qui, en 1831, dans son périple autour de l'Oisans nous donne les premières descriptions intéressantes. Nous voyons le grand géologue s'émerveiller devant le chevauchement de la Meije et s'étonner de :

"voir avec autant d'évidence que de surprise les roches granitiques recouvrir les roches de sédiments". (1834).

Mais l'étude pétrographique complète du massif cristallin est loin d'être aisément réalisable ; trop d'obstacles se dressent encore devant une telle entreprise. Les cartes topographiques sont inexistantes ou trop imprécises, les voies de communication encore restreintes ne permettent pas d'accéder aisément au cœur du massif.

Lorsqu'en 1864, Ch. LORY publie son livre sur la "description géologique du Dauphiné", il n'est question à propos du massif cristallin que des "terrains primitifs" : seules quelques subdivisions ont permis de reconnaître granite et amphibolites.

Il faut attendre la fin du XIXe siècle pour que P. TERMIER ose entreprendre l'étude complète du massif. Sa tâche sera facilitée aussi bien par l'évolution des idées que par l'amélioration des moyens (cartes, voies d'accès, etc.).

Au cours de plusieurs années de campagne (1892 à 1900) P. TERMIER va parcourir le massif du Pelvoux et dresser enfin la première carte géologique d'ensemble. Toutes ses idées seront exprimées sur la feuille de Briançon au 1/80 000 et dans les publications du Bulletin du Service géologique de la Carte (1896 - 1897 - 1898 - 1899 - 1900 - 1903 - 1920 - 1928).

De la masse confuse des "terrains primitifs" il dégage les ensembles suivants, qui serviront de référence à tous les pétrographes ultérieurs :

- * Les schistes cristallins azoïques X, d'âge encore inconnu, mais qu'il estime antérieur au Houiller. Ceux-ci se faisaient métamorphiser au contact des granites intrusifs en donnant des cornéennes (X_γ). Ces schistes cristallins avaient déjà subi antérieurement une gneissification régionale et comportaient, intercalées dans leurs niveaux, des bandes d'amphibolites et de gneiss amphibolitiques dont on peut encore admirer la précision des contours.
- * Les granites du Pelvoux, en très nombreux batholites circonscrits, intrusifs dans la série cristallophyllienne, avec leur abondant cortège d'aplite et de microgranite, et des faciès "granulitiques" de bordure.
- * Les filons tardifs recoupant la série cristallophyllienne aussi bien que les granites. Ce sont les filons de diabases, lamprophyres, orthophyres houillers, et spilites si abondamment représentés dans le massif.

Cependant dans cette étude rapide mais remarquable à bien des égards, P. TERMIER ne différenciât pas les granites intrusifs des granites d'anatexie liés aux migmatites, et sa dénomination de "schistes granitisés" regroupant assez confusément tous les faciès richement feldspathiques correspondait aux idées du moment sur l'évolution d'une série métamorphique.

"Aussi P. TERMIER qui a levé les cartes géologiques de nos massifs grenoblois a-t-il dû renoncer à indiquer sur ses cartes les zones d'affleurement de ces diverses variétés de roches (schistes cristallins) ; il se borne à y distinguer une série cristallophyllienne acide, une série cristallophyllienne basique, et enfin, autour des massifs granitiques, des auréoles de schistes granitisés" M. GIGNOUX et L. MORET (1952).

P. TERMIER s'efforça d'expliquer par quel prodigieux mécanisme les montagnes ont pu s'ériger. L'aspect amygdaloïde du massif lui vient à l'esprit : ce sera désormais cette idée directrice qui va orienter ses recherches. Il voit croître le massif comme une énorme intumescence souple.

"Il n'y a pas de faille. Sous l'influence d'efforts orogéniques d'une intensité extraordinaire, tous les terrains, y compris le granite, la granulite et les gneiss, se sont comportés dans le plissement comme des matières plastiques" (1896).

Compte tenu de la rapidité de ses investigations, des connaissances pétrographiques du temps et des difficultés du terrain, la qualité de sa carte demeure incontestable, car ce grand esprit avait déjà entrevu nombre des problèmes relatifs au Pelvoux.

Ce n'est que vers 1948, presque un demi-siècle plus tard, que P. BELLAIR publie une série d'études qu'il a entreprises sur la pétrographie et la tectonique du Pelvoux, et résumées dans sa thèse (1948).

Réagissant contre les idées de P. TERMIER, il entrevoit une tectonique pelvousienne guidée et dominée par le jeu des failles, au lieu d'une énorme intumescence souple.

Quant à l'étude pétrographique elle est assez partielle et n'apporte que peu de nouveauté, l'auteur se contentant de reprendre les idées de P. TERMIER. Aucune précision n'est apportée sur les schistes cristallins car

"il n'y a pas d'unités cristallophylliennes nettement définies dans le massif des Ecrins" (1948, p. 91), et les différentes sortes de granite sont encore pour la plupart confondues comme l'avait fait son illustre prédécesseur. Par ailleurs, les documents cartographiques apportés par P. BELLAIR sont souvent en retrait par rapport à ceux de P. TERMIER (suppression des légères différences signalées par celui-ci et regroupement de toutes les roches gneissiques sous un même figuré) et les distinctions de faciès locaux sont, soit passées sous silence, soit attribuées à des événements récents qui les isolent totalement de leur contexte. Ainsi les différentes rhyolites du massif sont toutes considérées comme des cheminées des orthophyres houillers.

Aussi ne progresse-t-on pas et les connaissances du massif cristallin restent-elles à peu de chose près celles qu'en avait donné P. TERMIER dans sa synthèse du début du siècle.

En 1936, M. GIGNOUX s'intéressant à la bordure est de Combeynot définit ainsi la couverture nummulitique autochtone et discordante sur le cristallin. Puis viennent les publications d'ensemble sur la bordure du massif.

Dans une étude essentiellement stratigraphique et de grande tectonique, P. GIDON (1954) s'attache à parcourir les hauts lieux de la géologie où peuvent s'observer les structures à écaillage complexe.

Ses nombreuses observations lui firent envisager une tectonique souple à grande échelle, mais cassante cependant, du socle cristallin. C'est ainsi que le massif satellite de Combeynot présente tous les signes d'un charriage et cet auteur lui fait largement chevaucher le synclinorium d'Arsine.

Presque dix années plus tard, paraît une étude sur le même sujet. L'amour de la montagne avait conduit à la géologie l'alpiniste qu'est J. VERNET. Parcourant le massif en tous sens, il note avec minutie et un souci d'objectivité rares, les moindres affleurements des terrains sédimentaires coincés dans le cristallin. S'il fut un observateur minutieux du sédimentaire, son intérêt de stratigraphe ne lui permet pas d'aborder l'étude du cristallin avec autant de précision, mais il a pu néanmoins apporter quelques renseignements sur l'état des bordures des innombrables lambeaux du Mésozoïque qui parsèment le massif par ses nombreuses publications : (1950 - 1951 - 1952 - 1953 - 1954 - 1955 - 1956 - 1957 - 1962 - 1966) qu'il regroupe dans sa thèse en 1965.

Par ailleurs ses études ont le mérite d'apporter des idées originales sur la tectonique du massif.

"L'étude des synclinaux sédimentaires n'est pas abandonnée non plus et a conduit J. VERNET à des idées tectoniques séduisantes, mais peut-être un peu prématurées parfois" (P. GIDON, T.L.G., 1954, p. 10). Son interprétation du chevauchement de Combeynot l'amena à un jugement différent de celui de P. GIDON. Il nia le chevauchement et ne voulut voir dans le flanc inverse du synclinorium d'Arsine qu'un décollement des couches dû à un fauchage.

La région du Nord Est du massif fut loin de livrer ses secrets aux premiers chercheurs.

Les publications de : R. BARBIER (1942 - 1946 - 1956 - 1963) ;

R. BARBIER et J. VERNET (1956) ;

R. BARBIER et J. DEBELMAS (1966) ;

J. DEBELMAS (1960 - 1961) ;

J. DEBELMAS et P. GIDON (1950) ;

M. GIGNOUX et L. MORET (1938) ;

M. LEMOINE (1951).

vinrent peu à peu éclaircir et préciser par de patientes recherches les structures compliquées de la zone ultradauphinoise, charriées et écaillées contre les masses cristallines qui se trouvaient plus ou moins entraînées passivement dans cette déformation.

Plus récemment encore des pétrographes réaffrontèrent le massif dans des études sur des secteurs déterminés ou sur des problèmes particuliers :

* La question de l'âge du granite du Pelvoux fut soulevée par J.M. BUFFIERE (1954) qui s'efforça de dater à la fois par méthode stratigraphique et par méthode de datation absolue. Il trouva un âge viséen à la mise en place du granite type Pelvoux.

* J.L. TANE (1963) s'intéressa aux laves spilitiques triasiques et liasiques, très abondantes dans le massif. Il tenta de montrer les affinités des filons de lamprophyre avec les coulées de spilite dont ceux-là seraient les cheminées d'émission.

* Vient enfin l'étude de R. OZOUAK (1965) sur la haute vallée du Vénéon. Celui-ci rencontra une série ancienne à faciès particulier (groupe des gneiss du Plan du Lac - groupe des migmatites de Saint-Christophe) qu'il crut reconnaître comme très migmatisée et métamorphisée bien que certaines observations de terrain soient en contradiction avec ses conclusions.

Si les études sur le Pelvoux lui-même sont peu nombreuses entre celles de P. TERMIER et les temps

récents, dans les autres massifs cristallins externes les travaux des frères BORDET :

P. et Cl. BORDET (1952 - 1954 - 1962)

Cl. BORDET (1957)

P. BORDET (1962)

et de D. DONDEY (1960) sur le massif de Belledonne permettent de définir les séries suivantes :

- Série satinée : ensemble monotone de séricitoschistes et micaschistes à passées sédimentaires : leptynites et conglomérats. L'ensemble est séparé de la série suivante par un accident majeur.
- Série verte : ensemble de schistes verts chloriteux et amphiboliques, d'amphibolites à faciès typiquement volcanique.
- Série brune : c'est le "socle ancien" situé sous la série verte. Elle se compose de micaschistes à disthène et à grenat, de niveaux à galets de quartz puis de micaschiste à deux micas.

Enfin série verte et série satinée possèdent un granite intrusif : ce sont respectivement le granite de Saint-Colomban et le granite des Sept-Laux.

De même les travaux de J. LAMEYRE (1957) et P. GIRAUD (1952) sur le massif des Grandes Rousses permettent de mieux connaître la structure de ces massifs cristallins.

Ils définissent les groupes suivants :

- Groupe des migmatites de Bourg-d'Oisans, base visible de la série.
- Groupe d'Huez ; il surmonte en continuité les migmatites, l'ensemble a une origine sédimentaire et volcano-détritique.
- Groupe du Lac Blanc à faciès lithologique voisin du groupe d'Huez. La série détritique initiale a été accompagnée d'une activité volcanique (schistes chloriteux à quartz corrodés).
- Groupe de la Haute-Sarrene : ensemble de micaschistes et de gneiss à passées de leptynites et de conglomérats.

Il existe un passage progressif d'Ouest en Est du groupe du Lac Blanc à celui-ci (J. LAMEYRE, 1957).

Dans le massif du Taillefer enfin, F. CARME (1965) dans son étude sur les importants conglomérats des schistes cristallins, identifie un volcanisme de type spilite kératophyre.

En dépit des grandes qualités de ces études, les connaissances concernant le massif du Pelvoux proprement dit demeuraient encore trop partielles et la conception que l'on en avait devenait nettement insuffisante.

En effet, le massif des Ecrins-Pelvoux apparaissait comme une masse indifférenciée de schistes cristallins, quelquefois amphiboliques, diversement métamorphiques. Ceux-ci étaient recoupés par un granite viséen : le granite de type Pelvoux. Venait ensuite un Houiller discordant sur les terrains métamorphiques antérieurs et pincé par failles (synclinaux de Vénosc, etc.) puis enfin un Trias et un Nummulitique discordant sur le tout.

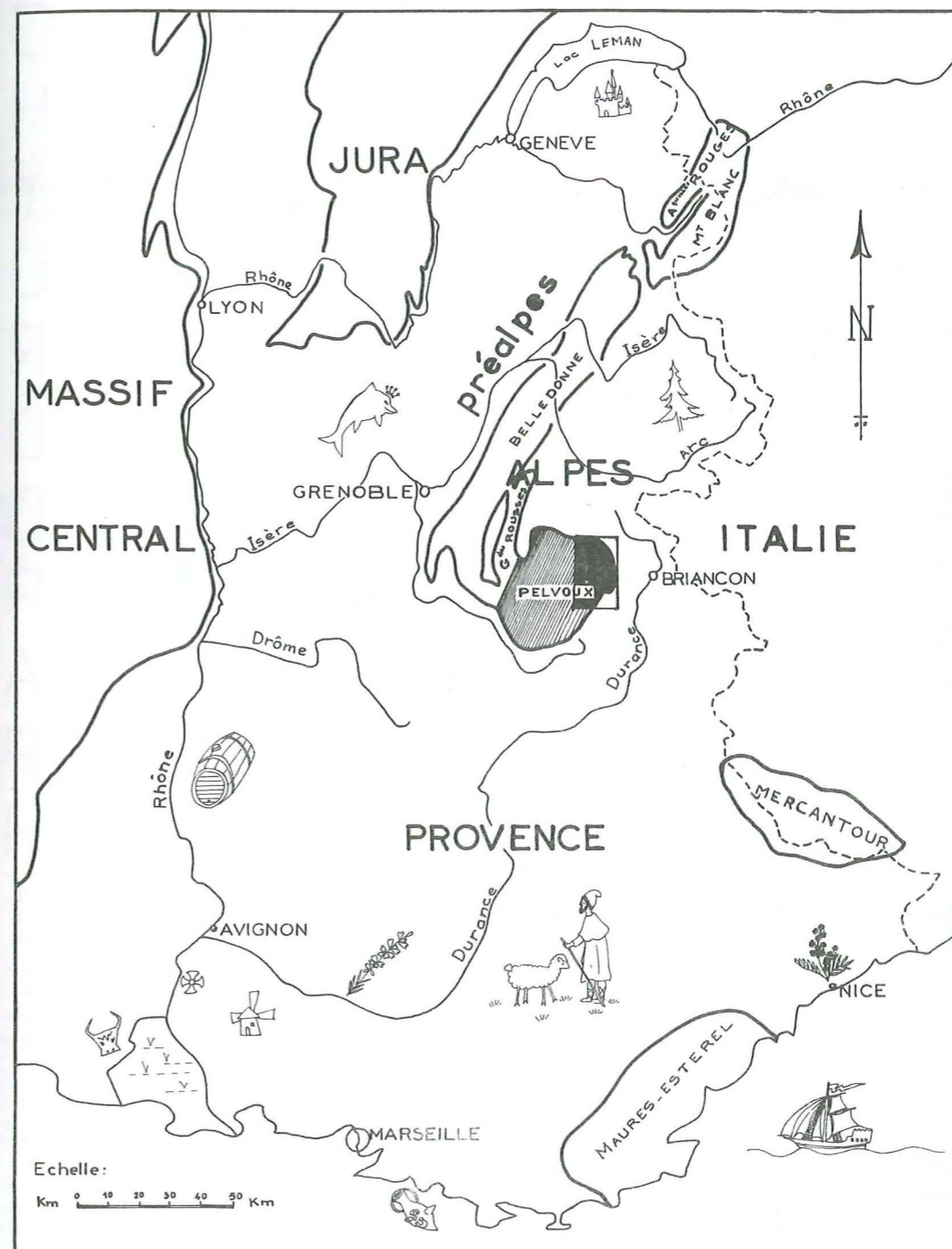
En effet, l'orogène alpin avait provoqué un bombement général du massif. Son rôle a été essentiellement cassant, produisant un vigoureux écaillage à l'Est et un déversement relatif du massif sur le sédimentaire à l'Ouest.

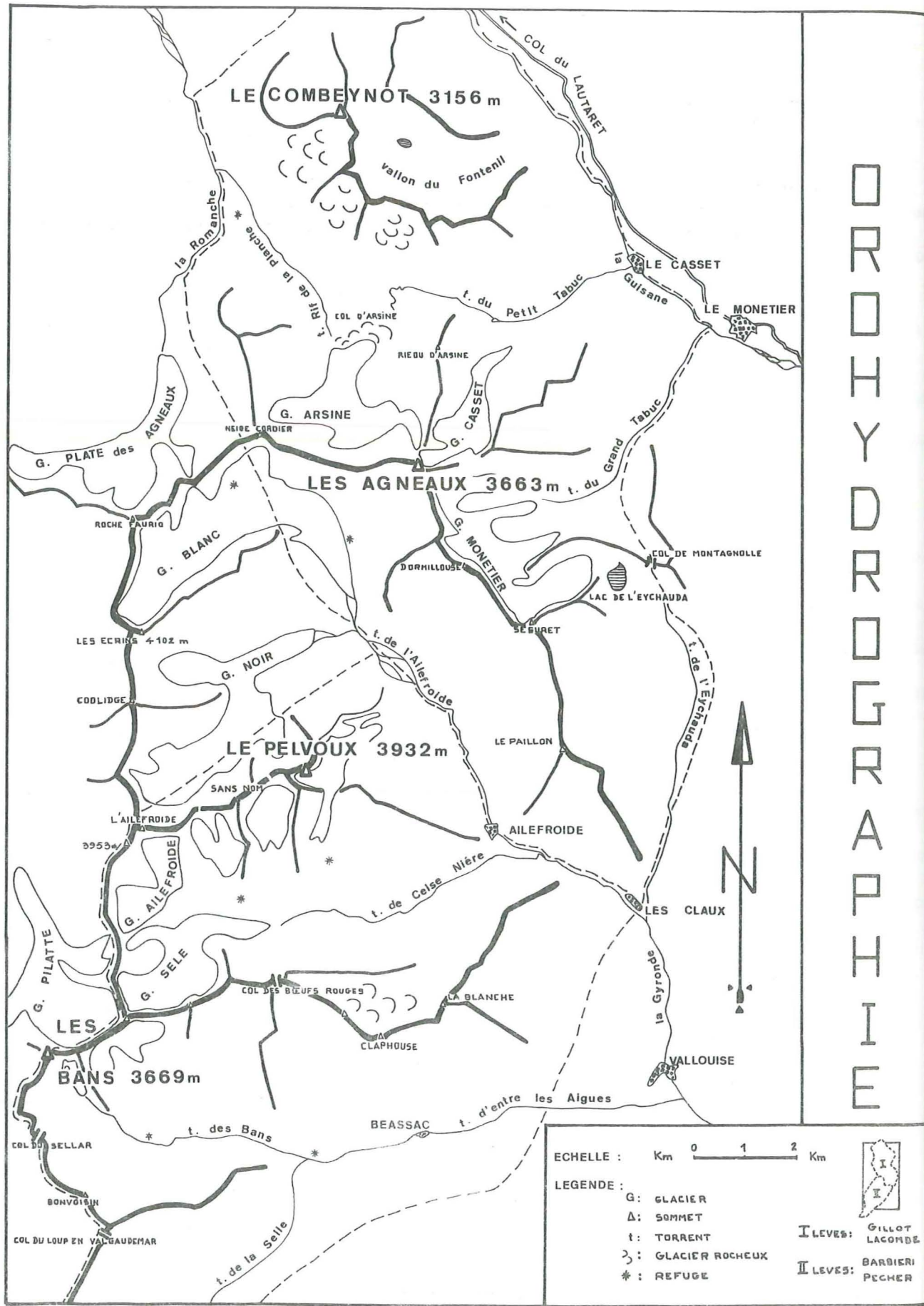
Enfin, le massif était géologiquement isolé des autres massifs cristallins externes, car on ne connaissait aucune correspondance avec les séries verte et satinée de Belledonne ou celles des Grandes Rousses.

II - SITUATION GEOGRAPHIQUE

Les massifs cristallins externes de l'arc alpin français sont, du Nord au Sud, le Mont-Blanc, les Aiguilles Rouges, la chaîne de Belledonne, les Grandes-Rousses, le Pelvoux et le Mercantour.

Le terrain étudié correspond à la partie cristalline et cristallophyllienne orientale du massif du Pelvoux (40° 02' 62" à 44° 51' 12" de latitude nord).





OROHYDROGRAPHIE REGIONALE (cf. schéma p. 6)

La partie étudiée du massif du Pelvoux montre deux unités géographiques nettes :
 Le massif de Combeynot
 Le massif des Ecrins-Pelvoux et les vallons latéraux qui le ceignent.
 Elle est limitée au Nord par les vallées de la Romanche et de la Guisane ; reliées par le col du Lautaret, ces vallées offrent une voie de communication importante intra-alpine (Grenoble - Briançon).

LE MASSIF DE COMBEYNOT

Extrême bordure nord du massif du Pelvoux, le Combeynot (3 155 m) et les cimes voisines s'en dégagent pourtant nettement, grâce aux entailles profondes (1 500 à 2 300 m) du Petit Tabuc et du Rif de la Planche, coulant respectivement vers l'Est et le Nord Ouest à partir du col d'Arsine. L'architecture du massif est simple :
 - au centre orientés Est-Ouest, le vallon de la Route (glacier rocheux) et celui, plus étendu, du Fontenil, séparés par l'arête des Jumelles ;
 - au Nord des combes et des crêtes : d'Ouest en Est, le Laurichard, les rochers de la Guisane et les Clochettes entourant le glacier de Combeynot, les rochers de Guerre, et Roche-Bernard qui domine le village du Casset ;
 - au Sud, à 2 500 mètres d'altitude, des épaulements occupés par des glaciers rocheux : Pradiou, Valleysard et montagne du Vallon.

Tout cet ensemble, formé d'un empilement rocheux instable à clochetons, déchirures, crénaux et dévers est impropre à l'escalade et donc peu connu ; peu parcouru par l'homme, il est le domaine de plusieurs centaines de chamois ; on peut en apercevoir quelques troupeaux au petit matin, à la source saline de la Liche, sur le flanc bas de la montagne de la Madeleine.

LE MASSIF DES ECRINS-PELVOUX ET LES VALLONS LATÉRAUX

LE MASSIF ECRINS-PELVOUX

Ce massif montre une structure double, centrée sur deux vallées importantes : celle d'Ailefroide (Ailefroide sur I.G.N.) et celle d'Entre-les-Aigues.

La vallée d'Ailefroide :

La vallée d'Ailefroide (torrents de Saint-Pierre et de Celse-Nière) occupe un bassin versant important (80 Km²) de forme ovale à grand axe nord-sud ; cet ovale, dessiné par des crêtes jalonnées de hauts sommets, tels les Agneaux (3 663 m), Neige-Cordier, Roche-Faurio, les Ecrins (4 102 m) ; l'Ailefroide (3 953 m) et les Bœufs-Rouges (3 515 m), se referment en verrou, en aval du village d'Ailefroide avec des "3 000 m" : la cime du Paillon, la Blanche et la pointe du Riéou-Blanc ; au centre de cette forteresse, isolé, tel un donjon, le Pelvoux (pointe Puiseux 3 946 m) se dresse entre la vallée de Celse-Nière et celle de l'Ailefroide ;

ECHELLE : Km 0 1 2 Km

LEGENDE :

G :	GLACIER	I LEVES :	GILLOT LACOMBE
Δ :	SOMMET	II LEVES :	BARBIERI PECHER
t :	TORRENT		
⌋ :	GLACIER ROCHEUX		
*	REFUGE		

au Sud s'individualise le petit vallon de Claphouse.

Dans la partie ouest, la plus élevée de cet ensemble, les combes sont occupées par de nombreux glaciers, dont du Nord au Sud : le glacier Blanc, le glacier Noir, celui des Violettes, de l'Ailefroide et enfin celui du Sélé.

La vallée d'Entre-les-Aigues

D'axe est-ouest, cette vallée se divise en deux branches :

l'une au Nord remonte loin à l'intérieur jusqu'au pied des Bans (3 669 m) et est séparée du bassin d'Ailefroide par la crête qui va des Bœufs-Rouges à la Blanche ;

l'autre au Sud, est occupée par le torrent de la Selle et communique avec la vallée du Drac de Champoléon par le col de la Cavale.

LES VALLONS LATÉRAUX

Ils sont empruntés par le GR 54 dit "tour du Pelvoux". Depuis le village des Claux, le vallon de l'Eychauda se développe vers le Nord et permet de rejoindre, en passant par le col de Montagnolle, le val du Grand Tabuc, val qui remonte jusqu'au pied du pic des Agneaux ; le vallon du Petit-Tabuc déjà cité, dominé par les Têtes de Sainte-Marguerite et le glacier du Casset communique par le col d'Arsine avec la vallée du Rif-de-la-Planche, torrent issu du glacier d'Arsine qui longe les crêtes de Chamoissières et s'unit à la Romanche au Plan-de-l'Alpe.

Le dernier vallon qui délimite notre terrain est celui de la Romanche. Prenant sa source au glacier de la Plate-des-Agneaux (flanc nord de la Roche-d'Alvau et de Roche-Faurio) la Romanche court vers le Villard-d'Arène, se gonfle au passage des eaux des torrents des Cavales et du Rif-de-la-Planche, et à la Grave retrouve la route des cols du Lautaret et du Galibier.

Vers l'Ouest enfin, notre domaine d'étude s'arrête à la base du pic Gaspard et de Roche-Méane ; il est ensuite limité par la crête qui va des Ecrins au pic de la Cavale en passant par l'Ailefroide occidentale, le sommet des Bans et le pic Jocelme.

III - SITUATION GEOLOGIQUE SOMMAIRE

Le massif des Ecrins-Pelvoux dans la chaîne alpine

Le massif des Ecrins-Pelvoux appartient à la succession des massifs cristallins connus sous le nom de "massifs cristallins externes" des Alpes occidentales. Ceux-ci s'échelonnent depuis la Suisse jusqu'à la Méditerranée, le long de tout l'arc alpin et en forment l'ossature. Cette dorsale plus ou moins discontinue de terrains métamorphiques et granitiques est constituée, du Nord au Sud, par les massifs suivants :

- Aar - Gothard
- Mont-Blanc - Aiguilles-Rouges
- Belledonne - Taillefer et Grandes-Rousses
- Ecrins - Pelvoux
- Argentera (Mercantour), séparé des précédents par le hiatus où s'est mise en place la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

Tous ces massifs présentent de grandes analogies pétrographiques et structurales. On s'accorde pour distinguer dans les terrains métamorphiques et migmatitisés :

- des matériaux attribuables à un socle calédonien ou plus ancien, composant la majeure partie du flanc nord de l'Aar (Kandersteg-Innertkirchen) et des Aiguilles-Rouges (avec probablement deux ensembles successifs : série de Fully et

série des Aiguilles-Rouges proprement dites) ; ce noyau ancien bien étudié par les géologues suisses doit se retrouver dans la "série brune" définie dans le massif de Belledonne par P. BORDET et dans une bonne partie de l'Argentera. Nous verrons que dans le massif des Ecrins-Pelvoux ces faciès bien antérieurs à l'Hercynien se retrouvent également sur de grandes surfaces ;

- les "séries" proprement hercyniennes dont les prototypes peuvent être pris dans Belledonne : ce sont les séries verte et satinée de P. BORDET, ensembles essentiellement détritiques et volcaniques acides ou basiques assez faiblement métamorphisés, mais affectés par les vastes intrusions granitiques viséennes (300 - 350 MA).

Ces roches parfois regroupées jusqu'à présent sous la dénomination de "cristallin indifférencié" sont localement recouvertes par des sédiments détritiques du Carbonifère supérieur, peu ou pas métamorphiques mais assez souvent pincés le long de larges fractures et de ce fait fréquemment écrasés. Ces faciès, datés en général du Stéphanien, peuvent localement débiter au Westphalien D et paraissent représenter les premiers produits de destruction ("molasse") de la chaîne hercynienne. Le Permien, en épendages très localisés, puis le Mésozoïque, reposent en discordance sur tous les terrains précédents.

L'architecture de chacun de ces massifs est assez complexe, puisque, loin de ne contenir que des restes de la chaîne hercynienne, ils comprennent aussi des masses importantes de chaînes bien antérieures ; c'est donc sur un édifice déjà très diversifié qu'interviendront les déformations alpines. En fait, ce sont ces dernières qui sont les plus visibles ; mais si dans le massif de la Aar par exemple, ou le long des flancs orientaux ("internes") de la plupart de ces massifs, c'est un régime d'écaillés, dans la mise en place des nappes, qui prévaut, le plus souvent les massifs cristallins externes sont réputés être le soubassement autochtone de la zone alpine dauphinoise. Aussi leurs lignes structurales majeures sont presque uniquement celles qui résultent de leur surrection tardive : failles plus ou moins chevauchantes, souvent jalonnées par des lambeaux pincés de la couverture.

Le massif des Ecrins-Pelvoux entre parfaitement dans ce cadre schématique. Cependant il possède la particularité de ne pas être allongé en un chaînon parallèle aux zones structurales alpines mais de se présenter en un massif grossièrement circulaire. Cette forme est peut-être due à sa situation privilégiée, à la charnière de la courbure principale de l'axe des Alpes occidentales.

Notre but sera d'essayer de distinguer dans la partie orientale de ce haut massif dauphinois les différents faciès des roches cristallines qui le compose. Nous verrons ensuite que la succession d'événements qui l'ont marqué, s'insère bien dans le canevas connu plus au Nord : sur un substratum ancien, très métamorphique et granitisé, s'installe une sédimentation volcanodétritique qui est métamorphisée et injectée de granites lors de la phase hercynienne majeure. Les déformations alpines ultérieures guideront l'érosion qui sculptera les reliefs importants de ces montagnes. De ce fait l'étude de la morphologie quaternaire mérite une attention particulière.

IV - LE QUATÉRNAIRE

Si, comme beaucoup de régions montagneuses, le massif du Pelvoux offre une très forte proportion d'affleurements, il ne faudrait cependant pas négliger le Quaternaire, qui joue un rôle important dans la morphologie. Les deux principaux facteurs qui guideront la formation de ce Quaternaire sont :

- la raideur des versants, qui ne permet l'accumulation des dépôts qu'en de rares endroits privilégiés moins raides, et au fond des talwegs ou des vallées ;
- l'altitude élevée jointe à une humidité assez importante, qui permet l'existence de micro-climats propices à des phénomènes glaciaires importants.

Nous étudierons successivement les formes liées à la topographie ou à l'altération, puis celles liées aux glaciers.

A - Formes d'altération ou d'érosion

Il s'agit de tous les cônes divers, torrentiels, d'éboulis, d'avalanche, etc. des couloirs d'éboulis, de quelques petits replats alluviaux, de glissements, très rares d'ailleurs, enfin des formes éluviales.

Un point sur lequel nous ne reviendrons pas ensuite est la terminologie "ancien" ou "récent" employée dans la légende de la carte. Nous avons entendu par "ancien" toutes les formations où une importante couverture végétale a eu le temps de se former, en opposition aux formations "récentes" où la période entre deux apports est trop courte pour que cela puisse se produire. Toutefois, pour le glaciaire, nous réserverons le terme "récent" pour toutes les formations postérieures aux dernières grandes glaciations.

1) La morphologie en cône

Plusieurs types sont aisément différenciables :

- a) - les cônes d'éboulis ou d'avalanches. Ils sont formés presque exclusivement de matériaux amenés par simple gravité aux débouchés des couloirs ou par les grosses avalanches de neige au printemps. Dans leurs formes les plus caractéristiques, on peut observer un granoclassement assez net, les plus gros éléments formant la base;
- b) - les cônes de déjection. En principe caractérisés par leur pente plus douce, et un classement inverse, ils sont assez rares. On a plus généralement des cônes d'éboulis remodelés, ou simplement empruntés par les torrents. Nous parlerons toutefois de cônes de déjection, car l'apport solide de ces torrents peut être énorme ; c'est ainsi par exemple, qu'en août 1968, au cours d'orages très violents, la route en aval de Béassac fut noyée en deux heures, sur 50 m de long, par une nappe de boue et de caillasse atteignant plus de 1 m d'épaisseur ;
- c) - les écroulements fréquents en raison du diaclasage assez intense de la roche, existent à toutes les échelles ; ils contribuent souvent de manière spectaculaire à l'érosion. Ils peuvent être très importants, comme celui qui limite à l'aval en R. G. les formations lacustres du pré de Madame CARLE. Certains sont très récents : par exemple celui flanc est de l'éperon sud de la pointe Guyard qui date de 1938, ou celui de la Grande-Costa au-dessus d'Entre-les-Aigues, encore plus récent puisqu'il ne date que de 1967.

2) Les couloirs d'éboulis ou d'avalanches

Il s'agit presque toujours de la répercussion dans la topographie des cassures, dont les zones de mylonite souvent plus tendres que la roche saine sont rapidement érodées. On a alors des couloirs très rectilignes, souvent très profonds et étroits, qui servent de collecteur aux avalanches ou aux chutes de pierres et qui sont eux-mêmes tapissés d'éboulis, coupés de blocs coincés parfois très gros (la canalisation extrême due à ces couloirs permet d'expliquer en partie les formes aussi nettes, presque théoriques des cônes). Il y a de très nombreux exemples de couloirs d'éboulis alignés ainsi sur une ligne de fracture ; on peut citer en particulier les couloirs qui suivent toute la grande fracture qui va du sommet du Pelvoux à la pointe de Claphouse.

3) Les replats fluviaux

En réalité, il faudrait souvent parler de replat (ou de petite plaine) fluvio-lacustre. En effet, leur origine n'est souvent due qu'au comblement d'un ancien lac, autrefois situé soit derrière un barrage naturel - le plus souvent écroulement (pré de Mme CARLE) ou jonction de deux cônes torrentiels venus de part et d'autre de la vallée (petite plaine d'Entre-les-Aigues) - soit derrière un verrou (replat de la Romanche en amont du Pas de l'Ane).

Mais il y a aussi de vraies alluvions fluviales, avec parfois des terrasses, qu'il faut en général attribuer à une histoire très locale. Ainsi la plaine d'Ailefroide, au confluent des torrents de Saint-Pierre et de Celse-Nière ; toute sa partie ouest est occupée par une petite terrasse, séparée des alluvions actuelles par un ressaut de raccordement, faible certes (1 m environ) mais très net.

On peut faire appel à deux hypothèses au moins pour l'expliquer :

- celle d'une rupture du barrage du lac du pré de Madame CARLE, situé en amont sur le torrent de Saint-Pierre, qui aurait été suivie d'une érosion brusquement beaucoup plus importante à l'aval ;
- celle d'une variation du niveau de base à un épisode interglaciaire anté-würmien.

Cette deuxième hypothèse paraît plus plausible, car la terrasse est fossilisée par des cônes d'éboulis dont l'âge est probablement voisin de celui du grand écroulement qui barre le pré de Madame CARLE. Cela signifierait pour la terrasse une époque de formation antérieure à celle du lac, à laquelle il deviendrait, bien sûr, impossible de la relier.

4) Les glissements

Ils sont rares et affectent surtout le domaine sédimentaire limitrophe. Ainsi, par exemple, les importants glissements des terrains liasiques aux environs de l'Alpe du Villar-d'Arène, ou ceux du flanc sud est de la Blanche, sous la Croix du Chastellet, dans les niveaux argileux du Flysch nummulitique, ici en dalle structurale. On en connaît toutefois dans le cristallin au Peyron des Claux et à la base du ravin du Riou du Gerpa, au Nord d'Entre-les-Aigues. Ici il s'agit d'un énorme paquet bien individualisé (point coté 2 265), dont le départ a été facilité par une zone importante de mylonite.

5) Les formes d'altération

La pente raide jointe au gros pouvoir d'érosion des glaciers ou des torrents ne permet pas en général la subsistance d'une couche d'altération importante. Mais sur la plupart des replats ou des vires à altitude suffisamment modeste (moins de 2 000 ou 2 500 m), il y a une couche de terre et de pierrailles mélangées, utilisée par la végétation. Nous avons regroupé cartographiquement avec les éboulis anciens ces formations, là où elles empêchent l'observation.

Bien qu'il ne s'agisse plus à proprement parler d'altération, nous classerons aussi ici le "faux-éboulis" de calcaire nummulitique, à l'Est de la crête allant de la Blanche à la Rouya. Il s'agit d'une vieille dalle entièrement morcelée par un lapiazage poussé à l'extrême, et qui bien qu'il n'y ait eu aucun transport, prend ainsi l'aspect d'un éboulis sur le granite sous-jacent.

B - Les phénomènes glaciaires ou péri-glaciaires

Plus de la moitié de la surface est à une altitude supérieure à 2 500 m, ce qui peut être considéré comme l'altitude inférieure moyenne des glaciers (en réalité elle varie beaucoup, allant de 2 000 m pour un grand glacier exposé surtout au Nord, comme le glacier Noir, à 2 900 m pour un petit glacier exposé Sud Est comme le glacier de la Pierre). Cette altitude générale élevée permet un développement des glaciers actuels très important.

Mais il ne faut pas oublier qu'à une époque récente une glaciation beaucoup plus importante a laissé son empreinte sur le massif, et que même à l'époque historique, il y a eu des crues et des décrues importantes, ce qui explique l'emboîtement de moraines apparemment très fraîches (pour se persuader de ces mouvements rapides, il suffit de comparer à l'état actuel des glaciers celui qu'ils offrent sur de vieilles photos du début du siècle, ou sur la carte topographique qui date de 1 930, ou enfin sur les photos aériennes de 1 960).

1) Le glaciaire ancien

Par glaciaire ancien, il faut entendre tout ce qui est l'œuvre des grandes glaciations quaternaires. Vraisemblablement, seul le Würm a laissé une empreinte encore reconnaissable ; de toutes façons, nous parlerons de Würmien, dans l'impossibilité où nous sommes de le distinguer d'épisodes plus anciens, faute de corrélations transversales avec des régions bien étudiées de ce point de vue.

Les glaciers anciens ont joué un rôle extrêmement important dans la morphologie : ce sont eux, en effet, qui ont donné leur allure si particulière aux vallées pelvusiennes (photo n° 1). Mais on retrouve aussi leur trace dans des dépôts morainiques dont l'érosion actuelle a en général supprimé toute forme nette. Ils ne subsistent plus que sous forme de placages de cailloutis à certains flancs de vallée, dont seuls la très grande hétérogénéité et les éléments allochtones attestent l'origine glaciaire. Ils peuvent couvrir des surfaces assez importantes, comme sur le versant est du sommet de la Blanche, ou sur le replat de Séguret d'Avant Foran.



Photo n° 1 - Vallée de la Romanche. Au fond : Roche-Méane

2) Le glaciaire récent

a) Les moraines

Elles sont très abondantes, plus ou moins importantes, et de types variés :

- les moraines latérales ou médianes sont en général de forme simple ; elles alignent leurs crêtes régulières, parallèles aux rives du glacier, sur des distances souvent assez grandes (moraine R.G. de la branche nord du glacier Noir : 4 km glacier du Casset : 2 km). Elles peuvent être multiples : ainsi le glacier du Monétier offre en rive droite six moraines juxtaposées, témoins d'à-coups dans le recul actuel de ce glacier ;
- les moraines frontales, souvent plus complexes, gardent la marque des formes variées qu'a pu prendre la langue du glacier au cours de son histoire récente. En particulier, à côté des stades de recul classiques, elles montrent des stades d'avancée : il n'est pas rare de voir aux flancs du glacier actuel de vieux lambeaux de moraines frontales dont seuls les côtés ont subsisté, après que le centre eut été emporté au cours d'une avancée marquée par un cirque morainique frontal plus en aval.

Souvent, lorsqu'une moraine est abandonnée par le glacier, elle est reprise par une érosion nivale et torrentielle importante. Il y a des exemples où la moraine, gorgée d'eau, provoque une véritable coulée boueuse. Une des plus belles illustrations de ce phénomène est la grosse coulée bien visible du Lautaret, sur le flanc est du pic de Combeynot.

b) Les glaciers rocheux

On en dénombre plusieurs. Parmi les plus importants, nous pouvons citer, du Nord au Sud : ceux de Combeynot ; celui à la base du glacier d'Arsine ; celui du vallon de Claphouse.

Il s'agit d'accumulation de dépôts d'allure morainique - en particulier à cause des différentes crêtes emboîtées - mais dont la surface est hors de proportion avec l'étendue du glacier actuel. Les mécanismes créant

ces telles accumulations étant mal connus, il est difficile de les classer de manière génétique. Toutefois, dans la région qui nous intéresse, nous les séparerons en deux catégories :

- les glaciers rocheux liés à un glacier actuel ;
- les glaciers rocheux isolés.

- a) - Dans le premier cas (qui est celui d'Arsine et du vallon de Claphouse) il semble que le glacier rocheux ne soit qu'une accumulation anormalement importante de moraines frontales due à des épisodes antérieurs, et sous lesquelles il existe probablement encore de la glace ; cette glace explique peut-être d'ailleurs les mouvements d'écoulement apparent du glacier rocheux.
- b) - Dans le second cas (qui s'observe dans le massif de Combeynot) il s'agit, sans doute au départ, du même processus que précédemment, mais il n'y a plus trace de glace. Le mouvement qui semble parfois encore affecter ces masses caillouteuses, alors qu'il est peu probable qu'une quantité suffisante de glace ait pu subsister, est sans doute à attribuer à la grande instabilité du matériel morainique dès qu'il contient de l'eau.

DEUXIEME PARTIE - GENERALITES

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE

II - NOMENCLATURE

III - DEFINITION DES FACIES EN PRESENCE

IV - GISEMENT DES ROCHES EN PRESENCE

GENERALITES

I -- SITUATION GEOGRAPHIQUE

La partie orientale du massif Pelvoux-Ecrins, exclusion faite des granites circonscrits, est essentiellement formée de migmatites et de granites d'anatexie associés. Ces deux types de roches affleurent largement, du Nord au Sud :

- le long de la Romanche : elles se développent vers l'Ouest en direction de la Meije et sont limitées à l'Est par le synclinal d'Arsine ; nous les avons étudiées plus particulièrement au Pas de l'Ane à Falque où les affleurements, polis et nettoyés par la Romanche, sont d'une qualité exceptionnelle pour la région ;

- autour du glacier d'Arsine : de la bosse de Chamoissière aux pics de Neige-Cordier et des Agneaux, les migmatites s'élèvent au-dessus de la vallée du Rif de la Planche, pour redescendre vers le vallon du Petit Tabuc au Réou d'Arsine ; nous avons parcouru en détail les flancs nord et est de la pointe du Réou d'Arsine ;

- au cœur du massif : les migmatites couronnent le Glacier Blanc et la branche nord du Glacier Noir ; elles sont interrompues par les granites circonscrits en rive gauche du Glacier Noir - branche sud, et en rive droite du Pré de Madame CARLE ; juste après l'écroulement du Grand Riéou elles se poursuivent dans les parois qui dominent le haut vallon du torrent de Saint-Pierre, en amont du village d'Ailefroide.

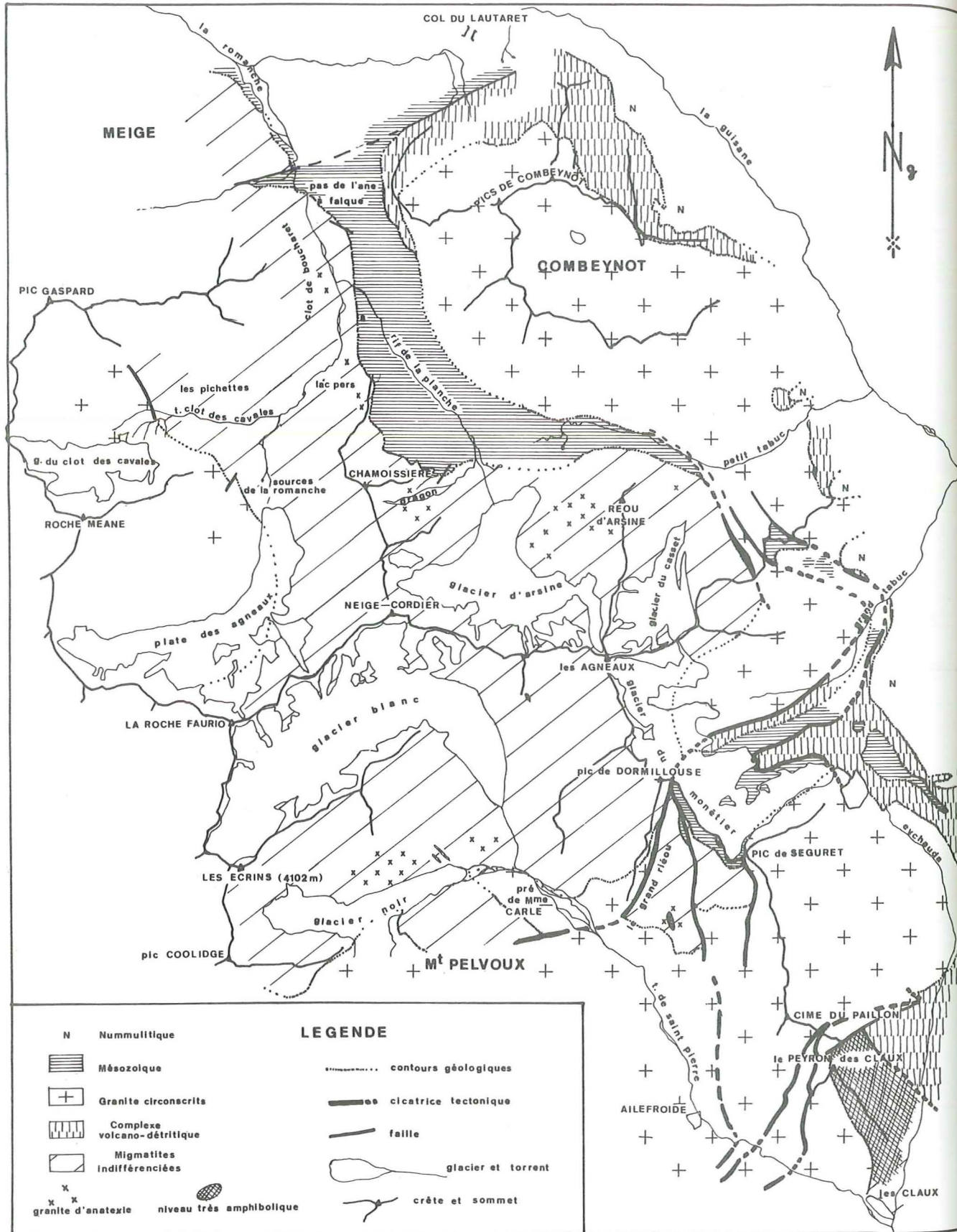
Nous avons, entre autre, établi une "coupe" détaillée le long du Glacier Noir en rive gauche, et avons étudié un affleurement particulier en rive gauche du Grand Riéou;

- enfin, isolées du reste du massif par le granite circonscrit du pic de Clouzis et l'accident du synclinal d'Ailefroide, les migmatites affleurent à la cime du Paillon et dans les falaises qui dominent le village de Pelvoux - les Claux.

Le périmètre d'étude peut être défini de la façon suivante : les crêtes, de la cime du Paillon au pic de Dormillouse, la vallée du Grand puis du Petit Tabuc, celle du Rif de la Planche, le chemin du refuge de l'Alpe de Villar-d'Arène ; en remontant la vallée de la Romanche, le flanc de la montagne de Boucharet et de Roche Méane ; la crête, de la Roche Faurio au pic Coolidge, le Glacier Noir et enfin la vallée de l'Ailefroide.

Suivant leur position géographique les roches présentent une altération et une patine variable, sans qu'intervienne beaucoup la nature de la roche :
- ainsi les roches en flanc est présentent-elles souvent une patine jaune roussâtre caractéristique alors que sur les flancs nord et ouest elles ont plutôt tendance à être noircies ;
- de même les roches du flanc sud semblent être plus facilement disjointes, disloquées sans doute sous les actions répétées gel - dégel.

Bien sûr l'histoire quaternaire récente a une action, elle aussi, très importante.



CARTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE SOMMAIRE

0 4 km

L'action des glaciers a permis la formation de beaux polis de roches compactes, qui sont des terrains d'étude de choix après le retrait récent des glaces, aussi bien sur le flanc sud que sur le flanc nord. Personnellement nous trouvons ces polis glaciaires trop rares dans notre secteur d'étude, et surtout découverts depuis trop longtemps, ce qui ne facilite pas les observations.

II - NOMENCLATURE

A. - TERMES COURAMMENT EMPLOYES DANS LE TEXTE

Biotite - Chlorite : liés ainsi par un tiret, ces deux termes désignent l'existence d'une phyllite plus ou moins complexe, formée de feuillets alternés de biotite et chlorite, tachée d'épidote en granules. Parfois ne subsiste que la chlorite et l'épidote.

Dioritique (faciès) : terme uniquement descriptif. Désigne une roche à structure à peu près équante où l'amphibole est présente et dont la composition est voisine de celle d'une diorite vraie.

Gneiss : terme encore uniquement descriptif, désigne une roche à alternance régulière de parties claires et foncées formant des lits (= litage).

Grain : le grain de la roche sera dit :
très fin : minéraux indiscernables à l'œil nu
fin : minéraux compris entre 0,5 et 1 mm
moyen : minéraux compris entre 1 et 2 mm
grossier : minéraux de taille supérieure à 2 mm

Pegmatoïde : employé pour une roche hololeucocrate (fm < à 3 %) dont le grain, relativement aux autres roches, est plus grossier.

Stratoïde (faciès) : désigne une suite de roche à grain très fin dont les foliations sont concordantes et parallèles aux contacts entre matériaux de nature différente.

Structure : (employé dans le sens anglo-saxon)
se situe à grande échelle (1 à 5 m²) correspond à l'assemblage dans l'espace des parties constituantes d'une roche, qui diffèrent par leurs textures et leurs assemblages minéralogiques.

Texture : (également employé dans le sens anglo-saxon)
à l'échelle de la lame mince, désigne la nature des rapports entre minéraux.

B. - NOMENCLATURE SPECIFIQUE DES MIGMATITES

1) Migmatites

Nous avons utilisé la nomenclature définie au congrès géologique de 1960 à Copenhague, due à DIETRICH et MEHNERT (citée dans MEHNERT 1968). Dans celle-ci, les principaux termes utilisés au cours de cette étude se définissent ainsi :

Migmatite : "Roche hétérogène, composite à l'échelle mégascopique, faite de plusieurs parties différentes pétrographiquement ; l'une est le matériel rocheux préexistant ("country rocks") dans un état plus ou moins métamorphique ; les autres, plus récentes, sont d'aspect en général plutoniques (pegmatitiques, aplitiques, granitiques)" (POLKANOV, 1960, in MEHNERT, 1968).

On peut y distinguer :

a) une partie ancienne non mobilisée, que l'on appellera :

- paléosome, s'il s'agit de la roche préexistante peu ou pas modifiée.

b) une partie récente :

- le néosome, qui peut être, selon les endroits :

* soit hétérogène et formé :

- d'une partie mobilisée plus riche en éléments leucocrates que le paléosome ; on parle alors de leucosome ;

- et d'une partie inerte plus riche en éléments sombres, ferromagnésiens ; on l'appellera alors mélanosome. Elle correspond à la partie du paléosome appauvrie en éléments silico-alcalins : c'est une restite

* soit homogène, entièrement mobilisé ; son aspect rappelle en tout point celui d'une roche plutonique et on l'appellera "Plutonite".

On voit donc qu'il est très difficile de parler de migmatites sans introduire d'idée génétique. En particulier, nous avons dû faire appel aux expressions "partie mobilisée" et "partie non mobilisée". Par mobilisation, il faut entendre un processus aboutissant à la formation de minéraux ou d'associations minérales dans des roches préexistantes, par migration géochimique des éléments mobiles, à des échelles très variées, allant du minéral au massif.

De même, la notion de migmatite implique une chronologie à au moins deux temps dans la formation de la roche. A la limite, dans certains cas, (migmatites bien réglées, "stromatitiques"), on pourra hésiter entre gneiss (histoire identique pour toute la roche) et migmatite (histoire différente du paléosome et du néosome).

Enfin, parmi les migmatites, en fonction de la disposition spatiale, visible sur le terrain, du paléosome et du néosome, on distinguera schématiquement les textures suivantes (entre parenthèses ont été indiqués les termes dont la signification est la plus voisine dans la nomenclature de J. JUNG et M. ROQUES) :

- Texture agmatitique (agmatite et dyadisite) : migmatite à allure de brèche ; éléments de paléosome à arêtes aiguës, "cimentés" par un néosome plus ou moins abondant.

- Texture stromatitique (épiholite) : migmatite à structure stratifiée.

- Texture surréitique : texture où certains lits plus compétents sont étirés, boudinés, le néosome remplissant les espaces entre les boudins.

- Texture pygmatitique : texture où le néosome prend l'allure de veines plissées (plis sans plans de cisaillement ou d'étirement).

- Texture œillée (migmatite œillée) : texture où le néosome prend l'aspect d'yeux étirés dans le plan de foliation.

- Texture en schlieren (anatexite ou nébulite) : texture où le paléosome prend une allure assez diffuse, en lambeaux irréguliers, aux bords tourmentés, dans un néosome abondant.

- Texture nébulitique (anatexite ou nébulite) : la roche est une plutonite ou subsistent des traces de paléosome qui n'est alors plus présent qu'à l'état de fantôme.

Cette classification est pratique pour décrire avec précision un affleurement. Cartographiquement, la classification suivante, plus simple, a parfois été préférée (J. TOURET, 1969) ; elle comprend trois termes principaux, en fonction de l'importance de plus en plus grande du néosome par rapport au paléosome :

1) les endomigmatites (agmatite, dyadisite), où le mobilisat est réduit, et où le paléosome prédomine.

2) les migmatites rubanées (épiholites, embréchite), où le mobilisat se ségrège en lits assez réguliers.

3) les migmatites granitoïdes (anatexite) où la quantité de néosome est telle que le rubanement s'estompe ; la roche prend alors un aspect granitique ou granitogneissique.

Toutefois, comme le souligne J. TOURET, il faut tenir compte de l'échelle d'observation.

Il n'y a pas correspondance rigoureuse entre la terminologie de MEHNERT et celle de TOURET. Cependant, les migmatites à texture agmatitique (du moins lorsque le mobilisat est suffisamment réduit), surréitique et pygmatitique sont des endomigmatites, celles à structure stromatitique et œillée des migmatites rubanées, et celles à structure nébulitique et en schlieren des migmatites granitoïdes.

III - DEFINITION DES FACIES EN PRESENCE

Les roches étudiées, très variées dans le détail, apparaissent à grande échelle comme un mélange plus ou moins compliqué de roches claires et de roches sombres.

Apparaissent en outre des mylonites et des roches en filons sécants.

A. - LES ROCHES CLAIRES

Ce sont des roches essentiellement quartzo-feldspathiques où les ferromagnésiens n'interviennent qu'en faible proportion ; c'est pourtant suivant la répartition de ces mêmes ferromagnésiens que plusieurs types de faciès peuvent être distingués :

1) Les faciès gneissiques (type Béassac)

Dans le périmètre étudié, ils affleurent aux abords du village de Pelvoux-les-Claux, sur les flancs du Réou d'Arsine et dans une écaille tectonique jalonnant le synclinal d'Ailefroide, en rive droite du torrent de l'Eychauda, au niveau des chalets de Chambran. Comme ces gneiss affleurent beaucoup plus largement dans les environs de Béassac, dans la vallée des Bans, c'est dans cette région, où a été choisi le type, que l'on pourra les observer le plus facilement.

Néanmoins, dans le cadre de notre étude, nous décrivons plus particulièrement les gneiss des Claux et du Réou d'Arsine.

Dans ces gneiss, les matériaux sombres sont rangés en lits suffisamment réguliers pour donner à la roche un aspect de gneiss (voir définition II, 2p.18). La roche peut être jaune beige si les lits sont à biotite, ou gris vert clair s'ils sont à chlorite. La fréquence de ces lits mélanocrates détermine son aspect plus ou moins feuilleté (fig. 1)

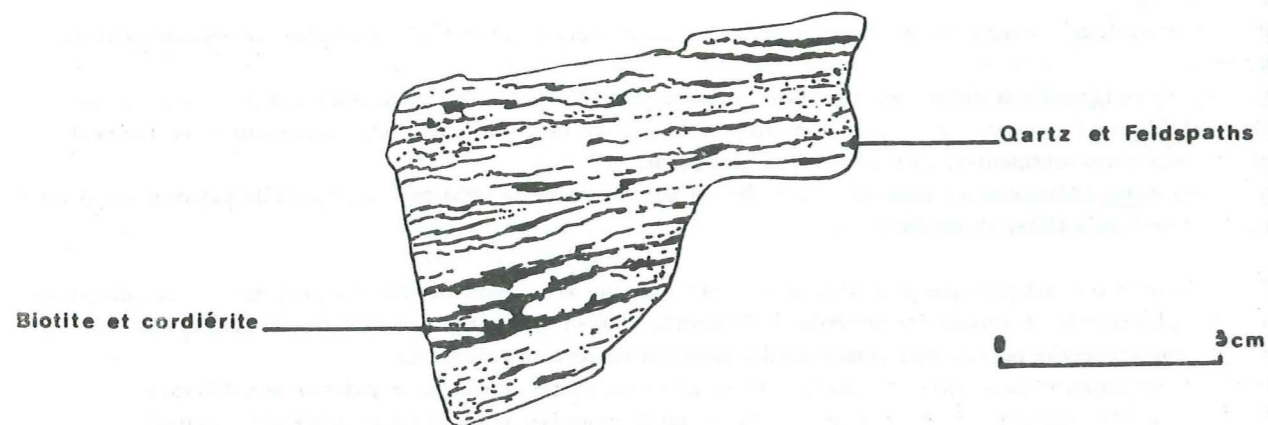


Figure 1: Gneiss des Claux (roche 205)

Dans ces gneiss, il arrive par endroits, que l'ordonnance des lits soit un peu perturbée par un gonflement relatif de la partie quartzo-feldspathique (photo 10 A, planche 1).

Quand le litage est perturbé de manière constante on aboutit à un autre type de roche :

2) Les faciès à schlieren (type Chamoissière)

On voit parfois les gneiss de faciès banal passer à ce type de roche, par exemple sur le flanc est du Réou d'Arsine, mais les affleurements de qualité douteuse ne permettent pas une observation très complète ni aisée. Ces faciès existent :

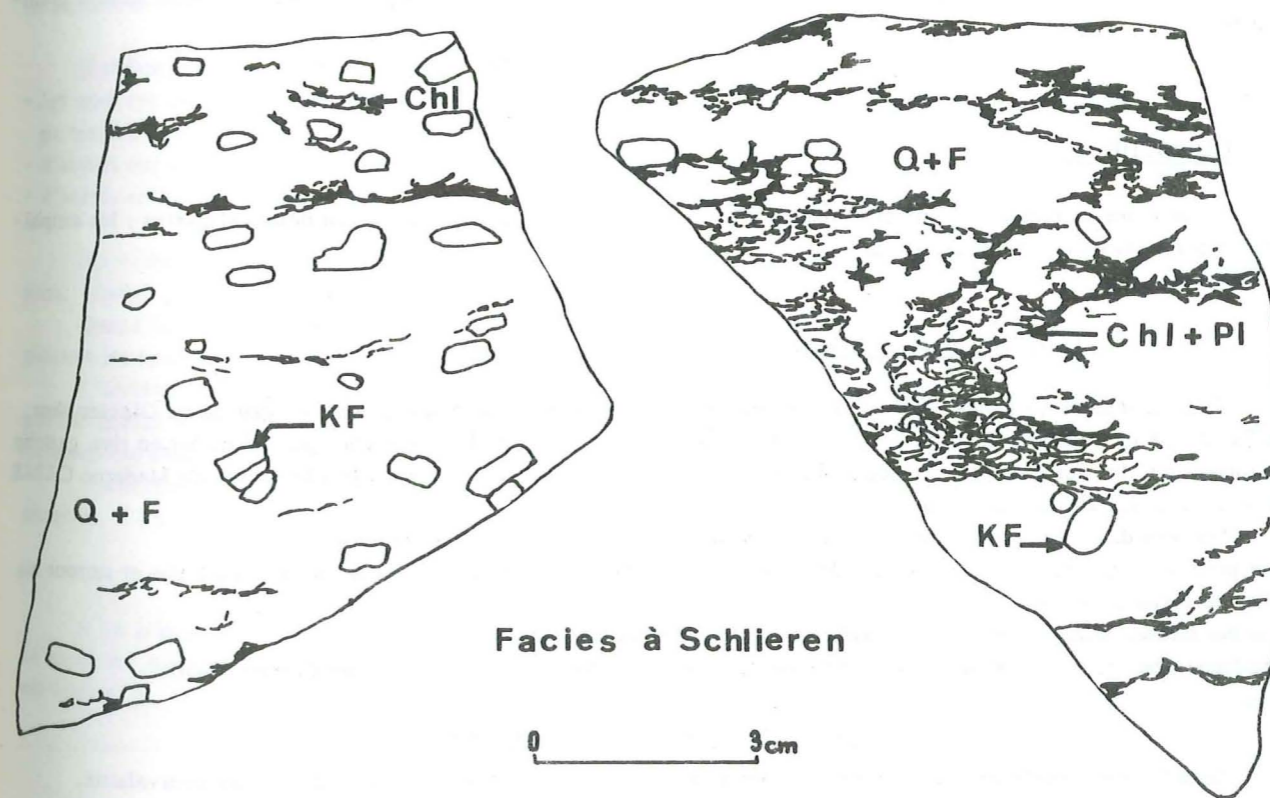
- le long de la Romanche, au Pas de l'Ane à Falque au clot Boucharet et sur la bosse de Chamoissière,
- dans la haute vallée d'Ailefroide : au-dessus de la jonction des chemins du Glacier Noir et du Glacier Blanc et en rive gauche du Grand Riéou. A Chamoissière les poliss glaciaires du point coté 2 505 m permettent une bonne observation de ces faciès : c'est là que nous choisirons le type.

Dans ces roches les ferromagnésiens dessinent des volutes, des plis interrompus, des rubans, des flammèches, sur une trame claire fine ou grossière, d'allure parfois granitoïde, dans laquelle apparaissent des phénocristaux, souvent automorphes, de feldspaths potassiques qui peuvent avoir de 0,3 à quelques centimètres de long.

La roche est hétérogène et un échantillon de taille normale n'est guère représentatif (photo 2, planche 1).

Par endroit l'aspect de la roche sera assez sombre, vert foncé ou gris vert, alors qu'à quelques mètres elle sera blanc éclatant à la cassure, ou à peine grisée par un semis de cristaux dispersés de biotite ou, plus généralement, de chlorite.

La figure 2 exprime bien l'hétérogénéité de ce type de roche.



Faciès à Schlieren

Figure 2 - Différence d'aspect entre les deux côtés d'un même échantillon

Q : quartz ; F : feldspath ; Pl : plagioclase ; Kf : feldspath potassique ; Chl : chlorite. (roche E 1 source de la Romanche).

On retrouve parfois, dans ces roches, des fragments de gneiss englobés, et il arrive que la partie claire se scinde en une partie feldspathique et un cœur uniquement quartzeux. Par disparition des schlieren et dissémination des biotites on passe aux faciès suivants.

3) Les faciès granitiques (type glacier d'Arsine)

Ces faciès sont largement développés dans les flancs du Réou d'Arsine, en rive droite du glacier du Dragon et en rive gauche du Glacier Noir ; leur caractère monotone, bien illustré en rive droite du glacier d'Arsine (c'est là que sera choisi le type) est dû à ce que les minéraux ferromagnésiens sont disséminés dans la masse quartzo-feldspathique ; l'aspect de la roche est granitique : la texture est généralement équante et les minéraux sont engrenés ; malgré cela, si l'on parcourt l'affleurement sur plus de dix mètres, on peut voir apparaître des ébauches de texture planaire, des volutes disséminées ou même des passées de roche de la catégorie (A 2, faciès à schlieren).

L'échantillon type est une roche homogène, quelquefois vaguement orientée ; elle est gris clair, gris vert ou gris bleu, parfois presque blanche, ponctuée de taches plus sombres dues à la présence de biotite ou de chlorite (photo 3, planche 1).

Le grain est très variable ; on voit souvent se détacher à l'altération, les plages rectangulaires, blanc porcelaine des plagioclases, tandis qu'apparaissent les facettes brillantes, nacrées, des feldspaths potassiques.

Nous n'avons jamais trouvé, directement liées, les roches granitiques et les gneiss ; le type à schlieren existe toujours entre eux.

Il arrive que le type granitique soit en gisement un peu particulier, intrusif dans les autres faciès, et il est alors, en règle générale, plus fin et plus clair.

Dans les roches claires, les faciès que l'on rencontre le plus souvent sont les faciès à schlieren et surtout granitiques.

B. - LES ROCHES SOMBRES

Nous avons pu classer les roches sombres, d'après leur aspect à l'affleurement, en deux catégories : les amphibolites massives et les faciès dioritiques.

1) Les amphibolites massives

Elles affleurent en bandes plus ou moins épaisses. On les trouve, notamment, en rive gauche du Glacier Noir, au Pas de l'Ane à Falque, au clot de Boucharet, au-dessus des sources de la Romanche, aux Pichettes en rive gauche du torrent du clot des Cavales, au-dessus du village de Pelvoux-les-Claux, en rive gauche du Pré de Madame CARLE et près du refuge du Glacier Blanc.

On peut distinguer trois types, dans ce faciès où la roche est toujours très sombre :

- le premier d'apparence stratoïde (voir définition p. 18) affleure très bien aux sources de la Romanche et surtout au Pas de l'Ane à Falque ;
- le deuxième, plus ou moins rubané affleure au-dessus de Pelvoux-les-Claux ;
- le troisième enfin affleure en lentille en rive gauche du Pré de Madame CARLE et au Glacier Blanc.

a) Le type "Pas de l'Ane" d'apparence stratoïde

Nous l'avons appelé stratoïde, car il y a concordance complète entre deux faciès de texture équivalente.

Dans ce type alternent deux sortes de roches à texture très fine, en bandes millimétriques à décimétriques ; les unes, gris bleu en patine, blanches ou gris clair en cassure, sont essentiellement quartzo-feldspathiques, finement litées et micropunctuées de biotite noire.

Les autres sont presque noires ou vert très foncé (selon qu'elles sont à amphibole ou chlorite) et présentent toujours des taches minuscules, rondes et gris pâle, de plagioclase (photo 1, planche 2).

b) Le type les Claux, rubané

La roche est d'aspect général très sombre, mais dans le détail elle apparaît plus variée. Certaines parties sont gris foncé, parcourues de filets clairs à peu près parallèles ou en réseau et piquetées d'amphiboles noires brillantes et tabulaires de deux à trois millimètres ; d'autres sont noir de jais, formées presque exclusivement d'amphiboles, avec çà et là quelques taches pâles de plagioclases.

Sur ce fond sombre se détachent des filets ou des rubans (d'où le nom donné à la roche) : très blancs, larges de 1 à 2 cm, ils sont à quartz et feldspath avec de rares amphiboles.

c) Les faciès à boule et serpentineux

Intercalées, comme les faciès rubanés, dans les roches claires, mais le plus souvent en lentilles, ces roches se retrouvent un peu partout. Les plus beaux exemples sont ceux du col du Sellar (vallée des Bans, terrain étudié par A. BARBIERI et A. PECHER) et du Grand Riéou, en rive gauche du Pré de Madame CARLE.

Un type différent, que l'on rapproche de celui-ci, à cause de son gisement en lentille, affleure à un kilomètre à l'Est du refuge du Glacier Blanc.

* Le faciès du Grand Riéou

L'affleurement apparaît de loin comme absolument noir et massif. Pourtant dès que l'on regarde de plus près on aperçoit un grand nombre de boules, rondes, ovoïdes ou déformées, de diamètre variable (entre 3 et 30 cm) prises dans un ciment sombre de caractère dioritique (photo 2, planche 2).

Il existe plusieurs sortes de boules :

- les unes ont un cœur rouge, mat, d'aspect compact et une couronne d'amphiboles gris vert radiaires ; des paillettes de biotite noire, plaquées tout autour, forment enveloppe ;
- d'autres ont un cœur où s'enchevêtrent des cristaux d'amphibole verte et une chape d'amphibole presque noire ;
- d'autres enfin, sont à cœur noir amphibolique et couronne feldspathique blanc opaline.

Par endroit le "ciment" est plus important et plus clair ; on y distingue alors des feldspaths arrondis, subautomorphes, séparés par des taches irrégulières d'amphibole noire (fig. 3).

Quand le ciment, plus clair, prédomine ce sont des ovoïdes allongés, orientés parallèlement entre eux qui remplacent les boules. Ces ovoïdes sont composés essentiellement par de l'amphibole noire.

L'horizon à boules constitue une lentille dans les roches claires. Sur ses limites cet amas lenticulaire est composé par des boules à amphibole chloritisée, qui se noient progressivement dans des roches à faciès granitique, comme si celui-ci envahissait et remplaçait, petit à petit, les matériaux amphiboliques dissociés.

L'affleurement à boules se continue en direction, plus haut dans la paroi, par des serpentines typiques noir de charbon, à joints polis d'éclats gras.

* Le faciès Glacier Blanc

A un kilomètre à l'Est et au-dessus du refuge du Glacier Blanc, nous avons trouvé des lentilles à amphiboles : la roche est massive, très dense ; des amphiboles vert très foncé presque noir, rayonnent à partir de zones brunâtres en altération, beige bronze en cassure où l'on distingue des clivages orthogonaux et qui pourraient être des pyroxènes.

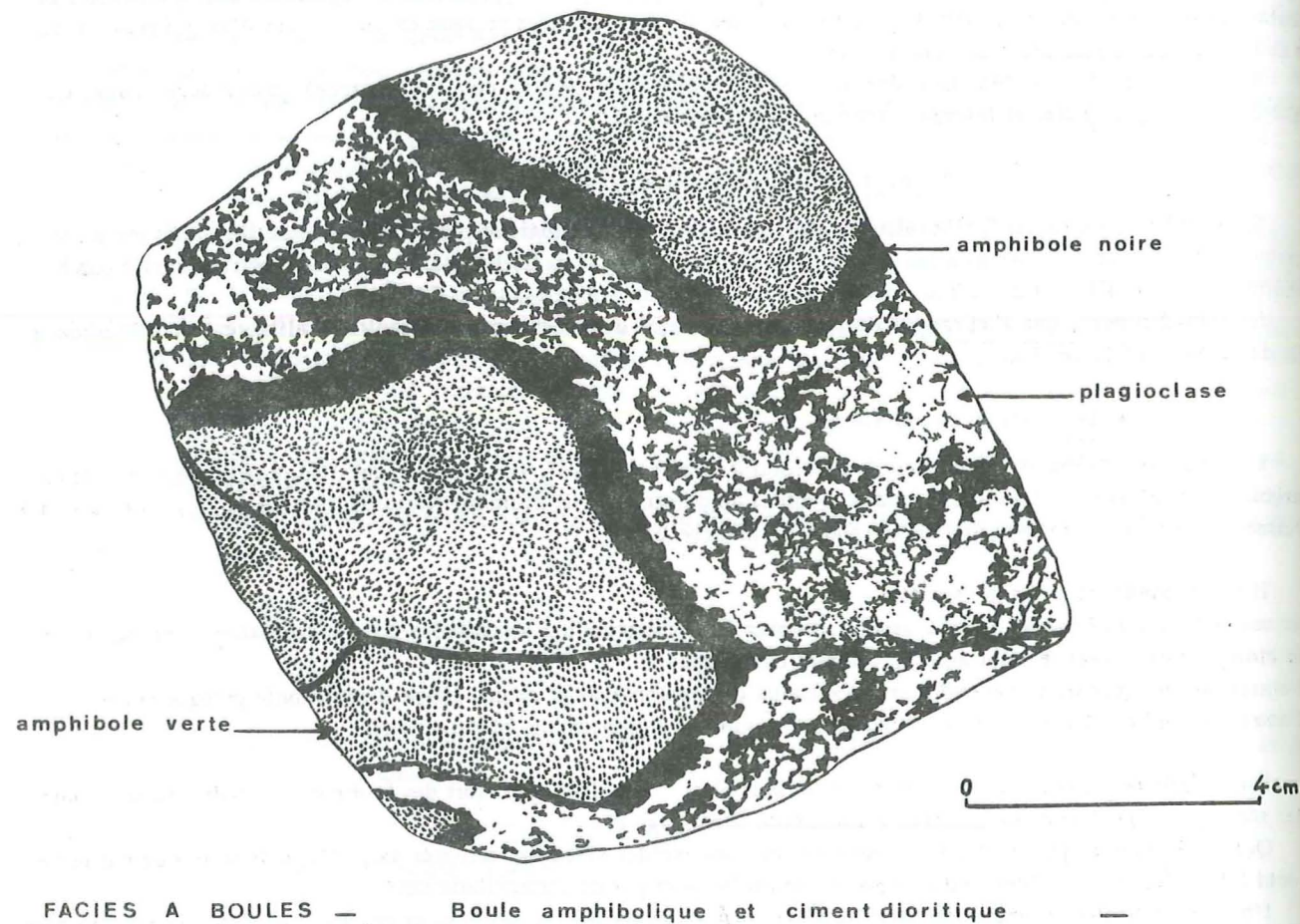


Figure 3 - (roche L 16 a) Rive gauche du Grand Riéou

2) Les faciès dioritiques (Réou d'Arsine)

Ils sont encore, comme les précédents, intercalés dans les faciès clairs. Nous les avons observés en rive gauche du Glacier Noir, aux abords du refuge de l'Alpe du Villar-d'Arène et sur les flancs du Réou d'Arsine. Les faciès les plus variés affleurent au flanc est du Réou d'Arsine : c'est là que sera choisi le type.

Les roches de ce faciès se présentent en bandes métriques et décamétriques continues que l'on a pu suivre sur deux kilomètres, ou en lentilles ; elles sont équantes.

On peut distinguer cinq faciès, tous à amphiboles :

* Un faciès fin à aiguilles d'amphiboles

Sur un fond gris clair ou jaunâtre en altération, gris vert en cassure, se détachent des aiguilles d'amphibole vert foncé presque noir, qui ont de 0,5 à 1 mm de large sur 5 à 10 mm de long.

* Un faciès moyen à taches claires

Le faciès précédent passe sur 1 mm à un faciès plus grossier où des plagioclases subautomorphes blanc verdâtre ressortent sur un fond noir à biotite chloritisée et amphibole ; parfois les aiguilles d'amphibole restent bien nettes et forment, entre les plagioclases, des taches étoilées.

* Un faciès clair hétérogranulaire

Là les amphiboles plus trapues, tabulaires, de 0,5 cm sont disséminées dans une masse plus fine où l'on distingue quartz, plagioclase vert d'eau et feldspath potassique blanc nacré.

* Un faciès grossier

Ce faciès est local, développé en masses décimétriques dans le faciès moyen, et très typé ; la roche est massive ; sur un fond clair vert d'eau, se découpent des amphiboles presque noires, très automorphes qui ont jusqu'à 3 cm de long. Il arrive que les amphiboles se développent en gerbe à partir d'une sole très noire, uniquement amphibolique, finement cristallisée, qui sépare alors le faciès grossier du faciès moyen à taches claires.

* Un faciès à taches d'amphibole

La roche est à grain très fin, gris foncé, et des taches plus sombres, amphiboliques, se distinguent tandis que l'on voit briller des paillettes minuscules de biotite.

Ce faciès a été vu au-dessus du lac Pers en rive droite de la Romanche, et en rive gauche du Glacier Noir.

C. - LES ROCHES MELANGEES

Dans cette catégorie de roche, se mêlent tous les faciès déjà décrits, de deux façons différentes :

Dans le premier cas (faciès mixte) des parties d'aspect assez proche, granodioritiques et granitiques se mêlent simplement.

Dans le deuxième cas (faciès bréchoïde) les roches sombres sont morcelées par des roches claires.

1) Les faciès mixtes

Les roches de ce faciès sont en relation presque constante avec les roches sombres déjà décrites et les séparent des roches claires ; de ce fait, elles affleurent un peu partout.

Leurs horizons généralement métriques, parfois plus développés, ne forment pas de bandes continues. On y retrouve des portions de roches sombres en bandes interrompues, parfois parcourues de bandes claires quartzo-feldspathiques, qui semblent s'effiloche en bordure, dans un faciès granodioritique puis granitique (photo 1, planche 3).

Le faciès granodioritique peut prendre de l'ampleur et affleurer sur près de 25 m², comme aux abords du chemin du refuge du Glacier Blanc, en rive droite de la langue glaciaire. Le plus généralement ensuite il y a disparition des lambeaux de type roches sombres : la roche devient mésocrate et des filets à amphibole et parfois biotite ou chlorite, se courbent, s'enflent, s'amincissent et disparaissent sur un fond clair, soit uniquement quartzo-feldspathique, soit granitique d'abord à amphibole puis uniquement à chlorite.

2) Les faciès bréchoïdes

Ces roches, comme les précédentes, affleurent un peu partout : dans le cas le plus simple il s'agit de roches où les faciès sombres, amphibolites massives et faciès dioritiques, sont morcelés par une masse leucocrate d'apparence granitoïde ou pegmatoïde (photo 1, planche 2 et photo 3, planche 2).

Cette masse leucocrate peut être, soit réduite à des filons et les roches présentent alors un aspect de brèche, soit plus importante et les parties sombres, un peu assimilées sur leur bordure, sont alors réduites à l'état de lambeaux perdus dans une masse claire.

Aux sources de la Romanche, les roches du faciès amphibolite massive stratoïde sont recoupées par des filets très blancs à grands plagioclases moulés par des quartz, et entourées par des masses claires granitiques du type roches claires, on observe de plus une assez grande variété de faciès de passage entre les différentes parties de la roche.

Il apparaît déjà que les roches sombres et claires, que nous avons volontairement dissociées, afin de les décrire, sont en fait intimement mêlées ; c'est ce que nous allons voir en étudiant leur gisement.

IV - GISEMENT DES ROCHES EN PRESENCE

Les différents faciès que l'on vient de définir ci-dessus, constituent en réalité un tout, fort complexe, où tend à s'effacer une dualité préexistante.

✕ Dans la région du Réou d'Arsine, les roches claires prédominent, elles sont cependant associées à quelques niveaux dioritiques (fig. 4).

- Dans ceux-ci, presque tous les types décrits coexistent et constituent le passage entre faciès dioritique et grano-dioritique.
- Sur leur bordure, on observe une transition graduelle vers les faciès granitiques; des passées uniquement amphiboliques ou biotitiques apparaissent sur une trame claire et l'on aboutit aux faciès mixtes. Puis les traînées sombres s'évanouissent et les amphiboles chloritisées disparaissent, seule la biotite subsiste dans un matériel à caractères franchement granitiques.
- Par ailleurs les gneiss, par expansion des lits clairs qui repoussent et dissocient les lits biotitiques, passent aux faciès à schlieren. Ceux-ci, à leur tour, deviennent des granites équants par disparition progressive, puis totale des schlieren ferromagnésiens. Les phyllites sont alors totalement dispersées dans la trame quartzo-feldspathique.

Ces passages graduels s'effectuent aussi bien longitudinalement que transversalement.

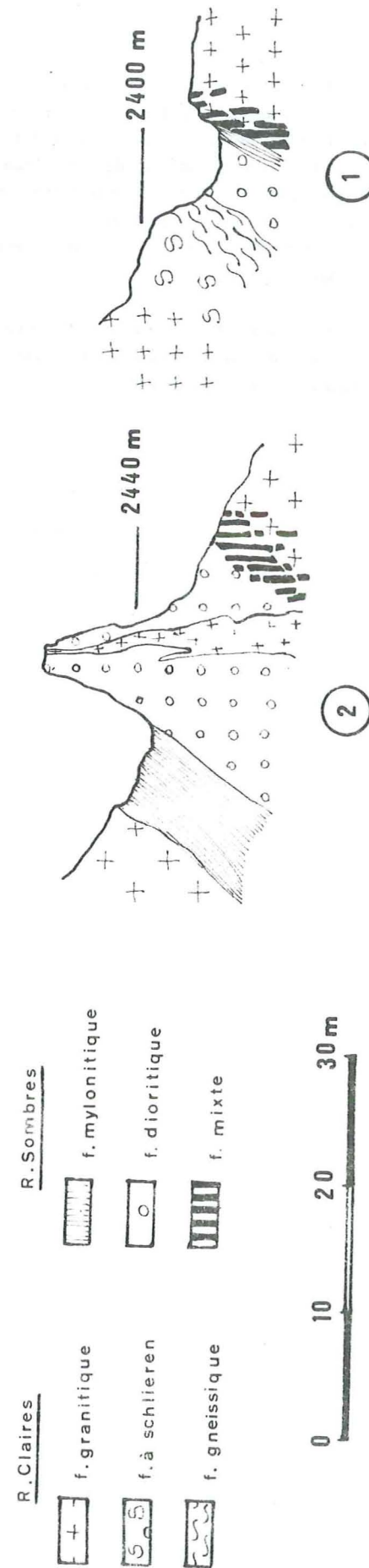
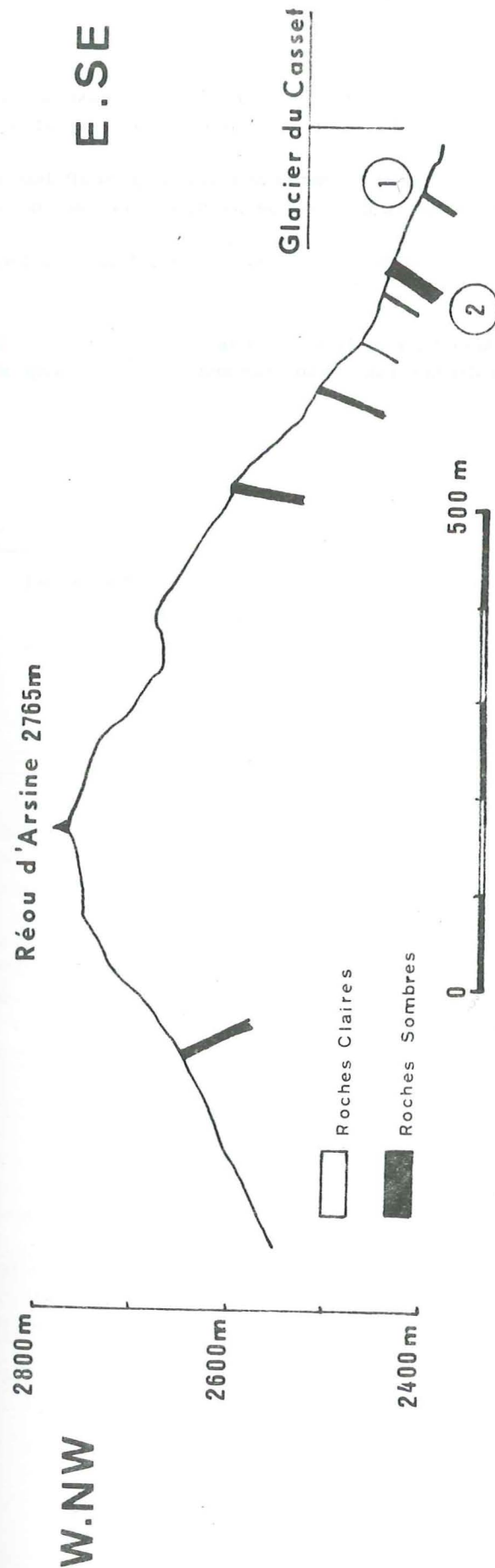
✕ Le long de la rive gauche du Glacier Noir, que l'on atteint à partir du chemin du Pré de Madame CARLE au Glacier Blanc (on quitte ce chemin au premier ruisseau et on rejoint la base des falaises que l'on suit ensuite systématiquement en remontant vers le fond du cirque surplombé par les Ecrins), les rapports entre les différents faciès sont également bien exposés.

Les roches claires et sombres alternent suivant un schéma qui ressemble beaucoup à la description précédente. Cependant entre les faciès granitiques et les amphibolites assez massives, se développent parfois des niveaux mylonitiques oblitérant les anciennes relations réelles. Néanmoins, on retrouve, la plupart du temps, les faciès mixtes faisant la transition entre roche sombre et roche claire.

En s'approchant du haut de la vallée, on passe progressivement à des faciès de plus en plus proches du granite par disparition progressive des roches sombres (amphibolites rubanées, diorite équante ou faciès bréchoïde).

Dans les masses granitiques se font jour, de temps à autre, des restes de foliation tôt fondus dans le matériel équant.

COUPE DU REOU D'ARSINE



* Quant à l'affleurement de boules basiques du Grand Riéou, il peut être rejoint en remontant la rive gauche de ce ravin depuis le Pré de Madame CARLE. Le granite intrusif de type Pelvoux, est là en contact avec des faciès à schlieren et des amphibolites rubanées.

La lentille à nodules, de 6 m d'épaisseur sur une dizaine de mètres de longueur, apparaît dans les faciès à schlieren passant aux faciès granitiques. Elle est recoupée par des filons de granite fin très clair, qui semblent issus des roches claires qui l'entourent.

Ces filons qui se croisent, découpent la masse sombre de la lentille en blocs anguleux et lui donnent en grand, un aspect bréchtique.

En définitive, l'ensemble de nos roches apparaît à grande échelle comme formé d'un matériel de composition moyenne granitique tendant à noyer dans sa masse des lambeaux, à contours souvent diffus, pétrographiquement plus basiques, et de textures variées.

TROISIEME PARTIE - DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

- I. - MYLONITES ET FILONS SECANTS
- II - LES ROCHES CLAIRES
- III - LES ROCHES SOMBRES
- IV - LES ROCHES MELANGEES

I - LES MYLONITES ET LES FILONS SECANTS

A. - LES MYLONITES

. Les déformations se sont traduites dans toutes nos roches :

- par des fissures nombreuses où ont pu circuler des solutions diverses qui ont cristallisé, donnant des assemblages à quartz, épidote, zoïsite, calcite, chlorite en sphérules ou en paillettes transverses, et parfois muscovite ;
- par un début d'écrasement du quartz qui possède alors une extinction roulante et parfois même recristallise en plages très engrenées.

. Dans certaines zones, la cataclase plus poussée a transformé les roches en mylonites ; ces mylonites sont des roches à faciès très constant ; elles sont de couleur gris vert ou vert foncé, mates et schisteuses, sans texture apparente.

On les retrouve, entre autre, au flanc est du Réou d'Arsine et en rive gauche du Glacier Noir, où elles forment de longs alignements souvent peu épais (2 à 3 m) dirigés en majorité N. 140° E.

. Au microscope on peut observer une progression de la mylonitisation :

- tout d'abord apparaît entre les grains une purée de minéraux (structure en mortier), la biotite est un peu fléchie et l'amphibole est morcelée et tordue ;
- puis des plans tapissés de séricite apparaissent ; entre eux le plagioclase et le feldspath alcalin sont allongés en amandes et séparés par des queues d'étirement à quartz microcristallin (photo 4, planche 5) ;
- ensuite, la texture préexistante est en partie effacée : on repère encore des assemblages à quartz et plagioclase et à feldspath alcalin poëcilitique ; la biotite est plissée intensément et chloritisée et des plages à calcite et épidote apparaissent ;
- finalement la roche n'est plus formée que de séricite à travers laquelle on distingue des plages, curieusement engrenées et mêlées, de feldspath alcalin, albite et quartz. Les plans tapissés de séricite et de chlorite, sont alors très rapprochés.

B. - LES FILONS SECANTS

Ils sont de trois sortes et l'on rencontre :

- des filons de roches claires grenues qui sont des aplites et des pegmatites issues des granites circonscrits du type Pelvoux ;
- des filons de roches vert sombre à noir, à texture aphanitique, qui sont des lamprophyres ;
- des filons de roches blanches en altération, bleuâtres en cassure, à quartz rond et phénocristaux de plagioclase : ce sont des rhyolites et on les a observées au Glacier Blanc et tout le long du "synclinal d'Arsine" notamment au Pas de l'Ane.

II - LES ROCHES CLAIRES

Les roches claires sont largement développées dans le secteur étudié. Elles sont d'aspect très divers, allant du gneiss au granite en passant par des faciès intermédiaires à schlieren.

Leur caractère dominant est la présence constante de feldspath potassique en quantité appréciable.

A. - LES GNEISS

Ces gneiss, qui représentent une faible partie des roches claires, et que l'on a caractérisés par une structure orientée régulièrement avec lits clairs et lits foncés, passent par gonflement des lits clairs et destruction concomitante de la texture planaire, aux faciès à schlieren ; la transition vers les faciès granitiques est donc continue et notre subdivision, assez artificielle, est destinée à faciliter l'exposé.

Aspect microscopique

Dans ces gneiss on retrouve les associations quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite.

L'aspect des biotites varie, mais quartz et feldspaths montrent des caractères constants ; la texture est toujours granolépido-blastique et la taille des grains variable.

Par contre, la présence périodique de cordiérite permet de distinguer deux types de gneiss :

- 1 - les gneiss à biotite et cordiérite
- 2 - les gneiss à biotite seule

1) Les gneiss à biotite et cordiérite

La texture, granolépido-blastique est régulière (figure 1, planche A).

Un comptage de points (2 000 points) a donné les proportions suivantes pour les minéraux principaux :

quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite + cordiérite
33 % 31 % 18 % 12 % 6 %

Le quartz

Il se présente de plusieurs façons.

- En grains xénomorphes de 0,5 mm environ, de tendance arrondie, il présente des contours convexes par rapport aux plagioclases ; dorénavant nous appellerons les quartz de gisement équivalent "quartz convexes".
- En fins vermicules dans les myrmékites qui se développent dans les plagioclases depuis les feldspaths potassiques.
- En globules dans les plagioclases.

Les plagioclases

En moyenne ce sont des plagioclases An 28 - 32.

Ils sont xénomorphes et séricitisés ; les paillettes de phyllite incluses ont une taille allant de 10 à 50 microns.

Ils possèdent des macles, parfois fusiformes, qui font souvent alterner des individus fins et des individus plus larges ; ces macles sont de type albite et parfois péricline.

La taille moyenne des cristaux est de 1 mm ; on trouve, néanmoins, des plagioclases très petits (50 microns) dans le feldspath potassique et ils possèdent alors une bordure bourgeonnante d'albite.

Dans certaines zones, où la partie claire devient plus importante, apparaissent des plagioclases de grande taille atteignant 3 mm de long ; ce sont ces plagioclases qui possèdent le plus souvent les inclusions de quartz globulaires.

Le feldspath potassique

Il se développe en plages amiboïdes, semblant s'insinuer entre les autres minéraux (figure 5).

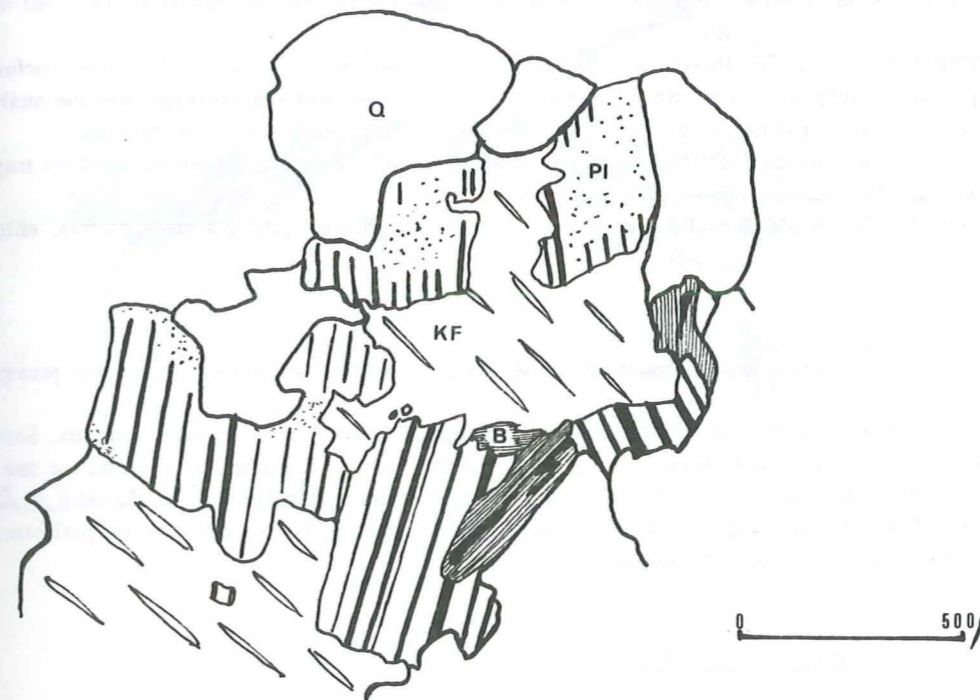


Figure 5 - Plage de feldspath potassique Kf remplaçant en partie le plagioclase PI (quartz = Q ; biotite = B) - Gneiss des Claux - roche 205.

Parfois, il a des formes arrondies ou ovalaires et peut atteindre 2 mm de long.

- Légèrement pœcilitique, il englobe, sur sa bordure le plagioclase et la biotite ; le plagioclase englobé est très petit par rapport au plagioclase extérieur : il semble qu'il y ait eu "digestion" du plagioclase par le feldspath alcalin.
- Des perthites fines et régulières en fuseaux parallèles au plan (100) existent souvent ; par endroits elles s'épaississent, se déroutent, s'anastomosent et prennent le faciès en lacis quelconque, attribué généralement aux "perthites tectoniques".
- Dans les parties claires, plus larges, de la myrmékite grossière, apparaît entre feldspath potassique et plagioclase.
- Légèrement pseudopéclitisé, le feldspath alcalin n'est jamais maclé. Il s'agit cependant de microcline (déterminé par $2V = -80$ à -86°).

La biotite

Ses paillettes orientées statistiquement en filets parallèles, donnent à la roche son aspect lité ; elles ont 50 à 500 microns de long.

Elle est fortement déstabilisée : son allongement est marqué par des bâtonnets opaques qui, au grossissement maximum, apparaissent comme un agrégat de granules submicroscopiques d'hématite. Au voisinage de ces bâtonnets et de loin en loin, existent des feuillet biotitiques bien pléochroïques jaune d'or brunâtre et jaune.

Le reste de la plage, où l'on distingue les fins clivages souvent froissés, est formé d'un clinochlore non pléochroïque dont les teintes de polarisation sont bleu-gris pâle éteint.

Parfois ne subsiste que la chlorite jointe aux bâtonnets opaques. Cette chlorite montre en face 001 une épitaxie par des aiguilles de rutile maclées sogénite.

Sur la bordure des cristaux de biotite-chlorite ou en intercalations feuillet à feuillet, apparaît parfois une phylite incolore presque uniaxe négatif ; ce pourrait être une phengite ou une biotite décolorée ; aucune analyse n'a été faite, mais en raison de la situation de ces paillettes nous pensons qu'il s'agit de biotite décolorée.

Associés à ces plages de biotite chloritisée, on trouve des granules d'épidote, de grosses apatites trapues (600 microns) et quelques zircons xénomorphes en granules arrondis.

L'aspect, généralisé dans toute la roche, de ces biotites semble indiquer qu'il y a eu, à la fois, chloritisation et déferrification.

La cordiérite

Elle apparaît en plages souvent xénomorphes oblongues ou globulaires, parfois subautomorphes presque hexagonales.

Entièrement pinnitisée, elle montre les trabécules de fines paillettes micacées caractéristiques. Souvent pécilitique elle capture de nombreuses paillettes de biotite et du quartz ; parfois elle semble empiéter sur une grande latte de biotite, si bien que l'on peut dire qu'elle s'est formée après la biotite (figure 6).

De la muscovite apparaît parfois dans le feldspath potassique, soit dans des fissures, soit en paillettes ; il semble qu'il s'agisse d'une altération secondaire du microcline (figure 7).

2) Les gneiss à biotite seule

Le grain de la roche est plus grossier (taille moyenne des grains 1 mm), la texture est granolépidoblastique. Du grenat peut parfois être présent.

Les minéraux sont quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite dans les proportions suivantes

quartz	31 %	37 %	18 %	14 %
--------	------	------	------	------

Par rapport aux gneiss à cordiérite, ces gneiss sont plus leucocrates et surtout plus riches en plagioclase.

Le quartz

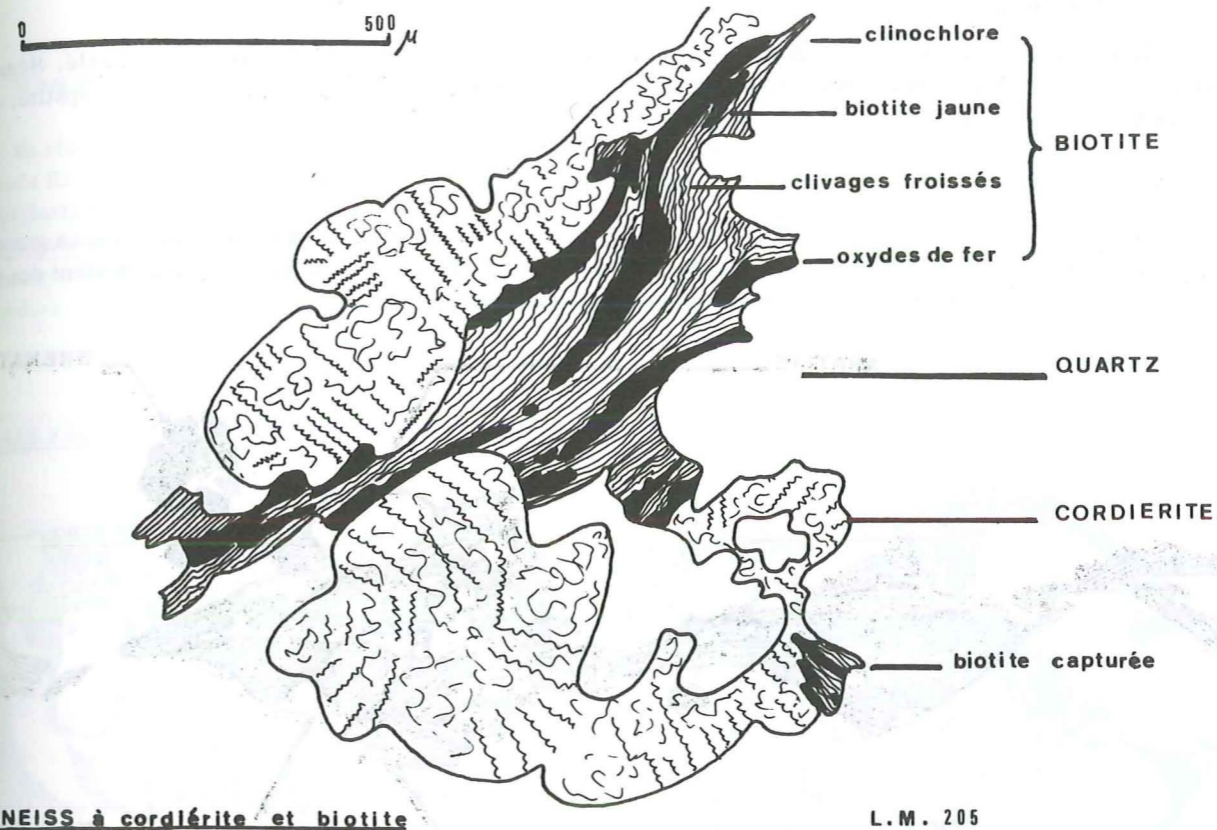
Il est convexe, et en globules dans le feldspath potassique.

Le plagioclase

Comme les minéraux principaux de la lame, il est de taille moyenne ; néanmoins, dans certains lits plus épais il atteint 3 mm de long et est alors subautomorphe et pécilitique, englobant quartz et biotite.

Il est en majorité xénomorphe maclé albite et plus rarement péricline. Il est difficilement identifiable, étant très séricitisé ; quelques mesures permettent de penser qu'ils sont An 27 à 30.

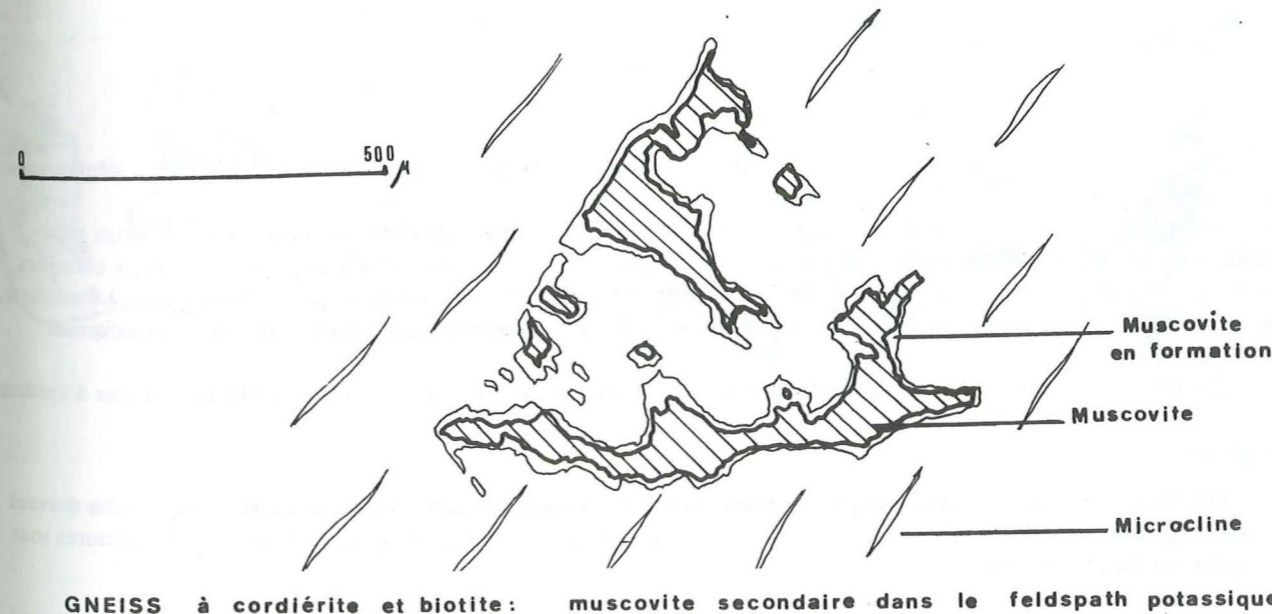
Par contre, le bord des grands plagioclases semble plus albitique ; environ An 20. Quand il est en contact avec le feldspath potassique, il a une bordure bourgeonnante d'albite ; parfois même le feldspath alcalin remplace le plagioclase et développe des golfes jusqu'au cœur du minéral.



GNEISS à cordiérite et biotite

L.M. 205

Figure 6 - Gneiss des Claux - L.M. 205.



GNEISS à cordiérite et biotite: muscovite secondaire dans le feldspath potassique

Figure 7 - Gneiss des Claux - L.M. 204.

Le feldspath potassique

Comme celui des gneiss à cordiérite, c'est du microcline perthitique, pseudopélimitisé et non maclé. Néanmoins ici il est plus gros et à tendance automorphe. Il peut repousser la biotite ou englober grenat, biotite, apatite, plagioclase et quartz, sur ses bordures.

La biotite

De taille moyenne (1 à 2 mm) elle est bien conservée et subautomorphe. Les paillettes orientées en grande partie, dessinent les lits du gneiss qui sont un peu différents de ceux des gneiss à cordiérite : ils présentent des nœuds et des ventres successifs et sont assez souvent interrompus (figure 8).

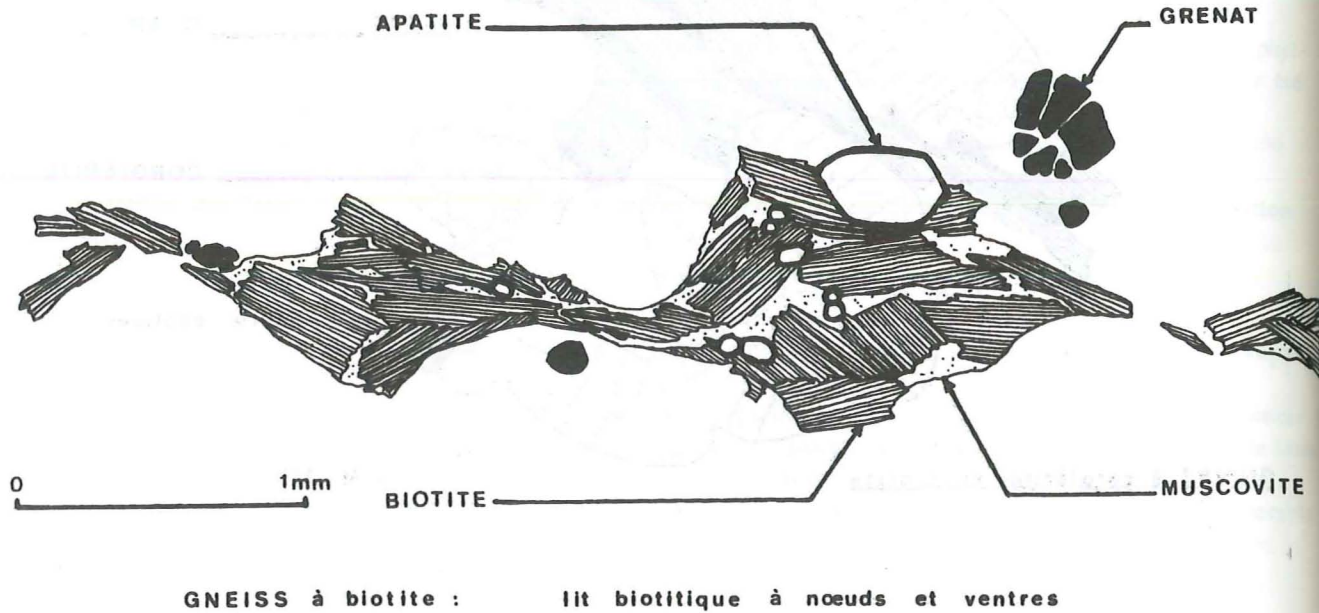


Figure 8 - Réou d'Arsine - L.M. 181.

Bien qu'il existe des paillettes perpendiculaires aux lits, rien ne permet d'affirmer qu'il y ait deux générations de biotites.

Son pléochroïsme est jaune pâle à brun très foncé, parfois à nuance rougeâtre. L'existence de chlorite pléochroïque vert franc à incolore en feuillets alternés ou en plages donne une couleur d'ensemble brun kaki à certaines paillettes. Une déferrification semble exister aussi, mais beaucoup moins développée que dans les gneiss à cordiérite. Sur le pourtour des paillettes, ou en lamelles alternées, la biotite décolorée apparaît en amas, souvent informes tachés d'oxydes de fer.

L'apatite en sections bien automorphes, trapues, est associée aux biotites, ainsi que quelques granules d'épidote.

Le grenat

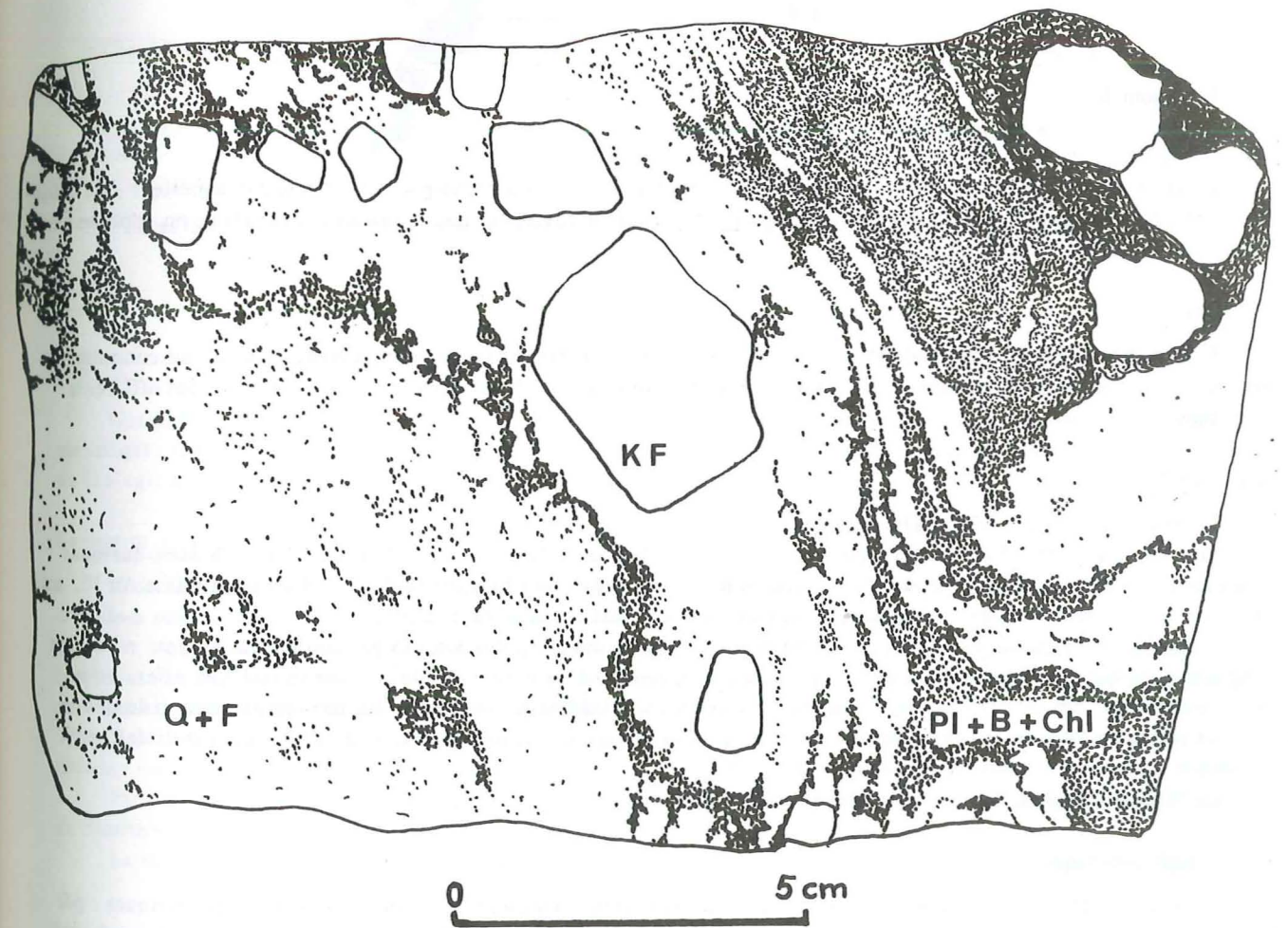
Relativement petit, 100 à 300 microns, il est partout en plages disséminées dans la lame, mais le plus souvent au voisinage des lits biotitiques. Il se présente en granules arrondis, xénomorphes, souvent cassés et les cassures sont occupées par du clinocllore.

Il est tout à fait isotrope, incolore à rosé : il s'agit vraisemblablement d'almandin.

En résumé, les faciès gneissiques se caractérisent, par une texture granolépido-blastique à peu près régulière et un grain fin à moyen. Ils ont de la cordiérite et du grenat associés à de la biotite, du microcline amiboïde, et des plagioclases xénomorphes An 27 à 32.

Quand il y a gonflement des parties claires, le feldspath alcalin devient plus automorphe ; le plagioclase est plus volumineux qu'à l'ordinaire, il est souvent poëcilitique comme s'il avait recommencé à croître, et il est plus albitique en bordure.

B. - LES FACIES A SCHLIEREN (figure 9)



B = biotite, Chl = chlorite, F = feldspaths, KF = feldspath potassique, PI = plagioclase, Q = quartz.

Figure 9 - Au-dessus des sources de la Romanche - Roche 121 - faciès à schlieren.

Il s'agit de roches hétérogènes où les minéraux ferromagnésiens dessinent sur un fond clair, des rubans, des plis, des volutes ou des taches.

Du feldspath potassique, subautomorphe de taille variable apparaît çà et là. Des portions de roches ont conservé une allure gneissique ; la figure 9 illustre certains de ces caractères.

Le type des faciès à schlieren est celui où, sur une petite surface, coexistent zones foncées en plis ou rubans, et zones claires.

Des roches plus exceptionnelles seront décrites ensuite.

1) Le type

Il correspond aux roches dessinées figure 9 ci-dessus et figure 2 p. 21). En lame mince, la texture apparaît différente selon les zones ; elle est toujours hétérogranulaire, le grain étant moyen ou grossier, jamais fin.

* Les zones claires

Elles sont à :

quartz	+ plagioclase	+ feldspath potassique	+ chlorite
28 %	31 %	37 %	3 %

En lame mince, la texture est granoblastique équante à feldspaths automorphes et rares ferromagnésiens ; les minéraux sont de taille supérieure à la taille moyenne des minéraux de toutes les autres roches rencontrées : on appellera ces faciès "pegmatoïde" (fig. 2, planche A).

Le quartz

Il est xénomorphe, engrené en plages de taille variable ; il n'est pas nettement convexe et tend, au contraire, à mouler le plagioclase et à prendre ainsi l'habitus en quartz interstitiel. Il est aussi en globules au sein des différents feldspaths.

Le plagioclase

Il est subautomorphe maclé albite et péricline.

Bien qu'il soit très séricitisé, son pourcentage en anorthite a pu être mesuré : il est de 24 à 30 % avec quelques exceptions : en effet, parfois il existe des individus An 20 qui présentent tous des inclusions d'un plagioclase An 15, soit en taches irrégulières, soit en remplissage de fissures qui se croisent, granulant le plagioclase.

Il semble qu'il puisse y avoir, dans le matériel plagioclasique, ségrégation des parties les plus acides, en taches irrégulières ou dans les fissures ; ces parties plus acides peuvent même quitter le plagioclase initial : en effet, on retrouve par endroit des veines de plagioclase An 15 traversant le feldspath potassique, les ferromagnésiens et le quartz.

La taille du plagioclase varie de 0,3 à 1 cm ; il peut inclure des globules de quartz et, au contact du feldspath potassique, présente toujours le même liséré d'albite.

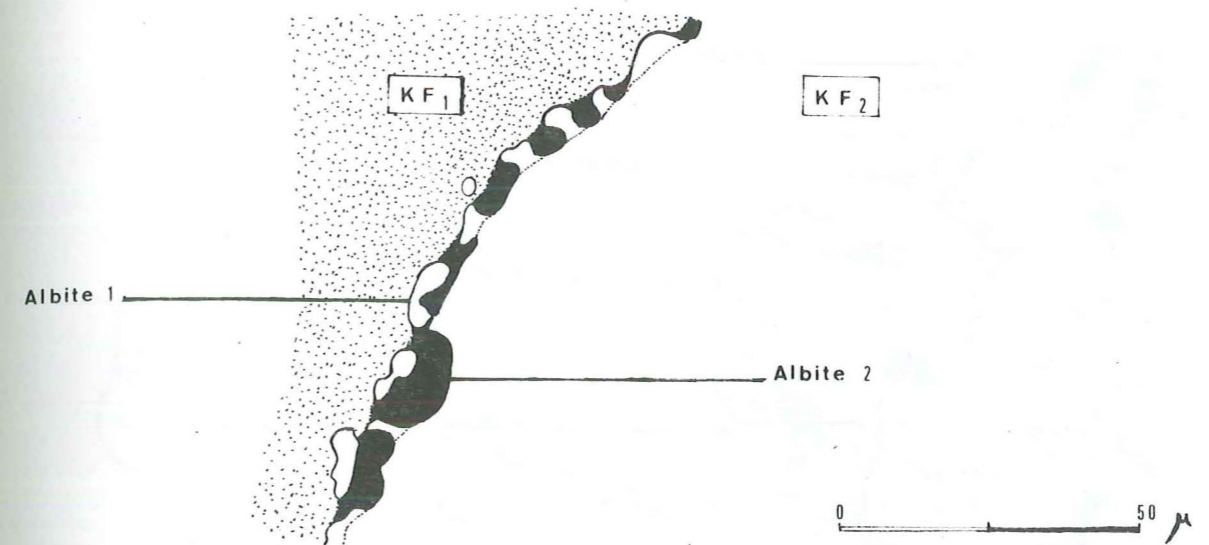
Le feldspath alcalin le remplace parfois jusqu'au cœur.

Le feldspath potassique

Il est à tendance automorphe nette et forme de grandes plages poëcilitiques jamais maclées et perthitiques : par endroit les perthites sont en fines stries parallèles à (100) puis elles prennent le faciès "perthite tectonique" représenté par un lacis quelconque avec taches au croisement de plusieurs veinules.

Ce feldspath occupe une grande partie de la lame et quand deux de ses plages sont en contact, on observe entre eux de minuscules plages d'albite, alignées en mince filet.

Les limites entre les deux grands cristaux paraissent être indentées car les plages albitiques reliées au feldspath clair (1) sont claires et celles reliées au feldspath éteint (2) sont éteintes ; cette impression disparaît quand les plages issues de l'individu (1) sont séparées de lui par la croissance des plages issues de l'individu (2) : il y a comme fermeture des pédoncules qui reliaient les plages albitiques au cristal dont elles étaient issues (figure 10).



Facies à SCHLIEREN : albite entre deux feldspaths potassiques (KF)

Figure 10 - Sources de la Romanche - L.M. E 1.

Ces phénomènes semblent être dus, comme les perthites, à la ségrégation des portions albitiques du feldspath potassique. Celui-ci, d'ailleurs, contient 20 % d'albite en moyenne. Son indice de triclinicité, qui vaut 55, montre qu'il s'agit d'une orthose intermédiaire.

La biotite - chlorite

C'est une phyllite où se mêlent pennine et clinocllore, avec parfois quelques feuilletts biotitiques. Des granules d'épidote souvent alignés dans les clivages et de l'apatite subautomorphe trapue y sont inclus.

On a pu observer l'évolution conduisant à la formation de ces plages : à côté de plages où alternent feuilletts biotitiques et feuilletts chloriteux tachés d'épidote en granules épars, existent, des plages où la biotite n'est plus qu'un souvenir marqué par les granules d'épidote, puis des plages uniquement chloriteuses.

Il est cependant possible d'affirmer que les chlorites se sont formées à partir de la biotite, d'où le nom de biotite-chlorite employé ici et dans la suite de ce mémoire.

Parfois, les zones claires ont un grain plus régulier, une texture un peu différente et sont parsemées de paillettes de biotite-chlorite en proportion voisine de 10 %.

La roche possède alors les mêmes caractéristiques que les roches granitiques que nous décrivons plus loin.

* Les zones sombres

Elles sont presque uniquement formées de ferromagnésiens (figure 2, planche A). On observe un enchevêtrement de belles biotites souvent à peine chloritisées à pléochroïsme brun foncé, un peu verdâtre, à jaune pâle, dans lequel sont emprisonnés de l'apatite trapue xénomorphe et des granules d'épidote (figure 11).

Les paillettes, de 400 microns environ, sont en général automorphes.

Sur la bordure des filets, les biotites sont parfois corrodées par le quartz encore convexe. Parfois, subsiste, enserré et allongé entre les paillettes, le plagioclase ou le quartz.

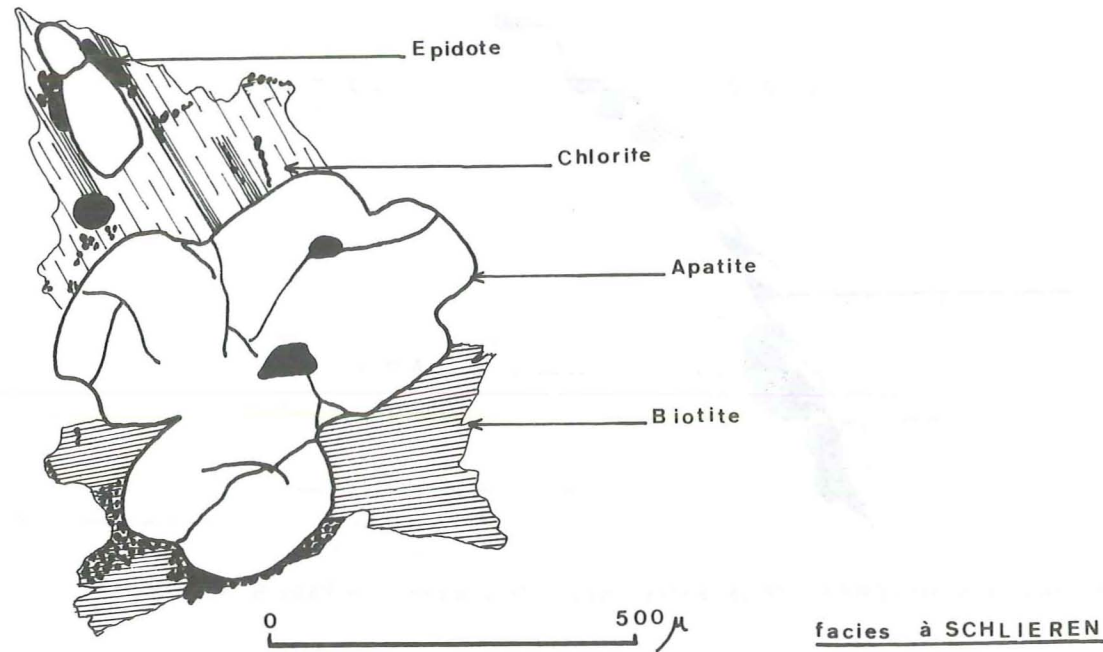


Figure 11 - Sources de la Romanche - Apatite xénomorphe

L'on a vu la biotite être épigénéisée par de minuscules paillettes de biotite de 50 à 100 microns, disposées en désordre : peut-être ce fait est-il à mettre en relation avec des fissures, il n'est, en tout cas, pas général.

Ainsi la composition minérale globale des roches du faciès à schlieren type, est à :

quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite + biotite-chlorite

et rejoint celle des gneiss à biotite seule.

Néanmoins, le plagioclase a des pourcentages en anorthite évoluant vers le pôle acide (An 30 à 15 par rapport à An 27 à 32) et la biotite-chlorite est apparue en même temps qu'augmentait la proportion en feldspath potassique.

2) Le faciès à taches vert foncé

Ce faciès est représenté par la roche 131 qui vient du cirque du glacier d'Arsine. Là encore, la roche est hétérogène mais son aspect est particulier : sur un fond gris vert très clair apparaissent des taches mates, vert sombre, de forme généralement simple ; à leur pourtour existe une zone de 1 cm environ où la roche est tout à fait blanche (figure 12).

En lame mince on distingue les trois parties décrites ci-dessus.

* Le fond gris clair

Il est à :

quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite + biotite-chlorite

et ces minéraux présentent tous les caractères de ceux des faciès granitiques qui seront décrits plus loin.

Le plagioclase est en plages de 1 à 3 mm.

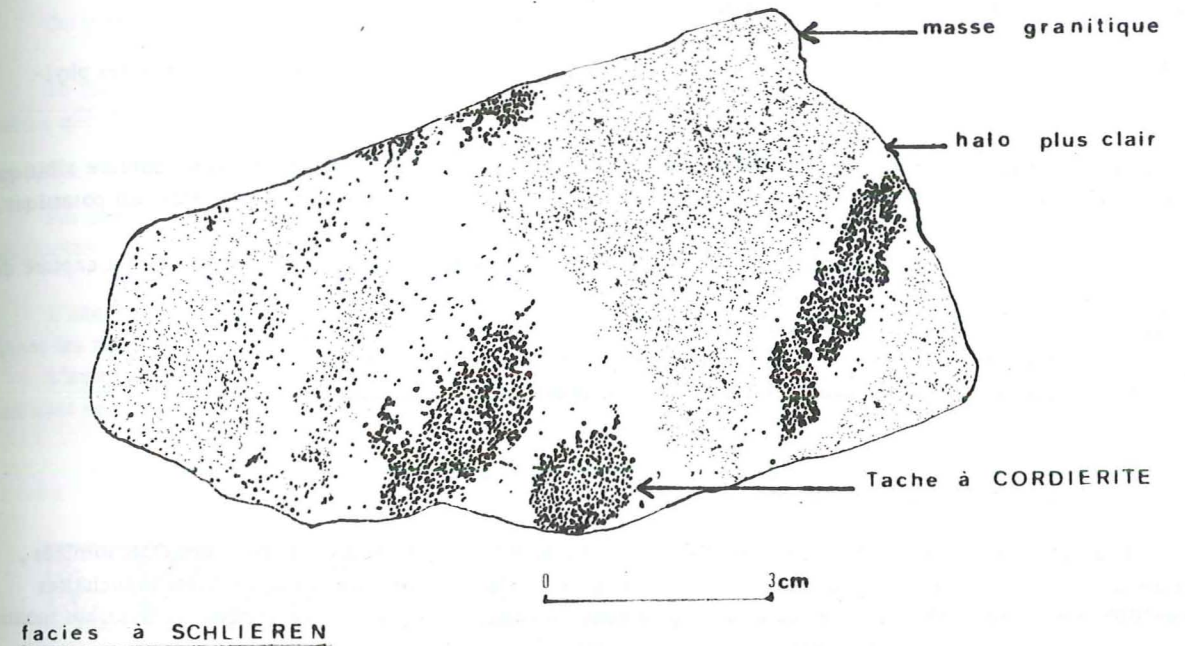


Figure 12 - Glacier d'Arsine - roche à taches de cordiérite

Le feldspath potassique a été étudié chimiquement et aux rayons X ; voici les résultats :

teneur en albite = 16 %

indice de triclinicité = 12

Il s'agit donc d'une orthose pratiquement pure, dont la faible triclinicité est peut être due aux déformations qui se traduisent par l'extinction ondulée des plages cristallines.

On a retrouvé, au voisinage de la biotite, des grenats cassés bien isotropes, inclus dans le plagioclase.

* La couronne claire

Elle est dépourvue de ferromagnésiens, le plagioclase y est rare, quartz et feldspath potassique y dominant.

* Les taches sombres

Elles sont formées essentiellement de l'association plus ou moins diablastique de quartz et d'un minéral énigmatique altéré ; on rencontre çà et là quelques paillettes de biotite (figure 1, planche B).

- le quartz est convexe

- la biotite brun rouge est peu chloritisée

- le minéral énigmatique, xénomorphe, est entièrement pseudomorphosé par un peu de chlorite et surtout par une phyllite incolore :

les paillettes de 50 à 500 microns sont orientées en tous sens et s'ordonnent assez rarement en trabécules.

Il pourrait s'agir, soit de cordiérite, soit de plagioclase entièrement séricitisé ; il nous paraît probable que ce minéral représente des restes de cordiérite, en effet :

. Dans les plagioclases entièrement séricitisés, l'aspect de l'altération est différent : les paillettes fines, rarement supérieures à 50 microns sont statistiquement orthogonales et parfois s'alignent, plus serrées, sur les plans de macle ; l'altération n'est jamais tout à fait régulière.

. A côté de ce minéral, coexistent des plagioclases certains, très légèrement altérés, où les paillettes phylliteuses sont éparses.

. Quand cette probable cordiérite est en contact avec le feldspath potassique, il n'existe pas de bordure albitique comme c'est toujours le cas lorsque sont en rapport plagioclase, même entièrement séricitisé, et feldspath potassique.

. Ses relations avec la biotite sont celles que l'on a déjà observées dans les gneiss à cordiérite : il y a capture de la biotite.

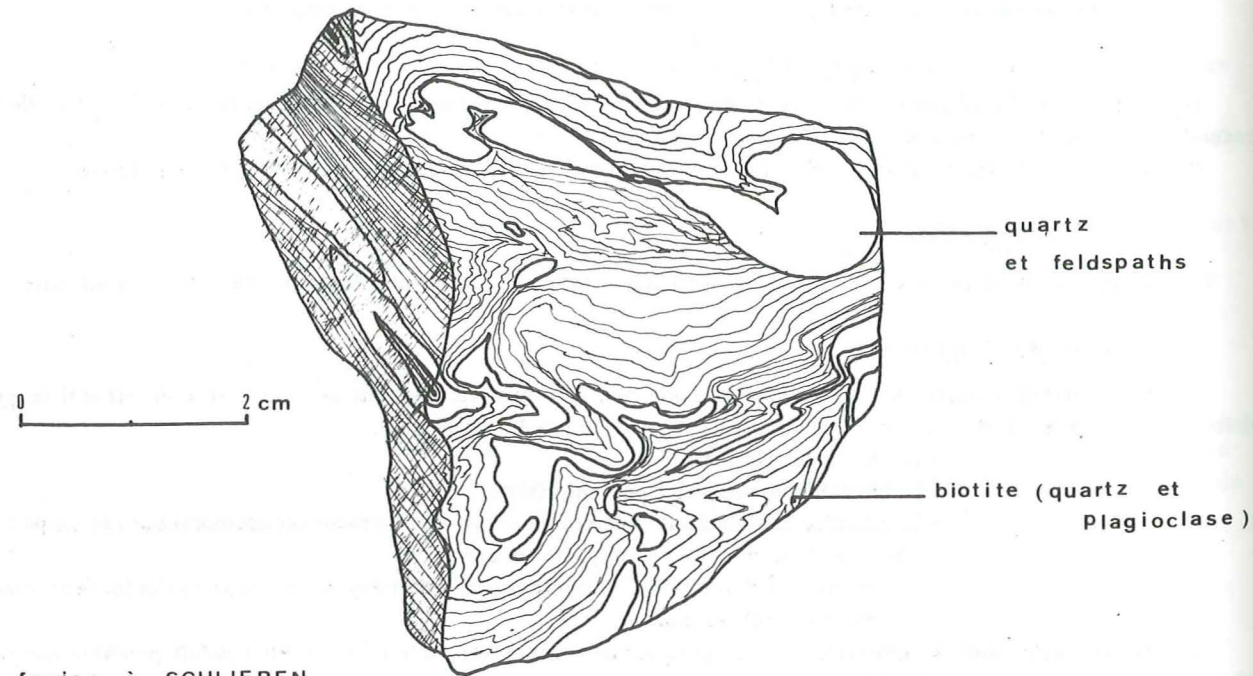
La paragenèse globale de la roche serait donc à :

quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite + cordiérite + grenat

ce qui rejoint encore une fois celle des gneiss, ici à biotite et cordiérite.

3) Le faciès en flot surmicacé

Aux abords du glacier du Casset, rive gauche, apparaissent, au sein des roches à schlieren, des flots sombres, allongés en amandes parfois métriques. La roche, presque noire, est parcourue de lentilles et de filets blanchâtres de 1 à 5 mm d'épaisseur, souvent soulignés par un filet plus sombre très fin (0,5 mm). Une section transversale montre que ces zones claires correspondent à des charnières de plis (figure 13).



faciès à SCHLIEREN

Figure 13 - Glacier du Casset - flot surmicacé.

En lame mince, la partie sombre est à grain fin et la partie claire est plus grossière.

* La partie sombre

On y retrouve associés les minéraux suivants :

quartz + plagioclase + biotite

La texture est granolépidoblastique et le grain est fin (500 microns) ; l'allure du quartz et du plagioclase est la même que dans les gneiss :

le quartz est convexe, mais aussi en globules dans le plagioclase
le plagioclase est xénomorphe.

Par contre - on n'y retrouve plus de feldspath potassique en grandes plages : il n'existe qu'en films rares, autour du plagioclase.

- la biotite est différente : il y a deux sortes de biotites, toutes deux sont un peu chloritisées.

L'une est brun foncé ; ses paillettes orientées, se regroupent en lits plus sombres, souvent avec du quartz, et dessinent les microplis.

L'autre plissée, tordue, abîmée montre parfois des restes d'orientation en anciens lits à peu près perpendiculaires aux axes des microplis (figure 14).

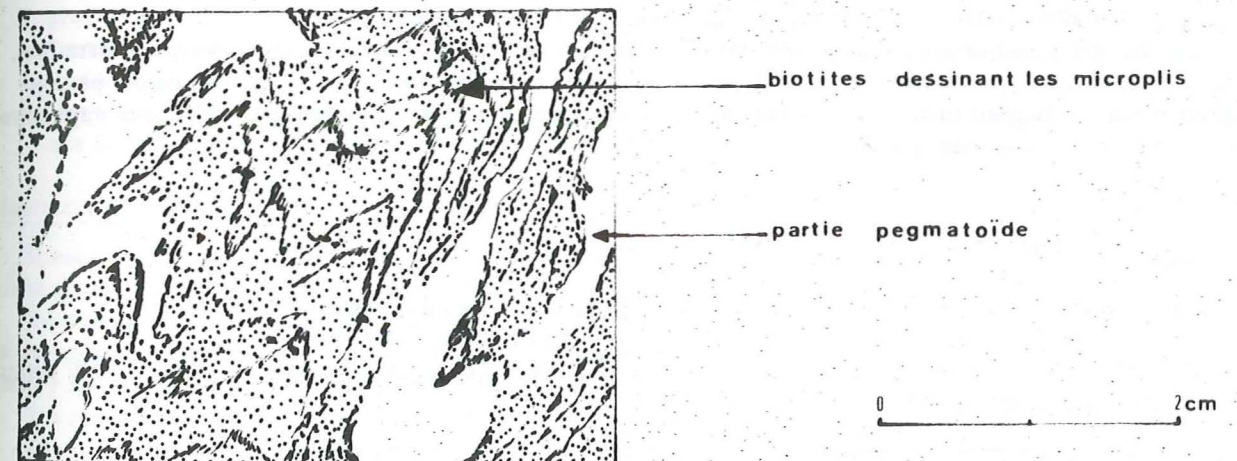


Figure 14 - Glacier du Casset - Ilot surmicacé (sa texture en lame mince).

Accessoirement apparaît du grenat en granules cassés, altéré en chlorite, et quelques rares zircons xénomorphes.

* La partie claire

Elle apparaît surtout dans les charnières accentuées des microplis qu'elle dessine en partie. Elle est très semblable à la partie pegmatoïde des faciès à schlieren type mais le grain est encore moyen pour le plagioclase (1 mm) et le feldspath potassique est en grandes plages, mais très xénomorphes.

Souvent il semble que cette partie ait repoussé les biotites récentes qui forment un liséré sombre à son pourtour ; enfin il existe parfois des "bouchons" de phyllite dans les parties étroites de cette zone pegmatoïde, la biotite est alors devenue un paquet chloriteux informe.

L'existence de deux générations de biotite et de structures microplissées soulignées, en tête de plis surtout, par une partie pegmatoïde sont les caractéristiques marquantes de cette roche.

On peut noter que, là encore, la composition globale est celle d'un gneiss à biotite, ici avec grenat.

Les faciès à schlieren montrent dans les parties pegmatoïdes un enrichissement relatif en quartz et feldspath par rapport aux gneiss. Par ailleurs les ferromagnésiens semblent se concentrer presque entièrement dans les parties sombres.

On peut pourtant fort bien imaginer que les roches à schlieren possèdent, en grand, les mêmes pourcentages en minéraux que les gneiss de la catégorie équivalente.

Leur aspect mélangé, avec restes d'orientation de type gneissique et parties équantes de type pegmatoïde ou granitique, l'apparition d'orthose intermédiaire, puis pure, à la place du microcline et la tendance des plagioclases à dissocier leurs phases sodique et calcique, classe d'ores et déjà ces roches dans une catégorie intermédiaire entre gneiss et granite.

C. - LES FACIES GRANITIQUES

Sur le terrain ils apparaissent comme relativement homogènes et équants. Ils sont toujours de couleur claire et on les trouve en gisement de deux types :

- 1 - en zones, épaisses de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres, intercalées dans les autres faciès clairs ou sombres ;
- 2 - en gîte intrusif net formant des masses et des filons assez peu développés.

On peut noter ici que ces faciès peuvent être roses et verts, à grain grossier. Sans une observation détaillée, concluant à l'absence générale de quartz rond, et permettant de découvrir des restes de schlieren ou des passages progressifs aux faciès gneissiques ou amphiboliques, il serait possible de confondre ces granites (liés aux migmatites) avec le granite circonscrit du type Pelvoux.

1) Les faciès granitiques intercalés

Ils sont à grain moyen (1 à 2 mm), ou plus grossier (3 mm) et présentent l'association à : quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite-chlorite + biotite.

Un tableau donne les pourcentages volumétriques des minéraux principaux (comptage de 2 000 à 3 000 points sur les faciès les plus homogènes)

N°(*)	quartz	plagioclase	feldspath potassique	ferro-magnésiens
1	25	42	26	7
2	25	40	21	14
3	25	51	17	7

Le pourcentage en quartz est remarquablement constant et les teneurs en feldspaths sont assez voisines.

Les ferromagnésiens eux varient du simple au double : cela peut s'expliquer, du fait de l'hétérogénéité relative de la roche ; on a pu ainsi prélever une roche plus ou moins riche en ferromagnésiens.

Macroscopiquement les faciès sont variés :

la roche peut être très claire grisée ou plus sombre, à phénocristaux de feldspath potassique ;

(*) N° utilisé pour situer le comptage de point sur les diagrammes dans la quatrième partie de cet ouvrage.

Elle a parfois un aspect orienté : la roche, alors souvent de couleur gris pâle nuancée de bleu, montre des feldspaths allongés en amandes, toutes à peu près parallèles.

Aspect microscopique.

Les caractères des minéraux en lame mince sont plus constants.

La texture est isogranulaire, granoblastique à engrenée à feldspaths automorphes, parfois cloisonnée.

Le quartz

Il est xénomorphe engrené, parfois de tendance automorphe et repousse alors à son pourtour le plagioclase et la chlorite.

On le trouve aussi dans les myrmékites et en globules dans le feldspath potassique.

Le plagioclase

- Il est subautomorphe à automorphe, sa taille moyenne est de 1,5 mm.
- Il est maclé Albite et Péricline ou Albite et Carlsbad ; on a vu aussi la macle Albite - Carlsbad - Péricline, définie comme macle complexe par Maso GORAI, 1951 qui la considère comme caractéristique des roches volcaniques et plutoniques.
- L'altération du plagioclase peut être très poussée : le plagioclase est alors entièrement transformé en amas phylliteux mêlés à quelques granules d'épidote.
- Souvent le plagioclase est zoné, alternativement limpide et séricitisé : une mesure a donné pour le cœur An 25 et An 20 pour la périphérie. Toutefois, en moyenne, le plagioclase est An 20 à 30.
- Des taches irrégulières de feldspath potassique apparaissent au cœur du feldspath calcoalcalin : ceci n'est pas une antiperthite mais illustre le remplacement du plagioclase par le feldspath potassique.

Le feldspath potassique

Il est encore amiboïde dans les roches où subsistent des traces d'orientation (figure 2, planche B), ailleurs il devient automorphe.

Toujours grand mais de taille variable, il a de 0,2 à 3 cm de long. Parfois il semble qu'il ait repoussé les minéraux environnants (figure 1, planche C) mais la plupart du temps il est très pœcilitique, englobant quartz, biotite-chlorite, apatite, épidote et petits plagioclases (figure 2, planche C).

Les plagioclases englobés s'entourent d'un liséré d'albite et souvent de bourgeons de myrmékite.

Des petites taches de séricite subsistent parfois : il semble que ce soit l'ultime trace d'un plagioclase assimilé.

Le feldspath potassique peut être comme froissé et prendre une extinction roulante, il est pseudopélitisé (*) et perthitique :

on a les perthites en stries fines qui passent au faciès "perthite tectonique" (photo 2, planche 3) et même des mésoperthites où il devient difficile de distinguer ce qui est feldspath alcalin et calcoalcalin.

L'apparition du feldspath serait donc postérieure à celle de tous les autres minéraux.

Les ferromagnésiens et les accessoires

La biotite est parfois conservée : elle a un pléochroïsme brun rouge et jaune pâle et s'associe à des aiguilles de rutile maclées sagénite.

En règle générale on trouve la biotite-chlorite habituelle ; parfois du ripidolite s'associe à la pennine et au clinocllore.

L'apatite liée aux phyllites est xénomorphe en gros granules. Le zircon est subautomorphe.

On a relevé, en outre, la présence d'épidote et, plus rarement, d'allanite.

(*) Nous avons employé ce terme de "pseudopélitisé" pour signaler que le feldspath potassique est altéré vraisemblablement en argile, mais que l'on n'a pas vérifié la nature de son altération.

Les roches granitiques intercalées, de grain moyen, relativement équantes, montrent parfois des restes d'orientation et sont assez souvent à texture cloisonnée.

Tous les minéraux sont subautomorphes à automorphes ; l'orthose est très pœcilitique et perthitique et la phyllite présente, est la biotite-chlorite.

2) Les faciès granitiques intrusifs

Nous les avons trouvés en filons dans les faciès dioritiques, dans les faciès à boules, dans les amphibolites massives et dans les faciès mixtes (figure 15).

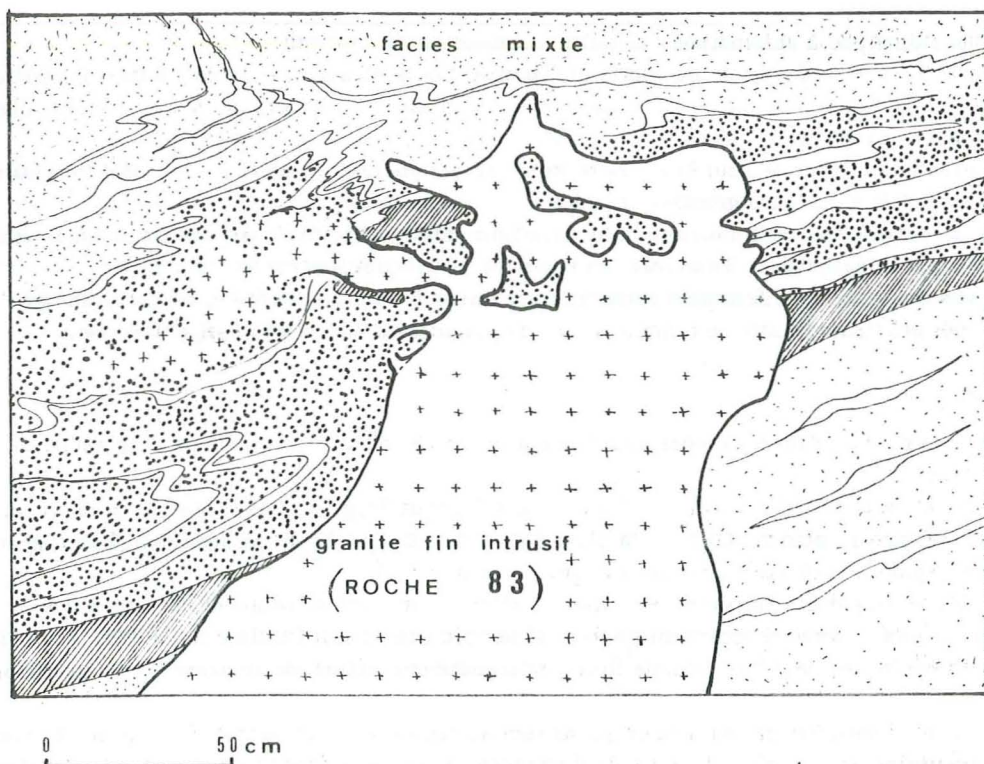


Figure 15 - Clot de Boucharet - granite fin intrusif.

La roche, toujours à grain fin (300 microns en moyenne), peut être très blanche ou gris bleu à gris vert et la fine ponctuation des minéraux noirs est alors plus ou moins apparente.

Ces granites peuvent avoir des proportions en quartz et feldspath, semblables à celles des granites alternés ou différentes : ils sont alors plus riches, soit en quartz, soit en feldspath potassique et dans ce cas la teneur en plagioclase diminue corrélativement.

Par contre leur teneur en minéraux ferromagnésiens varie peu et reste inférieure à 10 %.

Tout ceci est illustré par les résultats des comptage de points :

minéraux N°	quartz	plagioclase	felds. potas- sique	biotite- chlorite
4	26	26	40	8
5	25	38	28	9
6	33	38	24	5

Les caractéristiques de leurs minéraux diffèrent sur les points suivants, de ceux des granites alternés :

- Le quartz est plus souvent subautomorphe à automorphe (figure 2, planche D). Il s'associe, dans certains cas, au feldspath potassique pour former des amas micropegmatitiques.
- Le plagioclase est petit (en moyenne 200 microns) soit zoné, soit maclé de façon complexe (figure 16).

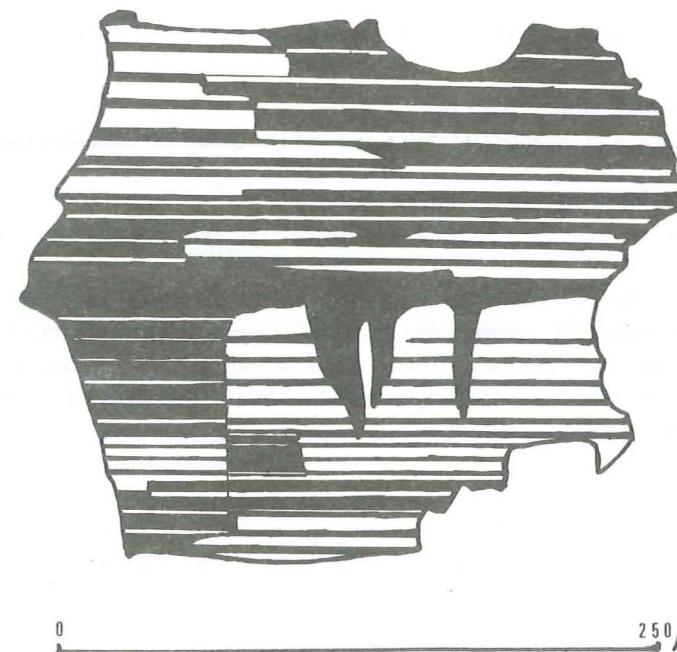


Figure 16 - (Roche 83) - Plagioclase maclé de façon complexe.

Il existe, néanmoins, des cristaux plus gros de 500 à 700 microns. Il arrive que l'albite, pénètre le plagioclase parallèlement au plan de clivage (010) en recoupant nettement les macles Albite et Péricline, ou bien le remplace en utilisant les macles.

L'albite semble donc avoir acquis une certaine mobilité après la formation du plagioclase ; celui-ci fixerait partiellement un matériel sodique en circulation, qui ne proviendrait pas de sa propre déstabilisation.

Le feldspath potassique

Il peut être encore pœcilitique et semble alors orienter les minéraux englobés, parallèlement à ses faces de cristallisation (figure 2, planche D).

En règle générale, il est beaucoup moins pœcilitique que dans les granites alternés et sa cristallisation semble être à peu près contemporaine de celle du quartz (quartz convexe et englobé).

En résumé, on voit que les faciès granitiques intrusifs peuvent différer des granites alternés, soit uniquement par la finesse du grain, soit par la présence de caractéristiques plus particulières :

- présence de micropegmatite
- de feldspath potassique moins pœcilitique
- d'albite secondaire
- de quartz souvent plus automorphe.

Tous les minéraux paraissent avoir cristallisé à peu près en même temps, ce qui pourrait traduire avec la finesse du grain, une rapidité relative de la cristallisation, due sans doute au caractère intrusif local de ces granites dont bien des aspects rappellent les aplites.

D. - CONCLUSION

Au total les roches claires sont caractérisées par :

- la présence de feldspath potassique en quantité toujours plus grande quand on passe des faciès gneissiques aux faciès granitiques ;
- la déstabilisation concomitante de la biotite en biotite-chlorite ;
- l'existence d'un plagioclase An 30 dans les gneiss, à côté duquel apparaît un plagioclase An 25 à 20 dans les autres faciès.

Ces constituants, toujours présents, bien qu'en proportions un peu variables, sont parfois agencés en des textures gneissiques typiques qui peuvent passer très progressivement à des textures granitiques tout aussi typiques.

Le gisement de ces roches est également significatif. Elles ne sont pas aussi nettement séparées des autres roches, que notre classification pourrait le faire croire : elles peuvent être intercalées dans les autres faciès avec des bordures assez imprécises où se mêlent à eux en les traversant.

III - LES ROCHES SOMBRES

On les retrouve dans toute la région étudiée, disséminées au sein des faciès clairs. Les roches sont d'aspect très divers, mais toujours amphiboliques.

A. - LES AMPHIBOLITES MASSIVES

On a regroupé sous ce terme, des roches souvent presque noires où l'amphibole est dominante, et les roches directement associées.

Les unes présentent une alternance assez régulière de niveaux amphiboliques et de niveaux clairs, gris bleuté, tout à fait concordants : nous les appellerons faciès stratoïde.

Les autres sont massives, très sombres et parcourues de rubans clairs très blancs, souvent discordants : nous les appellerons amphibolites rubanées.

Les dernières, un peu particulières, sont regroupées sous le terme de "faciès à boules".

1) Les amphibolites stratoïdes

Les échantillons proviennent des sources de la Romanche, mais ces roches affleurent aussi au Pas de l'Ane à Falque et en rive gauche du torrent du Clot des Cavales.

Deux roches de nature pétrographique différente, à grain toujours fin, alternent en niveaux parallèles millimétriques, centimétriques ou décimétriques :

l'un est un faciès amphibolique (A 1), l'autre un faciès quartzeux (A 2).

a) Le faciès amphibolique - A 1 (pour faciliter la suite du développement)

La roche est noire ou gris sombre à facettes brillantes (amphiboles) piquetée de taches claires arrondies (feldspaths). En lame mince, on constate qu'elle est essentiellement formée de :

plagioclase + amphibole + biotite-chlorite + quartz

le quartz n'est pas toujours en proportion mesurable.

Le résultat des comptages de points est donné dans le tableau ci-dessous :

quartz	plagioclase	amphibole	biotite-chlorite
traces	40	52	8
2	50	48	traces

} A 1

Il apparaît ainsi une composition moyenne où plagioclase et amphibole se partagent à égalité, si l'on fait abstraction des faibles teneurs en quartz et phyllites.

La texture est un peu particulière, car les ferromagnésiens orientés, englobent le plagioclase.

Des zones plus plagioclasiques tendent à dessiner un litage.

Le grain est très fin (en moyenne 300 microns).

Le plagioclase

Il est xénomorphe, ovoïde, souvent orienté et son aspect est particulier : une altération, en taches sombres à bords flous, un peu étoilées, apparaît au cœur du plagioclase en plus d'une légère séricitisation (photo 1, planche 4).

L'examen, au fort grossissement, du bord de ces taches permet de voir un feutrage d'aiguilles extrêmement petites.

D'après POLDERVAART et GILKEY dans MEHNERT (1968), qui appellent les plagioclases ainsi altérés "plagioclases nuageux", il s'agirait d'oxydes de fer formés à partir des ions ferriques qui :

- . soit remplaçaient les ions Al^{+++} du cristal
- . soit étaient dans les clivages, venus de l'extérieur.

Un tel phénomène ne serait très développé que dans les plagioclases de composition intermédiaire. Or il se trouve que les mesures effectuées à la platine universelle ont permis de déterminer un plagioclase An 27 à 43.

Les macles Albite, Albite-Péricline et Albite-Carlsbad existent parfois et il arrive qu'elles soient fusiformes. Parfois, il s'agit de pseudomacles (A. HOUCHMAND ZADEH, 1969) et on voit les individus maclés Albite et les individus maclés Péricline, de même orientation, confluer.

L'amphibole

Elle est brune ou verte.

l'amphibole verte a un pléochroïsme brun vert, vert bleu, jaune pâle,

l'amphibole brune a un pléochroïsme brun jaune, jaune vert, jaune pâle.

Ses cristaux (orientés, entourant le plagioclase) sont subautomorphes, les clivages à 124° sont nets et l'on observe parfois la macle du type (110).

L'amphibole brune a les caractères optiques suivants :

$$\alpha = +22^\circ$$

$$2V = -80 \text{ à } -82^\circ$$

c'est une hornblende à 83 % de magnésium par rapport au fer, titane et manganèse, d'après TROEGER (1959).

L'amphibole verte est, vraisemblablement, aussi une hornblende (angle d'extinction mesuré par rapport à la trace de 1 clivage : $\alpha = +18 \text{ à } +24^\circ$), mais un peu moins magnésienne.

L'amphibole est parfois altérée en biotite qui se chloritise donnant la biotite-chlorite habituelle.

Le quartz existe à l'état de trace ou en faible pourcentage. Il est en granules xénomorphes de très petite taille.

Les accessoires sont représentés par l'épidote, la zoïsite, quelques zircons et des minéraux opaques.

b) Le faciès quartzeux (A 2 par la suite)

Ce faciès est en contact concordant et net avec le faciès amphibolique A 1 et présente parfois de petites indentations qui font penser à des biseaux stratigraphiques.

L'association minérale est à :

quartz + plagioclase + amphibole, biotite, biotite-chlorite.

Le résultat de deux comptages de points montre la prédominance réelle du plagioclase. Les ferromagnésiens ne constituent jamais plus de 10 % du volume total de la roche.

quartz	plagioclase	biotite	biotite-chlorite	amphibole
38	56	4	2	Traces
34	57	8	1	traces

} A2

Au microscope, la texture apparaît granoblastique et orientée.

Le quartz

Il est typiquement convexe et ses granules s'associent pour former des lentilles, allongées dans la foliation, à contours amiboïdes (figure 1, planche E).

Le plagioclase

Très xénomorphe, dentelé par le quartz, il est séricitisé très finement. Il contient parfois du quartz en globules. Les plages suffisamment fraîches apparaissent maclées selon la loi de l'Albite et le pourcentage en anorthite du plagioclase est de 25 % et de 27 à 32 %.

Les ferromagnésiens

Ils sont orientés parallèlement aux lentilles de quartz, mais très disséminés. On trouve de la biotite à pléochroïsme net brun rouge et jaune pâle et plus rarement la biotite-chlorite habituelle.

L'amphibole existe : elle est très xénomorphe et à part cela, tout à fait semblable à l'amphibole du faciès A1 voisin. Parfois, elle s'effiloche en bordure et passe à un faciès asbestiforme.

Les minéraux accessoires

Ce sont l'épidote, l'allanite (fréquente), le rutile en fines aiguilles et le zircon (rare) xénomorphe.

En résumé, ces deux faciès orientés, à grain très fin (300 microns) sont tous deux dépourvus de feldspath alcalin, bien que les roches claires, souvent proches en contiennent beaucoup.

Leurs composants essentiels, plagioclase et amphibole dans un cas (A1), quartz et plagioclase dans l'autre (A2) paraissent avoir cristallisé simultanément.

Il faut noter que, entre ces deux niveaux associés, la teneur en anorthite du plagioclase est légèrement différente : An 25 - 30 pour le faciès A2, An 30 - 45 pour le faciès A1 voisin, par ailleurs dépourvu de quartz. Cela semble indiquer qu'entre de tels niveaux, pourtant mitoyens, les échanges n'ont pas dû être importants.

2) Les amphibolites rubanées

Elles affleurent très bien au-dessus du village de Pelvoux-les-Claux, jusqu'à la cime du Peyron-des-Claux, et sur une épaisseur de près de 400 m.

Leurs rapports avec les autres faciès décrits sont impossible à établir car, bien que l'on ait retrouvé des passées amphiboliques à peu près semblables au Clot de Boucharet, dans leur gisement type, elles sont isolées du reste du massif, soit par des fractures ("synclinal d'Ailefroide"), soit par des granites intrusifs (granite des pics de Clouzis).

En outre, le Nummulitique discordant cache très vite ces faciès, vers le Sud.

La roche, très sombre (on peut suivre son contact avec le granite, plus clair, en photo aérienne), est essentiellement constituée par une trame foncée amphibolique sur laquelle tranchent, soit quelques taches plus claires, ici très rares, ailleurs plus fréquentes, soit des filets clairs subparallèles ou en réseau. Lorsque ces filets deviennent plus larges (1 à 2 cm) ils dessinent un rubanement, d'où le nom donné à cette catégorie de roche.

Par endroit, ces rubans clairs peuvent contourner des fuseaux de roche uniquement amphibolique, très noire, ce qui donne en coupe transversale la figure 17.

En lame mince on retrouve toutes les structures décrites précédemment. Les parties sombres sont surtout amphiboliques avec biotite-chlorite et biotite, et peuvent être éclaircies par quelques quartz et plagioclase.

Les parties claires sont à quartz et plagioclase. La texture des parties amphiboliques est nématoblastique. Parfois, parties claires et sombres, sont presque régulièrement alternées en niveaux très minces, l'aspect de la roche est presque gneissique.

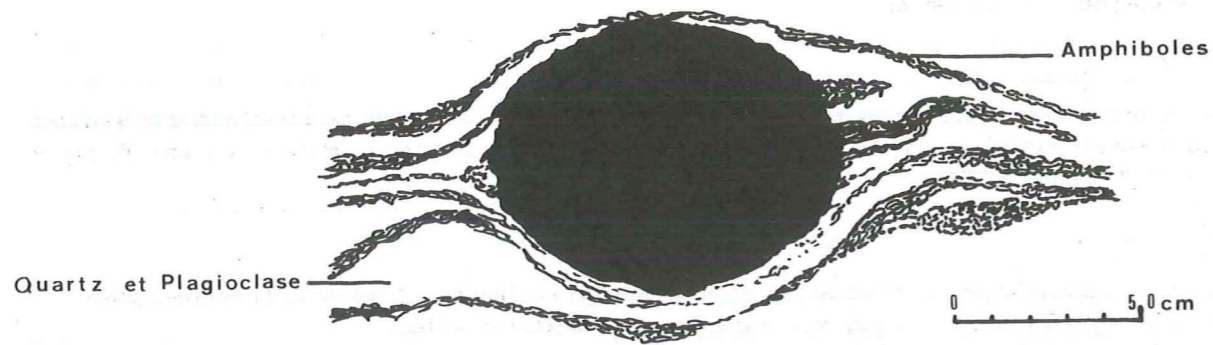


Figure 17 - Les Claux - coupe transversale d'un fuseau à amphibole

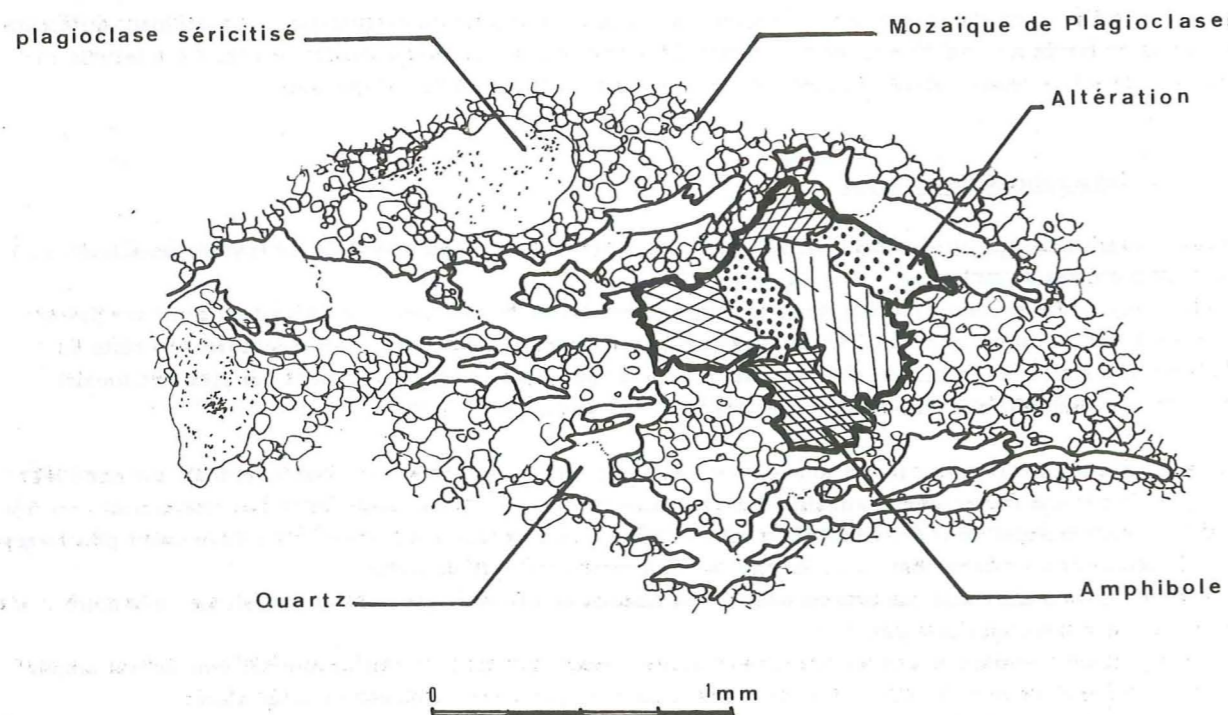
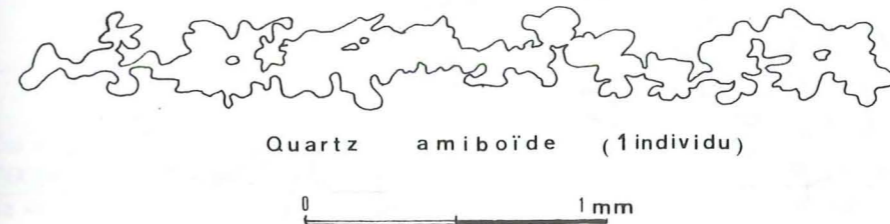


Figure 18 - Roche 28 - Les Claux - quartz en filets discordants

Le quartz

Il est, ici encore, convexe et ses cristaux se groupent en lentilles subparallèles ou discordantes : les lentilles de quartz se tordent et enveloppent des "radeaux" à amphibole (figure 18).

Parfois, le quartz se présente sous un aspect particulier : un seul quartz forme une plage, très longue (jusqu'à 6 mm) assez étroite (0,1 à 0,2 mm) et amiboïde d'extinction tout à fait franche (figure 19).



Quartz amiboïde (1 individu)

Figure 19 - Roche 211 - Les Claux - quartz allongé monocristallin.

Aucune orientation préférentielle de l'axe optique n'existe dans ces différents cristaux. Peut être y a-t-il eu recristallisation complète d'une ancienne lentille quartzuse polycristalline.

Le quartz apparaît aussi dans les parties à amphiboles : il est en gouttelettes arrondies, dispersées souvent au pourtour des cristaux d'amphibole et il est plus abondant dans certaines zones parallèles à la foliation.

Le plagioclase

soit il est lié au quartz et entoure avec lui les "radeaux" d'amphibole (figure 18 ci-dessus) ; il forme alors comme une mosaïque de petits cristaux (en moyenne 100 microns) isogranulaires, un peu arrondis et séparés par des travées sériciteuses. Il est alors le plus souvent limpide et maclé selon la loi de l'Albite ; c'est un oligoclase An15 à 30.

soit il est plus gros (0,5 mm à 1 cm) et très altéré, séricitisé, nuageux et même saussuritisé ; souvent il est traversé de fissures séricitisées qui tendent à le granuler ; c'est un oligoclase-andésine (An 20-35).

Il se trouve, soit dispersé au sein de la mosaïque de plagioclases de 100 microns, soit associé à l'amphibole dans les masses sombres.

L'amphibole

Il existe deux sortes d'amphiboles

* L'une se présente en grandes plages (jusqu'à 2 mm) tabulaires ou arrondies et un peu déchiquetées, ou même très xénomorphes dans le faciès à allure gneissique. Elle a un pléochroïsme net kaki, vert de gris et brun jaune.

Ses fins clivages serrés (100) ou (010) sont soulignés par des oxydes microscopiques, soit au cœur, soit en bordure des cristaux.

Il s'agit d'une hornblende magnésienne de 70 % à 100 % Mg/Fe Mn Ti, dont les caractères sont les suivants :

$\alpha = +20^\circ \text{ à } +27^\circ$ et $2V = -74^\circ \text{ à } -84^\circ$

elle peut être piquetée de globules de quartz, le plus souvent sur son pourtour (figure 20).

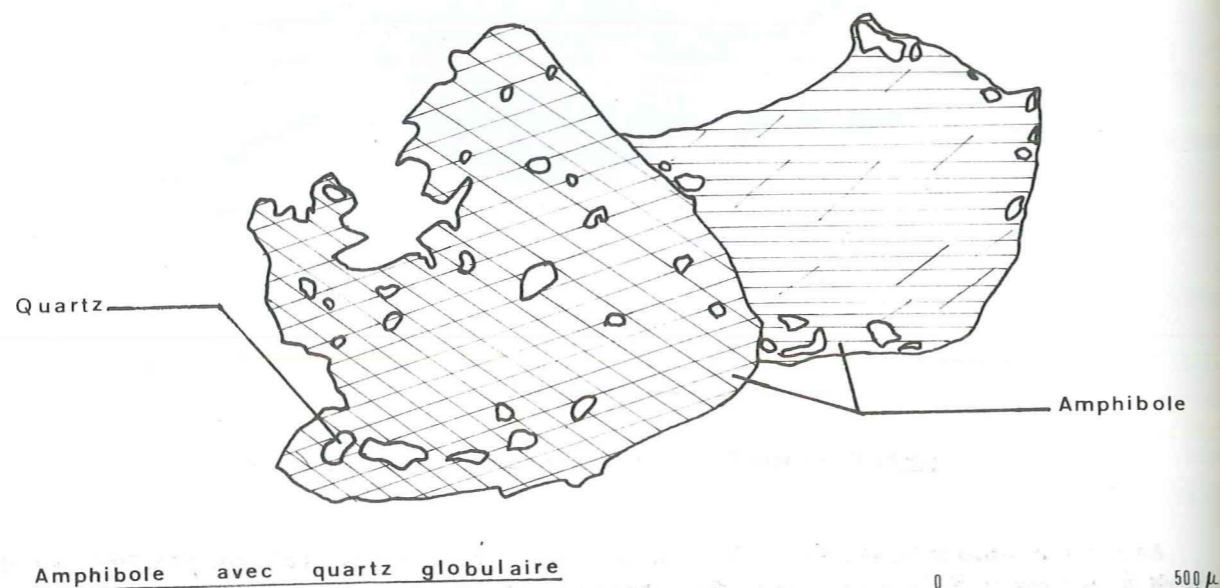


Figure 20 - Roche 211 - Les Claux

De la biotite brun jaune ainsi que la biotite-chlorite habituelle la traversent fréquemment.

* L'autre, plus claire, à pléochroïsme discret vert bleu, vert olive et incolore apparaît, soit en bordure de la grande amphibole, soit en couronne autour de plages énigmatiques complètement altérées.

Elle est en paillettes très petites.

Il s'agit vraisemblablement d'une ferrotremolite. On la retrouve assez souvent en association symplectique avec de la magnétite.

Le minéral énigmatique

Il forme des plages arrondies, enveloppées souvent d'amphibole claire en aiguilles radiales.

La masse de ces globules est constituée de granules de magnétite, souvent disposées en auréole périphérique, de grains d'épidote, et d'un enchevêtrement de paillettes d'amphibole claire, de clinochlore et d'une phyllite incolore à très petit angle d'axe négatif, tachée de minéraux opaques, qui est sans doute une biotite décolorée.

Ses plages peuvent être bien individualisées, ou se mêler confusément aux grandes amphiboles ; on les trouve parfois au cœur de ces dernières. Il est possible que ce soit un aspect de leur altération.

Les minéraux accessoires

Il y a de l'apatite trapue, de l'allanite et de l'hématite (plus rare).

Il arrive que les parties claires changent d'aspect, là où elles entourent un gros fuseau très amphibolique (figure 17) ; le quartz et le plagioclase ont évolué : le plagioclase est en plages de 1 cm, subautomorphe et le quartz moule le plagioclase : il est interstitiel. Cet aspect nouveau correspond au faciès pegmatoïde défini p. 38 (figure 21).

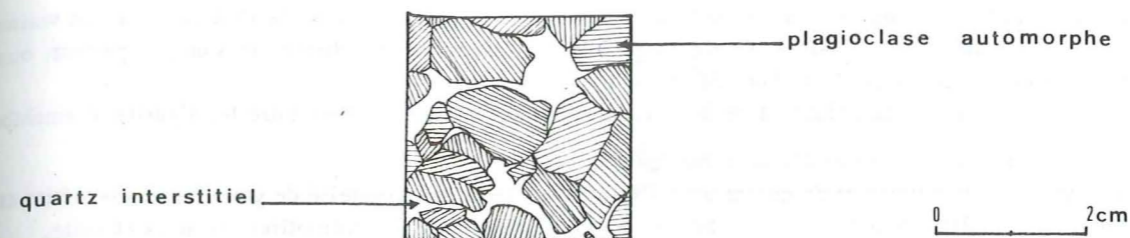


Figure 21 - Les Claux - Zone claire d'aspect pegmatoïde

Ces amphibolites rubanées se distinguent des amphibolites stratoïdes :

- par l'existence de deux générations d'amphibole, l'une étant subautomorphe très magnésienne en grosses plages, l'autre étant néoformée et souvent en association symplectique avec de la magnétite ;
- par l'allure subautomorphe de la plupart des plagioclases et surtout :
 - . par le mélange des matériaux quartzo-feldspathique et amphibolique, le matériel amphibolique étant contourné et morcelé par les rubans quartzo-feldspathiques ;
 - . par l'apparition de portions pegmatoïdes autour de fuseaux ou de boudins uniquement amphiboliques.

3) Les faciès à boules et serpentineux

Ils affleurent en rive gauche du Grand Riéou, au-dessus du Pré de Madame CARLE ou, sous un faciès un peu spécial, aux alentours du refuge du Glacier Blanc. Ces deux faciès se présentent en lentilles dans les roches claires.

a) Les faciès du Grand Riéou

De loin, la roche apparaît comme totalement noire et découpée en morceaux anguleux par des filons blancs entrecroisés. De plus près, on voit qu'elle est formée de boules ou d'ovoïdes amphiboliques très nombreux, de 2 à 30 cm de diamètre, soudés par un "ciment", très amphibolique encore, mais relativement plus clair (photo 2, planche 2).

Vers le haut de la lentille le "ciment" s'éclaircit, prend de l'importance et supplante les boules. En direction, cet amas passe à une lentille composée uniquement de minéraux serpentineux.

* Les boules

Elles sont de différentes compositions : en voici les principales :

- Les boules à cœur rouge : ces boules à placage périphérique de biotite, couronne d'amphibole radiaire vert grisé clair et cœur mat, rougeâtre, d'apparence amorphe, sont les plus courantes.

le placage de biotite enchevêtrée, arrangée à plat autour de la boule, la biotite est brun rouge à jaune pâle, subautomorphe, à clivages nets, et semble être en surimpression sur l'amphibole de la couronne radiaire.

En l'espace de 2 mm, la biotite se fait rare, puis disparaît. De la calcite occupe avec l'amphibole les interstices laissés par la biotite.

- . la couronne d'amphibole en aiguilles radiales
- On y trouve amphibole et chlorite.

L'amphibole très pâle, à peine verte est en longs faisceaux d'aiguilles ayant de 2 à 3 mm de long, larges de 200 microns à peine.

L'angle d'extinction des sections par rapport aux traces des clivages (110) varie de 15 à 22 ; il s'agit vraisemblablement d'une hornblende surtout ferrifère. Quelques granules de magnétite sont disséminées un peu partout, ou se disposent parfois en ceinture parallèle au bord de la boule.

La calcite, et la chlorite semblable à celle du cœur, forment quelques plages entre les aiguilles d'amphibole,

. le cœur massif et d'aspect amorphe

Sur un fond de granules de calcite et de quartz ou d'albite microcristalline, constellé de granules de magnétite et surtout de taches d'hématite, apparaît parfois une amphibole incolore fibreuse (trémolite); et de la chlorite.

La chlorite se présente en grandes paillettes souvent flexueuses, dont les feuillettes sont alors écartés par du quartz. Les granules d'oxyde forment parfois un réseau polygonal dont les "cellules" sont plus claires en bordure et plus riches en matériaux opaques, au cœur.

- Les boules entièrement amphiboliques

elles existent là où le ciment devient plus clair. Elles montrent une bordure à amphibole vert foncé presque noir assez trapue (3 mm/2 mm) et un cœur à amphibole vert doux un peu grisé, plus petite.

L'amphibole au pourtour est en contact avec le "ciment" à plagioclase, et quelques paillettes de biotite lui sont adjoindes (figure 2, planche E).

. le bord à amphibole sombre

L'amphibole vert brun de $2V = -80^\circ$ et $\alpha = +27^\circ$ est une hornblende très magnésienne (100 % de Mg/Fe, Mn, Ti).

La biotite brun jaune à jaune pâle, en paillettes minuscules (200 microns) se forme aux dépens de l'amphibole. Elle se chloritise un peu et devient la biotite-chlorite.

. le cœur de la boule

il est uniquement formé par une amphibole verte qui se révèle être une hornblende un peu moins magnésienne que celle du pourtour :

$$\alpha = +18^\circ \quad 2V = -75^\circ.$$

* Le ciment

Il est hétérogène inégal de composition toujours dioritique. Certaines parties sont sombres surtout amphiboliques et plagioclasiques à texture cloisonnée ; le plagioclase a l'aspect nuageux typique des plagioclases intermédiaires (voir ci-dessus POLDERVAART et GILKEY dans MEHNERT, 1968).

Le ciment s'éclaircit vers le haut de la lentille, le plagioclase devenant prépondérant.

Parfois, autour de certaines boules, s'individualise une couronne blanc opalin, formée uniquement de plagioclase. La figure 3 montre cette couronne blanche qui paraît en voie d'expansion et recoupe la boule en une sorte de filon.

Le plagioclase

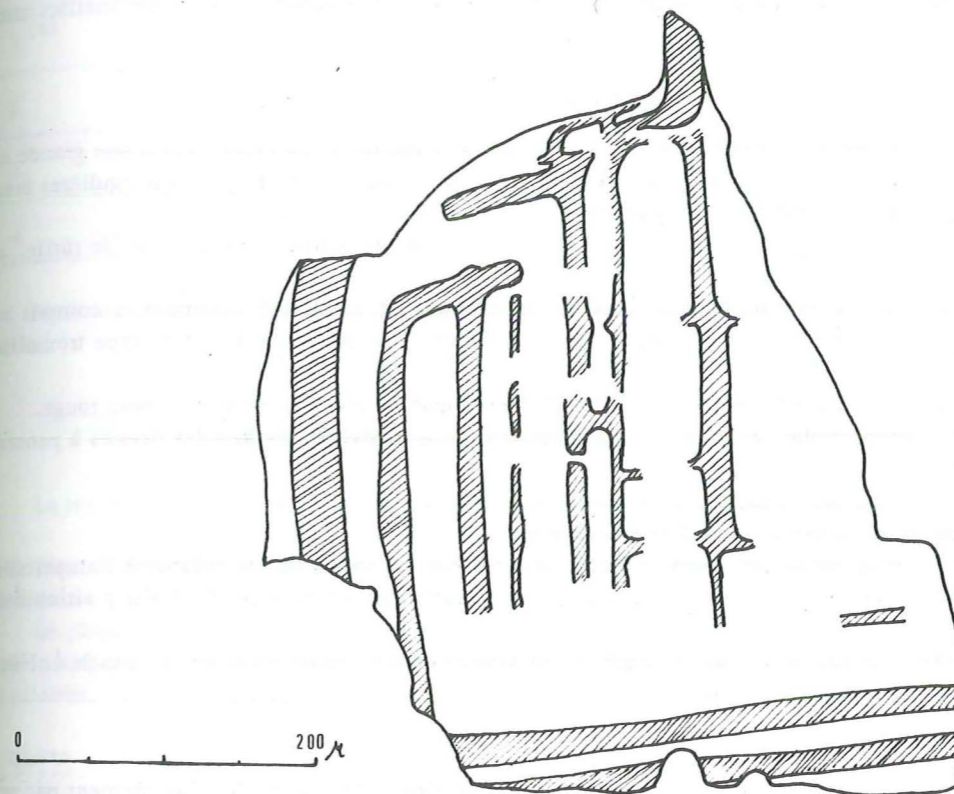
Il est très altéré (séricitisé) on distingue néanmoins ses macles, en fuseau ou normales, albite ou albite-péricline associées.

Un examen au fort grossissement révèle le caractère de pseudomacle de certains de ces assemblages (figure 22). Le pourcentage en anorthite sur une seule mesure était An 27.

La hornblende magnésienne habituelle est xénomorphe, décolorée à son pourtour, et transformée en biotite ou biotite-chlorite.

Quelques rares quartz sont dispersés çà et là. Néanmoins quand, dans le ciment plus clair, les boules sont remplacées par des ovoïdes amphiboliques, le quartz apparaît en plus grande proportion et il est interstitiel (il moule le plagioclase automorphe).

Le feldspath potassique apparaît en quantité infime dans les interstices de la roche et devient plus visible, en plage d'une centaine de microns, uniquement là où le ciment pénètre en filon la boule amphibolique. Il est altéré, peut-être en argile.



Facies à BOULES : "ciment" dioritique

Figure 22 - Grand Riéou - Plagioclase avec pseudomacles

L'apatite apparaît en plages automorphes trapues ; elle a la particularité d'être zonée : le cœur est coloré en brun rosé ou gris et le tour est limpide. Cette zonation peut être multiple et est aussi bien visible, en section longitudinale, que transversale.

La couleur apparaît toujours uniforme ou un peu granuleuse au fort grossissement.

Pour WINCHELL (1959) un réchauffement transforme les apatites colorées en apatites incolores. Peut-être faut-il ici invoquer ce phénomène ?

* Les serpentines

Elles peuvent être classiques et banales, très noires à petits niveaux talqueux ou être intermédiaires entre les boules et une vraie serpentine. La roche présente alors des joints lustrés caractéristiques des serpentinites, mais entre ces septums vert sombre apparaît une masse rosâtre d'apparence amorphe à cassure esquilleuse semblable aux boules.

- le faciès serpentineux typique :

Des travées à antigorite dessinent des cellules polygonales soulignées par des oxydes de fer. Au cœur de ces cellules

apparaissent des paillettes de chrysotile et des granules kaki à fort relief, isotropes, qui sont peut-être des restes de spinelle.

Sous ce maillage apparaissent encore quelques restes d'amphibole, noyés dans les minéraux serpentiniteux : l'antigorite envahit les cassures et les clivages, tandis que le chrysotile tend à occuper le centre des mailles ainsi formées.

b) Le faciès du Glacier Blanc

La roche noire, très dense, est en lentille dans les faciès clairs environnants. Des faisceaux d'une grande amphibole noire aciculaire, brillante de 0,5 cm de large sur 3 cm de long, laissent voir des plages irrégulières brunes à reflets un peu verdâtres qui pourraient être des pyroxènes.

Au microscope, les plages apparaissent effectivement comme formées de pyroxène, mais aussi de rutile, amphibole incolore, et épidote.

Le pyroxène, à peine vert, incolore de $\alpha = 38^\circ$ à 40° est un diopside. Il est altéré fortement, y compris au cœur même des cristaux, mais surtout sur ses bordures, en une amphibole incolore très fibreuse de type trémolite (ouralitisation).

Le rutile est en faisceaux de fibres rayonnantes, parfois pléochroïques dans les jaune d'or et brun rouge.

L'épidote, vert jaune, xénomorphe, apparaît en surimpression sur le pyroxène. Parfois des fissures à pennine et épidote traversent la roche.

L'amphibole en faisceaux est une ferrotremolite ($\alpha = +12^\circ$, $2V = -74^\circ$).

Du sphène et de l'apatite en cristaux trapus l'accompagnent.

L'amphibole qui est au cœur des boules, dans le faciès Grand-Riéou est tout à fait semblable à l'amphibole d'altération du pyroxène du faciès Glacier Blanc : il nous paraît vraisemblable que dans ces boules il y ait eu des pyroxènes.

D'ailleurs dans des boules pétrographiquement semblables, situées dans un cadre équivalent, sous le col du Sellar, A. PECHER a retrouvé des traces de pyroxène.

Ainsi, l'horizon à boules, de composition essentiellement amphibolique, qui se poursuit localement par une roche serpentiniteuse à résidus amphiboliques, permet de penser à l'existence antérieure de pyroxènes qui devaient constituer la plus grande partie de la roche.

Ce faciès basique a été ensuite plus ou moins dissocié et remanié par un matériel dont les caractéristiques sont celles des diorites.

B. - LES FACIES DIORITIQUES

Le type en a été choisi sur le flanc est du Réou d'Arsine où la plupart des types sont représentés : ils affleurent en niveaux de 3 à 10 m d'épaisseur, intercalés dans les roches claires, que l'on a pu suivre sur près de 2 km.

Sur le terrain, nous avons défini plusieurs types d'après l'aspect de la roche : ceux-ci demeurent valables après l'étude microscopique car leurs textures et leurs associations minérales varient d'un type à l'autre ; nous rapprocherons pourtant deux types qui présentent une certaine analogie.

Les proportions volumétriques des minéraux principaux, obtenues par comptages de points, matérialisent les différences, ou les analogies, entre les divers types.

Faciès \ Min.	quartz	plagioclase	feld. potassique	biotite et biotite-chlorite	amphibole	accessoires
1 (*)	10	58	2	17	12	--
5	11	60	traces	24	5	--
3	9	51	12	10	18	--
4	--	43	--	4	50	3

Déjà le faciès 4 se distingue nettement des autres faciès par sa haute teneur en amphibole et par l'absence de quartz.

1) Le faciès fin à baguettes d'amphiboles

La roche est gris vert à fines aiguilles d'amphibole noire. On y trouve réunis :

quartz + plagioclase + amphibole + biotite-chlorite + feldspath potassique.

La texture est presque équante mais les échardes d'amphibole automorphe disséminées dans toute la roche sont un peu orientées.

Le plagioclase est en lattes parfois très petites (jusqu'à 50 microns parfois) et entoure de temps à autre une amphibole trapue, évoquant un reste d'ancienne texture intersertale. La taille moyenne du grain, hormis les amphiboles aciculaires, est de 250 microns.

Le quartz

Il est xénomorphe, limpide et typiquement interstitiel (**); il moule le plagioclase automorphe, ce qui donne à ses plages des angles aigus caractéristiques.

Le plagioclase

C'est le minéral dominant de la roche. Il est en lattes très fortement séricitisées et non mesurables.

Quand il est en contact avec le feldspath potassique, il présente une couronne d'albite.

L'amphibole

Elle est automorphe, la plupart du temps en longues baguettes (2 à 3 mm) mais parfois aussi en petites plages trapues entourées par les lattes de plagioclase.

Son pléochroïsme est vert bleu, vert olive, vert jaune pâle : les amphiboles présentant ce pléochroïsme seront désormais nommées amphibole verte.

Ses caractères $\alpha = +18^\circ$ et $2V = -80^\circ$ en font une hornblende magnésienne (70 % Mg/Fe, Mn, Ti - TROGER, 1959).

Toutefois, la plupart des cristaux ne présentent ces caractères que sur le pourtour, et au centre, ils sont bruns (pléochroïsme brun, brun vert, jaune pâle) sans doute plus magnésiens.

Parfois, l'amphibole est cassée et chloritisée ; dans ce cas des paillettes de biotite-chlorite se situent en travers ou au cœur de ses plages.

(*) Numéro correspondant au paragraphe où la roche est décrite.

(**) Terme que nous avons déjà employé et que nous réutiliserons, sans le redéfinir, par la suite.

La biotite-chlorite, toujours identique à elle-même, est liée à l'amphibole, ou libre.
Parfois du quartz s'intercale entre les lamelles de phyllites (photo 2, planche 4).

Le feldspath potassique

Il est pseudopélimitisé, constitue un film entre les autres minéraux, et plus rarement une plage importante ; il ne représente que 2 % du volume total de la roche.

Les minéraux accessoires

On trouve, disséminés dans la lame, le sphène, l'allanite automorphe, l'épidote, quelques granules de zircon et de l'apatite en cristaux courts, trapus, et surtout en bacilles : les bacilles, longs de 200 microns, larges de 20 microns à peine, sont tronçonnés et terminés par les plans de clivage perpendiculaires à l'allongement.

D'après P.J. WYLLE et al, dans A. HOUCHMAND ZADEH (1969), cet habitus correspond à de l'apatite "précipitée dans un liquide durant un refroidissement rapide" (elle serait d'autant plus longue que le refroidissement aurait été plus rapide) tandis que l'apatite trapue aurait "cristallisée en équilibre avec son milieu".

Au microscope on voit la partie fine changer d'aspect et passer au faciès suivant ; la biotite-chlorite, plus abondante est en aiguilles, le plagioclase croît et la repousse parfois en liséré (figure 1, planche F).

2) Le faciès moyen

Il est en zones autour du faciès fin ou semble le traverser ; en fait, il y a passage progressif rapide entre les deux faciès.

L'allure de la roche est typique : les plages automorphes parfois arrondies de plagioclase, se détachent sur fond de minéraux noirs.

La composition est la même que dans le faciès précédent :

quartz + plagioclase + amphibole + biotite-chlorite + feldspath potassique.

Les changements intervenus sont les suivants :

- les minéraux ont augmenté de taille ; le grain moyen de la roche est de 2 mm ;
- la texture est devenue cloisonnée et le plagioclase, maintenant en plages presque carrées, automorphe, repousse les ferromagnésiens à son pourtour. Il est souvent comme zoné (figure 23), des lisérés plus altérés répétés séparant des zones plus fraîches ;
- on a vu l'épidote remplacée au cœur par des minéraux opaques, sans doute magnétite (photo 3, planche 4) ;
- l'apatite trapue est parfois zonée, à cœur coloré ; l'apatite bacillaire est moins longue (rapport largeur sur longueur = 1/5).

Dans les roches de ce type, situées en bordure des niveaux dioritiques au contact des roches claires, l'amphibole a presque complètement disparu : celle qui subsiste est pâle comme décolorée, sinon elle est entièrement remplacée par de belles biotites brun rouge à jaune pâle.

Par changement des proportions respectives des minéraux on passe au faciès 3.

3) Le faciès clair hétérogranulaire

On y retrouve les minéraux suivants :

quartz + plagioclase + feldspath potassique + amphibole + biotite-chlorite.

La texture est souvent encore cloisonnée, parfois équante.

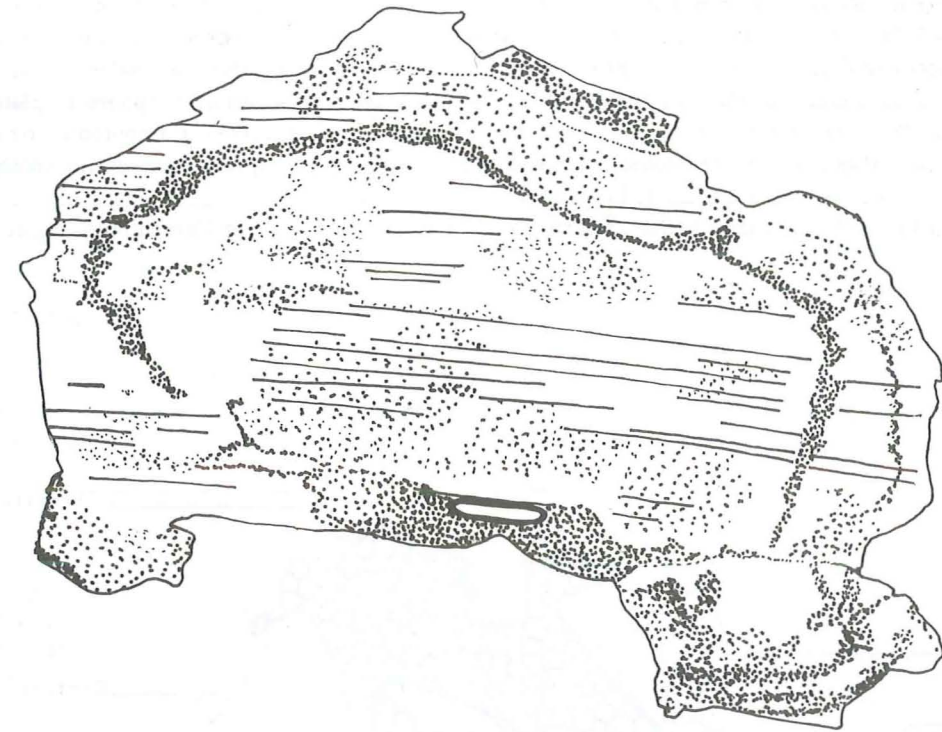


Figure 23 - Réou d'Arsine - Plagioclase zoné

Le quartz

Il est toujours interstitiel, mais on le trouve aussi en vermicules dans les myrmékites.

Le plagioclase

Il est resté automorphe en plages grossièrement carrées mais on a pu distinguer ses macles qui sont les macles Albite-Péricline et aussi la macle complexe Albite-Péricline-Carlsbad.

Le feldspath potassique

C'est de l'orthose automorphe, en plages plus ou moins carrées de 3 mm de côté, souvent légèrement pseudo-pélimitisée. Très pœcilitique, elle englobe amphibole, biotite-chlorite et plagioclase ; on la trouve aussi en plages interstitielles et envahissant le quartz.

Elle est finement perthitique (perthite en stries parallèles au plan 100).

L'amphibole

Bien automorphe, souvent "columnnaire" elle atteint 2 mm de long. Elle est brune au cœur et alors magnésienne ($2V = -80$; $\alpha = +18^\circ$), bleu vert au pourtour et cette fois ferrifère ($2V = -66^\circ$; $\alpha = +18^\circ$) ; elle se transforme le plus souvent en biotite-chlorite (on retrouve cette biotite-chlorite liée à l'amphibole ou isolée en paillettes flexueuses).

Pourtant au contact faciès dioritique, roche claire, la biotite de la transformation (photo 1, planche 5) est intacte ; elle apparaît en paillettes bien formées et nettes, se disposant en travers de l'amphibole, ou en zones plus floues situées dans son allongement : ces zones plus floues sont difficiles à interpréter, est-ce l'amphibole qui se transforme en biotite, ou bien cela traduit-il la transformation inverse ?

Parfois un cristal de sphène poëcilitique et des granules d'épidote envahissent l'amphibole (figure 24).

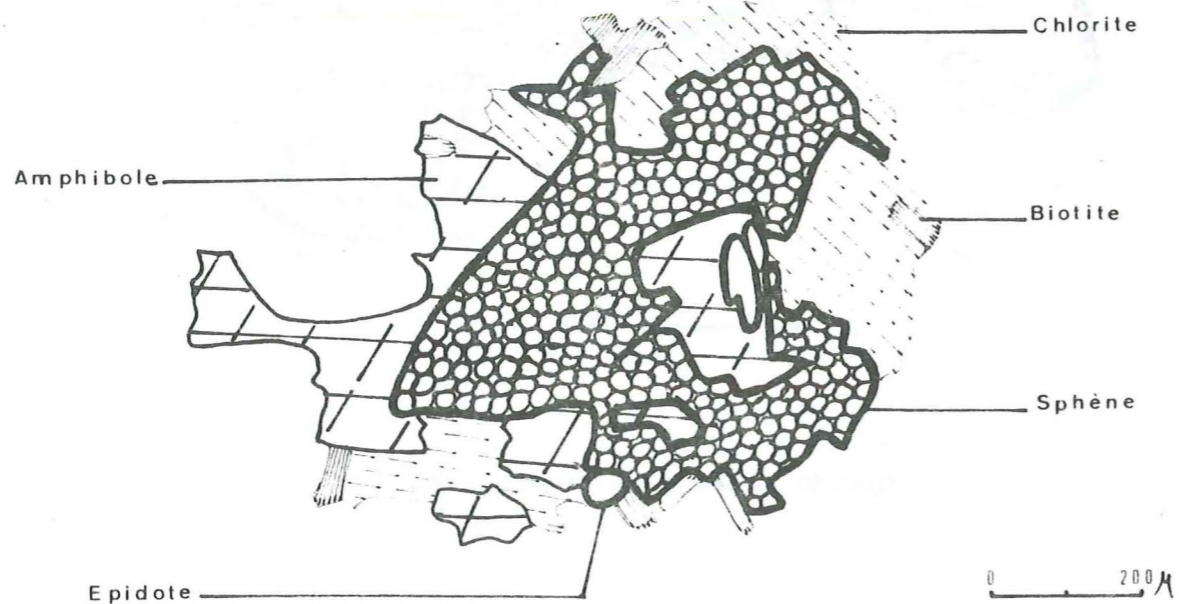


Figure 24 - Glacier Noir - Faciès dioritique : amphibole envahie par un grand cristal de sphène.

Par endroit, la plage amphibolique est granulée, formée de multiples petits cristaux d'amphibole accolés. Les minéraux accessoires sont, encore ici, le sphène, l'allanite, l'apatite et l'épidote.

4) Le faciès grossier

Il est en masses décimétriques locales, peu abondantes au sein du faciès moyen (2).

De grandes amphiboles qui ont jusqu'à 3 cm de long, vert foncé à noir, s'entrecroisent sur un fond vert d'eau ; elles se développent en gerbe à partir d'une sole noire uniquement amphibolique, ce qui évoque une cristallisation en "géode".

Les minéraux présents sont :

Plagioclase + amphibole + biotite-chlorite + apatite et sphène

Le plagioclase

Il forme le fond de la roche, est xénomorphe, très fortement séricitisé, et les plages à macles visibles sont très rares.

La séricite dessine les clivages et les macles, ce qui forme une grille à peu près à 90° et permet de s'apercevoir que le plagioclase est parfois tordu.

L'amphibole

Bien cristallisée, brune ou verte, elle a les caractères optiques suivants : $\alpha = +18 - 19^\circ$; $2V = -78^\circ$. C'est, comme à l'habitude dans ces faciès, une hornblende magnésienne à 75% de Mg.

Parfois affectée par des déformations elle est tordue ou cassée.

Elle est altérée en biotite-chlorite : cette altération se fait de façon constante, par le cœur, dans l'allongement du prisme, et ce n'est que sur les sections longitudinales, que l'on voit la chloritisation gagner le cristal, à partir de l'extérieur.

Les minéraux accessoires

Le sphène et l'apatite trapue sont ici en proportion assez grande. Ils sont tous deux automorphes mais parfois le sphène englobe l'apatite.

L'épidote, l'allanite et les minéraux opaques sont présents mais en moins grande abondance.

L'allure très particulière de cette roche en lame mince est donnée figure 2, planche F.

5) Le faciès à taches d'amphibole

La roche, gris foncé à taches noires, se présente en un mince niveau de 50 cm d'épaisseur, cloisonné par des filons de la roche claire granitique dans laquelle il est intercalé. Elle affleure en rive droite de la Romanche, au-dessus du lac Pers.

Cette roche est comparable à celle du faciès 1 à aiguilles d'amphibole :

- . sa texture est fine (grain moyen 500 microns),
- . le quartz est interstitiel,
- . le plagioclase, souvent en latte, maclé Carlsbad, dessine des figures concentriques (figure 25) et parfois, ce qui semble bien être un reste de texture intersertale,
- . l'apatite, dans le plagioclase est bacillaire (rapport largeur sur longueur = 1/20),
- . le feldspath potassique n'est présent qu'à l'état de trace.

Mais elle en diffère néanmoins :

- la texture paraît cloisonnée, la biotite ayant fait son apparition en paillettes entre les lattes de plagioclase ;
- la biotite a pris le pas sur l'amphibole encore plus nettement que dans le faciès 1 ;
- le plagioclase est aussi équidimensionnel, souvent de taille un peu supérieure à la moyenne ;
- toutes les plages de feldspath calcoalcalin semblent zonées : le cœur est altéré, très séricitisé et le pourtour est limpide, parfois maclé albite (et son pourcentage en anorthite est de 10 à 20 %) ;
- l'amphibole est parfois isolée mais le plus souvent elle est en taches arrondies polycristallines. Ces taches sont entourées de biotite, et l'amphibole isolée est traversée et entourée, elle aussi, de biotite ;
- la chloritisation est rare.

En résumé, quelle que soit leur texture, qui est d'ailleurs le plus souvent relativement équante malgré des différences de grain, ces faciès dioritiques se caractérisent par la présence d'une hornblende pléochroïque dans les tons bruns ou verts très magnésienne, d'un plagioclase toujours automorphe et d'apatite plus ou moins bacillaire.

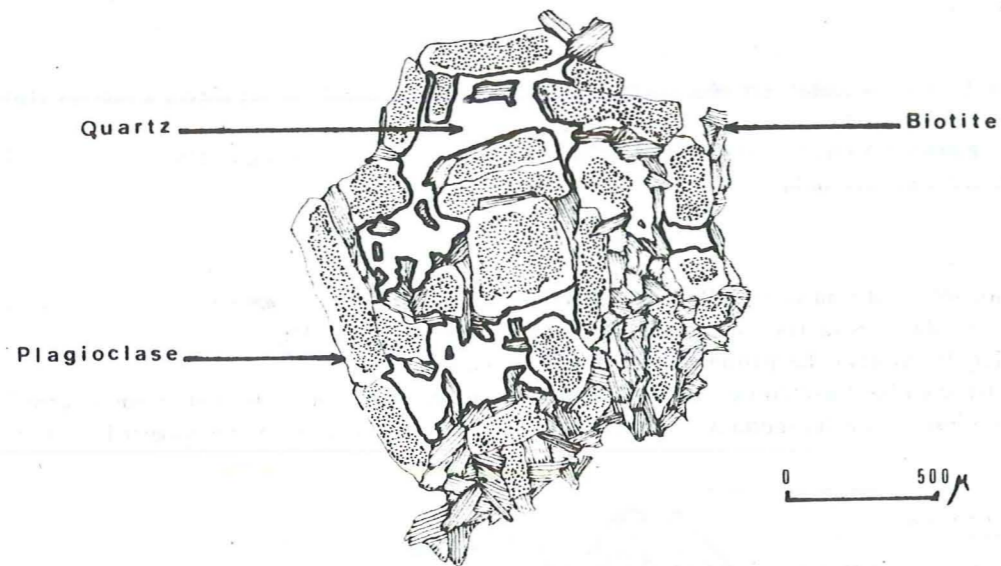


Figure 25 - Au-dessus du lac Pers - texture concentrique dans un faciès dioritique fin.

Le feldspath potassique est très rare, le quartz peut être présent en plus grande quantité ou absent.

La biotite, souvent chloritisée, est relativement bien représentée partout ; mais c'est lorsque les faciès dioritiques sont en contact avec des roches claires de caractère granitique affirmé, qu'elle prend son plein développement et qu'elle est le mieux conservée.

En outre, nous avons vu ces faciès évoluer :

- d'une roche privée de feldspath potassique à texture fine dont certains aspects rappellent de vieilles textures intersertales et où était présente une apatite fortement bacillaire,
- vers une roche plus granitoïde où le feldspath potassique faisait son apparition et où l'apatite était moins longue,
- et ce, par l'intermédiaire d'une roche où la plus importante modification correspondait à la croissance du plagioclase qui conduisait à l'apparition d'une texture cloisonnée,
- enfin, une roche dépourvue de quartz et de feldspath potassique uniquement à grandes amphiboles et plagioclase, donc une vraie diorite, a fait son apparition, à partir d'un liséré sombre, dans la roche intermédiaire.

C. - CONCLUSION

Les caractéristiques générales des roches sombres sont :

- présence constante d'une amphibole qui est toujours une hornblende très magnésienne, qui constitue en général l'essentiel de la roche ;
- rareté du quartz (sauf en ce qui concerne les faciès décrits comme associés aux roches sombres) et du feldspath potassique.

On peut noter aussi la présence presque exclusive dans ces roches de l'allanite et du sphène ainsi que les particularités de l'apatite souvent zonée et à cœur coloré.

Par rapport aux roches claires, ces faciès sont donc nettement plus basiques, ils sont aussi beaucoup plus différenciés.

IV - LES ROCHES MELANGÉES

Presque toutes les roches décrites précédemment se retrouvent là intimement associées, avec en sus, de nombreux faciès de passage qui restent à décrire.

On peut distinguer deux aspects de ces roches :

- il existe des faciès où des portions de roches diverses se mêlent doucement, ce sont les faciès mixtes,
- et des faciès où subsistent, au sein de roches généralement claires, des blocs anguleux de roches sombres, et que nous avons nommés, en raison de leur aspect, faciès bréchoïdes.

A. - LES FACIES MIXTES

Nous avons déjà vu, lors de la description du gisement de nos roches, que ces faciès forment toujours la transition entre roches sombres et roches claires. La roche est composée en grande partie de faciès connus : dans une trame pegmatoïde ou granitique, se tordent des schlieren à biotite, la structure est celle des faciès à schlieren. Mais une nouvelle catégorie de roche y fait son apparition, soit en schlieren, soit en masses plus importantes qui se dissolvent dans le granite.

Sa composition minéralogique est anormale dans le contexte connu :

- dans les faciès clairs, nous avons l'association banale de quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite ;
- dans les roches sombres nous avons classiquement : plagioclase + amphibole + quartz ;
- or, ici se retrouvent plagioclase + feldspath potassique + quartz + amphibole + biotite, soit une association de caractère granodioritique : il semble qu'il y ait eu mélange entre composants des roches claires et des roches sombres.

Ainsi la particularité des roches du faciès mixte réside dans l'apparition de portions granodioritiques, qui se mêlent aux constituants habituels des faciès à schlieren (figure 1, planche G).

Ces granodiorites possèdent les mêmes caractères que les diorites du faciès clair hétérogène où s'amorçait l'apparition du feldspath potassique, mais ici ce même feldspath est beaucoup plus nettement envahissant et peut former jusqu'à 30 % du volume total de la roche (figure 2, planche G). Autre petite particularité, l'apatite est zonée, à cœur coloré en gris ou brun.

Les faciès mixtes se caractérisent donc par l'enchevêtrement souple de faciès divers et par l'association globale à quartz + plagioclase + feldspath potassique + amphibole + biotite, qui présente, réunis, tous les minéraux principaux classiques des roches claires et des roches sombres.

B. - LES FACIES BRECHOIDES

On y retrouve la plupart des roches sombres morcelées en blocs anguleux qui sont comme cimentés par des roches claires.

1) Le cas simple

Il existe fréquemment et il est peu spectaculaire. Pourtant nous pourrions dire, grâce à lui, que la plupart des roches décrites séparément sont en fait des roches mélangées.

En effet, ce faciès est représenté par des filons de roche claire (granite fin aplitique) recoupant l'un ou l'autre des faciès de roche sombre décrits.

C'est le cas, par exemple, pour certains niveaux dioritiques (figure 4, détail 2, p. 27) au Réou d'Arsine et au-dessus du lac Pers, pour les faciès mixtes au Clot de Boucharet (figure 15, p. 46) et pour le niveau à boules basiques, en rive gauche du ravin du Grand Riéou (photo 2, planche 3).

Dans le cas du niveau à boules, on a observé que le granite fin et clair se perdait dans les roches claires granitiques situées autour de la lentille basique : cela signifie, sans doute, qu'il y prend naissance.

Non loin de ce niveau à boules on a pu observer le passage rapide d'une masse granitique normale, intercalée dans un faciès sombre, à un filon devenant vite aplitique (figure 26).

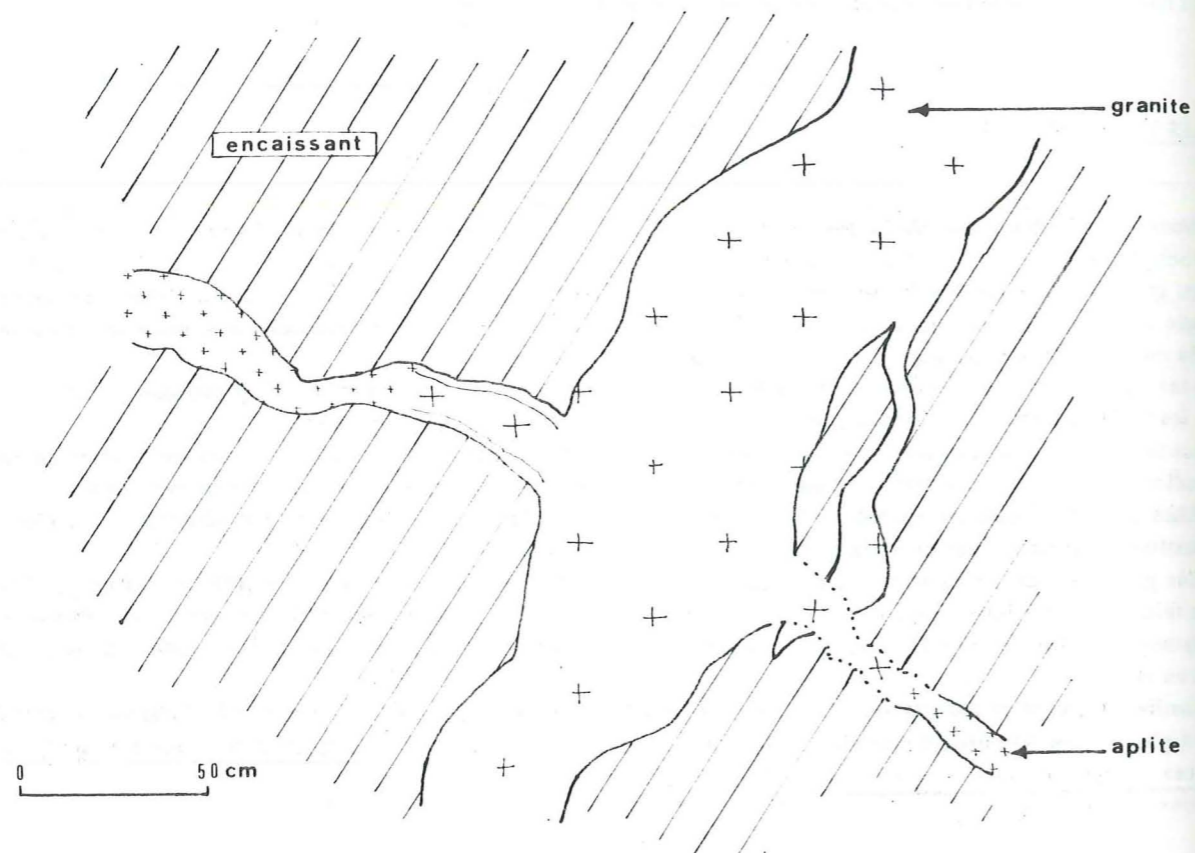


Figure 26 - Rive gauche du Grand Riéou - Roche granitique intercalée passant brutalement en filon

Ainsi ces filons, généralement peu étendus (maximum observé 10 m de long pour une épaisseur moyenne de 0,5 m) proviendraient des masses de roches claires granitiques intercalées.

Mais il existe aussi d'autres types de filons encore moins importants au point de vue volume : on les voit se former dans les cas complexes.

2) Cas complexes

On voit des filons (hololeucocrates à grain plus grossier que toutes les roches habituellement rencontrées et que nous appellerons "pegmatoïdes") ou des masses claires d'aspect granitique, prendre naissance à partir de niveaux divers. Parfois le tout est recoupé par des filons de roches granitiques ou granodioritiques issues des roches claires ou mixtes environnantes.

a) Cas du faciès dioritique bréchoïde

Là encore, existent deux parties différentes, mais entremêlées de façon complexe ; l'une est gris vert à taches noires, bordée d'un liséré gris clair, sans taches ; l'autre est plus claire, gris blanchâtre.

Ces deux faciès sont intriqués par des golfes multilobés (figure 27).

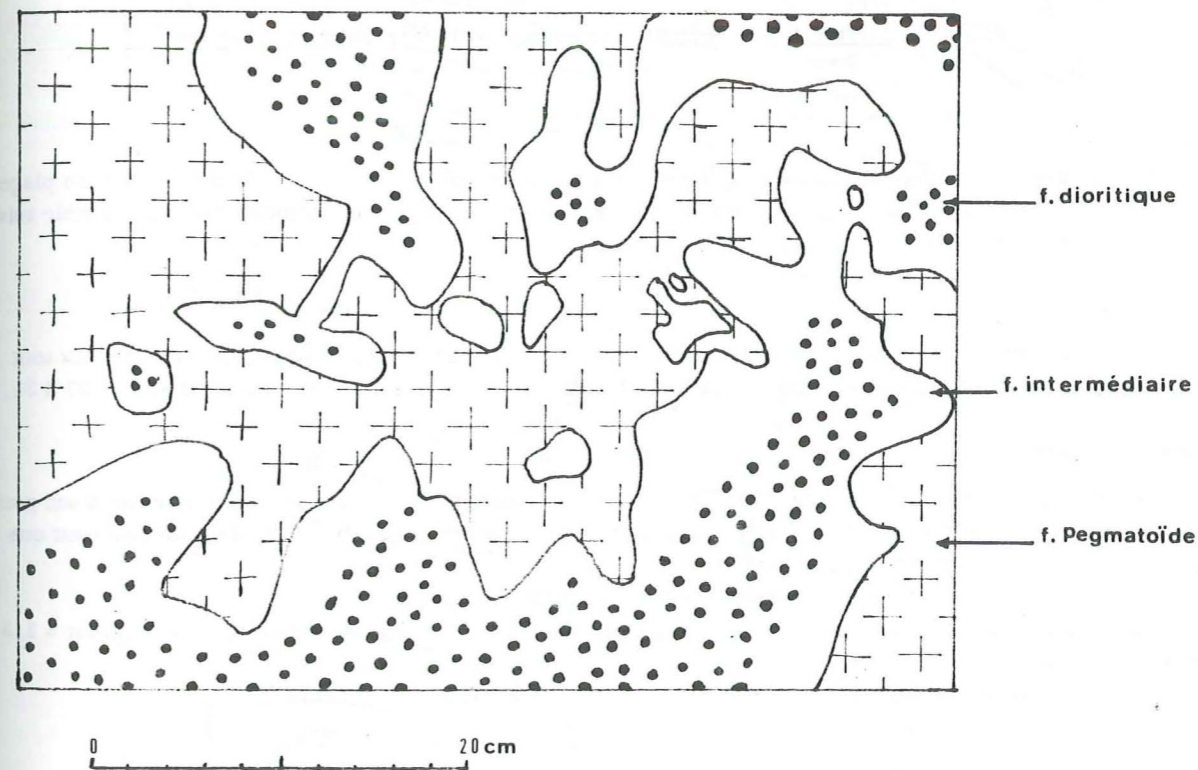


Figure 27 - Sources de la Romanche - Faciès bréchoïde dioritique.

En lame mince on distingue les trois parties :
- la partie gris vert à taches noires.

Elle est constituée par les minéraux suivants :

SR	plagioclase + amphibole + sphène et épidote
	55 % 42 % 3 %

Le grain moyen de la roche est fin (300 microns).

Sur une mosaïque de plagioclase entièrement séricitisé (An 30 ?) se détachent des cristaux d'amphibole (il s'agit toujours de la même hornblende magnésienne déjà décrite dans les faciès dioritiques) accolés en paquets arrondis, dispersés.

L'épidote, l'allanite, le sphène et l'apatite bacillaire, parsèment le fond sériciteux.

- la partie intermédiaire (liséré gris clair)

Là, très rapidement, on voit l'amphibole passer à des paillettes de biotite-chlorite accompagnées parfois d'un cristal automorphe très pœcilitique de sphène ; celui-ci passe à son tour à des plages à cœur d'allanite et enveloppe d'épidote xénomorphe tachée de sphène en granules microcristallins.

Puis la biotite-chlorite est en baguettes très fines comme des échardes, et apparaît soit du quartz, soit du feldspath potassique.

Dans la trame, c'est d'abord le plagioclase qui domine. Ensuite on passe à une zone où le feldspath potassique constitue le fond de la roche, englobant le plagioclase et la biotite-chlorite.

- la partie claire

Elle est à grain plus grossier (700 microns). Les minéraux présents sont :

δ PEG	quartz +	plagioclase +	feldspath potassique +	biotite-chlorite +	épidote
	12 %	65 %	18 %	2 %	2 %

Le quartz

Il forme des plages subautomorphes et englobe plagioclase et biotite-chlorite. On le trouve aussi en plages curieuses dans le feldspath alcalin : il dessine un réseau à mailles fines à peu près orthogonales, qui semble suivre les plans de clivage du feldspath.

Le plagioclase

Il est automorphe, à couronne albitique quand il est au contact du feldspath potassique ; ses cristaux sont tabulaires ou en lattes et il s'agit d'un plagioclase intermédiaire (entre haute et basse température) An 27 à 31.

Le feldspath potassique

Il s'individualise en plages toujours pœcilitiques, subautomorphes et repousse la biotite-chlorite à son pourtour. C'est une orthose à 18 % d'albite (2V = -48°). Souvent elle contient des plages de quartz décrites plus haut que MEHNERT 1968 nomme "quartz en guirlande".

La biotite-chlorite est disséminée avec l'allanite, l'épidote et l'apatite.

Cette apatite est trapue quand elle est liée à la biotite-chlorite, et plus longue (rapport sur longueur = 1/5 à 1/10) dans le plagioclase.

Cette évolution du faciès dioritique vers un faciès granitoïde est illustré planche H.

b) Cas du faciès stratoïde bréchoïde

Les amphiboles stratoïdes sont formées de l'alternance de bancs à amphibole et plagioclase (A1) et à quartz et plagioclase (A2).

Ces faciès peuvent passer progressivement à d'autres roches, ou être recoupés par elles.

Le croquis synthétique (figure 28) donne une idée des rapports entre ces différents éléments rassemblés.

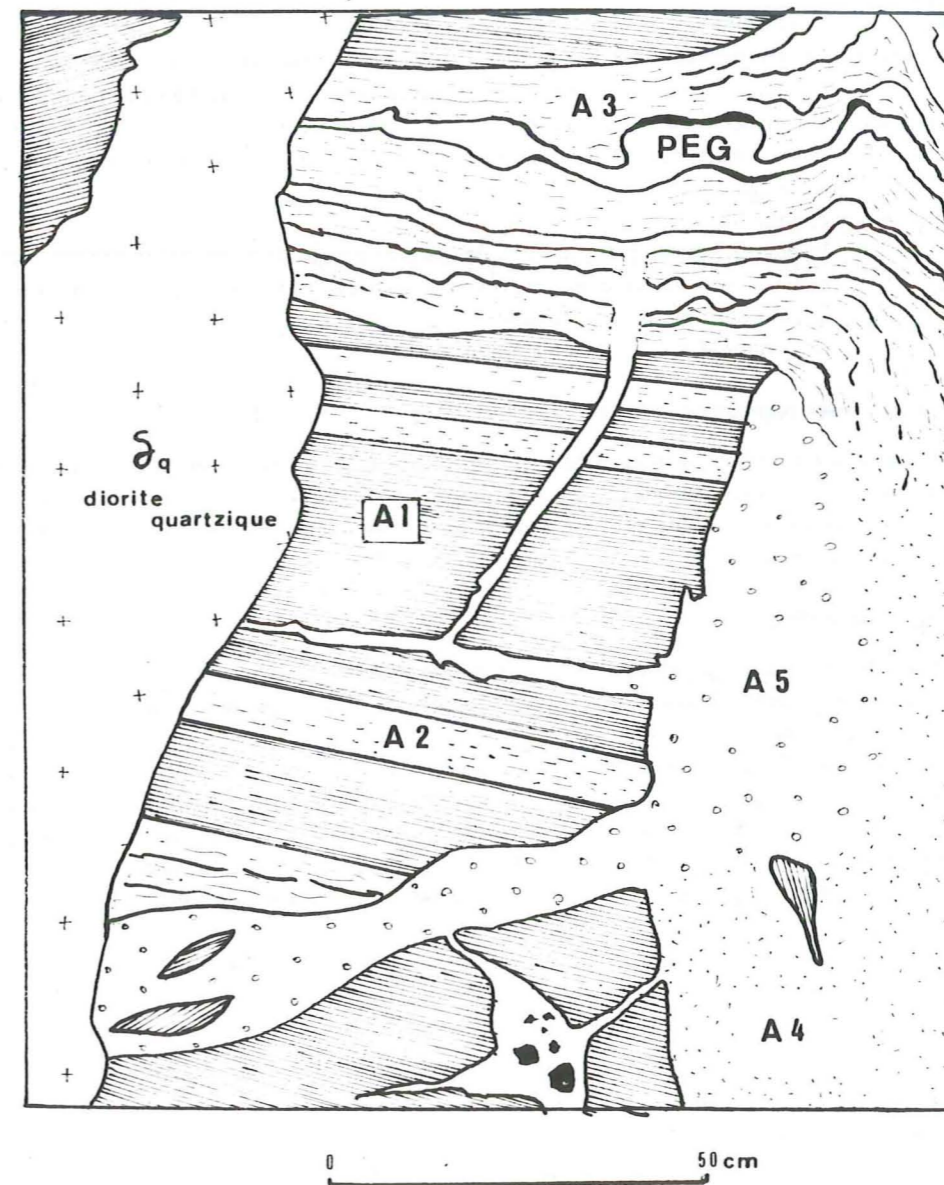


Figure 28 - Faciès stratoïde bréchoïde - Sources de la Romanche - Croquis synthétique.

Le faciès A2 évolue, par l'intermédiaire du faciès A3

- . soit vers un faciès pegmatoïde (PEG) en lits irréguliers, puis en filonnets,
- . soit vers un faciès granitoïde (A5) en masse, à contours flous ou sécante, par l'intermédiaire cette fois d'un nouveau type (A4).

Les faciès (PEG), (A4) et (A5) ont une certaine mobilité puisqu'ils recoupent l'ensemble où alternent A1 et A2.

Dans cet ensemble les termes A1 et A2 ne diffèrent pas des faciès d'amphibolites stratoïdes décrits plus haut.

Sur le croquis (figure 28) on voit, en outre, un filon de roche granodioritique (*) recouper la masse compliquée ainsi constituée.

+ Le faciès (A3)

Le type A2 à quartz convexe (souvent associé en lentilles allongées dessinant la "foliation" de la roche) plagioclase xénomorphe An 25 à 30 et biotite orientée disséminée, évolue sans changer de composition globale.

- la biotite qui était dispersée tend à se ranger en filets marquant plus nettement la foliation ;
- entre ces filets tenus s'individualisent alors des lits essentiellement quartzo-feldspathiques.

La roche prend un aspect de gneiss très clair.

L'allure des minéraux change un peu :

- . le quartz forme, par endroits, de grandes plages de plusieurs individus engrenés dans lesquelles on retrouve quelques vestiges de filets à biotite, et de plagioclase (figure 1, planche I)
- . le feldspath potassique apparaît en lisérés et en minces pédoncules entre les plagioclases ;
- . le plagioclase est à tendance automorphe mais reste de petite taille (400 μ).

* Passage au faciès pegmatoïde (PEG)

Localement et assez brutalement, le plagioclase atteint le millimètre ; il est automorphe et repousse la biotite à son pourtour, donnant un lit à texture cloisonnée, d'où le quartz est absent où la biotite augmente de taille rapidement mais progressivement. Le faciès pegmatoïde est alors simplement séparé de ce lit par un liséré à biotite recristallisée en grosses paillettes (figure 2, planche I).

+ Le faciès pegmatoïde (PEG)

Nous avons utilisé le terme de pegmatoïde pour cette roche caractérisée par sa très faible teneur en ferromagnésien, parce qu'elle présente un grain toujours grossier par rapport aux diverses roches rencontrées.

La roche est blanc pur, massive.

Au microscope elle apparaît surtout formée de quartz et de plagioclase automorphe de 5 mm ; les minéraux présents sont le plus souvent répartis également partout : c'est le cas normal PEG (N) mais il arrive aussi qu'une différenciation en bordure hyperquartzreuse PEG (Q) et cœur hyperfeldspathique PEG (F) ait lieu dans les filons (figure 2, planche I) ; les constituants principaux sont alors présents, respectivement, dans les proportions suivantes :

	quartz	+ plagioclase	+ feldspath potassique	+ biotite-chlorite
PEG (N)	38	59	traces	3
PEG (Q)	52	46	2	traces
PEG (F)	27	68	5	traces

Le quartz

Il est interstitiel ou encore convexe.

Le plagioclase

Il est en cristaux de grande taille (5 mm). Sa teneur en anorthite est de 25 à 30 %.

Néanmoins, au fort grossissement, des taches rectangulaires orientées en files parallèles aux macles, apparaissent dans certains plagioclases. On a pu caractériser (par mesure à la platine universelle) un oligoclase An 15 dans un oligoclase An 25-30 (photo 2, planche 5). Cela montre une tendance du plagioclase à se séparer en deux phases à teneur en

(*) - En fait : diorite quartzique (δq - figure 28).

anorthite différente. Nous pouvons schématiser en disant que les plagioclases sont dans deux gammes de teneur en anorthite : l'une An 15
l'autre An 30.

Le feldspath potassique

Il apparaît en liséré et plages xénomorphes rares, liées au plagioclase. Par réaction entre plagioclase et feldspath alcalin, de la myrmékite se forme.

Le faciès pegmatoïde, que nous avons vu se former dans la foliation du "gneiss clair" (A3) peut donner lieu à des filonnets qui vont alors recouper les faciès stratoïdes A1 et A2 non modifiés (figure 28).

Dans de tels filonnets, l'amphibole apparaît souvent, là où ils recoupent le faciès A1 à amphibole et plagioclase ; ce faciès pegmatoïde à amphibole (hornblende magnésienne habituelle) est un peu particulier : le quartz convexe corrode le plagioclase qui reste xénomorphe (planche J).

* Passage au faciès granitoïde

Le faciès "gneiss clair" (A3) qui correspond au faciès (A2) stratoïde un peu évolué, et en a gardé la composition minéralogique globale, évolue vers une roche qui, cette fois, garde aussi les mêmes proportions en minéraux. Avant d'aboutir au faciès granitoïde typique (A5) on passe par un stade intermédiaire (A4).

+ Faciès intermédiaire granitoïde A4

On y retrouve les minéraux suivants :

quartz	+ plagioclase	+ biotite et biotite-chlorite	+ feldspath potassique
31 %	54 %	12 %	2 %

Le plagioclase devient plus grand que dans le faciès A3, et tout à fait automorphe ; il repousse la biotite à son pourtour ou la dissémine, mais des restes d'orientation subsistent parfois. La biotite se transforme, en partie, en biotite-chlorite.

* Faciès granitoïde typique A5

On y retrouve toujours les mêmes minéraux dans des proportions voisines :

quartz	+ plagioclase	+ biotite et biotite-chlorite	+ feldspath potassique
33 %	52 %	9 %	5 %

Par rapport au faciès intermédiaire (A4) il y a encore croissance de la taille des minéraux : le grain moyen de la roche est de 2 à 3 mm.

Il ne reste plus trace d'orientation, la texture cloisonnée est nette et la plupart des biotites ont été transformées en biotite-chlorite.

En définitive, (figure 28) le faciès intermédiaire granitoïde (A4) issu du faciès gneiss clair (A3) recoupe les faciès stratoïdes non modifiés. Le faciès granitoïde typique (A5) lui, recoupe en plus des faciès alternés stratoïdes, le faciès (A3) et se mêle au faciès pegmatoïde (photo 4, planche 5). Il apparaît ainsi une certaine chronologie dans l'ordre de formation de ces différents faciès. Cet ordre est traduit par les chiffres en indices désignant nos types de roches : seuls A1 et A2 sont contemporains.

Lorsque les faciès stratoïdes non modifiés sont enclavés par le faciès granitoïde (A5) ils présentent quelques particularités.

En effet, entre niveaux clairs (A2) et sombres (A1) une bordure à biotite apparaît. Dans le faciès A1 l'amphibole est d'abord traversée et blindée de biotite (figure 29). Puis elle disparaît et la biotite subsiste seule.

Là où le faciès granitoïde vient recouper le contact entre (A1) et (A2) la biotite se transforme en biotite-chlorite.

En d'autres endroits existent des faciès un peu différents de (A2). Ils sont, la plupart du temps, plus riches en ferromagnésien A2 (fm) mais ils évoluent cependant de la même façon que dans le cas détaillé plus haut :

- vers un faciès granitoïde à plagioclase automorphe, comme le montre la figure 30, ou le faciès (cf A2) est en lentille dans les roches claires.

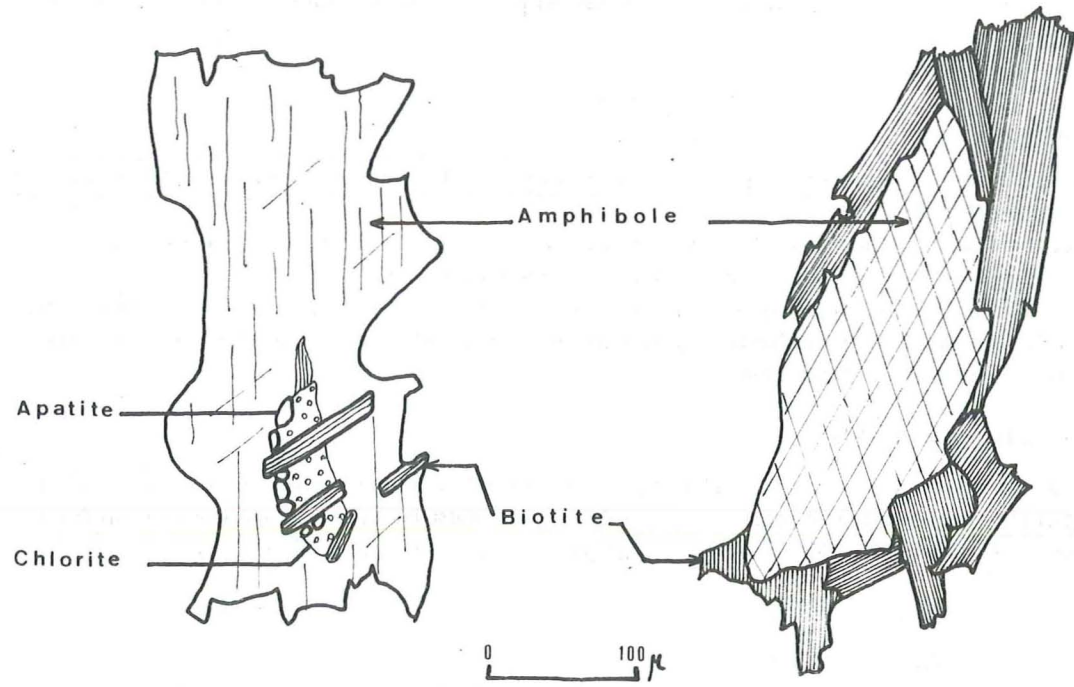


Figure 29 - Sources de la Romanche (roche A1) - Amphibole traversée et blindée de biotite.

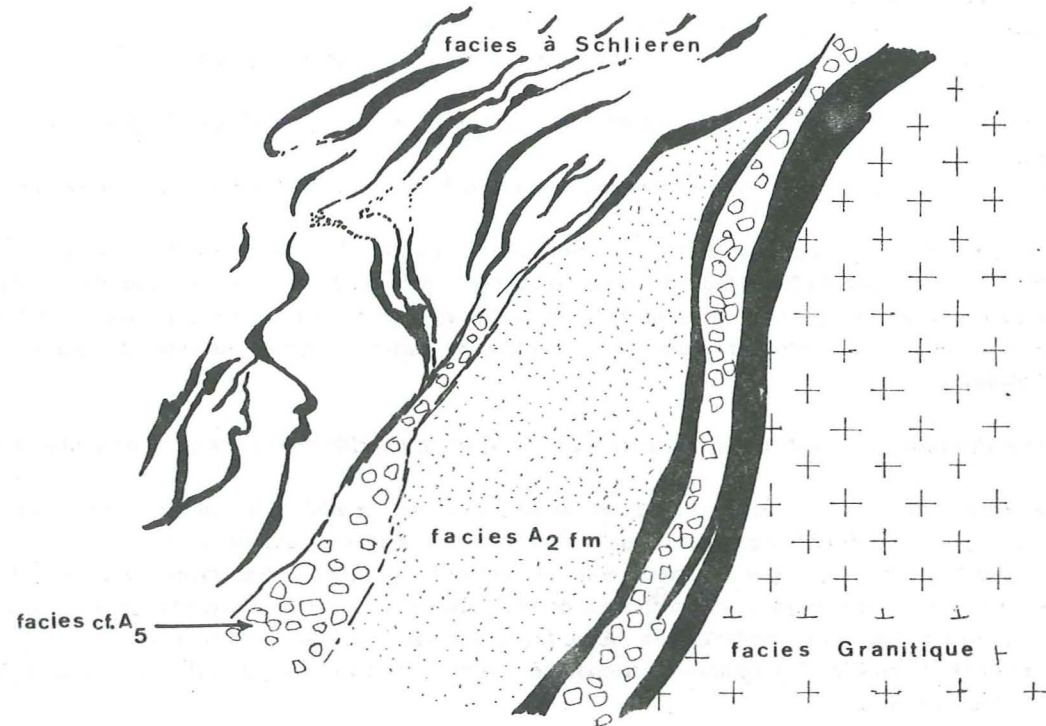


Figure 30 - Sources de la Romanche - Evolution vers un faciès granitoïde, d'un faciès (A₂ fm)

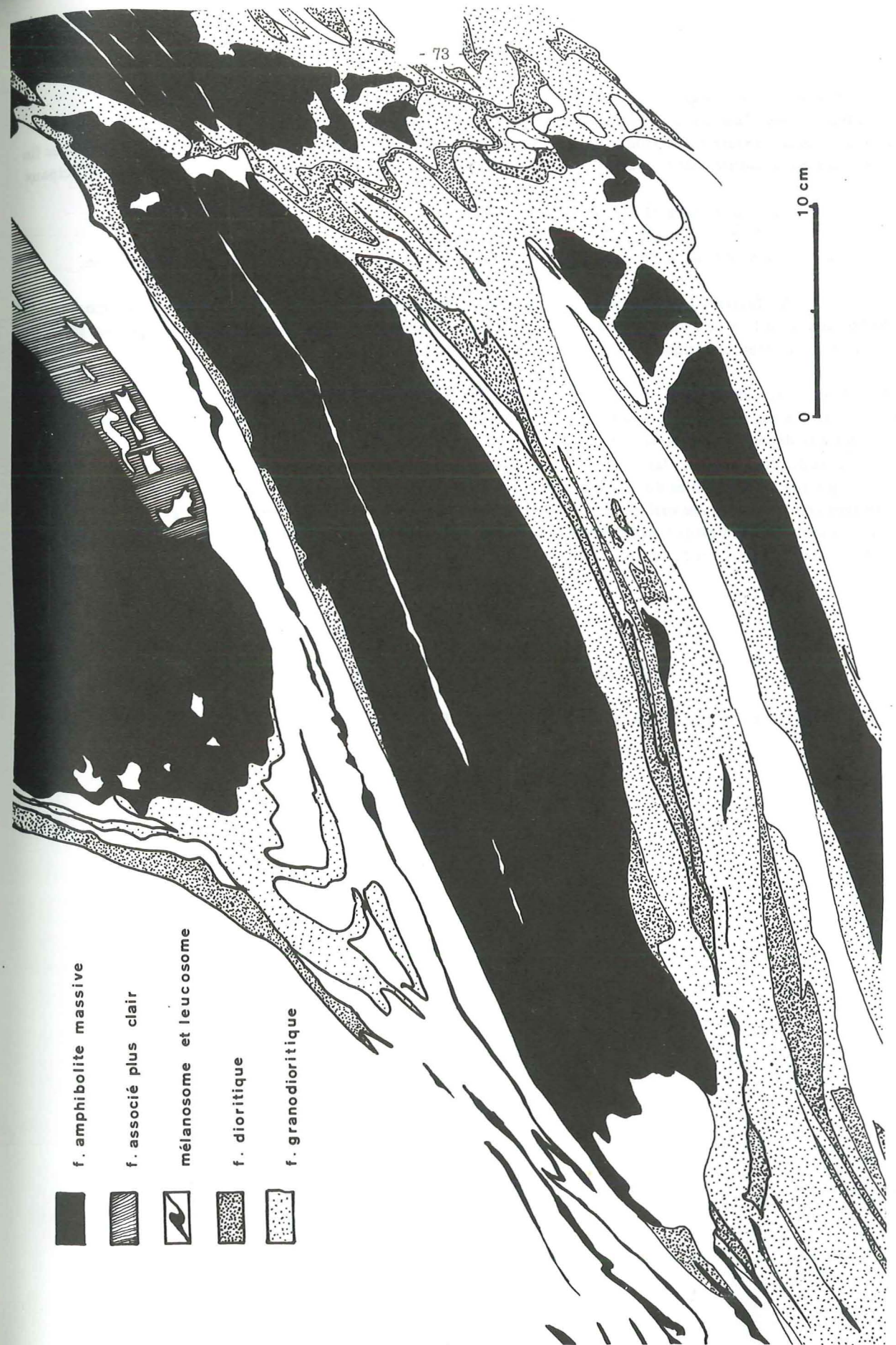


Figure 31 - Grand Riéou - Roche mélangée à la fois mixte et bréchoïde.

- vers un faciès pegmatoïde.

Un tel exemple peut être pris au Glacier Noir.

Ainsi, une roche de texture semblable à celle du faciès (A2), à plagioclase et quartz xénomorphes, à grain très fin (250 microns) mais où la biotite assez chloritisée est en filets quelconques, dont les proportions en minéraux principaux sont :

quartz + plagioclase + biotite-chlorite	}	A ₂ (fm)
32 % 38 % 30 %		

donne naissance à un faciès pegmatoïde grossier (grains de 0,3 à 1 cm) à 42 % de quartz et 58 % de plagioclase.

La distinction entre faciès mixte bréchoïde n'est pas forcément évidente. Dans la figure 31 on voit un morceau de faciès amphibolique massif un peu tordu, mais aussi morcelé par une roche pegmatoïde, donner naissance, sur sa bordure, à un faciès mixte à schlieren biotitique et à granodiorite.

En résumé, ces zones mélangées, où se retrouvent toutes les différentes catégories de roches décrites auparavant, englobées ou traversées par des masses apparemment plus récentes, montrent que certaines parties, capables de se déplacer, sont nées aux dépens de faciès plus stables.

En outre, d'autres filons venus d'ailleurs, recoupent cet ensemble complexe. Ils sont constitués par des roches que l'on retrouve en gisements semblables dans bien d'autres roches où l'évolution n'a pas forcément été la même.

Les passages continus entre ces différents faciès (dissociés pour permettre la description) montrent que ces transformations se sont produites sensiblement en même temps. Nous verrons que les aspects divers par lesquels elles se traduisent, reflètent les mouvements qui les accompagnaient et la nature des roches en présence.

QUATRIEME PARTIE - INTERPRETATION DISCUSSION

I. - CARACTERES DES ROCHES ETUDIEES

II. - ANALYSE DES FACIES DE MIGMATISATION DES ROCHES ETUDIEES

Il est maintenant possible de tirer des descriptions détaillées, quelques traits généraux et caractéristiques des différentes roches rencontrées.

I. - CARACTERES DES ROCHES ETUDIEES

A. - LES FAITS

Pour des raisons d'exposé on a, assez arbitrairement, séparé les roches sombres des roches claires. En fait cette distinction repose sur la nature et la proportion des minéraux constitutifs des différents faciès : d'une part richesse en quartz et feldspath potassique, d'autre part pauvreté en ces constituants et importance corrélative en ferromagnésiens, amphibole surtout. Mais on a vu aussi que ces deux pôles extrêmes pouvaient se mêler de façon assez compliquée.

Si l'on se tourne, maintenant, vers l'aspect structural de ces roches, on s'aperçoit aussi que l'on est en présence de deux types d'agencement des matériaux.

1) Les matériaux hétérogènes

Les faciès à schlieren dans les roches claires, les faciès à boules, les faciès bréchoïdes et les faciès mixtes dans les roches sombres, sont à structure hétérogène. Ils apparaissent formés de zones à quartz, feldspath potassique et plagioclase automorphe, à texture granoblastique, donc à caractère granitoïde, et de zones à textures lépidoblastique, granolépido-blastique, granonématoblastique, ou à texture cloisonnée, avec des assemblages minéralogiques variés, à caractères quelconques.

Ces zones diverses peuvent être mêlées souplement comme dans les faciès mixtes et à schlieren, ou intriqués de façon complexe comme dans les faciès bréchoïdes.

2) Les matériaux homogènes

- La question d'échelle intervient ici de façon déterminante. Prenons, par exemple, le cas des faciès dioritiques :

Il existe, parfois, réunis sur un bloc de 50 cm, trois ou quatre faciès, un peu dissemblables aussi bien en ce qui concerne leurs minéraux constitutifs, les proportions respectives ou la taille de ceux-ci, que leur texture détaillée. Mais ils présentent par ailleurs d'importants caractères communs : présence constante de hornblende et plagioclase, texture équante.

Chacun de ces faciès est, en lui-même, remarquablement homogène et peut, la plupart du temps, affleurer sur 5 m² au moins.

Selon le lieu où l'on se placera pour faire ses observations et selon l'échelle choisie, que ce soit l'échelle "surface" ou l'échelle "détail des observations" on sera tenté de déclarer le faciès comme hétérogène, ou au contraire, comme homogène.

Il y aura donc, dans certains cas, même si l'on s'est donné une échelle précise en ce qui concerne la surface à observer (ici 5 m²), une part de subjectivité dans l'option pour l'une ou l'autre catégorie.

Néanmoins, le problème réside uniquement dans l'acceptation que l'on doit donner au terme "homogène" qui ici doit avoir un sens relatif.

- Ceci posé, il existe dans nos roches, vis à vis des faciès hétérogènes cités, des faciès qui, bien que constitués par des

niveaux pétrographiquement différents, possèdent une certaine homogénéité "en grand". Ils sont formés par des alternances régulières de deux types de roches, et sont désignés sous les termes de faciès stratoïdes, rubanés et gneissiques. D'autres sont encore plus unifiés, ils sont plus ou moins équants, ce sont les faciès dioritiques et granitiques.

En définitive, on pourrait donc classer ces roches en faciès vraiment hétérogènes, hétérogènes monotones, et homogènes.

B. - LES CONSEQUENCES

L'existence de roches hétérogènes, et, dans celles-ci, de zones parfois granitoïdes et parfois quelconques, entraîne une idée de mélange de plusieurs parties pétrographiquement différentes, et néanmoins intimement liées.

En effet, nous avons décrit des roches où s'intriquaient de façon complexe, soit deux faciès en golfes multilobés, soit de nombreux faciès souvent plusieurs fois sécants et recoupés (faciès stratoïde bréchoïde).

De même, avons-nous cité des évolutions diverses :

- des gneiss au faciès à schlieren ;
- des diorites à fines baguettes d'amphiboles aux diorites claires hétérogènes ;
- du faciès stratoïde (A2) au faciès pegmatoïde d'une part, granitoïde d'autre part, etc..

Or la définition des migmatites débute justement ainsi "des roches mégascopiquement composites consistant en deux ou plusieurs parties pétrographiquement différentes" - MEHNERT (1968) -

Nous aboutissons ainsi à la question suivante : nos roches sont-elles des migmatites ? Si c'est le cas, nous devrions pouvoir caractériser dans nos roches les constituants classiques des migmatites qui sont, d'après MEHNERT (1968) :

des paléosomes

et des néosomes : et dans ces néosomes des mobilisats et des restites.

(Les définitions de ces termes, toujours d'après MEHNERT, 1968, sont données au chapitre II, partie B, p. 18 et 19).

D'après ce que nous venons de dire il semble que ce soit possible, et nous allons donc pouvoir regrouper les faits d'observation qui permettent de dire qu'il y a migmatisation.

II. - ANALYSE DES FACIES DE MIGMATISATION DES ROCHES ETUDIEES

Nous reprendrons, pour faire cette analyse, la classification première en roches claires et en roches sombres, ce qui nous permettra de définir les faciès de migmatisation des roches, selon leur composition minéralogique globale, puis de les comparer entre eux.

A. - LES ROCHES CLAIRES

1) Les paléosomes

Nous appellerons paléosomes les roches ou portions de roches qui apparaîtront comme non ou peu transformées par rapport aux roches voisines, c'est-à-dire celles qui se présenteront comme le point de départ de toutes les évolutions observées lors de l'étude de terrain et pétrographique détaillée.

Dans le contexte de notre secteur d'étude il nous est impossible de savoir s'il s'agit vraiment de la "roche en-caissante" de MEHNERT.

Dans les roches claires les paléosomes sont représentés par les gneiss typiques : nous pouvons noter dès maintenant que ces paléosomes sont rares, les gneiss typiques correspondant à la catégorie des roches claires les moins représentées sur le terrain.

La structure des paléosomes est "hétérogène monotone". Elle se caractérise, non par un mélange, mais par une succession régulière de lits sombres et claires.

La texture est granolépido-blastique : l'aspect est celui d'un gneiss banalement recristallisé (ectinites de JUNG et ROQUES).

Le grain est fin (500 μ) et les constituants clairs sont xénomorphes, ils semblent tous avoir cristallisé simultanément tandis que les minéraux ferromagnésiens eux sont presque automorphes : le quartz est convexe, le plagioclase est un oligoclase-andésine et le feldspath alcalin est représenté par du microcline. Les ferromagnésiens sont le plus souvent la biotite, mais aussi parfois le grenat almandin et la cordiérite.

La composition chimique de la roche 204 (gneiss à cordiérite des Claux) est donnée au tableau I, analyse 445, et les proportions en quartz, somme des feldspaths et somme des ferromagnésiens, obtenues à partir des comptages de points sont portées sur le diagramme - Q, ΣF , Σfm - effectué afin de comparer entre elles les roches claires (figure 32, p.83 bis).

2) Les néosomes

Les néosomes seront les roches ou portions de roches qui n'auront plus gardé ni la structure ni la texture des paléosomes, mais qui pourront être considérées comme néoformées à partir de quelques uns ou de tous les éléments de ces mêmes paléosomes, avec ou sans apport extérieur.

Parmi les néosomes nous avons distingué :

- des néosomes hétérogènes formés de parties claires à grain assez grossier ou leucosomes pegmatoïdes et de parties sombres ou mélanosomes ;
- des néosomes homogènes que l'on pourra appeler plutonite dans le sens suivant : roche dont l'aspect rappelle celui d'une roche plutonique quelconque.

a) Les néosomes hétérogènes

* leucosome pegmatoïde

Le grain est moyen à grossier (0,3 à 1 cm) la texture hétérogranulaire à feldspaths subautomorphes. On y trouve surtout du quartz, du plagioclase et du feldspath potassique ; la biotite est en proportion toujours inférieure à 3 %

Le quartz a deux aspects

- l'un de convexe (paléosome) devient interstitiel : il cristallise après les feldspaths
- l'autre est en globule dans les feldspaths et correspondrait à d'anciens quartz englobés et partiellement résorbés.

Le feldspath alcalin est une orthose alors que dans le paléosome on avait du microcline. Le plagioclase est An 25 à 30 (à peine plus acide que dans le paléosome) mais il apparaît aussi du plagioclase plus acide (An 15 à 20).

Les résultats du comptage de points effectué sur l'un de ces leucosomes pegmatoïdes replacés dans le diagramme triangulaire "quartz, somme des feldspaths, somme des ferromagnésiens" fait apparaître une différence entre paléosome et leucosome pegmatoïde : ce dernier est plus pauvre en ferromagnésiens, mais aussi plus riche en feldspath que les gneiss à biotite (figure 32, p.83 bis).

* mélanosome typique

Il est formé presque exclusivement de belles paillettes de biotite automorphes et enchevêtrées, accompagnées de plages xénomorphes plus rares de plagioclase et de quartz (figure 2, planche A).

Les roches où l'on retrouve ces néosomes hétérogènes sont celles du faciès à schlieren. Or nous avons vu que ces faciès à schlieren semblaient correspondre à une évolution du paléosome ; il y aurait donc passage du paléosome aux néosomes hétérogènes ?

* Passage du paléosome au néosome hétérogène

Nous avons signalé, lors de la description, que macroscopiquement on voyait le faciès gneissique passer au faciès à schlieren, par gonflement des lits quartzo-feldspathiques et destruction concomitante des textures planaires régulières. Les parties claires semblent avoir augmenté de volume et ont comme repoussé les minéraux sombres, qui dessinent alors des "parenthèses" (figure 1, planche A), et l'on aboutit à la structure typique où le néosome est convexe par rapport au mélanosome, qui lui est concave.

Quand deux lits successifs offrent cette convexité au même niveau, les ferromagnésiens sont en plages bien caractéristiques où se succèdent des nœuds et des ventres (figure 10, p.39).

Minéralogiquement le gonflement se traduit par l'accroissement du plagioclase qui tend à acquérir ses formes propres, et englobe alors des quartz arrondis (que l'on retrouve encore dans le leucosome pegmatoïde). Puis le microcline augmente de taille, devient poëcilitique sur sa bordure et commence à assimiler le plagioclase.

D'autre part les zones biotitiques recristallisent, ce qui amène à la formation de biotite plus grande, auto-morphe en paillettes enchevêtrées.

Ainsi, aussi bien microscopiquement que macroscopiquement, on voit le gneiss évoluer pour donner naissance au néosome hétérogène des faciès à schlieren.

b) Les néosomes homogènes

Tous les faciès granitiques et des portions de roches à schlieren, correspondent à ce type de matériel. C'est la catégorie de roche la plus répandue dans notre secteur d'étude.

Quand le faciès est bien typé, il est de texture équante et homogène et rappelle tout à fait un granite (plutonite).

Les minéraux ont aussi des caractéristiques plutoniques ; en effet :

- le plagioclase automorphe est zoné normalement (An 25 au cœur - An 20 à la périphérie, par exemple) et présente des macles complexes ;
- l'orthose automorphe est perthitique et plus ou moins poëcilitique ;
- le quartz est subautomorphe,
- parfois il forme, avec le feldspath potassique, des amas micropegmatitiques graphiques.

Cette association évoque la suite des cristallisations magmatiques, proposée par N. BOWEN (1956). Les macles complexes d'après M. GORAI (1951) sont statistiquement les plus développées dans les roches ignées, et nous les avons observées dans le plagioclase.

Ainsi le faciès bien typé a maints caractères d'une plutonite ; il possède, à l'échelle de la roche et de la lame mince, l'aspect d'une roche magmatique cristallisée en profondeur, ici d'un granite. C'est sans doute pour cela que ce faciès a souvent été confondu avec le granite intrusif circonscrit de type Pelvoux.

Pourtant ces plutonites se différencient d'un granite banal intrusif, par l'existence de restes d'orientation et d'amas phylliteux et par l'apparition occasionnelle d'une texture cloisonnée. Tout cela traduit le passage du faciès à schlieren au faciès granitique.

En effet, on voit les schlieren à biotite s'effiloche puis se dissoudre par dissémination de cette phyllite dans la masse claire, alors granitique.

D'un autre côté, quand le quartz ou le plagioclase subsistaient dans les schlieren, ils ont pu s'accroître et repousser la biotite à leur pourtour, ce qui s'est traduit par l'apparition, de-ci de-là, de texture cloisonnée. Or nous savons déjà que les faciès à schlieren provenaient de l'évolution des faciès gneissiques qui paraissent bien représenter le paléosome.

Ainsi il y a passage progressif du paléosome au néosome homogène, par l'intermédiaire d'un néosome hétérogène.

D'autre part, le néosome homogène a l'aspect d'une roche plutonique ; En a-t-il aussi les caractères génétiques ?

3) Aspect génétique de la migmatisation

Le paléosome, tel que nous l'avons décrit, est caractérisé par son allure de roche métamorphique et par son apparente inertie : il est à l'origine de toutes les évolutions observées et on peut le considérer comme la roche mère des roches claires migmatitiques.

a) Le néosome homogène

Nous avons pour l'instant remarqué surtout son aspect granitique.

- Considérons maintenant sa composition :

les points représentatifs des proportions volumétriques de tous les types de roches granitiques rencontrés ont été placés sur le diagramme "quartz - plagioclase - orthose" de BOWEN et TUTTLE (1951) (figure 32, p. 83 bis).

Sur ce diagramme, ces auteurs ont défini une aire correspondant à la position des points représentatifs des compositions modales de 260 granites de la partie est des Etats-Unis.

Tous nos points se trouvent inclus dans cette aire ; la composition des néosomes homogènes d'aspect granitique, est donc bien celle de granites (l'analyse chimique de deux de ces roches est donnée au tableau I n° 382 et 476).

- Dans leur gisement, ces plutonites peuvent être d'apparence tranquille (granites intercalés en niveaux épais). Mais on les voit aussi intervenir brutalement dans leur encaissant (figure 26) et le traverser de manière intrusive, parfois sur une dizaine de mètres ; leur aspect est alors un peu différent : ils montrent des tendances aplitiques nettes. Ainsi le comportement de ces roches granitiques est identique à celui d'une roche plutonique.

- En ce qui concerne les granites intercalés en niveaux épais nous avons vu qu'ils avaient des bordures floues et résultaient de l'évolution progressive du paléosome. Ceci se traduisait par les textures orientées et cloisonnées résiduelles. Il y a donc là, correspondance plus nette avec des faciès de granite d'anatexie.

On peut dès lors imaginer que ces faciès d'anatexie peuvent être, localement, plus ou moins injectés dans leur encaissant, à la façon d'un matériel franchement magmatique. Quelques observations permettent de penser qu'il en est bien ainsi.

En effet, on a noté plus haut, que les relations réciproques des minéraux des néosomes homogènes, évoquaient tout à fait les suites réalisées par cristallisation fractionnée dans un magma. Ce magma proviendrait ici de la fusion palin-génétique partielle de roches simplement métamorphiques de composition favorable.

D'autres arguments vont également dans ce sens ; F.J. TURNER et J. VERHOOGEN (*) écrivent, à propos des textures micropegmatitiques graphiques, qu'elles "représentent probablement les produits d'une cristallisation de l'eutectique des deux minéraux, car leur texture est tout à fait comparable à celles des eutectiques métalliques". Or, nous avons vu que nos faciès possédaient de telles textures.

On en déduit donc que le processus de fusion, ou d'anatexie, a très bien pu se produire. En définitive, ces roches qui possèdent les caractéristiques de granites vrais (aspect, composition, comportement, genèse) et qui montre, en outre, une bordure floue avec passage progressif, depuis le paléosome, sont bien des granites d'anatexie localement déplacés de leur lieu d'origine.

Ce sont des mobilisats très évolués, nés d'un matériel paléosomique souvent totalement transformé en raison d'une composition initiale qui a permis aux processus d'anatexie de se produire, dans l'ambiance où il était placé.

Si l'on compare la composition chimique de tels granites d'anatexie à celle des paléosomes représentée sur le diagramme (figure 32, p. 83bis) on s'aperçoit que tous les points sont proches ; on a un nuage de points assez dense et concentré dans le même domaine du diagramme.

Une légère différenciation vers le pôle feldspathique se fait jour néanmoins. Le gneiss à biotite seule, qui apparaissait légèrement perturbé et a grain plus grossier, marque déjà cette tendance.

(*) F.J. TURNER et J. VERHOOGEN *Igneous and metamorphic Petrology* 1960 Mc Graw - Hill éd., page 68.

En règle générale la mobilisation a affecté tout le matériel sans qu'il y ait de grands changements dans la composition globale de la roche; MEHNERT (1968) appelle le matériel ainsi formé une diatexite.

Qu'en est-il des faciès intermédiaires entre paléosome et granite d'anatexie ?

b) Les néosomes hétérogènes

Nous avons vu que les néosomes hétérogènes étaient issus du paléosome.

* le faciès type

. Dans le leucosome nous voyons que :

- le plagioclase s'est accru et est devenu automorphe ;
- la proportion en feldspath potassique a augmenté par rapport à celle des gneiss ;
- le microcline est remplacé d'abord par de l'orthose intermédiaire (comme si dans les conditions de formation de l'orthose une partie du microcline avait subsisté) puis par de l'orthose pure ;
- cette orthose très pœcilitique assimile partiellement le plagioclase inclus ;
- la partie la plus acide du plagioclase tend à se ségréger (taches irrégulières de plagioclase plus albitique) ;
- le quartz devient interstitiel et recristallise donc après le plagioclase.

Tout cela nécessite et traduit des migrations géochimiques déjà notables.

Ce leucosome, issu du paléosome et enrichi en ses éléments les plus solubles ou fusibles, est donc bien un mobilisat.

. Le mélanosome, par contre, est nettement appauvri en éléments silico-alcalins par rapport au paléosome. Il n'a gardé qu'une faible partie du quartz et du feldspath et semble ainsi plus riche en éléments ferromagnésiens.

Mais ici ces modifications sont de caractère mécanique ; il semble que la biotite se comporte comme un élément inerte car elle est d'abord repoussée par le leucosome en formation. On peut supposer que, par la suite, les septums biotitiques ainsi formés ont réagi souplement aux déformations que leur transmettait le leucosome mobile ; ils auraient ainsi dessiné les plis souples et les volutes, décrits dans le faciès à schlieren.

En même temps, on peut supposer que la biotite de ces septums aurait simplement recristallisé sur place donnant des paillettes plus grandes, enchevêtrées.

Le mélanosome apparaît donc comme un résidu inerte du paléosome : c'est une restite.

Ainsi, si l'on considère l'ensemble du néosome hétérogène, on voit qu'il n'est pas un mobilisat dans son entier :

- la biotite n'a pas été mobilisée géochimiquement,
 - de plus, dans le néosome même, on trouve des reliques du paléosome ;
- il y a encore du quartz convexe par endroit, et le quartz en globule dans les feldspaths correspondrait à des résidus de quartz du paléosome, englobés lors de la croissance des feldspaths et partiellement résorbés.

La mobilisation, dans ce cas, n'est pas totale et le leucosome pegmatoïde est un mobilisat moins évolué que le néosome homogène.

Dans le cas de l'flot surmicacé décrit page 42 on peut relier l'apparition et l'individualisation du néosome pegmatoïde aux déformations qui se sont produites en même temps.

On retrouve dans la partie sombre de cette roche, sous une structure nouvelle à microplis dessinés par la biotite articulée, des traces d'anciens lits biotitiques.

La composition minéralogique de cette partie est celle d'un gneiss à biotite et grenat qui se serait enrichi en biotite et aurait perdu tout son feldspath alcalin.

En zones étroites dans les flancs des plis, et plus larges à leurs têtes, apparaît un néosome pegmatoïde parfaitement équant, qui souvent repousse la biotite néoformée sur ses bordures. Une telle texture peut se concevoir selon l'évolution suivante :

Sous l'influence d'une augmentation de température et de pression, le paléosome gneissique banal subit un début de fusion.

Ce processus affecte évidemment les matériaux les plus mobilisables, c'est-à-dire le quartz, le feldspath potassique et la portion sodique du plagioclase, pendant que les éléments ferromagnésiens tendent déjà à recristalliser. Il y a ainsi création en film intergranulaire, d'une "solution" riche en Si, Na et K.

La déformation intervient, le paléosome suffisamment "incompétent", bien que non totalement fondu se plisse, et les plis sont marqués par la nouvelle biotite. Dans le même temps, il y a déplacement de la solution : le matériau exprime, sous l'influence de la déformation, sa portion la plus mobile dans les zones d'énergie moindre ; classiquement le matériel le plus "incompétent" s'accumule dans les têtes de plis en utilisant les cheminements le long de leurs flancs.

Ces accumulations correspondent à un néosome pegmatoïde encore "liquide" issu d'un matériel plus ou moins fondu en train de se déformer.

Il y a ainsi création de deux milieux différents :

- un néosome pegmatoïde encore non cristallisé, concentré en quelques points privilégiés ;
- un paléosome resté inerte appauvri en Si, Na, K et corrélativement enrichi en Fe, Mg.

Il y a, à ce moment-là, cessation des déformations, consécutive peut-être au refroidissement, qui lui-même, entraîne la cristallisation du néosome pegmatoïde ; ce néosome est alors équant.

En conclusion, une fois encore, il y a formation d'un néosome pegmatoïde, qui est un mobilisat, à partir du paléosome.

La transformation n'étant que partielle, une portion plus inerte du paléosome, appauvrie en silice, potassium et sodium subsiste ; c'est une restite.

Elle est essentiellement constituée par les éléments ferromagnésiens, recristallisés à partir de la presque totalité des vieux cristaux et par le reste de quartz et plagioclase qui n'ont peut-être pas été totalement "fondus" : la roche a été soumise à une fusion partielle.

Ainsi dans les deux cas il y a formation d'un néosome hétérogène à mobilisat pegmatoïde, quand la mobilisation est incomplète.

Un cas est à signaler ici :

Dans le cas de la roche à taches vert foncé (à cordiérite + quartz + biotite) entourées d'une couronne claire et parsemées dans une roche granitoïde (3e partie II B2) il y a formation d'un néosome hétérogène dont la partie leucocrate est granitique et non pegmatoïde.

Les éléments du paléosome (vraisemblablement gneiss à biotite et cordiérite) qui étaient en excès dans la roche en train de se transformer en granite, se sont ségrégés en paquets plus ou moins informes. La couronne claire qui entoure ces restites pourrait s'expliquer par une réaction de ces "enclaves" vis-à-vis du granite alentour : jouant le rôle de germe, les taches ont capté les biotites situées à leur voisinage immédiat.

4) Conclusion

Les roches claires sont formées d'une part de paléosomes, d'autre part de néosomes. On peut rattacher génétiquement ces néosomes en partie à des mobilisats et en partie à des restites : les roches claires sont bien des migmatites.

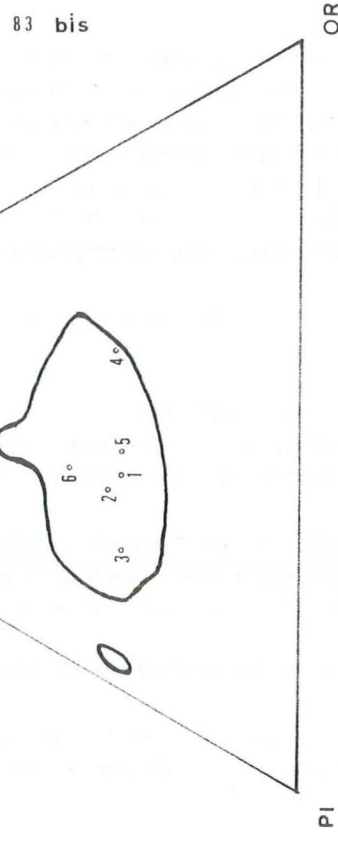
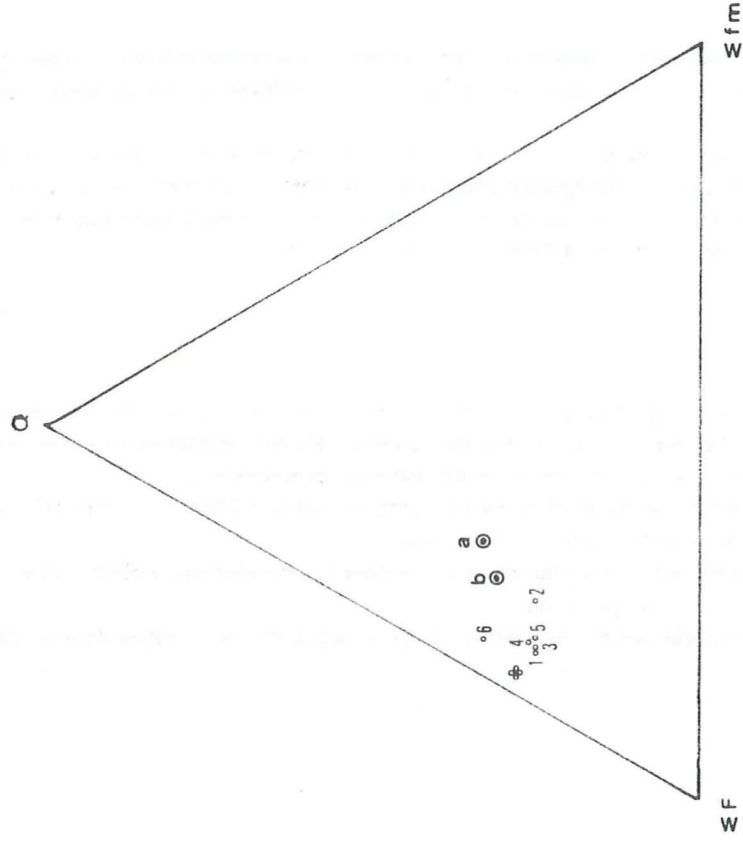
Elles se sont développées par mobilisation et cette mobilisation est progressive :

- d'abord partielle, elle conduit à la formation de néosomes hétérogènes où se mêlent, en général, mobilisat pegmatoïde et restite relativement enrichie en éléments ferromagnésiens ;
- puis totale, elle aboutit par anatexie, à la formation de granites dont la composition globale, bien que légèrement plus feldspathique, reste voisine de celle du paléosome.

Ces granites correspondent à la catégorie des roches claires, la plus largement développée dans le complexe intermédiaire.

DIAGRAMME des ROCHES CLAIRES

(figure 32)



83 bis

BOWEN—TUTTLE

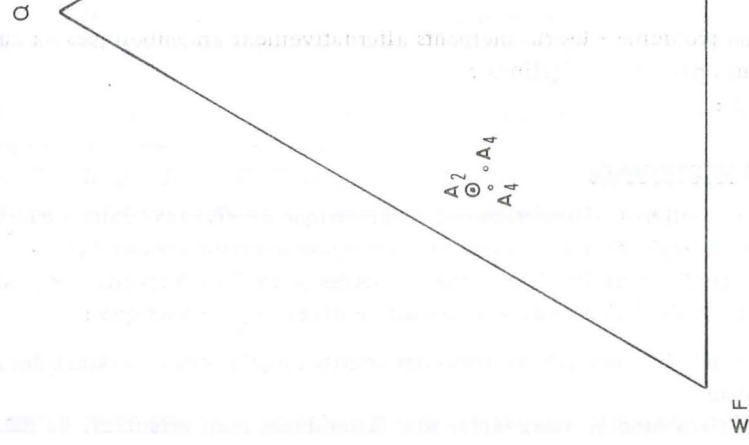
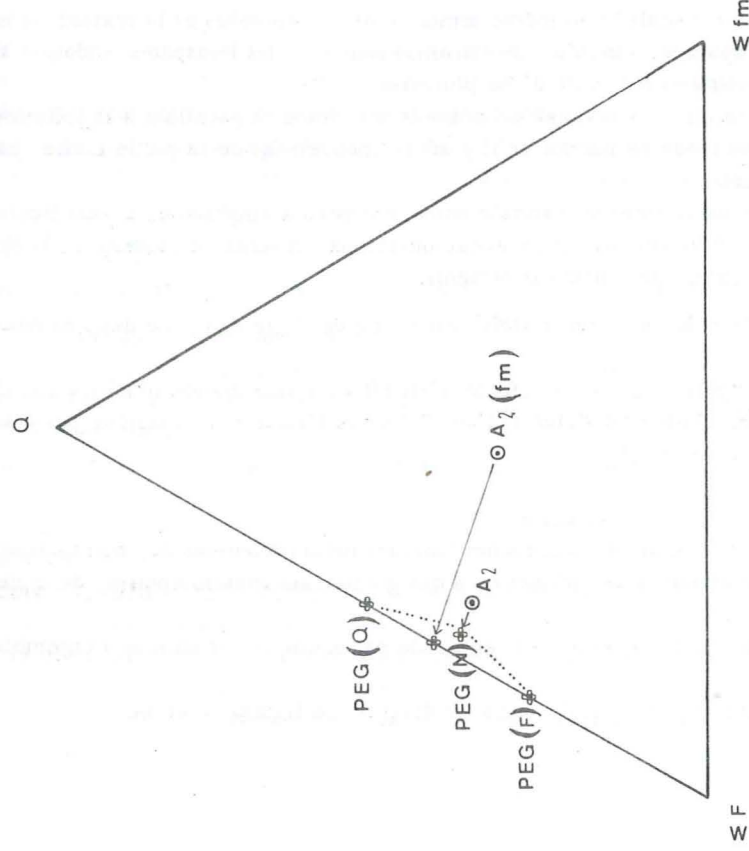
DIATEXITE

=

GRANITE

DIAGRAMME des ROCHES STRATOIDES

(figure 33)



METATEXITE

DIATEXITE

B. - LES ROCHES SOMBRES

Dans ces roches on observe toujours des niveaux à caractères minéralogiques très variés dont il est parfois difficile de dire s'il s'agit du matériel originel ou modifié.

Nous avons pu pourtant distinguer différents types de paléosomes que nous étudierons successivement avec les mobilisats qui leur sont liés.

1) Les faciès stratoïdes et stratoïdes bréchoïdes

Dès l'abord, ces roches posent un problème : les rubanements alternativement amphiboliques ou quartzo-feldspathiques sont-ils originels ou provoqués par des ségrégations ?

En fait les deux cas se présentent :

a) Le paléosome

Il est ici formé d'une alternance régulière millimétrique ou décimétrique de niveaux clairs à quartz et plagioclase oligoclase (faciès A2) et de niveaux sombres à amphibole et plagioclase andésine (faciès A1).

Ces grandes différences minéralogiques entre les deux roches associées pourraient permettre de penser que le niveau clair correspond à un mobilisat ; mais si l'on observe en détail ce niveau A2 on voit que :

- le grain est ici très fin alors que les néosomes décrits jusqu'à présent avaient des minéraux de taille plus grande ;
- les phyllites et l'amphibole, assez rares, sont disséminées mais orientées, de même que les lentilles de quartz (la texture des néosomes nous est apparue jusqu'ici seulement localement orientée) ;
- les minéraux ont cristallisé en même temps, sont xénomorphes et la texture est celle d'une roche métamorphique. (Jusqu'ici les ferromagnésiens et les feldspaths tendaient à être automorphes ; la texture était celle d'une plutonite) ;
- le contact entre les deux niveaux est toujours net, franc et parallèle à la foliation respective des deux roches ; rien ne montre qu'il y ait eu mouvement de la partie claire, par rapport à la partie sombre ;
- il n'existe aucune différence texturale entre le niveau à amphibole qui représenterait une restite dans notre hypothèse, et le niveau quartzeux qui serait le mobilisat ; la seule différence réside dans la nature des minéraux présents.

Ainsi on peut conclure que l'ensemble du faciès stratoïde est formé de l'alternance de deux paléosomes de nature pétrographique bien distincte.

On peut supposer que le métamorphisme qui les a affectés s'est effectué sans grande modification chimique : et en effet la teneur en anorthite du plagioclase est différente d'un côté et de l'autre : il ne semble pas y avoir eu de migrations importantes entre les faciès (A1) et (A2).

D'après leur composition actuelle on peut dire que :

- les niveaux amphiboliques (A1) correspondraient à des roches basiques métamorphisées ou "métabasites" ;
- les niveaux quartzeux (A2) correspondraient à des arkoses ou à des grauwackes métamorphisés, de toute façon à des roches plus acides ou "métaacidites".

MEHNERT (1968) signale l'existence de telles roches, en Suède par exemple, et nomme l'ensemble "banded-gneiss".

Les points représentatifs des roches A1 et A2 sont placés sur diagramme figures 33 et 34.

b) Les néosomes

Nous avons vu précédemment que la partie A2 du faciès stratoïde évoluait dans les roches stratoïdes bréchoïdes vers des faciès pegmatoïdes et granitoïdes : ces faciès correspondent à des néosomes.

1) néosome hétérogène

le leucosome (faciès pegmatoïde décrit dans la 3e partie IV B2) est semblable à celui des roches claires sauf sur trois points :

- il apparaît en filets plus ou moins réguliers et concordants dans un faciès à allure de gneiss clair (fig. 28, p. 69) qui n'est tout à fait ni un paléosome, ni un néosome ; ce faciès (A3) correspond au faciès A2 stratoïde dont la texture a évolué sans que change la composition chimique, mais où le quartz semble avoir été mobile : il s'est rassemblé et a englobé des restes de filets biotitiques : il y a eu blastogenèse du quartz (fig. 1, pl. I) ;
- il ne possède du feldspath potassique qu'en faible quantité (inférieur ou égal à 5 %) néanmoins ce feldspath est en plages visibles alors que, dans le paléosome il n'existait que rarement et en film intergranulaire.

Peut-être s'est-il simplement rassemblé et est devenu alors visible, mais il a pu aussi se néoformer en petite quantité à partir des éléments mobilisés (fig. 2, pl. I) ;

- il contient parfois de grandes amphiboles automorphes pœcilitiques et sa texture ne se distingue alors du paléosome que par la grande taille des cristaux, qui sont restés xénomorphes.

le mélanosome est identique à celui des roches claires mais sa position entre paléosome modifié et leucosome est un peu différente.

2) néosome homogène

Il est encore à peine pourvu en feldspath potassique qui peut provenir, comme dans le faciès pegmatoïde, soit du simple rassemblement de ce matériel précédemment épars, soit d'une néoformation.

On voit le néosome se former à partir du paléosome modifié (A3) : le plagioclase s'accroît, repousse les ferromagnésiens à son pourtour et la texture orientée est ainsi détruite.

Cette croissance et la destruction corrélative des textures planaires préexistantes s'effectue de façon progressive et l'on passe par un faciès intermédiaire (A4) à grain encore fin et restes de texture orientée avant d'aboutir au faciès typique (A5) équivalent à texture souvent cloisonnée et à grain moyen.

Ce processus de formation est signalé par MEHNERT comme caractéristique des migmatites ; il appelle ce processus blastogenèse et nous appellerons les roches ainsi formées, dans la suite de ce mémoire des "blastites".

3) interprétation génétique

Est-ce que l'on peut dire dans le cas de ces néosomes, qu'il s'agit de mobilisat ?

cas du néosome homogène

On voit (fig. 28, p. 69) que ce néosome, qui se développe aux dépens du faciès paléosomique A2 modifié et des néosomes pegmatoïdes qui sont nés dans sa foliation, recoupe en un autre endroit des faciès équivalents (A2 modifié) et aussi les paléosomes intacts A1 et A2 alternés.

Sa composition en quartz, plagioclase et orthose n'est pas celle d'un granite mais d'une tonalite.

Sur le diagramme "Q - Σ F - Σ Fm" les points représentatifs du paléosome (A2) et de ces néosomes homogènes sont absolument groupés dans le même secteur (fig. 33, p. 83t.) il n'y a pas de modification chimique lors de la croissance des plagioclases.

Malgré cela l'apparition ou la ségrégation du feldspath potassique et la croissance du plagioclase implique nécessairement une mobilisation mais à faible échelle.

Pourtant la masse tonalitique a pu se déplacer au moins localement et le néosome pegmatoïde se perd en elle : ceci ne peut s'expliquer que si l'on admet qu'il y a eu au minimum un début d'anatexie bien répartie dans toute la roche. Ainsi encore une fois l'anatexie a lieu sans que change la composition chimique globale de la roche : on a eu formation d'une diatexite.

. cas du néosome hétérogène

Le leucosome pegmatoïde a le même aspect général que celui des roches claires, il est vraisemblable qu'il soit également un mobilisat et en effet :

- on voit le faciès pegmatoïde recouper nettement, en filons qui souvent se croisent, la masse des paléosomes stratoïdes (A_1) et (A_2) ;
- il possède alors parfois, quand il recoupe le faciès A_1 , de l'amphibole automorphe pœcilitique en grands cristaux. Des éléments habituellement restés stables ou passifs (ferromagnésiens) ont donc pu contaminer la masse pegmatoïde qui prend alors un caractère dioritique ;
- dans le plagioclase, la phase la plus albitique (An 15) tend à s'individualiser en taches rectangulaires (photo 2, pl. 5) ;
- les proportions en quartz et feldspath de ces leucosomes, issus de roches même différentes (fig. 33, p. 83t.) se situent aux environs de 35 à 40 % de quartz et 60 à 65 % de feldspath (dont 2 à 5 % d'orthose). D'après BOWEN et TUTTLE (1958) la composition de l'eutectique du mélange quartz-albite, dans le système Q - Ab - H₂O, est situé entre 40 et 35 % de quartz, suivant la pression partielle de H₂O.

D'un autre côté Von PLATEN (1965) montre que la proportion en quartz de l'eutectoïde augmente avec le pourcentage en anorthite du plagioclase.

Or, dans le cas présent le plagioclase est de l'oligoclase et les proportions en quartz et plagioclase semblent bien convenir à la composition de l'eutectique correspondant.

Ainsi la composition des leucosomes issus de la roche stratoïde A_2 (ou d'une roche différente plus riche en ferromagnésiens), correspond à celle du "minimum melt" du système de roche équivalent.

Le mélanosome existe de chaque côté du leucosome et correspond simplement aux ferromagnésiens en excès repoussés et recristallisés sur place, donc à une restite.

Ainsi il y a eu fusion partielle de la roche A_2 . On peut appeler avec MEHNERT (d'après SCHEUMANN) Méta-textite la roche formée par le faciès A_2 modifié, accompagné des filets pegmatoïdes et de leurs bordures mélanosomiques.

Notons ici que, par la suite, le mobilisat pegmatoïde s'est différencié en un cœur plus feldspathique et une bordure plus quartzreuse (figure 33).

Dans la figure 28 on voit un filon de roche quartzo-dioritique recouper l'ensemble des faciès formés à partir du niveau quartzique (A_2) des roches stratoïdes.

Si l'on place sur le diagramme Q, ΣF , ΣF_m le point représentatif de la composition modale de cette roche on s'aperçoit qu'il se place entre les points représentatifs des deux paléosomes A_1 et A_2 . Sur le terrain il semble que souvent A_1 et A_2 se partagent la roche à égalité ; nous avons reporté sur le diagramme le point représentant la composition modale théorique d'une roche où A_1 et A_2 seraient mêlés en égale proportion : il se place au voisinage immédiat du point représentatif de la roche quartzo-dioritique (figure 34).

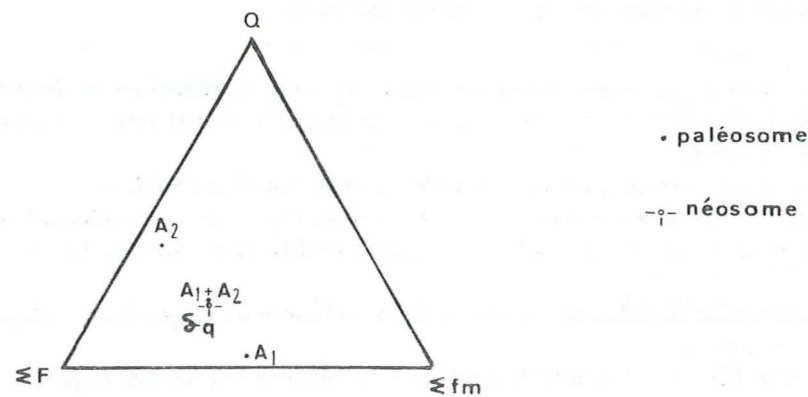


Figure 34 : les roches stratoïdes donneraient une roche dioritique ?

On peut ainsi supposer, mais assez gratuitement, que la roche quartzo-dioritique s'est formée par anatexie complète des roches stratoïdes ($A_1 + A_2$), à moins que des niveaux de composition mixte n'aient existé, ce qui est probable également.

2) Le faciès à boules

A propos de ces faciès il faut faire mention à la fois des essais de boules assez petites, de composition basique, "cimentées" par un matériel de composition dioritique, et des lentilles plus vastes qui sont, comme au Glacier Blanc pyroxéno-amphiboliques, ou, comme au Grand Riéou, uniquement serpentineuses. Il est probable que, dans ce dernier cas on ait affaire à une ancienne masse ultrabasique, vrai paléosome ayant résisté aux transformations ultérieures. Mais sur ses bordures, ou dans le cas des roches du secteur du Glacier Blanc, les transformations sont évidentes : il y a amphibolitisation des pyroxènes, ou, pour les boules proprement dites (en essaim) une zonation en auréoles concentriques qui évoque une transformation de moins en moins poussée quand on va des bords vers le cœur des boules. Alors que la masse serpentineuse représente un paléosome, les boules seraient donc des restites. Effectivement, le cortex des boules est constitué par des aiguilles radiales de hornblende (auréole qui atteint au plus 1 cm) séparées du "ciment" dioritique par une mince chape de biotite. Le cœur de la boule a pu contenir du pyroxène, mais on ne constate que la présence d'un enchevêtrement de trémolite suggérant une ouralitisation. Il apparaît donc que l'auréole externe provient d'une mobilisation, aux abords du ciment, de la roche initiale vraisemblablement très basique ; quant à la chape de biotite, elle constitue un blindage précoce permettant à la restite de subsister ultérieurement. La mince épaisseur de la mobilisation, qui est toujours la même quelle que soit la taille de la boule, traduit selon MEHNERT (1968) la résistance chimique élevée du matériel affecté.

A une autre échelle, on a vu que l'essaim des boules se disposait en lentille dans les roches claires. Aux abords de ces dernières, s'observent des variations dans la transformation des boules : celles-ci sont constituées alors dans leur totalité par la hornblende verte qui ailleurs ne forme que l'auréole radiaire externe ; le "blindage" est ici assuré par une amphibole sombre très magnésienne (fig. 3, p.24).

Par ailleurs le ciment est devenu, dans ces secteurs, plus riche en plagioclase, et le quartz et même le feldspath potassique peuvent, en faible quantité, y faire leur apparition. On peut donc considérer que le "ciment" représente le mobilisat de la masse basique morcelée et que, aux approches des roches claires entièrement mobilisées, il a pu être contaminé.

Le fait que le "ciment" soit un mobilisat expliquerait l'existence de pseudomacles (fig. 22, p. 57) dans les plagioclases qui le constituent en partie. D'après A. HOUCHMAND ZADEH (1969) ces pseudomacles traduisent des "hétérogénéités chimiques" et la "mobilité des veines pseudomacées" ; elles apparaissent quand il y a un important changement des conditions : ce dernier changement pourrait bien être le métamorphisme ayant conduit à la migmatitisation des roches du secteur étudié.

Ultérieurement l'ensemble "amas de boule et mobilisat" s'est comporté de façon plus "compétent" que l'environnement de roches claires. Des fissures sont apparues dans lesquelles ont pu s'injecter les derniers produits du magma anatectique né de la migmatitisation des roches claires, et qui ont effectivement une composition granitique aplitique idéale.

K.R. MEHNERT considère, en général, les faciès où existent des boules à peu près identiques comme représentant des restes de calcaires impurs rebelles à la migmatitisation. Ici cependant l'absence constatée de grenat et la liaison avec des lentilles conservées de serpentinites, nous fait plutôt envisager que l'on a affaire à un ancien matériel éruptif basique à ultrabasique, morcelé, émoussé et plus ou moins transformé par la migmatitisation.

3) Les amphibolites rubanées des Claux

Ces roches nous posent un problème du fait de leur isolement. Elles présentent les faciès d'une stromatite commençante :

. des rubans leucocrates à quartz et oligoclase parcourent la roche amphibolique très sombre parallèlement à sa foliation ; la portion sombre est à hornblende très magnésienne et plagioclase oligoclase-andésine.

parfois ces rubans leucocrates sont vraiment des mobilisats (ils ont l'aspect typique des leucosomes pegmatoïdes - fig. 21, p. 55).

Mais la plupart du temps il est difficile de savoir si ces rubans correspondent à des mobilisats commençants qui se calquent sur des hétérogénéités originelles ou si on a affaire à des mobilisats exprimés à partir d'une roche initialement homogène et de composition mixte.

Le quartz ressemble parfois énormément aux lentilles de quartz du faciès bréchoïde quartzeux A₂ mais alors il semble avoir recristallisé et la lentille amiboïde est formée d'un seul individu à extinction franche (fig. 19, p.53) parfois il paraît avoir été plus mobile, il est en filets polycristallins allongés et souvent contourne un "flot" amphibolique (fig. 18, p. 52) ; il apparaît d'ailleurs en globules au pourtour ou au cœur des grandes amphiboles magnésiennes automorphes (fig. 20, p.54).

Ces faciès où l'on rencontre rarement un mobilisat pegmatoïde caractérisé accompagné d'un mélanosome, et plus souvent un matériel leucocrate d'origine douteuse où le quartz seul paraît "mobilisé", est en définitive peu migmatisé.

Or la roche possède ce faciès sur près de 400 m d'épaisseur : nous n'avons jamais trouvé un faciès peu migmatisé aussi étendu dans toute la région étudiée.

Cela pourrait être dû à deux causes :

- le métamorphisme conduisant à la formation de ces migmatites a été moins fort en cet endroit ;
- la roche migmatisée est différente de celles que l'on a rencontrées ailleurs et présente une résistance chimique et structurale plus grande ; elle se migmatise donc peu dans des conditions pourtant équivalentes à celles qui existent ailleurs.

Ces horizons dont l'aspect pourrait rappeler un peu les faciès stratoïdes présentent néanmoins de grosses différences par rapport à ceux-ci (effacement complet de l'alternance régulière, texture différente, deux générations d'amphibole dont une très altérée etc.).

La composition chimique d'un septum amphibolique (planche I, analyse 477) placée sur les diagrammes de De La Roche (1968) et Leake (1964) le situe dans le domaine des orthoamphibolites. Mais l'on ignore en fait, si le septum amphibolique a été ou non modifié par le départ de certains éléments (il pourrait s'agir d'une restite).

D'autre part, bien que tous les autres niveaux amphiboliques soient d'origine éruptive probable, il est impossible d'acquiescer une certitude quant à la similitude effective des amphibolites des Claux et de ceux-ci.

En outre, la migmatisation a à peine affecté les gneiss à cordiérite liés à ces amphibolites, que l'on a retrouvés transformés ailleurs (région Glacier d'Arsine) en granite d'anatexie à taches de cordiérite.

Il semble donc tout à fait possible qu'il y ait eu conjugaison de deux faits : des matériaux accumulés en une forte épaisseur, d'une composition différant légèrement de celle des autres faciès amphiboliques, ont été soumis à des conditions de métamorphisme moins sévères qu'ailleurs.

4) Les faciès dioritiques et dioritiques bréchoïdes

Dans ce cas il est assez facile de distinguer le matériel ancien des différentes catégories de néosomes plus ou moins évolués.

a) le paléosome

Il est bien représenté et correspond au faciès à fines aiguilles et à taches d'amphibole décrit en 3e partie (III B 1 et 5). Sa texture est fine, mais contrairement aux paléosomes déjà décrits, les rapports des minéraux entre eux évoquent une roche ignée.

Le plagioclase, l'amphibole et la biotite sont automorphes et le quartz interstitiel est peu abondant.

Le plagioclase est en lattes parfois minuscules qui dessinent des textures concentriques et parfois intersertales résiduelles ; les apatites que l'on trouve dans ces faciès, sont très longues, bacillaires (rapport largeur/longueur 1/20) ce qui signifie qu'elles ont cristallisé dans un liquide qui se refroidissait rapidement (P.J. WYLLE et al. in A. HOUCHMAND ZADEH, 1969).

Il est vraisemblable que ce paléosome correspond à d'anciennes roches microgrenues qui, si l'on admet que leur composition chimique n'a pas été trop altérée, auraient pu être des microdiorites quartziques. La mésostase aurait recristallisé ultérieurement en quartz, biotite et amphibole aciculaire.

En ce qui concerne les néosomes, plusieurs catégories peuvent être définies suivant leur degré de mobilisation.

b) les néosomes intermédiaires (blastites)

Nous avons décrit comment se modifiait le paléosome : la recristallisation et la croissance du plagioclase conduisaient au faciès moyen à texture cloisonnée où les amphiboles n'étaient pas modifiées et restaient en aiguilles autour du plagioclase subautomorphe.

Le passage aux faciès suivants s'effectue à partir de ces blastites qui sont donc ici des roches peu mobilisées intermédiaires entre paléosome et néosome typiques.

c) les néosomes typiques

Ils sont de deux sortes : par rapport au paléosome ils changent tous deux de composition l'un en se rapprochant du pôle granitique, l'autre en s'en éloignant fortement au contraire.

* le néosome quartzo-dioritique (plutonite)

L'analyse chimique de cette roche (n° 392, planche I) ainsi que les comptages de points effectués permettent de définir sa composition de diorite quartzique.

Sa texture est cloisonnée à équante ; il est caractérisé par la présence d'une amphibole trapue très automorphe, brune et magnésienne au cœur, vert bleu et ferrifère au pourtour. De l'orthose très poecilitique apparaît et le plagioclase montre des macles complexes.

Il ne reste rien de la vieille texture du paléosome et les apatites, ici moins longues (largeur/longueur = 1/5) pourraient plaider pour une roche magmatique cristallisée en profondeur.

Nous avons trouvé un faciès équivalent, bien que de provenance peut-être différente, qui recoupait l'ensemble des faciès bréchoïdes stratoïdes (figure 28, p.69).

Ce gisement rappelle celui des granites d'anatexie des roches claires : une fusion peut-elle être également invoquée ici ?

Par rapport au paléosome de l'orthose est apparue, la proportion de biotite a diminué, celle d'amphibole a augmenté. La réaction biotite \rightleftharpoons hornblende a dû s'effectuer de la gauche vers la droite et s'il y avait eu recristallisation progressive à partir du paléosome on devrait retrouver des traces de biotite se transformant en hornblende : or la photo 1, planche 5 montre, au contraire, que l'amphibole se transforme en biotite.

Cela pourrait signifier qu'il y a bien eu anatexie ; les produits de la "fusion" des ferromagnésiens K⁺ (Ca, Fe, Mg)⁺⁺ se seraient redistribués de la façon suivante :

le matériel fondu cristallise progressivement. Ce sont d'abord les cristaux automorphes d'amphiboles qui apparaissent. La hornblende est magnésienne puis ferrifère et en même temps que cette dernière, la biotite commence à se former, aux dépens surtout des parties magnésiennes des amphiboles (cœur des cristaux). Ensuite seulement cristallisent le plagioclase, l'orthose et enfin le quartz. L'orthose est encore assez peu abondante : le matériel initial devait être assez pauvre en K⁺ et la biotite en a déjà utilisé une partie. Cette suite réactionnelle se calque parfaitement, une fois encore, sur celle qu'a défini N. BOWEN pour la cristallisation des magmas.

Pourtant dans cette roche on retrouve parfois des amas de petits cristaux d'amphibole qui paraissent constituer les amorces d'un grand cristal non totalement réalisé. Ceux-ci correspondent sans doute aux amas identiques observés dans le paléosome : ce serait une partie de cette roche ancienne, encore non mobilisée ; l'anatexie n'a pas forcément été complète. En effet, la rareté des faciès ayant atteint un état stable semble caractériser ces roches. Malgré cela, on peut dire qu'ici il y a eu un début de palingénèse.

* le néosome dioritique

Il apparaît en faible quantité dans l'ensemble des roches dioritiques, et se développe dans le faciès moyen (blastite).

Par rapport au paléosome il est dépourvu de quartz et de feldspath potassique.

- Son aspect à grandes amphiboles automorphes développées en gerbes à partir d'une sole uniquement amphibolique, évoque la cristallisation en géode : lors de sa croissance aucun autre minéral ne devait être cristallisé si ce n'est le sphène et l'apatite.
- L'apatite ici est automorphe et trapue ce qui selon MEHNERT (1968) dénote la présence d'eau en phase vapeur, lors de sa formation.
- Le plagioclase forme le "fond" de la roche, et a donc cristallisé après l'amphibole.
On peut admettre encore une fois qu'un "magma" d'un type un peu spécial s'était concentré là et a cristallisé.

* néosome hétérogène

Une différenciation un peu différente s'effectue dans le faciès dioritique bréchoïde. La partie appauvrie en Si, K, Na ne semble pas avoir été mobile : on retrouve le passage de cette zone au mobilisat très clair, pegmatoïde et le processus de transformation est illustré par la planche H. Il y a apparition, en petite quantité d'abord, de quartz et d'orthose entre les plagioclases encore petits. Puis ceux-ci grandissent tandis que les minéraux interstitiels (quartz et orthose) augmentent en volume, jusqu'à former des plages automorphes très pœcilitiques : ce processus est évident dans le cas de l'orthose qui repousse la biotite-chlorite à son pourtour.

Corrélativement l'amphibole qui était en taches polycristallines se transforme totalement, d'abord en sphène et biotite-chlorite puis en biotite-chlorite seule ; cette dernière prend un faciès aciculaire et se fait très rare (= 2 %).

Il arrive aussi que la zone de passage entre le faciès fin dioritique et le faciès pegmatoïde soit brutale, ce dernier jouant un peu à la manière d'un matériel filonien.

Ce néosome pegmatoïde que l'on voit se former par migration des éléments silico-alkalins (les plus facilement mobilisables) à partir d'un paléosome, dont la portion restante après cristallisation apparaîtra appauvrie en ces mêmes éléments et sera une restite est donc un mobilisat typique qui a même pu avoir un comportement de matériel intrusif.

-- Afin de visualiser toutes ces différenciations du paléosome quartzo-dioritique on a tenté de représenter ces roches sur un diagramme ternaire modifié par un paramètre supplémentaire permettant de faire intervenir les quatre constituants principaux : plagioclase, orthose, ferromagnésiens et quartz (figure 35). Comme une certaine interdépendance semblait exister dans les proportions en quartz et ferromagnésiens nous avons placé ces deux éléments à l'opposé.

Dans le mobilisat dioritique le quartz n'est pas représenté, mais à partir de l'analyse chimique (tableau II, analyse n° 390) nous avons pu calculer pour cette roche un déficit en silice très léger inférieur à 1 %, nous admettrons donc qu'elle est juste saturée, ce qui nous permet de la faire figurer sur le diagramme.

Nous avons d'abord placé les points représentatifs des paléosomes, restites et mobilisats d'après leurs proportions en plagioclase, orthose et ferromagnésiens (obtenues par comptage de points) ramenées à 100 dans un diagramme triangulaire banal.

Les mobilisats à orthose se détachent nettement du côté "Fm, Pl" où restent groupés toutes les autres roches.

Ensuite, nous avons ajouté aux roches qui en possédaient, leur proportion en quartz, obtenue dans le comptage de point : pour ce faire nous avons à partir du point représentatif de la roche (point Q = 0) effectué une translation, parallèlement à la ligne Q dont la longueur correspond, à l'échelle du diagramme, au pourcentage en Q de cette roche (flèche pleine rectiligne, sens de la flèche = paramètre positif).

Il se trouve que, partout où on le rajoute, le paramètre quartz a la même valeur : il sera toujours possible de comparer entre elles dans le diagramme ternaire, d'une part les roches où figure le quartz, d'autre part les roches qui sont privées de quartz.

Finalement, les paléosomes s'individualisent nettement. On peut alors constater leur dissociation :

premier cas (flèches ondulées)

Le paléosome donne naissance à un mobilisat pegmatoïde (PEG) qui se ségrège et reste ainsi très évolué tandis que la portion de roche restante consiste en une restite (restée immobile géochimiquement). Les quantités respectives de mobilisat et restite sont à peu près équivalentes comme le montre la figure 27, p. 67.

deuxième cas (flèches en tireté)

Le paléosome donne naissance à une grande quantité de mobilisat qui reste mêlé aux portions peu mobiles : la

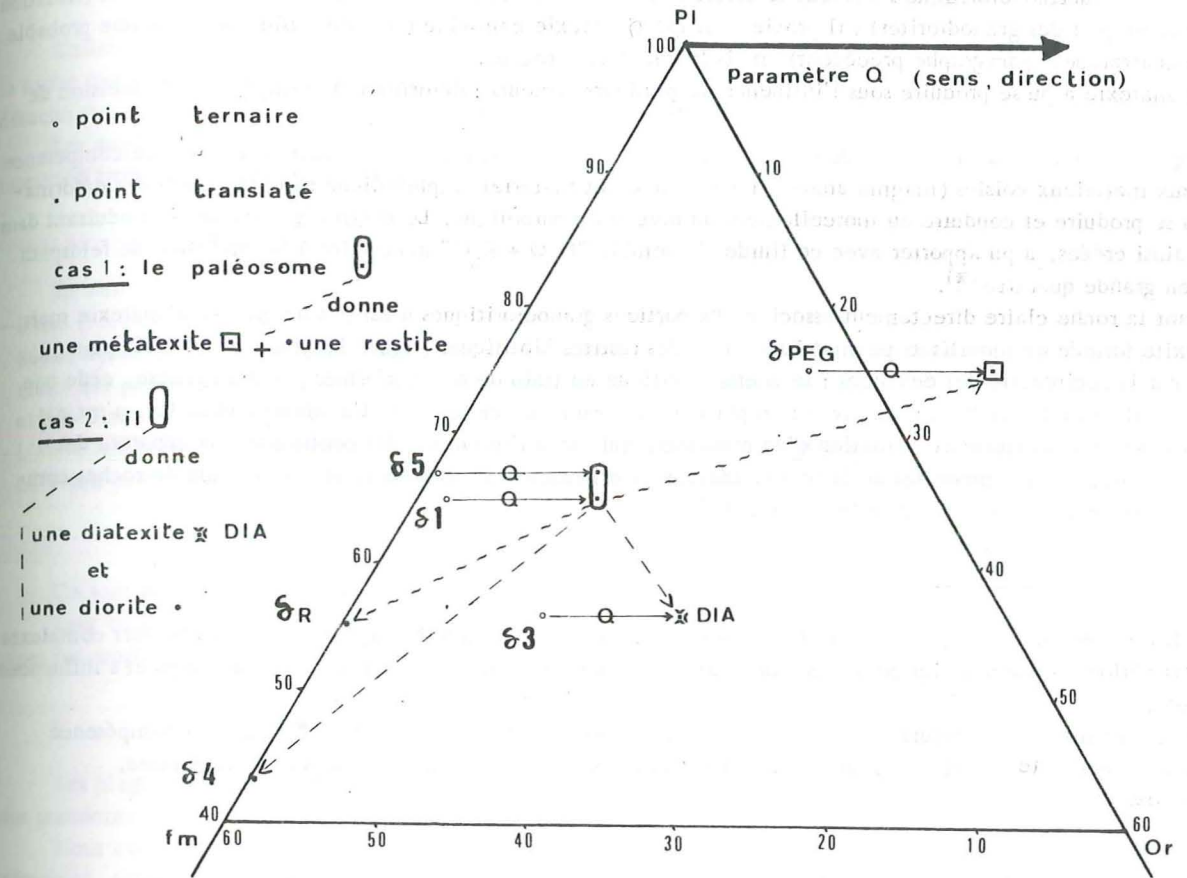


Figure 35 : DIAGRAMME des roches DIORITIQUES

composition reste celle du paléosome et l'on a une diatexite (DIA) les modifications sont les suivantes : une partie du plagioclase a disparu au profit de l'orthose. D'autre part, localement il forme une petite quantité d'un mobilisat particulier dont la composition est celle d'une restite : il est appauvri en éléments silico-alkalins, à peine saturé et la hornblende y domine par rapport au plagioclase. Ce mobilisat correspond à ce que J.J. SEDERHOLM a appelé "rein d'accumulation".

Ainsi il y a eu encore une fois anatexie, soit partielle, soit plus totale du matériel initial paléosomique.

5) Les roches mélangées mixtes

Elles apparaissent entre les faciès amphiboliques et les roches claires granitiques. Nous avons vu qu'elles se caractérisaient surtout par l'apparition de portions granodioritiques en masses ou en schlieren.

L'aspect de ces portions granodioritiques ne diffère de celui des faciès quartzo-dioritiques déjà rencontrés, que par l'allure envahissante du feldspath potassique (figure 2, planche G) qui peut être en proportion très importante dans la roche (30 %).

Il semble difficile d'imaginer que les amphibolites, dont les faciès les moins basiques (diorite quartzique) donnent au maximum 12 % de feldspath potassique, puissent en avoir donné 30 %.

Il y a donc eu venue d'une "solution" riche en potasse et silice depuis l'extérieur, vers une roche qui aurait été sans cela une diorite quartzique comme celles que nous avons déjà décrites.

Ce néosome quartzo-dioritique théorique se serait formé en bordures d'enclaves amphiboliques massives (situation actuelle de la plupart des granodiorites) ; il proviendrait de l'anatexie complète (voir discussion sur la genèse probable des diorites quartziques, paragraphe précédent), mais locale de ces roches.

Cette anatexie a pu se produire sous l'influence de plusieurs facteurs : déformation, température et pression de fluide.

Il est probable que sous l'influence de contraintes tectoniques et en raison de la grande différence de compétence entre les deux matériaux voisins (magma anatexitique "fluide" et matériel amphibolique resté résistant) des déformations ont pu se produire et conduire au morcellement du niveau amphibolique. Le magma granitique s'introduisant dans les fissures ainsi créées, a pu apporter avec ce fluide l'ensemble "H₂O + K₂O" nécessaire à la formation de feldspath potassique en grande quantité (*).

Pourtant la roche claire directement associée aux portions granodioritiques n'est pas un granite d'anatexie mais une métatexite formée de mobilisats pegmatoïdes liés à des restites biotitiques (figure 1, planche G). Cela peut s'expliquer par la réciprocité des échanges : le gneiss biotitique en train de se transformer par palingénèse, cède une partie de sa chaleur et de ses fluides au niveau amphibolique voisin ; de cette façon l'anatexie, chez lui, n'est pas complète il y a fusion partielle et formation d'un métatect, qui, sous l'influence des contraintes, se séparera des portions géochimiquement immobiles de la roche. Lorsque la cristallisation se produit on a formation de roches complexes comme celle qui est figurée dans le schéma 31, p. 73.

Conclusion

Ainsi les roches sombres sont bien, aussi, migmatisées. Leurs transformations apparaissent comme fort complexes car les modifications, dissociées ici pour faciliter l'exposé, se sont produites à peu près en même temps et s'influencent mutuellement.

En effet, pression, température et phase fluide présente, sont interdépendants, de même que la compétence relative des différents niveaux plus ou moins affectés par la mobilisation dépend de celle-ci, et vice versa.

C. - COMPARAISON DES FACIES DE MIGMATISATION DES ROCHES CLAIRES ET DES ROCHES SOMBRES

Les roches étudiées formées de paléosomes et de néosomes dans lesquels on peut distinguer mobilisat et restite sont donc bien des migmatites.

Les différentes parties présentent chacune des caractéristiques assez constantes :

1) Les caractères généraux

a) les paléosomes

Ils ont toujours une texture fine (500 microns) ou très fine (300 microns) et la plupart du temps orientée, de même qu'une structure hétérogène monotone (gneiss - roches stratoïdes - roches rubanées).

Pourtant, nous avons vu que l'un d'eux possédait, par contre, une texture pratiquement équante sous laquelle transparaissent encore des restes de texture intersertale. Il n'y a donc qu'une seule règle générale pour les paléosomes des migmatites du secteur étudié : c'est la grande finesse du grain.

(*) - Il faut remarquer ici une chose : d'après l'analyse chimique n° 481 (tableau I) certaines portions de roches mixtes appelées "granodiorite" globalement sont en fait des monzonites quartziques. La proportion d'orthose a augmenté sans qu'augmente celle du quartz. Par contre, l'ensemble néosome pegmatoïde mélanosome et monzonite a la composition d'une granodiorite (analyse n° 385, tableau I).

b) les néosomes

* les blastites
.....

Celles que nous avons rencontrées étaient toujours marquées par la blastogenèse du plagioclase. Quelle que soit la roche que ce processus affecte, l'aspect final est toujours le même : le plagioclase en taches rondes, claires, se détache sur fond de minéraux noirs qui parfois dessinent des filets orientés (figure 30, p. 72, faciès cf. A5).

Les auteurs allemands donnent à ce faciès le nom évocateur de "gneiss perlé". Ces roches peuvent constituer des intermédiaires entre paléosome et néosome, ou constituer des néosomes homogènes encore assez peu évolués.

* les néosomes hétérogènes
.....

Ils sont toujours formés de deux parties très distinctes.

- L'une (leucosome) est d'aspect très constant : hololeucocrate, pegmatoïde elle est à plagioclase subautomorphe à automorphe, parfois imparfaitement zoné et le quartz y est interstitiel. Ce leucosome est formé par les minéraux clairs qui peuvent être exprimés de la roche encaissante : c'est ainsi que certains sont riches en feldspath potassique et que d'autres en sont privés.

- L'autre (mélanosome) est essentiellement formée de minéraux ferromagnésiens et correspond à la roche encaissante ou à une partie d'elle, appauvrie en éléments clairs (les plus mobiles) : c'est une restite.

* les néosomes homogènes
.....

Ce sont des plutonites dans lesquelles on distingue des schlieren vite disparus.

Leur composition dépend de la roche dont ils sont issus par anatexie complète (diatexie). On peut classer les types rencontrés en trois catégories :

- diatexite acide ou granite calco-alcalin
- diatexite intermédiaire ou granodiorite et diorite quartzique
- diatexite basique ou diorite vraie.

Les plagioclases de ces plutonites peuvent être zonés normalement ou de façon plus complexe, ou bien présenter des pseudomacles.

Nous avons vu que dans toutes ces roches (sauf les blastites) l'aspect, mais surtout la composition des divers néosomes, tenait à la roche dont ils étaient issus ou paléosomes. Ces paléosomes ne sont pas tous identiques et paraissent refléter la nature de la roche originelle ; si l'on admet que le métamorphisme qui a affecté ces roches a été topochimique, on doit pouvoir se faire une idée de ce qu'était la roche avant métamorphisme.

D'autre part il apparaît une évolution progressive dans la mobilisation.

2) La roche originelle

a) les roches claires

Pour les roches claires nous avons montré que la composition des mobilisats anatexitiques, issus du paléosome sans grands changements (un peu moins de ferromagnésiens) correspondait à celles de granites calco-alcalins. L'analyse chimique de deux de ces roches est donnée au tableau I (analyses n° 382 et 476).

Il semble que la roche originelle ait pu être une grésopélite ; il est alors tout à fait naturel que les points représentatifs de cette roche dans le diagramme "Q - P1 - Or" (figure 32, p.83b.) soient situés dans le même secteur, mais forment un nuage assez flou ; la composition d'une grésopélite peut effectivement être assez variable au départ.

Si l'on en juge par le développement actuel des granites, cette roche est l'une des mieux représentées dans le secteur étudié.

b) les roches sombres

Les paléosomes sont ici de compositions plus variées ; la roche originelle sera donc de nature différente.

* le faciès stratoïde

Dans ce faciès alternent des metabasites et des metaacidites et il semble bien que cette alternance corresponde à d'anciennes hétérogénéités, conservées au cours du métamorphisme. Les lits de metabasite sont essentiellement à hornblende et plagioclase (50/50);

d'après B. MOINE et H de La ROCHE de telles roches "présentent une étroite parenté chimique avec les roches ignées basiques". D'autre part, ces mêmes auteurs détruisent (après une étude géochimique précise) l'idée qu'il puisse exister, en l'absence de tout phénomène métasomatique, un domaine commun aux shales, roches argilo-carbonatées, arkose, et même grauwacke dolomitique, et aux roches ignées.

Nous supposons donc, en l'absence d'autres arguments, que les metabasites des roches stratoïdes de notre secteur sont d'anciennes roches ignées basiques.

D'après le pourcentage en anorthite du plagioclase (An 30 à 45) il semblerait qu'il s'agisse d'une roche de la famille des diorites.

Les niveaux acides, par contre, pouvaient être à l'origine des arkoses ou des grauwackes. Du fait de leur intercalation en niveaux parfois millimétriques avec ces roches détritiques, il semble que les roches ignées aient été plus précisément des tuffs andésitiques.

Finalement les "banded gneiss" (roches stratoïdes) du complexe intermédiaire correspondraient à une série volcano-déritique à caractère relativement basique.

* le faciès à boules

Il nous est apparu comme d'origine vraisemblablement ultrabasique, roches dont le gisement est effectivement assez couramment en lentille.

* amphibolites des Claux

Pour les amphibolites des Claux : nous pensons que la partie amphibolitique correspond à une restite mais vraisemblablement peu évoluée (stromatite commençante). Or l'analyse d'une telle roche permet de la placer dans le domaine des roches ignées. Quand on voit, d'autre part, la grande épaisseur de ce niveau il vient à l'esprit qu'il s'agit peut-être d'une coulée volcanique relativement basique, andésitique.

* le faciès dioritique

Son ancienne texture intersertale se distingue encore suffisamment pour que l'on puisse dire que la roche ancienne était microgrenue. Toujours dans l'hypothèse d'un métamorphisme topochimique cela aurait pu être une microdiorite quartzique.

Le gisement de cette roche en lentilles, et surtout en bandes minces (3 à 10 m) que l'on a pu suivre sur près de 3 km semble concorder avec cette hypothèse. D'autre part l'analyse chimique d'une restite (analyse n° 478, tableau) replacée dans le diagramme de H. de La Roche confirme une origine ignée du matériel. Bien sûr dans le cas d'une restite il a pu y avoir départ d'éléments déterminants et cela n'est pas une preuve absolue de l'origine de ces roches.

Ainsi le complexe intermédiaire serait formé par des migmatites dérivant d'un ensemble volcano-sédimentaire riche en niveaux grésopélitiques, avec des intercalations locales de roches basiques et de dykes de microdiorite quartzique.

3) Evolution de la mobilisation

La migmatisation procède par paliers successifs où l'on peut distinguer :

a) une mobilisation faible

A partir du paléosome, ou d'un paléosome un peu modifié du point de vue texture (gneiss clair et peut-être gneiss à biotite) la roche subit une blastèse sans changer de composition ni de place : les migrations d'éléments s'effectuent alors à l'échelle du cristal seulement.

b) différenciation - ségrégation

Puis intervient une fusion partielle qui affecte une portion de roche plus ou moins importante : il y a constitution d'un "métatect" qui s'individualise, dans les espaces privilégiés de la roche ("veinite"). La portion restante, appauvrie en éléments silico-alcalins, devient une restite. Les migrations sont ici de l'ordre du centimètre ou du décimètre. De plus le leucosome peut migrer dans les fissures des roches avoisinantes sur des distances d'un mètre à peu près ("artérite").

c) homogénéisation

On aboutit à la formation de néosomes homogènes par anatexie de toute la roche. La composition originelle est alors conservée et la roche formée est une diatexite (cas par exemple des métagrauwackes). Le comportement de ces diatexites est tout à fait celui d'un magma : en effet s'il passe par endroit progressivement aux roches encaissantes il peut ailleurs les traverser de façon intrusive sur plus de 10 m ; il y a eu alors tendance à la différenciation, seules les portions les plus mobilisées s'injectent à la manière d'un fluide de cette façon.

d) début de différenciation "magmatique"

Les parties les plus mobiles du produit de l'anatexie, qui tendent vers un pôle plus acide (granite plus quartzique et plus alcalin, figure 32, p.83bis) s'individualisent sous forme de matériel aplitique.

-- L'aspect de la roche migmatisée sera ainsi déterminé en partie par le degré d'évolution de la mobilisation ainsi que par la teneur, dans le matériel initial, d'éléments mobilisables.

Mais un autre facteur important intervient aussi : le comportement mécanique des différentes roches sous l'effet des déformations.

Ces deux facteurs, mobilisation - réaction aux déformations sont, d'autre part, interdépendants.

La mobilisation fait apparaître des milieux plus ou moins visqueux qui se ségrègent ou migrent dans les zones d'énergie moindre (fissures, ...).

4) Aspect des migmatites

Selon le degré de mobilisation et les types de déformations concomitantes les roches prendront différents aspects que nous allons examiner successivement.

a) roche peu "compétente" où s'exprime un métatect

* individualisation de plans parallèles

Tant qu'il n'y a pas mobilisation la roche conserve une structure de gneiss au sens le plus général. Lorsque le mobilisat pegmatoïde se forme il ira se rassembler dans la foliation (beltéporèse) on aura une stromatite.

* création des plis

- Lors de la déformation d'un matériel suffisamment incompetent où le mobilisat est en quantité restreinte des plis peuvent apparaître. Le métatect tendra à se déplacer le long des flancs de plis et à s'accumuler dans les charnières (figure 13, p.42).

- Si, au contraire, le mobilisat prédomine sur la restite ou le paléosome, la totalité du matériel flue et seule la restite formera des replis discontinus - faciès à schlieren - si elle est suffisamment souple, ou, si elle est restée assez rigide, sera morcelée et roulée passivement dans son environnement plus fluide - faciès à boules -

b) roche compétente (non mobilisée) voisine d'un matériel plus mobilisé

* création de plans entrecroisés

On a formation d'agmatites qui peuvent être génétiquement diverses :

1 - la roche voisine est une métatexite.

Le mobilisat pegmatoïde remplira les fissures à l'échelle du mètre : les blocs resteront anguleux et leur masse sera plus importante que celle du néosome migré.

2 - la roche voisine est une diatexite.

Au cours de la migmatisation le "magma" migre dans les fissures, il assimile partiellement les blocs dont la bordure sera plus floue ; la masse granitoïde peut devenir prépondérante.

En fin de migmatisation le "magma" encore incomplètement cristallisé et un peu différencié migre dans les fissures ; il n'y a pas d'assimilation et les blocs restent anguleux : l'aspect est absolument identique au premier cas mais en plus grand (échelle de 10 mètres).

* création d'espaces quelconques
.....

Là le faciès sera surréitique

, dans le cas où il y a formation d'un métatect :

si la roche est hétérogène il y aura boudinage et le néosome pegmatoïde se rassemblera entre les boudins si la roche est plus homogène le mobilisat se séparera en taches irrégulières, mal réparties dans la roche.

Quand plusieurs roches se mêlent on peut trouver côte à côte plusieurs faciès (figure 31, p. 73).

c) roche totalement incompétente

Les diatexites qui se forment sont sans doute encore à l'état de magma lors de la phase maximale de déformation et cristallisent ensuite, si bien qu'elles sont en général équantes, sauf quand il y a eu des déformations plus tardives.

Il semble que dans la plupart des cas les déformations dans les roches encaissantes soient consécutives aux mouvements de ces masses magmatiques.

d) absence de déformation

Dans ce cas il peut néanmoins se produire une fusion, ou une mobilisation, au moins partielle, mais il n'y a pas de migration du matériel mobilisé en l'absence de sollicitations mécaniques. Ainsi le mobilisat ne s'exprime-t-il pas hors des endroits où il est né. Les recristallisations se produisent là où la mobilisation a eu lieu, mobilisation qui a pu s'effectuer juste avant la cessation des déformations, si toutefois elles ont existé. Il y a formation de blastites. Seule la texture de la roche a été perturbée, non sa composition globale.

Donc, en général, migmatisation et déformation sont contemporaines. Mais parfois les recristallisations des matériaux les moins mobiles avaient déjà commencées avant que ne cessent les déformations. Certains néosomes étaient ainsi devenus compétents alors que d'autres pouvaient encore migrer : ces derniers, dont la composition est la plus proche de celle de l'eutectoïde, nous allons le voir plus loin, pouvaient donc s'injecter dans les fissures qui naissent, aussi bien dans les restites et les paléosomes, que dans les premiers recristallats (Grand Riéou).

-- On constate donc que, selon leur nature, les matériaux de nos roches ont un comportement différent aussi bien en ce qui concerne leur déformabilité que leur aptitude à la mobilisation.

Dans les roches claires, les gneiss sont l'exception (Arsine - Les Claux) mais les faciès à schlieren et surtout les granites d'anatexie sont la règle (Dragon - Glacier d'Arsine - Glacier Noir). Par contre, dans les roches sombres le faciès "gneiss" est bien mieux représenté (faciès stratoïde).

Tous les types de métatexites et de roches mélangées existent : stromatites (amphibolites des Claux) roches à schlieren (faciès mixtes) faciès à boules (Grand Riéou) agmatites de toutes les sortes et structures surréitiques. On rencontre également ici des matériaux ayant subi une anatexie complète (granodiorites, diorites quartziques) mais ils sont beaucoup plus rares.

En définitive les roches claires possèdent des faciès indiquant leur incompétence ainsi que des mobilisats conservant très longtemps la possibilité de migrer, après les déformations paroxysmales. A l'inverse, les roches sombres paraissent avoir été beaucoup plus compétentes : elles se sont brisées et c'est dans leurs fissures que se sont exprimés leurs propres mobilisats ou que ce sont injectés, ceux qui proviennent des roches claires. On doit même penser que les roches sombres sont très difficilement mobilisées car les diatexites y sont rares. Cependant, du fait de l'intervention du matériel né des

roches claires, dont la composition initiale granitique a été quelque peu contaminée par le milieu différent où il s'introduisait, l'anatexie, au moins partielle, de ces roches résistantes a pu débiter.

Il reste que l'on est en présence de matériaux non totalement homogénéisés par les processus de mobilisation, l'anatexie différentielle y est encore très évidente. Il nous faut maintenant essayer de préciser quelles ont été les conditions qui ont pu permettre cette anatexie.

III. - CONDITIONS DE MIGMATISATION

A. - CARACTERES DE LA MIGMATISATION

D'après MEHNERT, 1968 on doit pouvoir retrouver dans les migmatites les traces d'un métamorphisme croissant, puis l'empreinte beaucoup plus générale du métamorphisme maximum et enfin des rétro-morphoses consécutives à la chute des températures.

En ce qui concerne le métamorphisme croissant, il nous paraît difficile d'en repérer avec sûreté les traces. Par contre, les épisodes suivants sont bien marqués.

1) Métamorphisme paroxysmal

Il se traduit par l'apparition des faciès de migmatisation dans lesquels les associations habituelles caractéristiques d'un grade de métamorphisme, sont rares car la mobilisation, par ségrégation des éléments silico-alcalins, a privé les portions restantes (restites) des éléments nécessaires à la formation de silicates de métamorphisme, et l'anatexie a entraîné l'apparition de processus de cristallisation de type magmatique.

Nous pouvons cependant rechercher des indications sur le métamorphisme préluant à la migmatisation dans les paléosomes, et sur les conditions de température, dans les roches les plus franchement anatectiques.

a) le métamorphisme des paléosomes

Aux Claux existent des gneiss à cordiérite et biotite dont la paragenèse est la suivante :

quartz + plagioclase + microcline (non maclé $2V = -86$) + biotite + cordiérite

Si l'on admet que l'angle $2V = -86$ caractérise vraiment un microcline, cette paragenèse est celle du subfaciès "Sillimanite - Cordiérite - Muscovite-Almandin" de l'amphibolite faciès de type Abukuma (A 2-2) (H. G. F. WINKLER, 1967).

Si l'on représente la roche (à partir des données de l'analyse chimique n° 445, tableau I) sur les diagrammes ACF et A'KF, on constate que plusieurs interprétations sont possibles.

Dans le subfaciès A. 2-2, pour une telle composition, la muscovite devrait apparaître (figure 36a). Or il existe effectivement une phyllite incolore dans les gneiss à cordiérite des Claux, mais nous l'avons considérée comme une biotite décolorée. Si cela était bien le cas, il faudrait admettre alors que la roche se situe dans le subfaciès A2-3 (sillimanite - cordiérite - orthose-almandin) (figure 36b). Le feldspath potassique, au sujet duquel il subsiste un doute (il n'est pas maclé mais son angle $2V$ paraît appartenir à un microcline) n'interdirait pas cette conclusion.

Nos faciès gneissiques ne nous ont jamais révélé la présence de sillimanite. On constate que effectivement, en égard à la composition de la roche analysée, ni dans le subfaciès A. 2. 2, ni dans le A. 2. 3, ce minéral ne peut apparaître. La roche ne comporte en effet pas assez d'alumine et se trouve trop riche en éléments ferromagnésiens.

En définitive nous considérerons que le gneiss des Claux se trouve à la limite des deux subfaciès, c'est-à-dire qu'il aurait été soumis aux conditions maximales suivantes :

$$T^{\circ} = 630^{\circ} \text{ à } 690^{\circ} \text{ sous } P_{H_2O} = 2 \text{ Kb à } 4 \text{ Kb.}$$

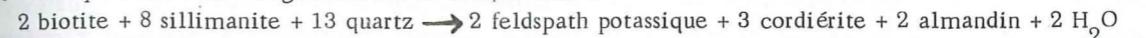
Il semble bien que la hornblende colorée en brun, contenue dans les roches avoisinantes, soit stable dans tout cet éventail de conditions thermodynamiques.

Mais nous avons déjà signalé que les amphibolites des Claux et les gneiss associés étaient isolés ; retrouve-t-on des arguments en faveur d'un même type de métamorphisme dans les migmatites appartenant plus précisément au massif des Ecrins-Pelvoux ?

b) anatexite à cordiérite

Nous avons signalé l'existence, au cirque du Glacier d'Arsine, de granite d'anatexie à taches de cordiérite, biotite, quartz et grenat ; le feldspath potassique de ce granite est une orthose (chimie - rayons X) et le plagioclase un oligoclase moyen (An 27).

H. G. F. WINKLER (1967) signale que, dans le cas où a lieu l'anatexie, le magma produit possède du feldspath potassique et que la muscovite a disparu. Si la biotite existe, la réaction ci-dessous fait suite à la disparition de muscovite après une faible augmentation de température :



Dans ce cas les conditions minimales de température et de pression seraient de plus de 660° C et de 2 à 4 Kb de pression de H₂O.

D'un autre côté, la pression maximale atteinte n'a pas dû excéder, dans ce cas où la cordiérite reste stable, 6,5 Kb.

c) granite d'anatexie

A partir de l'analyse chimique d'un granite d'anatexie contenant une orthose riche en albite (16 à 20 %) et un plagioclase An 27 en moyenne, nous avons calculé la norme C.I.P.W. Nous avons placé le point représentatif de la composition en minéraux virtuels obtenus, dans le diagramme "Q, Ab, Or" de Von PLATEN (1965).

Le point se trouve au voisinage immédiat de l'eutectique d'un système où le rapport Ab/An = 1,9 correspond à celui de notre plagioclase. La cristallisation d'un tel mélange intervient à une température de 680° ± 10° sous une pression de H₂O de 3 à 4 Kb.

On s'aperçoit ainsi que la température minimale obtenue dans les migmatites centrales du massif des Ecrins - Pelvoux correspond à la température maximale subie par les gneiss des Claux : il faut admettre, comme nous l'avions suggéré dans le paragraphe II-B3 que les conditions de migmatisation ont été moins élevées dans les roches des Claux ce qui pourrait expliquer le degré faible de migmatisation auquel elles sont parvenues.

D'autre part, la présence d'une assez forte pression de H₂O dans nos roches est confirmée d'une part par la transformation des pyroxènes en amphibole (faciès à boule) et d'autre part par l'existence de phénomènes d'aspect rétro-morphique dont certains au moins sont à coup sûr liés à la migmatisation.

2) Aspect rétro-morphique

On a noté que au cours de la cristallisation du néosome quartzo-dioritique apparaissait une hornblende magnésienne au cœur et ferrifère au pourtour.

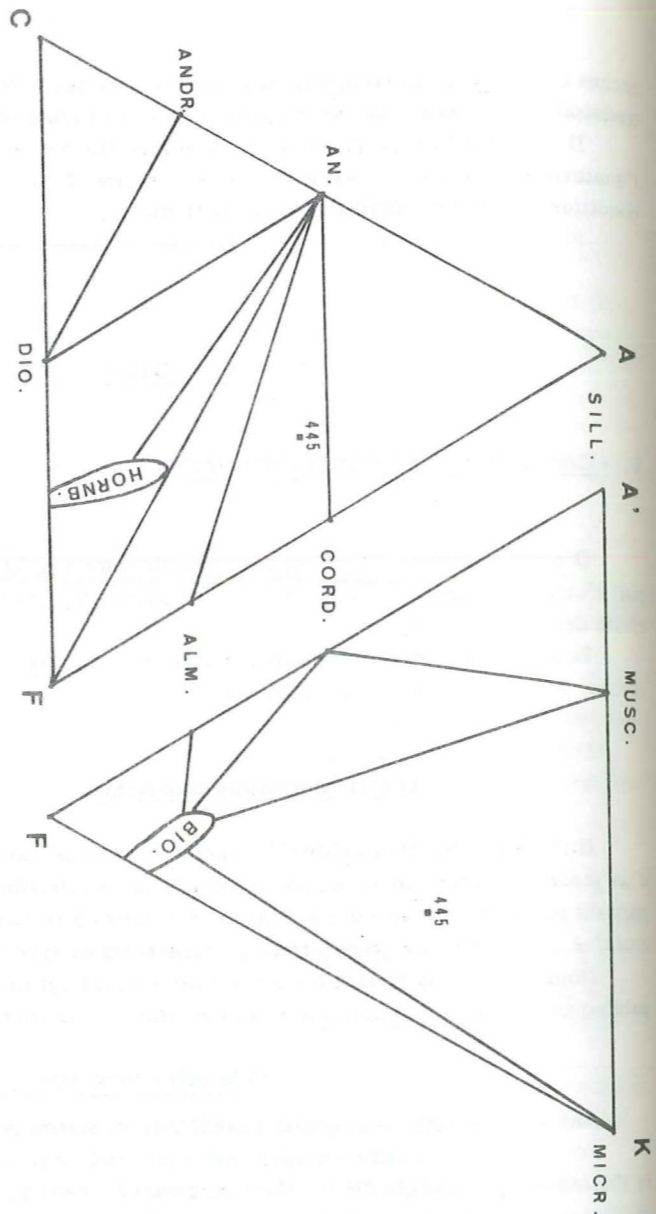
Un autre phénomène beaucoup plus courant dans les roches étudiées est celui de la chloritisation des biotites. Cette chloritisation est à la fois générale et liée aux divers faciès de migmatisation.

En effet, si l'on regarde quelles sont les phyllites qui apparaissent dans tous les mobilisats, on s'aperçoit que c'est à peu près uniquement la biotite-chlorite ; même les mobilisats quartzo-dioritiques un peu évolués voient leur amphibole transformée en biotite-chlorite.

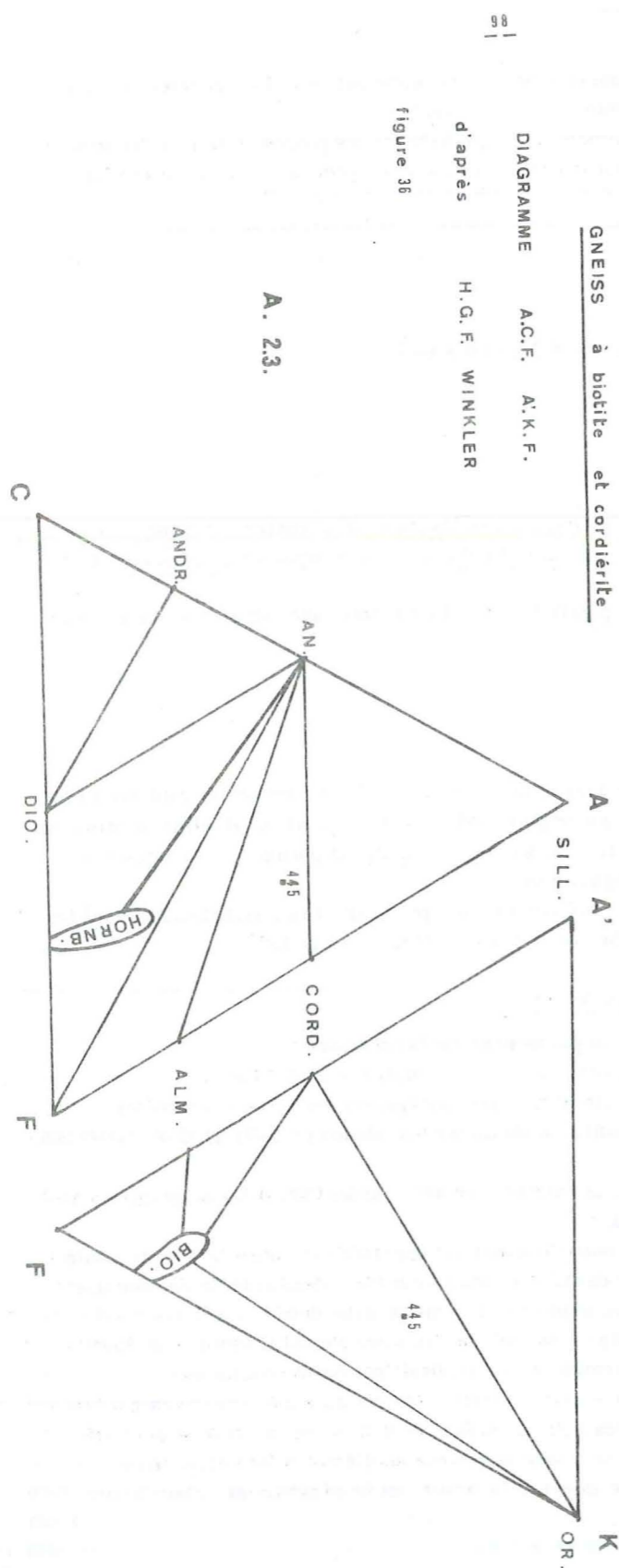
D'autre part dans les métatexites des roches claires la biotite des restites est parfaitement conservée et voisine avec les rares biotites-chlorites qui sont disséminées dans le leucosome pegmatoïde.

Enfin, entre les roches claires et les roches sombres, il existe une zone toujours mobilisée où la phyllite d'altération est, et reste, une biotite (photo 1, planche 5).

Un autre fait significatif a été signalé en troisième partie (IV B 2b) : entre paléosome quartzeux et amphibolique



A. 2.2.



A. 2.3.

DIAGRAMME A.C.F. A.K.F.
d'après H.G.F. WINKLER
figure 36

du faciès stratoïde enclavé par un mobilisat granitoïde, est apparu de la biotite ; mais à un centimètre environ de l'endroit où ce "granitoïde" recoupe le contact entre les deux paléosomes la biotite est chloritisée.

Ces différents faits semblent pouvoir s'expliquer par des variations des teneurs en K des fluides en circulation lors des mobilisations et des recristallisations.

Lors du début de la cristallisation des mobilisats granitiques et pegmatoïdes il y a libération d'une certaine quantité d'eau qui véhicule les éléments les plus solubles, en particulier K. Celui-ci, si la teneur en H₂O reste élevée, provient essentiellement des biotites des paléosomes. Au fur et à mesure que la cristallisation avance, donc que la température décroît, le K se fixera dans les ultimes cristallats, c'est-à-dire dans les feldspaths potassiques : ceux-ci se développent donc, très classiquement, aux dépens des micas. Corrélativement la proportion en eau des fluides s'accroît, et la température étant alors trop basse les biotites ne sont plus stables et on n'observe plus que des biotites-chlorites. Pour réaliser cette association de feldspath potassique et de chlorite il faut donc que la pression d'eau soit restée forte tout au long du processus.

On peut en effet penser que les fluides ne pouvaient pas s'évader facilement des néosomes granitoïdes. Dans les zones de contact entre roches claires et roches sombres, ou entre leucosome pegmatoïde et restite, les circulations devaient être facilitées. Là, très tôt la rencontre entre les fluides plus ou moins chargés en K du matériel granitique et les éléments riches en Fe - Mg des roches sombres, entraîne la création de biotite (et il y a très peu d'orthose). Il se produit alors, avec le refroidissement ultérieur, un colmatage qui ne permettra plus aux fluides de poursuivre leur évaporation.

Les fluides riches en H₂O, restent prisonniers du mobilisat encore incomplètement recristallisé et y entretiennent les réactions décrites ci-dessus. La biotite formée près du contact reste stable (photo 1, planche 5).

Une confirmation de cette évolution est apportée par les zones où le mobilisat le plus tardif (celui qui cristallise à plus basse température) recoupe les contacts biotitiques. En effet, les abords des filonnets sont chloritisés : les fluides, mêlés au mobilisat proche de l'eutectique, à forte teneur en H₂O remettent en solution le K des micas les plus proches pour les réutiliser dans la formation des derniers feldspaths potassiques.

On peut donc très facilement expliquer la formation des biotites-chlorites au cours même des différentes phases de la migmatisation. Cela ne paraît pas étonnant, compte tenu des conditions que nous avons envisagées pour celle-ci.

En effet le diagramme de J.J. FAWCETT et H.S. YODER donnant le domaine de stabilité du clinocllore en fonction de la température et de la pression d'eau, révèle la possibilité pour ce minéral de se former sous 3 à 4 Kb et à 600 - 750°C. Ces conditions sont parfaitement compatibles avec celles que nous avons pu connaître pour la migmatisation de nos régions.

Dans d'autres roches du complexe intermédiaire des minéraux accessoires secondaires classiquement représentés dans les faciès Schistes verts, apparaissent sans que par ailleurs des traces de déformations n'indiquent l'intervention d'un événement ultérieur. Les amphibolites des Claux, les faciès à pyroxènes du Glacier Blanc contiennent en effet des associations à actinote, chlorite, quartz, épidote et séricite. Les métapélites ou métaacidites montrent aussi assez souvent de la chlorite, de l'épidote et de la séricite, et la cordiérite est toujours pseudomorphosée (séricite et pinnite). Enfin l'albite apparaît presque partout en un fin liséré à la limite des plagioclases et des feldspaths potassiques ou en cristaux minuscules entre deux orthoses (figure 10, p. 39).

Ailleurs les aspects rétro-morphiques sont plus poussés : la saussurite fait son apparition dans quelques amphibolites des Claux ; de grandes paillettes de muscovite se forment dans certains feldspaths potassiques des gneiss à cordiérite ; dans ces mêmes roches la biotite se décolore et exsude son fer sous forme de paillettes d'hématite.

Par contre, il est également évident, en quelques endroits, que la rétro-morphose se développe dans des zones bien délimitées où se produisent des déformations. C'est alors le long des fissures qu'il y a chloritisation, saussuritisation et cristallisation d'épidote. Dans certains cas même, la déformation postérieure aux cristallisations majeures se révèle par la grande densité des plans de cassure tapissés par la séricite, par la torsion des micas et par l'apparition de calcite et de zoisite. On a alors affaire à des mylonites généralement orientées N. 140° E.

Il faut donc bien penser que tous les processus de rétro-morphose n'ont pas la même signification.

Il y en a qui sont certainement liés à la fin de la migmatisation comme nous l'avons montré ci-dessus. A. PECHER a d'ailleurs pu suggérer que dans son secteur d'étude le niveau des amphibolites de l'Ailefroide jouait le rôle d'un écran et gênait la propagation des fluides. Les migmatites sous-jacentes, ainsi confinées, voient se développer des associations chloriteuses dont la signification est analogue à celles que nous décrivons ici. Cependant la situation respective des différents horizons amphiboliques ne permet pas d'établir un parallélisme absolu.

Une autre possibilité pourrait être avancée, selon laquelle il serait alors nécessaire d'attribuer un âge antéhercynien au complexe intermédiaire : la rétro-morphose pourrait être due à l'action du métamorphisme hercynien que l'on sait être faible (J.-C. LACOMBE). Mais la chloritisation généralisée, indépendante des déformations et affectant la masse complète des migmatites, paraît peu compatible avec une telle hypothèse. Les mêmes inconvénients peuvent d'ailleurs être invoqués si l'on veut faire intervenir une action des granites intrusifs viséens (dont on connaît d'ailleurs les faibles conséquences hydrothermales sur leur encaissant : A. BARBIERI) ou de l'orogénèse alpine. Il est probable par contre que les paragenèses de schistes verts qui apparaissent dans les zones violemment fissurées sont à mettre sur le compte des événements hercyniens ou alpins.

En définitive, si l'on fait abstraction de ces derniers cas, somme toute très réduits et très localisés, on peut dire que la migmatisation qui s'est produite dans l'amphibolite faciès supérieur de type Abukuma à une température voisine de 680°C) permettant l'anatexie, dans quelques cas favorables, s'est développée sous une forte pression d'eau entraînant en fin de recristallisation l'apparition de minéraux du faciès schistes verts qui miment une rétro-morphose.

B. - VARIATIONS DU DEGRE DE "MIGMATISATION"

L'examen de la carte géologique permet de constater que, dans la région du Réou d'Arsine comme vers le haut du Glacier Noir, les faciès d'anatexie sont largement représentés ; par contre, aux Sources de la Romanche et surtout aux Pichettes en rive gauche du torrent du Clot des Cavales se sont les paléosomes (des roches stratoïdes surtout) qui sont le mieux représentés.

En fait, la plupart du temps les faciès de migmatisation les plus divers peuvent coexister et se mêler et il n'apparaît pas nettement, régionalement, de différences dans le degré de mobilisation.

D'un autre point de vue nous avons noté dans le paragraphe (II C4) que les roches claires (grésopélites à l'origine) étaient le plus souvent transformées en granite d'anatexie, dans lesquels pouvait débiter une différenciation magmatique légère, tandis que dans les roches sombres toute la variété possible des faciès de migmatisation existait (dont de rares diatexites).

Enfin, les niveaux quartzo-plagioclasiques (sans doute anciennes grau-wackes) associés à des niveaux amphiboliques pour former les faciès stratoïdes, étaient souvent mobilisés jusqu'à l'anatexie (tonalite) alors que les niveaux amphiboliques voisins n'étaient pas du tout transformés.

Ainsi la mobilisation se calque sur la lithologie.

L'étape de ségrégation où se forme un métatect a été retrouvée dans toutes les roches mais elle touche une partie seulement des niveaux amphiboliques, et la roche toute entière dans les niveaux plus acides.

Cela semble tenir tout simplement à la quantité d'éléments clairs qui sont disponibles et mobilisables dans chaque catégorie de roches.

L'anatexie, elle, sera d'autant plus facile que la composition globale de la roche se rapprochera plus de celle de l'eutectique d'un système de roche équivalent, pour les mêmes conditions de température et de pression.

De plus, la température du solidus des roches intermédiaires et siliceuses est plus basse, et leur teneur en fluide plus élevée, que celles des roches plus basiques. Il en découle que les roches claires sont plus facilement, plus tôt et plus complètement "fondues" que les roches basiques, et qu'elles recristallisent plus tardivement.

Par ailleurs les conditions d'oxydation, liées à la teneur en eau, sont moins développées dans les roches basiques que dans les roches acides. Ce fait est illustré par l'exemple suivant : la rétro-morphose dans les amphibolites des Claux donne naissance à de la magnétite alors que dans les gneiss voisins, c'est l'hématite qui apparaît.

Il faut souligner ici l'intervention des solutions riches en alcalins venues des roches claires, ou de leurs magmas eux-mêmes injectés dans les fissures, dans la mobilisation des roches sombres.

Ainsi l'anatexie différentielle est-elle un des caractères les plus marqués de la migmatisation du complexe intermédiaire. Les matériaux tôt et facilement mobilisés (métapélites et métaacidites) qui recristallisent aussi les derniers, ont une grande influence sur les transformations des autres (métabasites) qui ont au contraire un net "retard à l'anatexie". Il est probable que, sans l'intervention des mobilisats des roches claires, les conditions thermodynamiques ne seraient pas suffisantes pour entraîner une fusion complète des roches les plus basiques.

C. - CONCLUSIONS

Les migmatites de caractères variés du complexe intermédiaire de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux, sont apparues dans les conditions du faciès amphibolite de type Abukuma, en présence d'eau. Les températures minimales atteintes, ont été de l'ordre de 680°C et les pressions de fluides (H₂O), de 3 à 4 Kb. De ce fait les niveaux de composition convenable ont été presque entièrement portés à l'anatexie. Les magmas de composition granitique qui se sont ainsi individualisés, et en particulier les plus mobiles, ont pu, sous l'influence de mouvements importants, migrer hors de leurs lieux de formation. Ils se sont ainsi injectés dans les matériaux dont le comportement plus inerte n'avait permis ni la mobilisation ni la déformation souple. Cette intervention hors de leur domaine a entraîné une fusion partielle des matériaux antérieurement résistants et corrélativement une contamination des néosomes granitoïdes. Ceux-ci, devenus granodioritiques ont pu cristalliser précocement, pendant que les termes ultimes, plus proches de la composition de l'eutectique granitique, pouvaient encore pendant quelques temps s'injecter dans un assemblage rocheux déjà complexe. Dans de telles conditions, les fluides, abondants et évidemment surtout concentrés dans les mobilisats eutectiques ultimes, ne peuvent s'échapper et provoquent des réactions de rétro-morphose (biotites-chlorites).

CINQUIEME PARTIE

SIGNIFICATION DES MIGMATITES DE LA PARTIE ORIENTALE
DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX

SIGNIFICATION DES MIGMATITES DE LA PARTIE ORIENTALE
DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX

Nous savons maintenant qu'il y a migmatisation, mais l'âge des roches affectées nous est, pour l'instant, inconnu ; voyons si, localement, nous n'avons pas quelques repères.

I. - CONTEXTE LOCAL

A. - PLACE DES MIGMATITES PAR RAPPORT A L'ALPIN

Dans la haute vallée de la Romanche depuis le Pas de l'Ane à Falque jusqu'au glacier d'Arsine, et au delà dans le vallon du Petit Tabuc, on trouve les assises gréseuses parfois un peu conglomératiques du Trias en discordance sur les migmatites : très souvent, sous le Trias, le socle est altéré et rubéfié sur 1 à 3 mètres d'épaisseur ; une coupe de l'éperon 2134,7 m, situé immédiatement au Sud Est du refuge de l'Alpe du Villar-d'Arène montre les migmatites à foliation générale N. 85° E. à pendage nord faible, transgressées par le Trias gréseux puis dolomitique dont les strates N. 150° E. sont pentées de 40° vers le Nord Est.

Les migmatites sont antétriasiques ; elles ont dû être affectées mécaniquement et peut-être de façon métamorphique par l'orogénèse alpine.

Les effets de celle-ci se traduisent effectivement dans nos roches de façon diverse :

- par des zones de discontinuité importantes qui se referment en pinçant les "synclinaux liasiques" : dans le vallon du Petit Tabuc une de ces zones aboutit au coïncement de grès et de quelques bancs de dolomie entre le granite circonscrit et les migmatites ;
- par des failles qui décalent les contacts Trias-migmatite, par exemple tout le long du "Synclinal d'Arsine" ; l'une d'elles, peu importante mais particulièrement accessible se situe juste au Sud Est du refuge de l'Alpe du Villar-d'Arène : l'on y voit la dolomie bréchifiée cimentée par de l'hématite ;
- par des fissures empruntées, par des filons à paragenèses classiques de quartz et chlorite souvent accompagnées de calcite, albite et épidote (rive gauche du Glacier Noir) et par des remplissages calcaires de couleur souvent rouge (chemin du refuge de l'Alpe du Villar-d'Arène par les polis de la Romanche) ;
- enfin par un phénomène dynamométamorphique en déformant les roches où la séricitisation apparaît plus forte le long de certains plans de friction. Quant la déformation se fait plus intense les mylonites se forment, et la chloritisation gagne alors les biotites replissées et déchiquetées.

B. - PLACE DES MIGMATITES PAR RAPPORT A L'HERCYNIEN

Le repère suivant nous est fourni par les granites intrusifs circonscrits. Ils sont réputés viséens et recouper indifféremment toutes les roches cristallophylliennes de la partie orientale du massif (A. BARBIERI). Le contact de ces granites avec les migmatites est franchement intrusif. Les migmatites sont donc antérieures. Elles peuvent appartenir aux débuts de l'orogénèse hercynienne ou être plus anciennes encore.

Si elles précèdent les événements hercyniens, les migmatites doivent montrer des traces du métamorphisme viséen dont on sait qu'il est faible (J-C. LACOMBE). Nous l'avons vu, il existe en effet des paragenèses du faciès Schistes verts dans les roches migmatisées. Mais une partie au moins des aspects rétro-morphiques doit être attribuée aux phénomènes liés à la migmatisation. On peut cependant estimer qu'une autre partie relève de l'influence du faible métamorphisme hercynien, mais l'absence de modifications structurales notables qui devraient normalement accompagner la rétro-morphose dans ce cas, ne plaide pas pour cette hypothèse. Ce même argument peut également servir pour repousser l'idée du rôle de l'Alpin dans ces modifications minérales d'épizone, et cela d'autant plus, que dans nos régions, l'orogénèse alpine a essentiellement une action mécanique.

Les arguments présentés ne sont donc pas suffisants pour trancher. Les migmatites pourraient appartenir à un épisode précoce de l'Hercynien ou être plus anciennes.

C. - PLACE DES MIGMATITES PAR RAPPORT AU VIEUX SOCLE

Un autre repère nous est donné dans la vallée des Bans, sur les replats de Peyre-Arguet. En effet, dans ce secteur, A. PECHER a mis en évidence des "granulites" polymétamorphiques, associées à une première série de roches migmatiques. De plus ces faciès sont repris, notamment dans le vallon de Claphouse, par la migmatisation dont il est question ici. Cette suite d'événements compliqués, et la présence du faciès granulite permettent d'attribuer les faciès de Peyre Arguet à un vieux socle précambrien, et par là même de situer nos migmatites entre ce Précambrien et l'intrusion des granites viséens.

D. - AGE DU COMPLEXE INTERMEDIAIRE

Dans l'état actuel des connaissances, les contacts des migmatites avec le complexe volcano-détritique attribué au Devono-dinantien et métamorphisé peu avant l'intrusion des granites viséens, sont toujours faillés. Souvent en outre des "synclinaux" triasiques et liasiques s'intercalent entre les faciès Culm et le complexe intermédiaire. Ces faits ne permettent donc pas de présenter d'éléments stratigraphiques péremptores pour dater les migmatites.

Des filons rhyolitiques recouper cependant ces dernières (Pas de l'Ane à Falque, Réou d'Arsine, Glacier Blanc, Peyron des Claux). Elles sont fort comparables à celles qui forment de vastes épandages ignimbritiques dans les niveaux devono-dinantiens. Mais cet argument lithologique est bien mince et ne permet guère de décider si réellement nos filons sont les cheminées d'émission des coulées du Culm.

Il faut donc rechercher des arguments moins directs, Ils sont au nombre de trois :

- 1) le complexe volcano-détritique est d'âge devono-dinantien probable et il est très faiblement métamorphique (schistes verts de bas degrés) (J-C. LACOMBE).
- 2) les migmatites, nous venons de le voir, se sont formées dans des conditions beaucoup plus sévères (amphibolite faciès accompagné d'anatexie atteignant même des niveaux assez réfractaires).

Ce hiatus important dans les conditions de recristallisation suggère donc l'existence de deux événements séparés dans le temps. Mais comme aucun rapport normal entre le Culm et le complexe intermédiaire n'a pu être observé, il

est toujours possible de penser que les migmatites représentent la suite, plus métamorphique parce que plus profonde des formations culm. Il faudrait alors imaginer que la migmatisation a été très précoce dans l'Hercynien. En effet, nous avons noté que les granites viséens étaient intrusifs dans le Culm comme dans les migmatites.

- 3) le caractère de cette intrusion est effectivement significatif. A. BARBIERI a souligné que dans tous les cas, quelles que soient leurs roches encaissantes, les granites se sont mis en place dans un bâti superficiel déjà très froid. Même au contact des migmatites ils révèlent en effet des phénomènes de paroi froide. Or ce sont des granites presque contemporains du complexe volcano-détritique devono-dinantien.

Il faudrait donc penser qu'un laps de temps suffisant s'est écoulé entre la migmatisation et la venue des granites, pour que le complexe intermédiaire soit remonté des zones profondes et se soit refroidi. On s'aperçoit donc qu'il est difficile de considérer la migmatisation comme un événement contemporain du métamorphisme qui affecte le Culm et qui précède de peu les intrusions granitiques. Cela entraîne aussi que l'on ne peut guère concevoir un épisode d'anatexie lors de l'Hercynien précoce puisque à cette époque se déposaient les sédiments détritiques devono-dinantiens. On en est donc réduit à dissocier totalement le complexe intermédiaire de l'orogénèse hercynienne. Il doit appartenir à un cycle antérieur, calédonien ou même plus ancien.

Ce cycle est-il réel et complet ou s'agit-il d'un simple épisode de migmatisation remaniant les seuls matériaux du vieux socle ? Dans cette dernière hypothèse on devrait observer systématiquement, comme l'a fait A. PECHER dans son secteur d'étude, des restes du métamorphisme antérieur. Il est bien certain qu'en quelques points (voir thèse A. PECHER) des restes des paragenèses, des structures du granulite faciès ou des migmatites associées, transparaissent sous les produits de la dernière migmatisation. Mais la plupart du temps rien de tel ne se voit. On pourrait alors penser que les dernières recristallisations ont complètement effacé les anciennes paragenèses : c'est probablement parfois le cas, mais alors rien ne permet de l'assurer.

On peut, en tout cas, envisager une autre possibilité : l'existence d'une phase de dépôts sur le vieux socle avant la migmatisation. Ce fait, difficile à prouver, semble éminemment probable et il a le mérite d'être simple : le cycle antéhercynien, dont nous avons montré l'existence, serait ainsi plus logique puisque complet. D'ailleurs quelques éléments nous permettent d'envisager favorablement ce dépôt indépendant précédant la migmatisation. Il existe en effet des paléosomes où l'ancienne alternance tufs volcaniques-grauwackes a subsisté. Supposer que de tels faciès aient résisté à deux migmatisations successives paraît inutilement compliqué.

En définitive nous admettons donc la succession suivante :

- I. - Socle ancien, soumis à un métamorphisme sévère donnant des granulites et des migmatites - Erosion.
- II. - Dépôts volcaniques mêlés de sédiments grésopélitiques.
- III. - Migmatisation reprenant I (localement) et portant jusqu'à l'anatexie certains des dépôts II - Erosion.
- IV. - Dépôts devono-dinantiens (complexe volcano-détritique du Combeynot) repris par un métamorphisme tôt suivi par des intrusions granitiques (Viséen) - Erosion.
- V. - Cycle alpin.

Dans cette succession ce sont les événements II et III que nous attribuons au cycle calédonien, ou plus ancien.

II. - COMPARAISONS AVEC LES SERIES ANTE-HOUILLERES DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES DES ALPES

Toute corrélation dans ce domaine est malaisée. En effet les faciès décrits ici concernent une bien petite partie du massif des Ecrins-Pelvoux et de ce fait nous avons une vue très partielle, et partielle, de ce que peuvent être les migmatites du complexe intermédiaire dans l'ensemble du massif.

En outre les conclusions auxquelles nous sommes arrivées ne sont en général pas celles qui ont été émises par les auteurs antérieurs pour lesquels, sauf rares exceptions, les masses cristallines anté-houillères appartenaient toutes au cycle hercynien. Nous en sommes donc réduits à une réinterprétation des descriptions antérieures, ce qui, peut être assez conjectural, voire gratuit. Aussi suggérons-nous plutôt, certains parallélismes possibles : il est bien évident que nos hypothèses demanderont à être vérifiées sur le terrain.

En ce qui concerne le domaine propre du massif des Ecrins-Pelvoux les migmatites du complexe intermédiaire que nous avons étudiées se situent au-dessus de celles où A. PECHER a pu reconnaître au travers de la seconde migmatitisation, des éléments d'un métamorphisme de type granulite faciès et d'une migmatitisation antérieure (ensemble de Claphouse). Nous aurions donc les équivalents et la suite des amphibolites de l'Ailefroide de ce même auteur.

Pour les autres massifs, les corrélations possibles sont les suivantes :

- Massifs de Belledonne et des Grandes Rousses

Ce sont, vers le Nord, les masses cristallines les plus proches du massif des Ecrins-Pelvoux. P. BORDET y a défini trois séries. La série satinée et la série verte paraissent correspondre aux faciès volcano-détritiques du Culm. La série verte, vers sa base, passe à des faciès intensément feldspathisés où quelques lentilles de serpentinite ont été rencontrées. Au delà de ces migmatites (migmatites de l'Aveynaz de R. MICHEL et P. BERTHET) on passe à des faciès gneissiques à silicates de métamorphisme (série brune) qui les rendent comparables aux niveaux définis par A. PECHER dans la vallée des Bans. Les migmatites de l'Aveynaz sont stratoïdes et ont été considérées comme la continuation vers le bas de la série verte que nous attribuons au Culm. En réalité, le problème est identique à celui dont nous avons débattu ci-dessus, et les contacts entre série brune, série verte inférieure et série verte proprement dite, sont en général faillés de sorte que leurs rapports exacts semblent inconnus. Aussi, l'analogie des faciès, la similitude des gisements et même la lithologie, nous font penser que les migmatites du type migmatite de l'Aveynaz du massif de Belledonne, comme celles de Bourg-d'Oisans dans le Sud du massif des Grandes Rousses, sont identiques à celles de notre complexe intermédiaire pelvouxien.

- Massif des Aiguilles Rouges

Les études récentes (R. LAURENT, D. KRUMMENACHER, P. BELLIERE) sont parfois contradictoires et un même auteur a pu en peu d'années revenir sur ses interprétations antérieures. Pour nous faire personnellement une opinion nous avons parcouru rapidement ce massif et il nous a paru que les séries définies pouvaient ressembler l'une à notre vieux socle granulitique pelvouxien (série des Aiguilles Rouges) l'autre à des faciès de migmatitisation non directement comparables à notre complexe intermédiaire mais comme lui affecté par une intense anatexie (série de Fully). Par ailleurs, les séries du Sud du massif des Aiguilles Rouges sont réputées depuis assez longtemps, analogues aux séries verte et satinée de Belledonne.

Or, dans la chronologie admise jusqu'ici on pense que la série des Aiguilles Rouges est calédonienne, alors que celle de Fully appartient au Précambrien. Si nous voulions fonder notre raisonnement sur les seules analogies de faciès nous admettrions volontiers que comme dans notre secteur d'étude, l'ordre doit être inversé. Dans une telle hypothèse ce serait donc la série de Fully qui correspondrait à notre complexe intermédiaire.

Pour le moment cette corrélation est entièrement conjecturale mais il est certain que le problème pourrait être abordé avec fruit dans cette optique.

- Massif de l'Aar

De nombreuses corrélations ont été suggérées entre ce massif et celui des Aiguilles Rouges. Par ailleurs, il a été établi que la série d'Erstfeld-Lötschental correspondrait à un vieux métamorphisme de type catazonal, alors que celle de Lauterbrunnen-Innertkirchen est affectée par un deuxième métamorphisme reprenant le précédent et menant à des migmatites qui ne sont pas sans analogies avec celles de la série de Fully.

Il serait assez tentant, malgré la distance et les imprécisions identiques à celles que nous avons signalées à propos des Aiguilles Rouges, de paralléliser notre complexe intermédiaire avec la série de Lauterbrunnen-Innertkirchen.

- Massif de l'Argentera-Mercantour

Les deux grands ensembles de ce massif sont séparés par un gigantesque accident. Leurs rapports ne sont donc pas connus de façon bien précise. On considère en général que le complexe de la Tinée est hercynien alors que ceux de Malinvern-Argentera et de Chatillon-Valmasque sont plus anciens (Calédonien ou Précambrien). En réalité ces affectations seraient sans doute à revoir. En effet, le métamorphisme du complexe de la Tinée paraît peu correspondre aux conditions que nous connaissons à l'Hercynien dans les autres massifs cristallins externes des Alpes. Quoiqu'il en soit, les ensembles orientaux, très fortement migmatisés, et où le granite réputé hercynien de l'Argentera est intrusif comme l'est le granite du Pelvoux dans notre complexe intermédiaire, paraissent mieux correspondre à nos migmatites.

Ainsi on s'aperçoit que dans chaque massif cristallin des Alpes externes on retrouve assez facilement des faciès et des successions d'événements comparables à ce que nous avons décrit dans le massif des Ecrins-Pelvoux. Ces corrélations ne nous ont pas permis de préciser l'orogénèse à laquelle appartiennent les migmatites du complexe intermédiaire. Mais on se rend compte qu'elles font partie d'une histoire géologique antéhercynienne assez commune le long de l'arc alpin. Elles s'intègrent donc bien dans un cycle de valeur très générale dont il est difficile de dire s'il est calédonien ou fini précambrien.

SIXIEME PARTIE - CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Les roches du complexe intermédiaire sont constituées par un mélange compliqué de faciès clairs et de faciès sombres. Cette distinction n'est cependant que descriptive car les masses claires, généralement de composition granitique, tendent à envahir, à englober et à assimiler les roches sombres, de telle sorte que ces dernières peuvent souvent ne plus subsister qu'à l'état d'enclaves. Cet aspect suggère que l'on a affaire à des migmatites. L'étude précise de ces roches confirme cette opinion : le complexe intermédiaire de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux est formé de migmatites plus ou moins amphiboliques où des passées granitiques à bords flous, plus ou moins volumineuses s'individualisent localement.

A. - LES FACIES DE MIGMATISATION

Classiquement les migmatites étudiées se composent de parties peu ou pas modifiées : les paléosomes, et de parties transformées : les néosomes.

Les paléosomes présentent dans la plupart des cas des structures et compositions de roches métamorphiques banales, aucune mobilisation ne s'y révèle :

- gneiss à quartz, biotite, plagioclase, feldspath potassique et quelques fois grenat et cordiérite.
- amphibolite à hornblende magnésienne.

Parfois une origine plutonique peut cependant être invoquée : cas des microdiorites à restes de structure intersertale ou des serpentinites à résidus de pyroxènes.

Les néosomes sont beaucoup plus variés et beaucoup plus abondants. Ils proviennent d'une mobilisation plus ou moins complète des paléosomes et possèdent un grain beaucoup plus grossier. Dans bien des cas ils ont une structure de plutonite.

Parmi ces faciès très transformés les uns sont pratiquement dépourvus de ferromagnésiens (leucosomes) et représentent les produits les plus facilement mis en solution des milieux dont ils sont issus. Ils contiennent toujours du quartz et des plagioclases mais le feldspath potassique n'y est présent que si le matériel dont ils dérivent était suffisamment riche en K. Les autres sont au contraire très riches en minéraux noirs (mélanosomes), ils correspondent au matériel résiduel dont s'est échappée la partie silico-alcaline facilement mobilisable.

La reconstitution d'une roche initiale à partir de ces deux produits semble aisée : il n'est pas utile de faire appel à un apport quelconque de matière pour expliquer l'individualisation du leucosome.

Les néosomes qui ont une texture équante de roche plutonique ont le plus souvent des compositions de granite calco-alcalins et de granodiorites. Ces faciès s'injectent fréquemment sous forme filonienne dans n'importe quel type d'encaissant qu'ils peuvent assimiler en partie, ce qui fait qu'à leur contact on observe des changements de composition. De toutes manières ils possèdent nettement des caractères de roches magmatiques :

- les associations minérales suggèrent une suite de cristallisations analogues à celle des cristallisations fractionnées des magmas ;
- les textures sont typiquement magmatiques (micropegmatite graphique) et les plagioclases possèdent des macles complexes.

Les rapports de tels néosomes avec les roches originelles correspondantes sont néanmoins évidents : il y a transformation progressive de celles-ci en ceux-là. Il y a donc eu anatexie au moins partielle et formation d'un magma palingénétique in situ. Cette mobilisation a pu s'accompagner de migration qui explique les gisements parfois intrusifs de ces néosomes.

Dans plusieurs cas certaines portions des paléosomes sont restées réfractaires à l'anatexie et à l'assimilation. Elles se retrouvent sous forme d'enclaves blindées de biotite ou d'amphiboles (faciès à boules) ou de taches éparses dans le matériel granitique (granite à taches de cordiérite).

L'évolution de la mobilisation qui entraîne l'apparition de ces différents composants est progressive. Il y a d'abord fusion des seules parties silico-alkalines puis plus tard de la masse presque totale de la roche. En raison du comportement différent des diverses catégories de roches en présence, on retrouve tous les termes de l'évolution : des métatexites apparaissent d'abord, puis des diatexites. Mais ce schéma permet bien des variations et on rencontre en fait tous les intermédiaires et même bien des mélanges.

Effectivement la mobilisation se produit en même temps que des mouvements. Ceux-ci sont peut-être engendrés d'ailleurs par la coexistence de matériaux de compétences très différentes : les uns totalement fondus (métapélites, métaacidites), les autres plus rigides et inertes (métabasites). Les déformations se traduisent ainsi par le fluage des parties magmatiques et la fissuration des roches réfractaires à l'anatexie. Le faciès obtenu après cristallisation sera, schématiquement, à schlieren, ou agmatitique, selon que dominera la partie fondue ou la partie rigide. Mais après la cessation progressive des déformations qui va probablement de pair avec le refroidissement, les leucosomes granitoïdes conservent encore une certaine mobilité (ce sont les derniers à cristalliser, car ils sont proches de la composition de l'eutectique granitique). Aussi pourront-ils encore s'infiltrer dans les ultimes fissures qui apparaissent dans des roches compliquées où ont déjà cristallisé plusieurs phases successives.

Ainsi les faciès de migmatisation découlent, non seulement de la nature des roches originelles mais aussi du degré de déformation et de la réponse des roches de celle-ci. En outre la nature des mobilisats, donc le moment où peut se produire leur migration sous l'influence des contraintes, intervient aussi dans l'aspect du produit final.

B. - INFLUENCE DE LA NATURE DES ROCHES SUR LA MOBILISATION

* Les roches originelles

Leur nature peut être déduite de celle des paléosomes si l'on admet que le métamorphisme est isochimique. Si des ségrégations ont eu lieu le problème sera plus difficile, mais il est possible de reconstituer le matériel initial en rassemblant ce qui a été séparé.

Par ce moyen on a pu déterminer que les roches claires dérivent de sédiments grésopélitiques de composition relativement variable.

Les roches sombres ont des origines plus variées :

- les faciès stratoïdes paraissent correspondre à des alternances conservées de tufs andésitiques et de grauwackes,
- les amphibolites semblent dériver de faciès plus nettement volcaniques (andésites ?),
- les diorites (celles qui ne sont pas nées de la contamination d'un magma granitique par des amphibolites), de microdiorites quartziques,
- les faciès à boules, de plutonites basiques ou ultrabasiques.

Au total le complexe intermédiaire trouverait donc son origine dans des formations volcano-sédimentaires basiques.

* Anatexie différentielle

Une association de roches comme celles que nous venons de définir réagit en fonction de sa lithologie aux sollicitations du métamorphisme. Les roches grésopélitiques sont presque totalement fondues et dans le magma ainsi apparu une différenciation magmatique peut même se faire jour (matériaux hypersiliceux et hyperalkalins de fin de cristallisation). Les paléosomes sont rares (gneiss à biotite).

Les roches de caractères mixtes montrent plus souvent des paléosomes conservés au sein de néosomes de compositions variables. Quant aux faciès basiques massifs, volcaniques ou plutoniques, ils n'ont donné naissance qu'à très

peu de néosomes. Ces roches ont cependant été mobilisées, mais elles le doivent essentiellement à l'intervention du morcellement et de l'injection concomitante des magmas de caractère granitique qui les assimilent au moins partiellement.

Le processus semble ainsi dirigé par la nature des magmas qui ont eu la possibilité de migrer hors de leurs zones de naissance. L'influence (mobilisation) de ces produits au cours de leur déplacement sera d'autant plus grande que leur température du solidus sera plus basse et qu'ils seront plus riches en produits volatils. C'est le cas des mélanges eutectiques de composition granitique qui sont évidemment apparus dans les matériaux grésopélitiques. Leur rôle sera, en outre, facilité par les cassures dans lesquelles ils pénètrent en se contaminant au contact de leur nouvel hôte.

Ainsi, si de grandes masses grésopélitiques sont portées à l'anatexie, le magma obtenu assimilera facilement de rares niveaux basiques qui pouvaient y être disséminés. On obtient ainsi une homogénéisation des faciès qui au départ pouvaient être plus variés et les principales différences lithologiques régionales anciennes seront ainsi accusées : là où les grésopélites étaient le mieux représentées, un granite relativement homogène prendra leur place ; si les volcanites basiques avaient la majorité, le produit final sera beaucoup plus hétérogène et sa nature tranchera par rapport au granite voisin.

On explique ainsi les zones où le granite d'anatexie prend un grand développement (Glacier d'Arsine, Glacier Noir par exemple), et aussi la disparité apparente des faciès de migmatisation. Il n'a pas dû exister de zones où les conditions thermodynamiques du métamorphisme aient été plus ou moins sévères. Partout "l'ambiance" a été la même, mais pas les roches originelles.

C. - LES CONDITIONS DE LA MIGMATISATION

Celles-ci ont été telles que les faciès grésopélitiques sont parvenus à l'anatexie, tandis que les volcanites basiques ne sont pas fortement mobilisées. Les indications de ce premier repère peuvent être précisées à l'aide des paragenèses conservées dans les paléosomes ou de celles qui apparaissent dans les diatexites les plus franches.

Les gneiss les mieux conservés (Les Claux) montrent des associations caractéristiques du faciès amphibolite supérieur de type Abukuma. Les conditions de ce faciès situent la limite inférieure des pressions et températures atteintes lors de la migmatisation aux environs de $P_s = 2$ à 4 Kb et $T = 630$ à 690°C .

Comme les granites d'anatexie montrent parfois des résistats à cordiérite, on doit penser que la limite supérieure de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ était de $6,5$ Kb (à 700°C). Etant donné enfin que la composition du granite d'anatexie du Réou d'Arsine correspond assez bien à celle de l'eutectique granitique cristallisant à 680°C sous une pression de 3 à 4 Kb, on en déduit assez normalement les conditions d'apparition des migmatites du complexe intermédiaire. Elles sont les suivantes :

$$T^\circ\text{C} = 680^\circ\text{C} \quad - \quad P_{\text{H}_2\text{O}} = 3 \text{ à } 4 \text{ Kb.}$$

On soulignera que cette forte pression d'eau, classique dans les domaines de migmatisation, est, dans la région étudiée, conservée tardivement en raison de l'existence de grandes masses cristallisées lorsque d'autres, qui contenaient ces fluides, étaient encore mobiles. Il en résulte d'intenses phénomènes d'altération deutérique se traduisant, par exemple, par une grande abondance de la chlorite à la place de la biotite dans les matériaux de caractère granitique.

Cette différence du comportement des roches, dans ces conditions limites, aussi bien lors de la mobilisation que de la recristallisation, explique aussi que dans la plupart des cas les paragenèses minérales rencontrées paraissent hybrides. En effet, les équilibres n'ont parfois pas pu être pleinement réalisés.

Il est néanmoins possible de résumer comme suit l'évolution de la migmatisation :

- un ensemble complexe volcano-sédimentaire est soumis aux conditions d'un métamorphisme de type Abukuma dans l'amphibolite faciès ;
- une faible élévation de température entraîne la fusion des métapélites et métaacidites. Il y a début de ségrégation des produits fondus et l'anatexie atteint progressivement les matériaux plus basiques et ferromagnésiens ;
- lors des déformations le matériel fondu tend à migrer et à s'accumuler dans toutes les zones d'énergie moindre (têtes de plis, fissures etc.). Les magmas se contaminent en assimilant une partie des roches restées inertes et solides ;

- les déformations cessent progressivement, la cristallisation des produits contaminés commence. Les produits les plus proches de l'eutectique granitique restent mobiles et peuvent encore migrer sous forme de filons dans les dernières fissures. Ils cristallisent à leur tour au fur et à mesure que se développe une altération deutérique (rétromorphose) due à leur forte teneur en fluides.

D. - SIGNIFICATION DU COMPLEXE INTERMEDIAIRE

Les migmatites du complexe intermédiaire sont recouvertes en discordance par le Trias. C'est le seul fait d'ordre stratigraphique indubitable qui puisse être avancé quant à leur âge. Elles sont donc antéalpines.

Leurs rapports avec les dépôts dévono-dinantiens (du massif du Combeynot par exemple) ne peuvent être établis stratigraphiquement du fait des fractures qui les séparent. Heureusement les granites intrusifs pénécontemporains du "Culm" traversent les migmatites, comme les autres terrains métamorphiques du massif ; or, ils sont intervenus dans un bâti "froid" : un grand laps de temps, suggéré déjà par la grande différence des caractères du métamorphisme hercynien et de ceux de la migmatite à dû s'écouler entre celle-ci et la mise en place des granites.

Cette migmatite affecte à la fois des matériaux attribuables à un socle précambrien et des formations indemnes de toutes recristallisations antérieures ; aussi peut-on penser que le complexe intermédiaire appartient à un cycle orogénique complet situé entre le Précambrien et l'Hercynien.

Il n'est pas possible de préciser si l'on a affaire à des restes de l'orogénèse calédonienne, mais on a pu constater que nos migmatites s'intègrent bien à l'histoire géologique antéhercynienne des massifs cristallins externes des Alpes.

Ainsi les migmatites du complexe intermédiaire, justifiant bien leur dénomination, permettent de préciser en partie l'histoire géologique du "vieux socle" antéhercynien et d'étendre son domaine à une partie importante de la région orientale du massif des Ecrins-Pelvoux.

TABLEAU I - ANALYSES CHIMIQUES

N° analyse (*) Oxydes	445	382	476	392	390	477	478	385	481
Si O ₂	72,80	68,15	70,35	60,80	51,55	43,35	52,05	70,20	66,25
Al ₂ O ₃	13,50	14,60	15,40	15,20	15,30	11,45	16,90	13,65	15,80
Fe ₂ O ₃	0,65	0,65	1,05	1,55	3,35	3,95	2,50	0,20	0,30
Fe O	1,40	2,55	0,95	3,60	5,35	8,20	5,15	2,15	1,45
Mg O	0,70	2,25	1,55	4,15	6,85	16,80	6,60	2,30	1,60
Ca O	1,15	2,30	0,65	4,60	7,90	9,35	6,75	2,15	2,90
Na ₂ O	2,35	3,40	4,20	3,60	2,75	0,80	2,05	4,40	3,15
K ₂ O	5,25	4,20	3,80	2,95	2,85	0,35	3,45	2,40	6,70
Ti O ₂	0,25	0,40	0,20	0,75	1,50	0,90	0,80	0,40	0,30
P ₂ O ₅	0,25	0,30	0,10	0,40	0,75	0,05	0,40	0,20	0,25
Mn O	0,05	0,05	0,05	0,10	0,20	0,20	0,15	0,10	0,05
H ₂ O ⁺	1,35	1,40	1,55	1,65	2,20	3,50	2,40	1,35	0,55
H ₂ O ⁻	0,10	traces	0,10	0,05	0,10	0,35	0,15	0,10	0,05
Total	99,80	100,25	99,95	99,40	100,65	99,75	99,35	99,60	99,35

(*)

- 445 - gneiss à cordiérite - Pelvoux - Les Claux
- 382 - granite d'anatexie - Réou d'Arsine
- 476 - granite d'anatexie - rive gauche du Glacier Noir
- 392 - diorite-quartzique (faciès 3) - Réou d'Arsine
- 390 - diorite à grandes amphiboles (faciès 4) - Réou d'Arsine
- 477 - septa amphibolique (faciès amphibolite rubanée) - Pelvoux-Les Claux
- 478 - faciès bréchoïde dioritique - partie sombre - Sources de la Romanche
- 385 - faciès mixte - granodiorite - vallon du Petit Tabuc
- 481 - faciès mixte - monzonite quartzique à amphibole - Plan de l'Alpe - Romanche.

TABLEAU II - COMPTAGES DE POINTS

minéraux (**) N° (*)	Q	Pl	Kf	B	B+Chl	Chl	A	Cor	acc
gneiss à biotite et cordiérite	33	31	18	12				6	-
gneiss à biotite seule	31	37	18	14				-	-
roche claire PEG	28	31	37			3		-	-
1 γ	25	42	26			7		-	-
2 γ	25	40	21			14		-	-
3 γ	25	51	17			7		-	-
4 γ	26	26	40			8		-	-
5 γ	25	38	28			9		-	-
6 γ	33	38	24			5		-	-
A 1	traces	40				8	52	-	-
A 1	2	50				traces	48	-	-
A 2	38	56		4		2	traces	-	-
A 2	34	57		8		1	traces	-	-
1 δ	10	58	2	-	17	-	12	-	-
5 δ	11	60	traces	-	24	-	5	-	-
3 δ	9	51	12	-	10	-	18	-	-
4 δ	0	43	-	-	4	-	50	-	3(s+é)
δ q	16	48	5			9	22	-	-
δ R	traces	55					42	-	3(s+é)
δ PEG	12	65	18			2		-	2 (é)
PEG (N)	38	59	traces			3		-	
PEG (Q)	52	46	2			traces		-	
PEG (F)	27	68	5			traces		-	
A 1 (moyen)	2	50					48	-	
A 2 (moyen)	36	56			8			-	
A 4	31	54	2		12			-	
A 5	33	52	5		9			-	
A 2 fm	32	38				30		-	
PEG (A2 Fm)	42	58	traces					-	

(*) numéro ou sigle employé dans le texte et dans les diagrammes.

(**) Q = quartz ; Pl = plagioclase ; Kf = feldspath potassique ; B = biotite ; B+Chl = biotite-chlorite ; A = amphibole ;

Cor = cordiérite ; acc = accessoires ; s = sphène ; é = épidote.

γ = faciès granitique ; δ = faciès dioritique ; PEG = pegmatoïde.

PLANCHES HORS-TEXTE

Planche 1 : Les roches claires

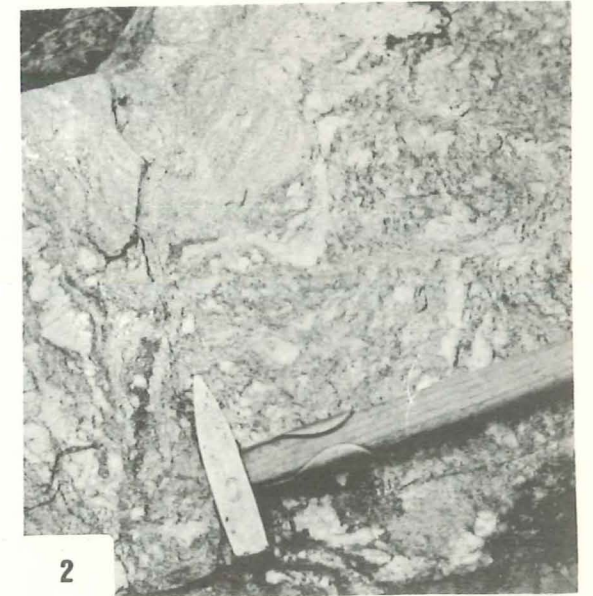
Figure 1 - Gneiss perturbé par le gonflement des lits leucocrates.
- Structure stromatitique -
(rive droite de la Romanche au-dessus du lac Pers).

Figure 2 - Faciès à schlieren : noter l'hétérogénéité de la roche
(rive droite de la Romanche au-dessus du lac Pers).

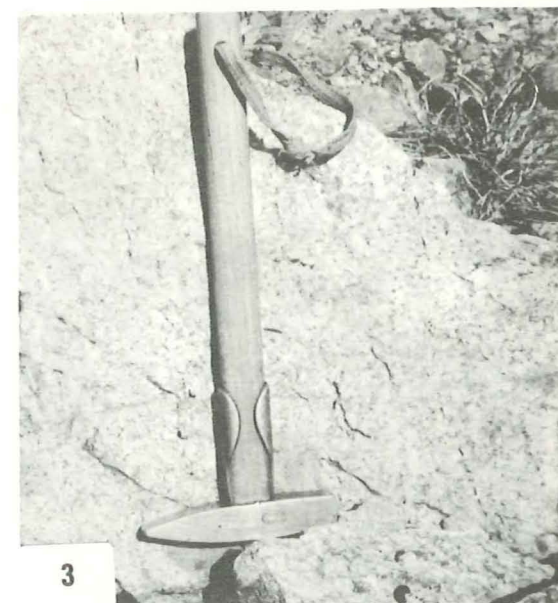
Figure 3 - Faciès granitique : roche claire équante
(rive gauche de la Romanche, plan de l'Alpe).



1



2



3

Planche 2 - Les roches sombres

Figure 1 - Faciès stratoïde dû à une alternance de niveaux foncés et plus clairs, remarquer la masse pegmatoïde qui l'entoure (cf. faciès bréchoïde). (Pas de l'Ane à Falque).

Figure 2 - Faciès à boules
(Pré de Mme CARLE, rive gauche du Grand Riéou).

Figure 3 - Faciès bréchoïde. Noter le filon tardif, aplitique.
- Structure agmatitique -
(rive gauche de la Romanche au plan de l'Alpe).

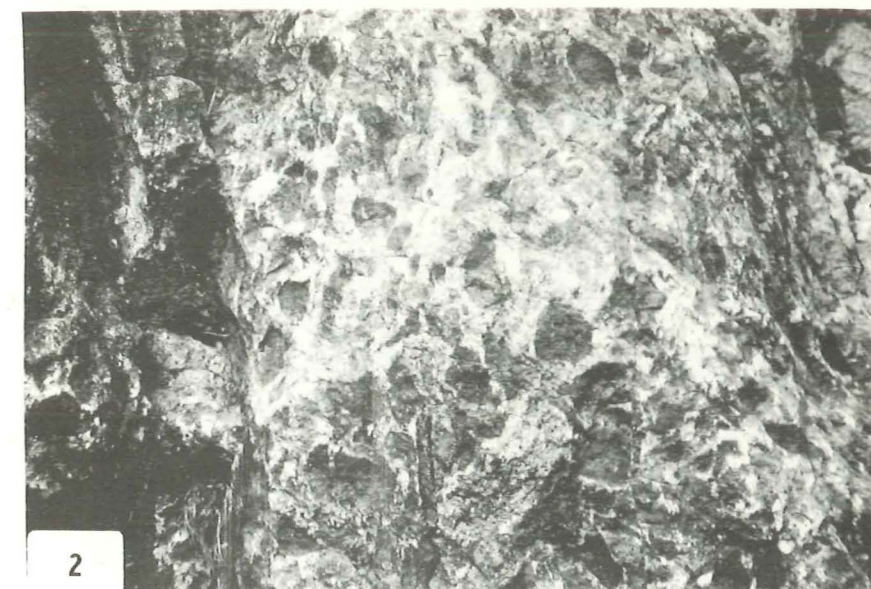


Planche 3

Figure 1 - Faciès mixte
(Pré de Mme CARLE, rive gauche du Grand Riéou).

Figure 2 - Perthites en stries fines évoluant vers un faciès de perthites
tectoniques.
(rive gauche de la Romanche, au-dessus du pont naturel).

Figure 3 - Faciès à boules intrusé en filon par un faciès granitique fin.
(rive gauche du Grand Riéou).

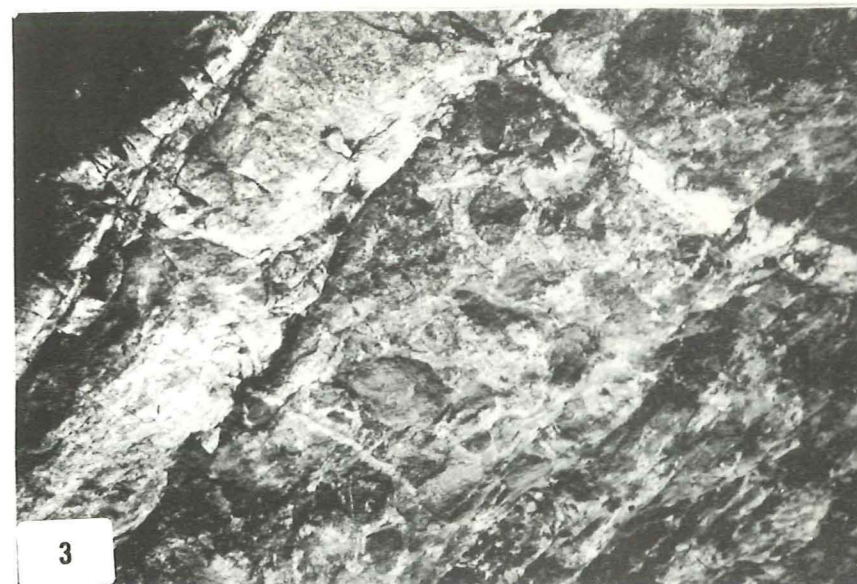
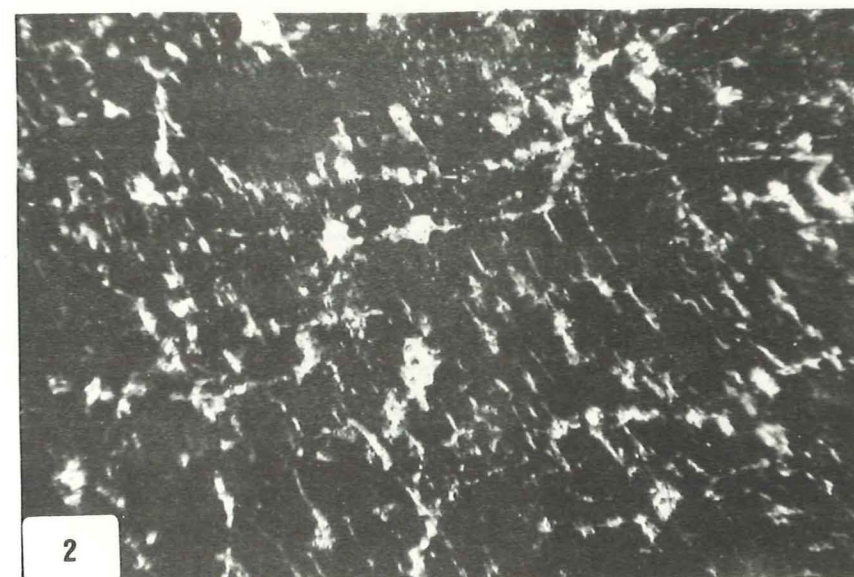
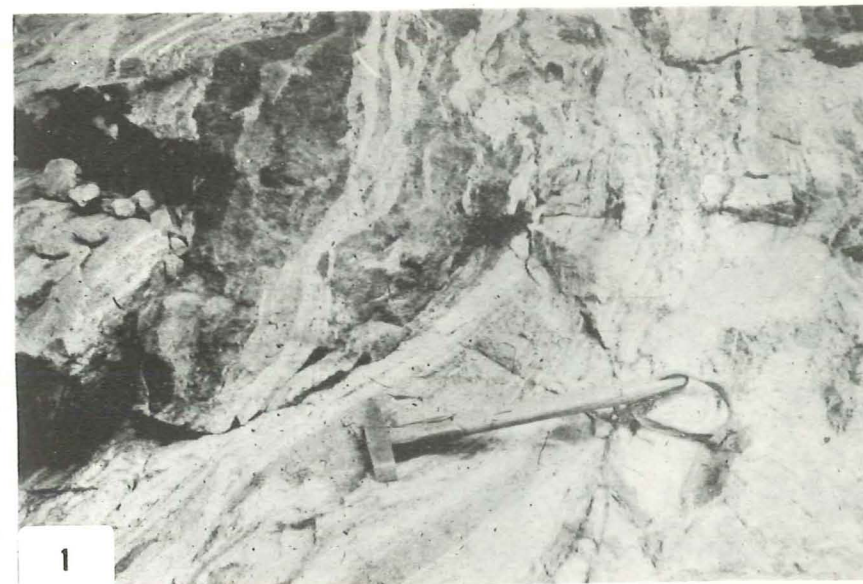


Planche 4

Figure 1 - Plagioclase nuageux dans le faciès (A 1); amphibolites massives stratoïdes.

A = amphibole, Pl = plagioclase.
(sources de la Romanche).

Figure 2 - Biotite transformée en chlorite (Chl) et quartz (Q), dans le faciès dioritique (faciès 1).

Figure 3 - Epidote (é) à cœur d'oxyde de fer (noir), et sphène (s), dans le faciès dioritique (faciès 1).
Figures 2 et 3 (Réou d'Arsine).

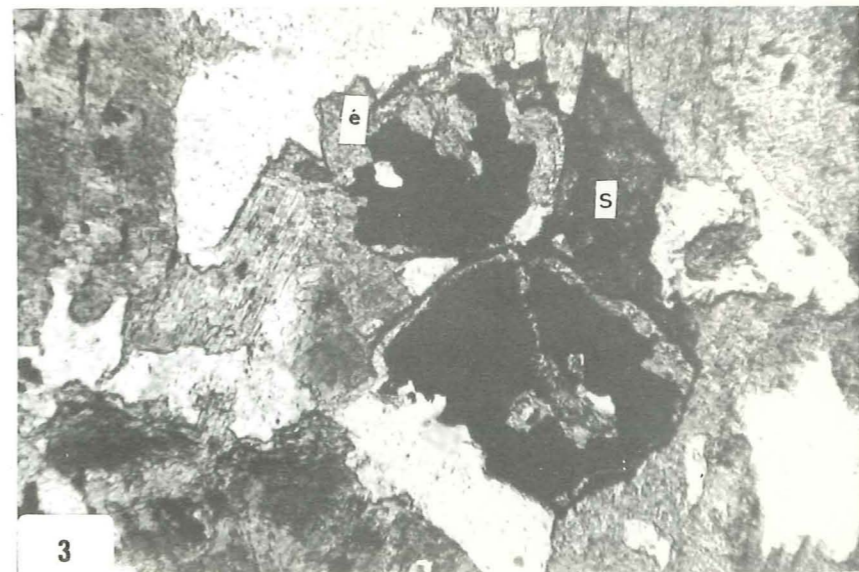
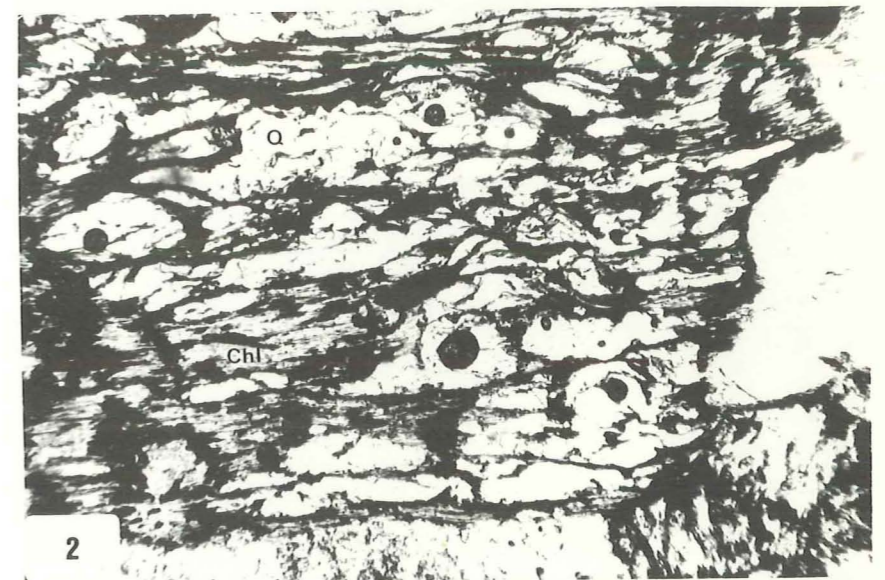
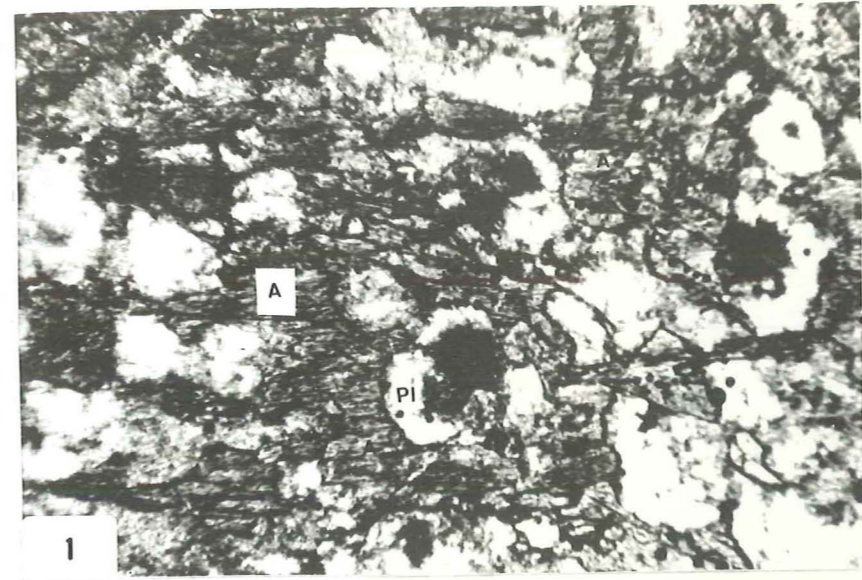


Planche 5

Figure 1 - Amphibole (A) brune au cœur, plus claire au bord, altérée en biotite (B), dans le faciès dioritique (faciès 3).
(rive gauche du Glacier Noir).

Figure 2 - Taches rectangulaires de plagioclase An 15 dans un plagioclase An 25.
(faciès bréchoïde - filon pegmatoïde).
(sources de la Romanche).

Figure 3 - Mylonite : queues d'étirement à quartz microcristallins entre les minéraux.
(Réou d'Arsine).

Figure 4 - Le leucosome pegmatoïde (P) se mêle au "granite" d'anatexie (G),
- Faciès bréchoïde -
(rive gauche de la Romanche, au-dessus du pont naturel).

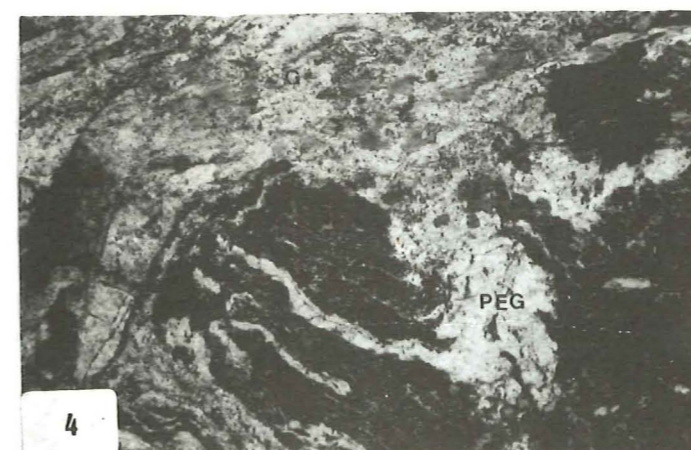
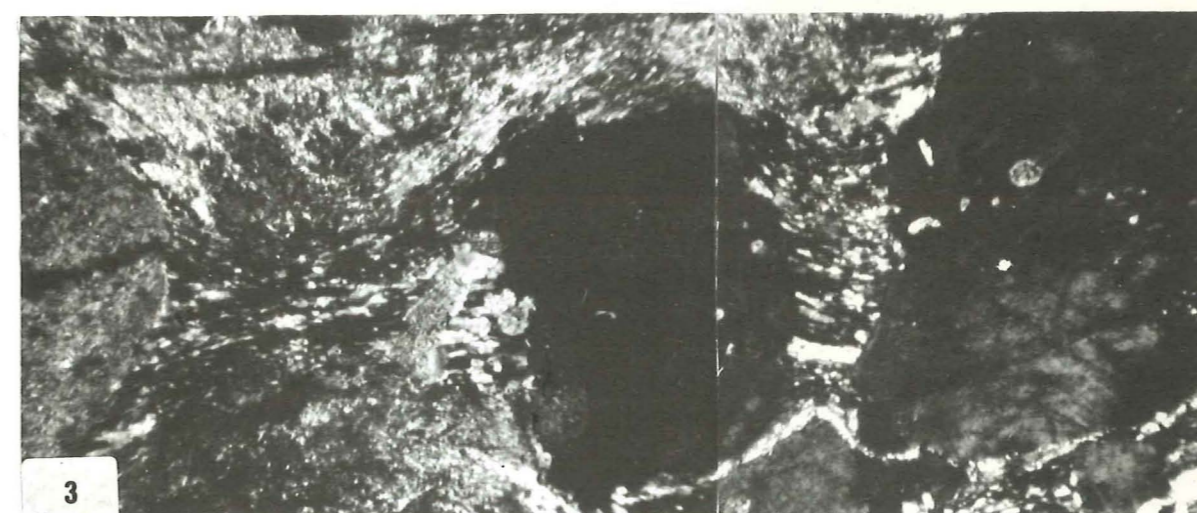
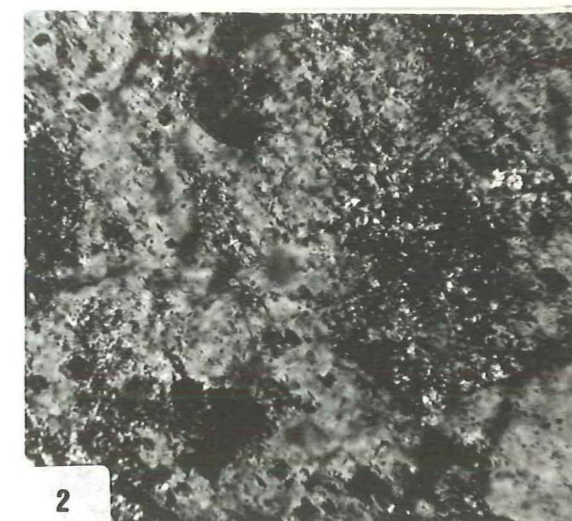
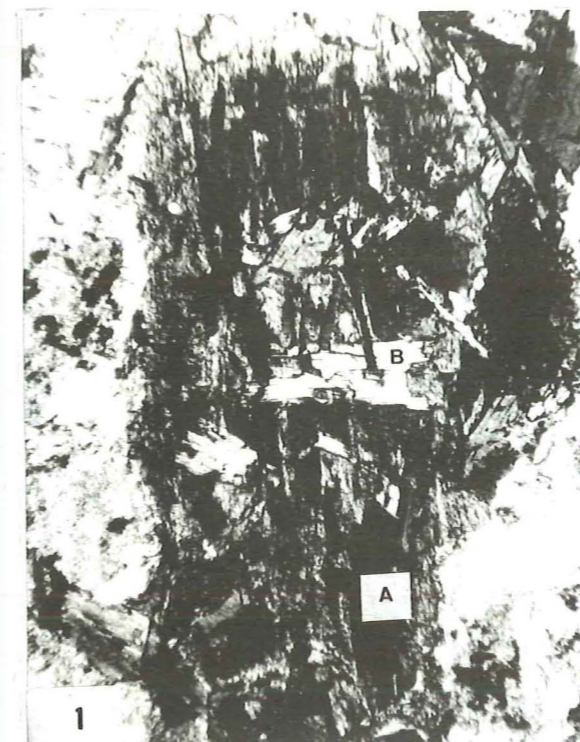


Planche A

Figure 1 - Faciès gneissique un peu perturbé.
 - Noter la naissance des structures convexes : les parties claires se gonflent et repoussent les minéraux noirs qui dessinent des parenthèses.
 (Les Claux).

Figure 2 - Faciès à schlieren, les parties, claire et sombre, sont représentées.
 - Noter la texture du néosome pegmatoïde (partie claire), où le quartz encore convexe (au centre) devient interstitiel, et du mélanosome.
 (sources de la Romanche).

Ap = apatite, B = biotite, Cor = cordiérite, KF = feldspath potassique,
 Pl = plagioclase, Q = quartz.

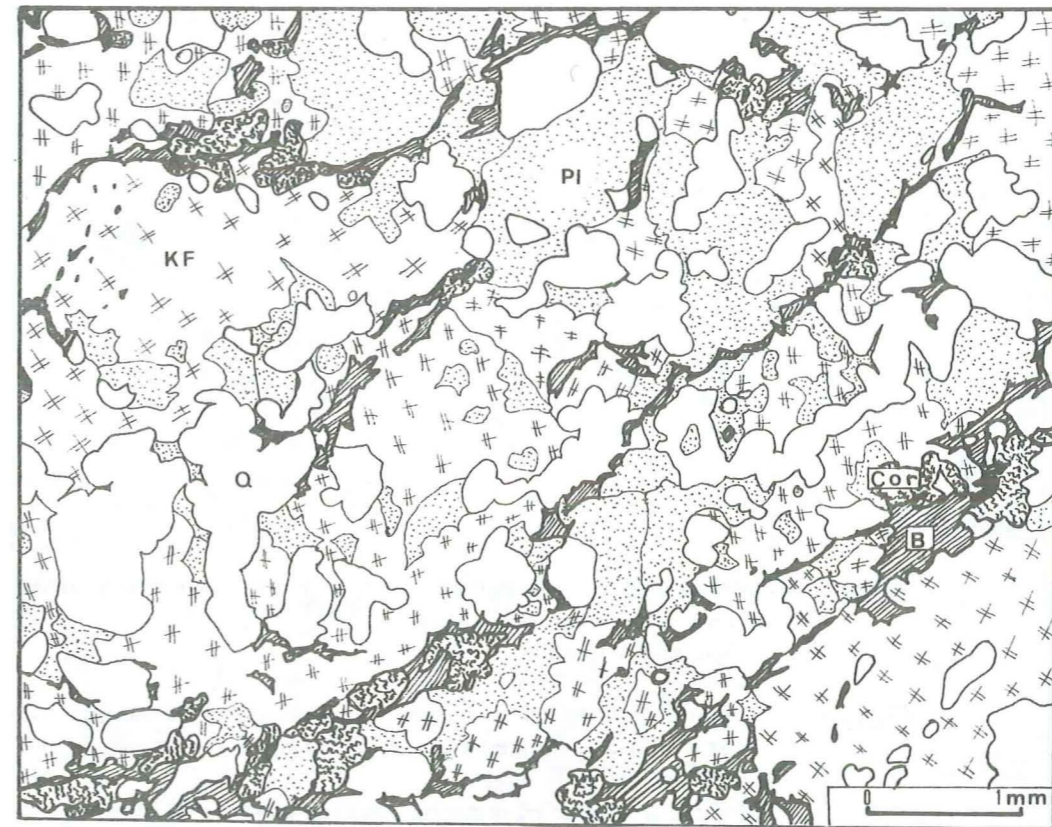


Fig. 1

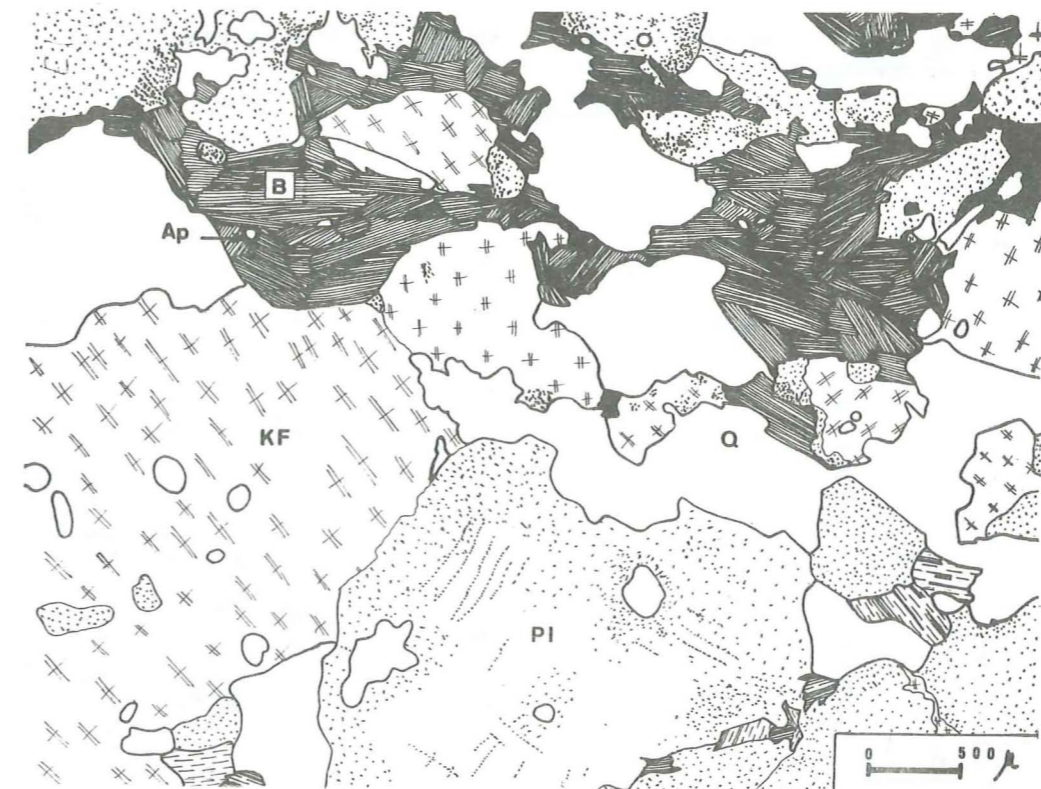


Fig. 2

Planche B

Figure 1 - Faciès à schlieren particulier : c'est un granite d'anatexie à taches de cordiérite, biotite (ici en noir) et quartz (Glacier d'Arsine).

Figure 2 - Granite d'anatexie : noter le feldspath potassique amiboïde, et les restes d'orientation marqués par les ferromagnésiens qui sont encore le plus souvent de la biotite.
- Néosome granitoïde ou plutonite, noter la zonation du plagioclase subautomorphe.
(sources de la Romanche).

B = biotite, Chl = chlorite, Co = cordiérite, é = épidote, KF = feldspath potassique, Pl = plagioclase, Q = quartz.

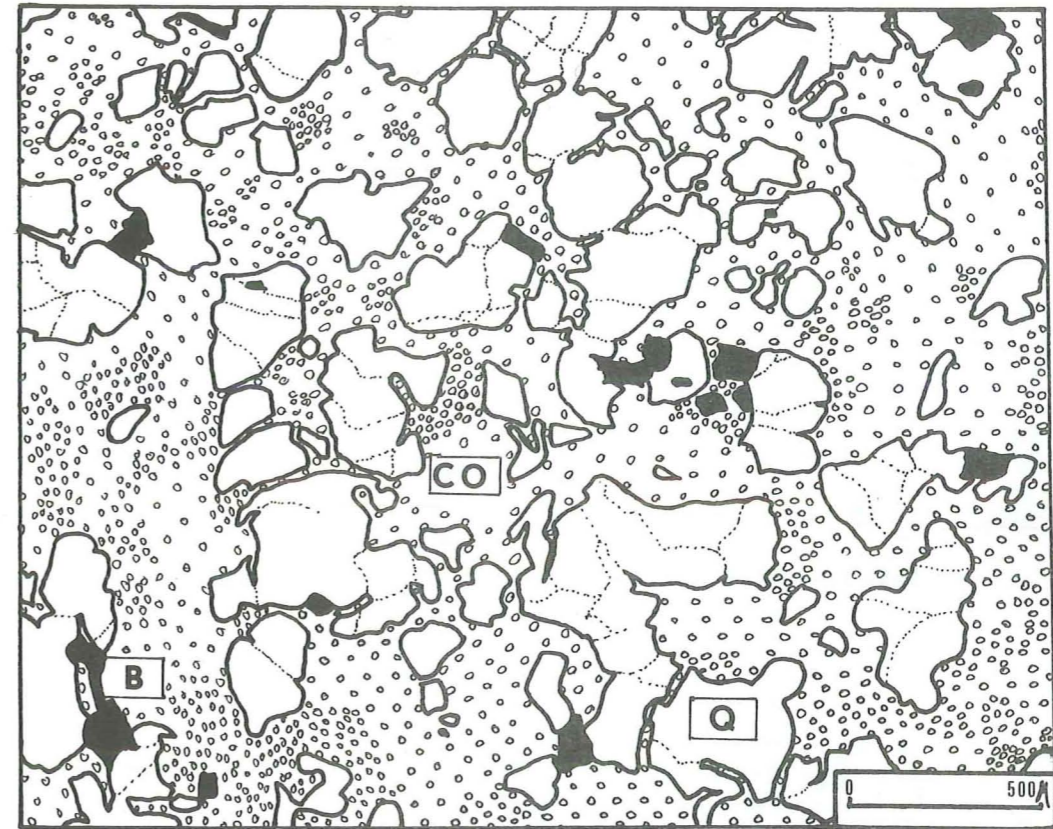


Figure 1

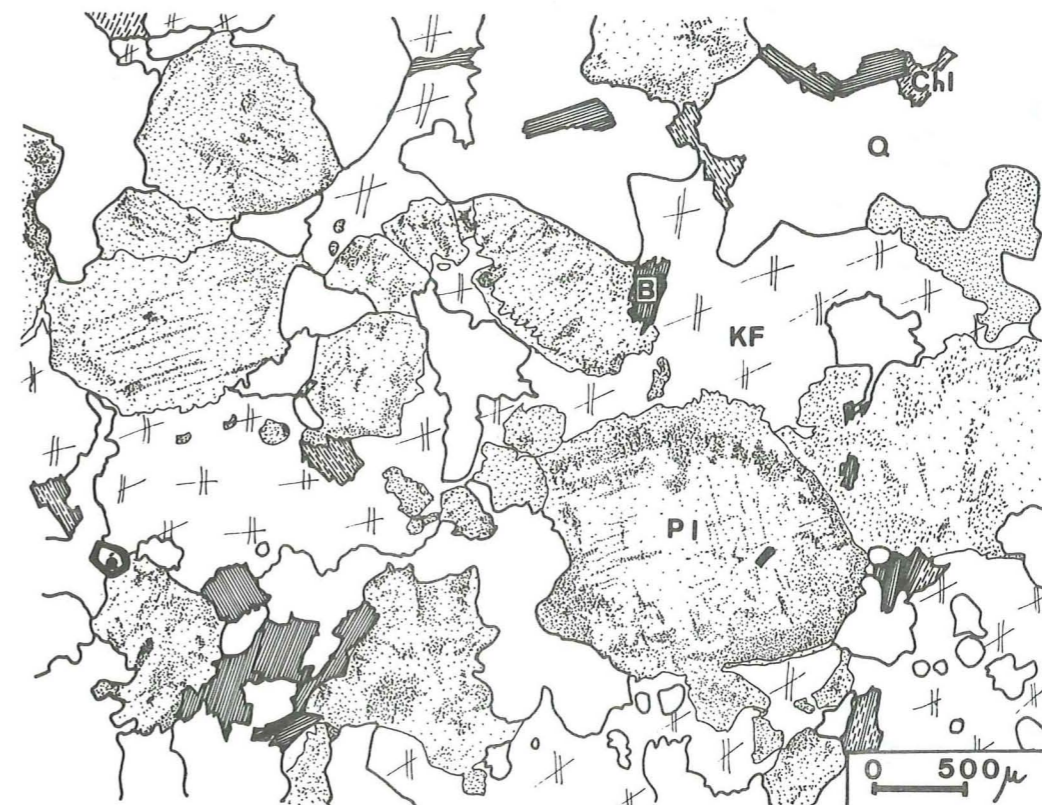


Figure 2

Planche C

Figure 1 - Granite d'anatexie : noter le feldspath potassique qui repousse le plagioclase et la biotite chlorite.
- Structure cloisonnée typique des plutonites.
(Réou d Arsine).

Figure 2 - Granite d'anatexie : portion d'un feldspath potassique pœcilitique, noter les restes de séricite qui correspondent à l'ultime trace d'un plagioclase entièrement assimilé.
(rive gauche de la Romanche, au-dessus du pont naturel).

Ap = apatite, B = biotite, Chl = chlorite, KF = feldspath potassique,
Pl = plagioclase, Q = quartz, sé = séricite.

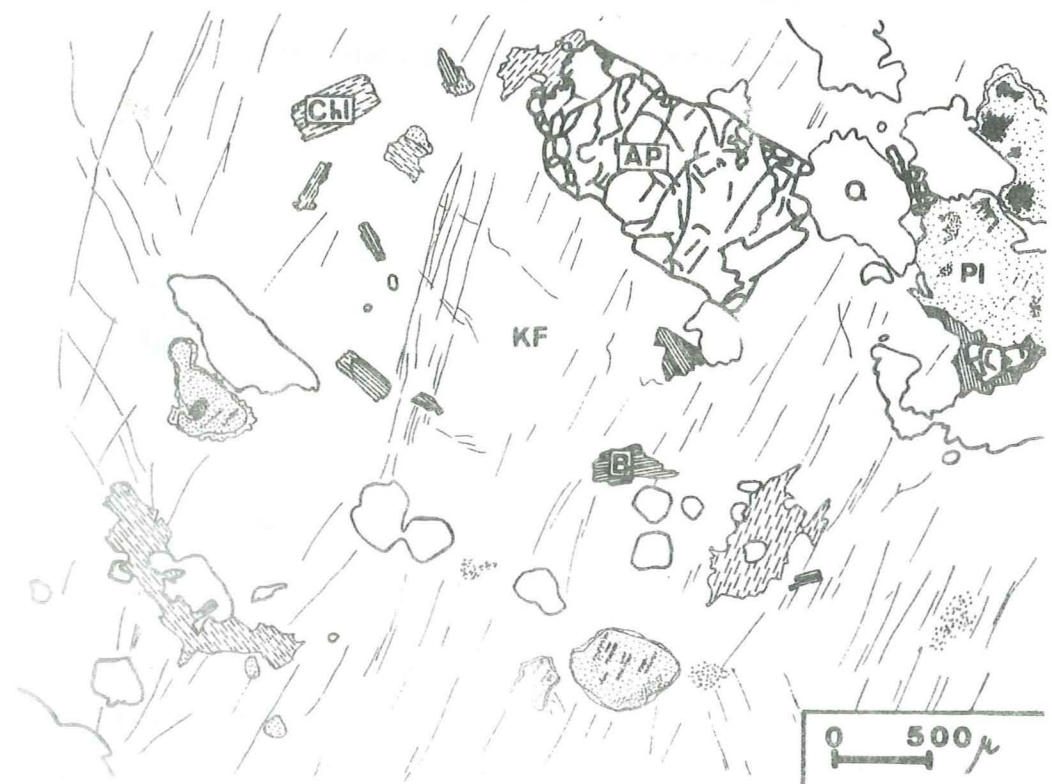
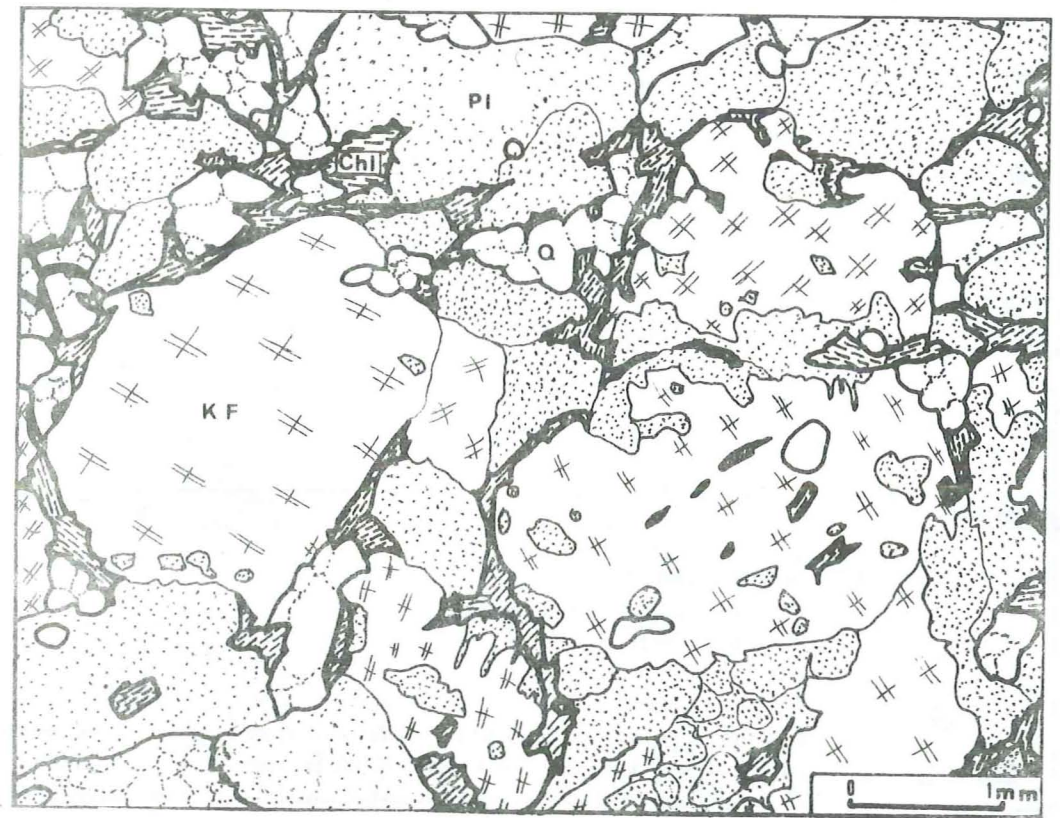


Planche D

Figure 1 - Granite à grain fin
- noter le quartz subautomorphe (Réou d'Arsine).

Figure 2 - Granite à grain fin :
à feldspath potassique poëcilitique où les minéraux englobés sont orientés parallèlement aux faces cristallines. Noter la couronne d'albite autour du plagioclase englobé, et les bâtonnets d'apatite au rapport largeur/longueur = 1/5.
(rive gauche du Glacier Noir).

Chl = chlorite, é = épidote, KF = feldspath potassique, Pl = plagioclase, Q = quartz.

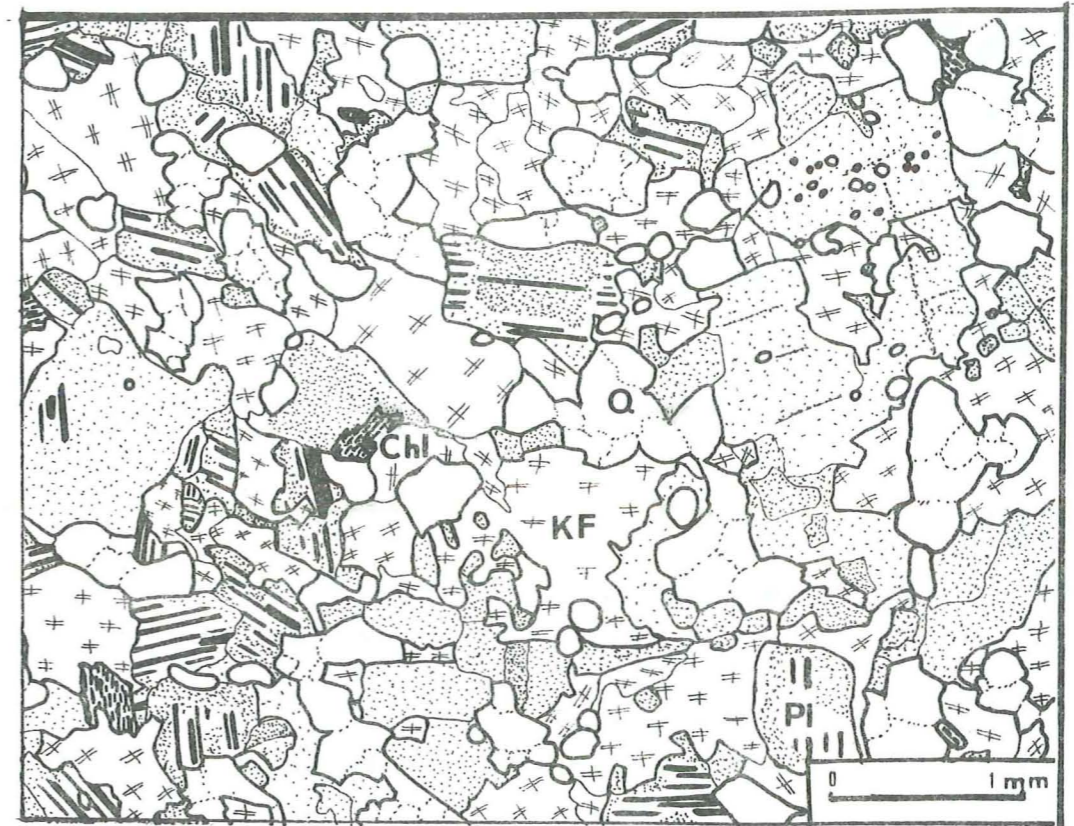


Figure 1

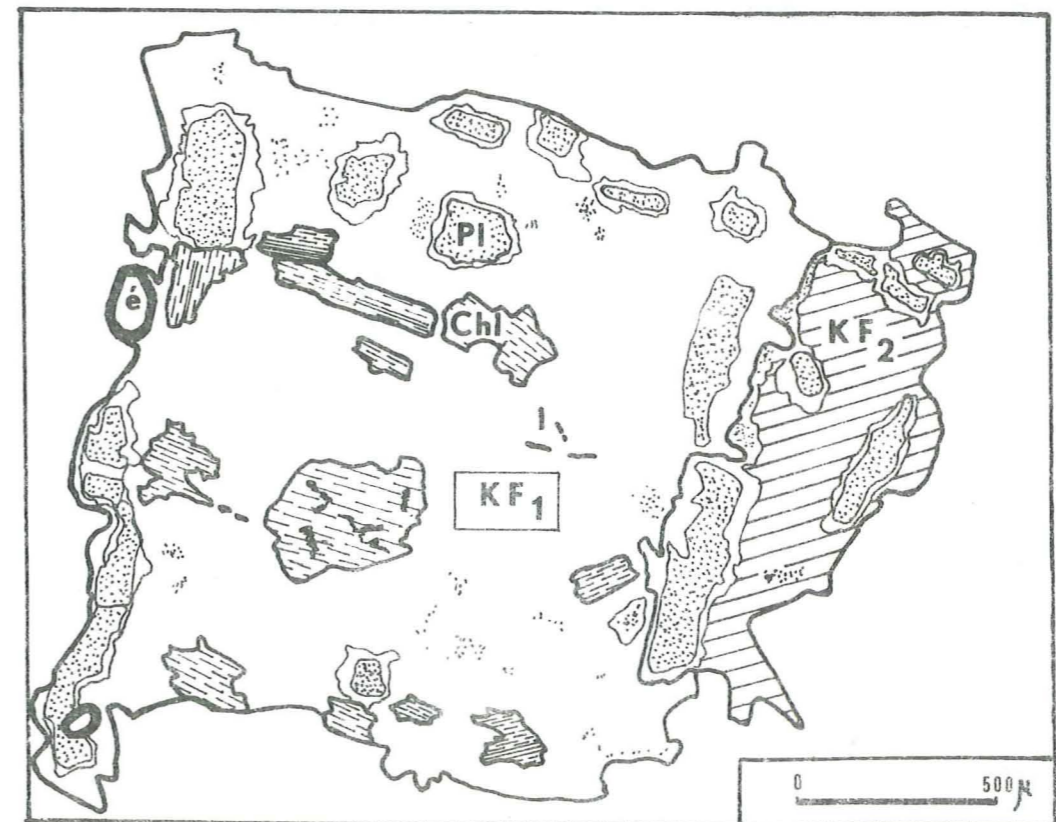


Figure 2

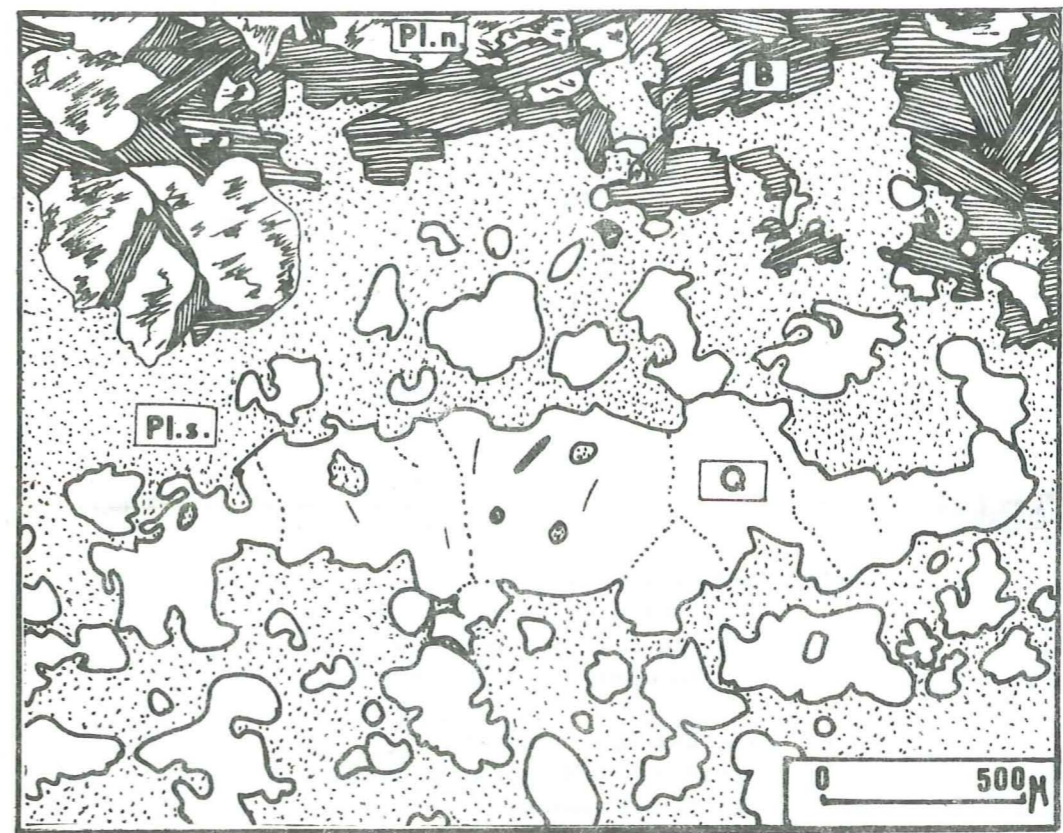


Figure 1

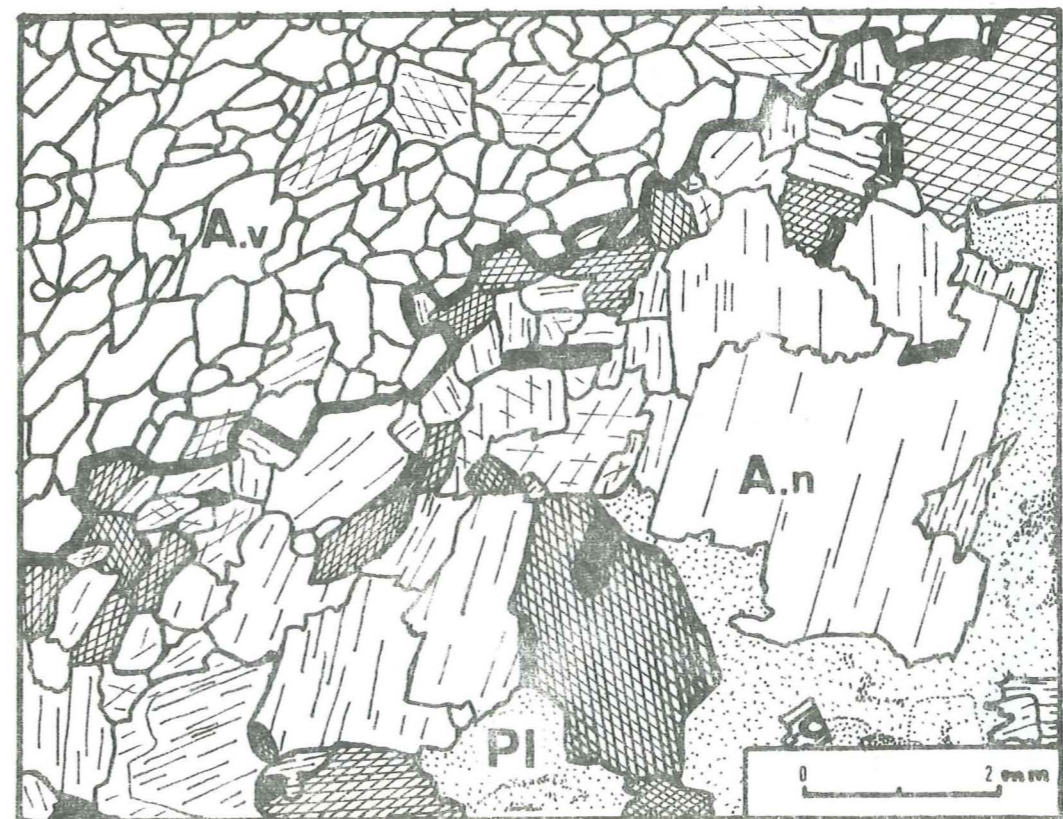


Figure 2

Planche E

Figure 1 - Faciès stratoïde :
 où l'on observe le contact de la partie à quartz (Q) et plagioclase séricité (Pl. s) avec la partie à amphibole et plagioclase nuageux (Pl. n).
 L'amphibole est ici remplacée par la biotite (B) car l'ensemble de la roche est enclavé dans un faciès d'anatexie qui contamine les roches.

Figure 2 - Faciès à boules
 boule amphibolitique où la couronne d'amphibole noire fortement magnésienne (A. n) est en contact avec le "ciment" dioritique à plagioclase (Pl). Cette couronne est en chape autour de la boule constituée entièrement d'amphibole verte (A. v).

Planche F

Figure 1 - Faciès dioritique - faciès (1) et (2) -
 - faciès fin et moyen séparé par un filet à biotite-chlorite (B-Chl)
 - blastèse du plagioclase qui repousse la biotite-chlorite ; noter le quartz interstitiel, la zonation incomplète du plagioclase automorphe.

Figure 2 - Faciès dioritique - faciès (4) -
 grande amphibole automorphe sur fond de plagioclase ; noter le sphène et l'apatite automorphes.

A = amphibole, Ab = albite, Ap = apatite, B = biotite, Chl = biotite-chlorite, é = épidote,
 KF = feldspath potassique, Pl = plagioclase, Q = quartz, S = sphène.



Figure 1



Figure 2

Planche G

Figure 1 - Faciès mixte :

on y observe une convergence d'aspect avec le faciès à schlieren, mais ici, en plus, il existe une portion granodioritique à amphibole automorphe.

De gauche à droite : - portion granodioritique
- schlieren mélanosomique à biotite
- et leucosome pegmatoïde.

Figure 2 - Faciès mixte :

limite faciès monzonite-quartzique et pegmatoïde ; noter ici l'allure envahissante du feldspath potassique.

A = amphibole, B = biotite, Chl = biotite-chlorite, KF = feldspath potassique,
Pl = plagioclase, Q = quartz, S = sphène.

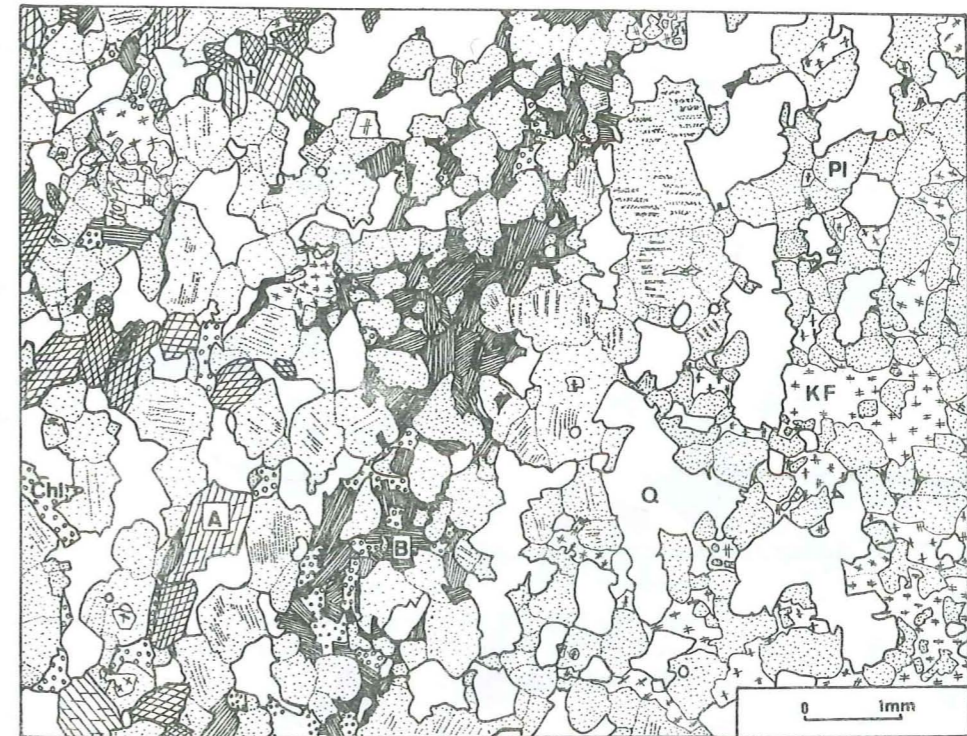


Figure 1

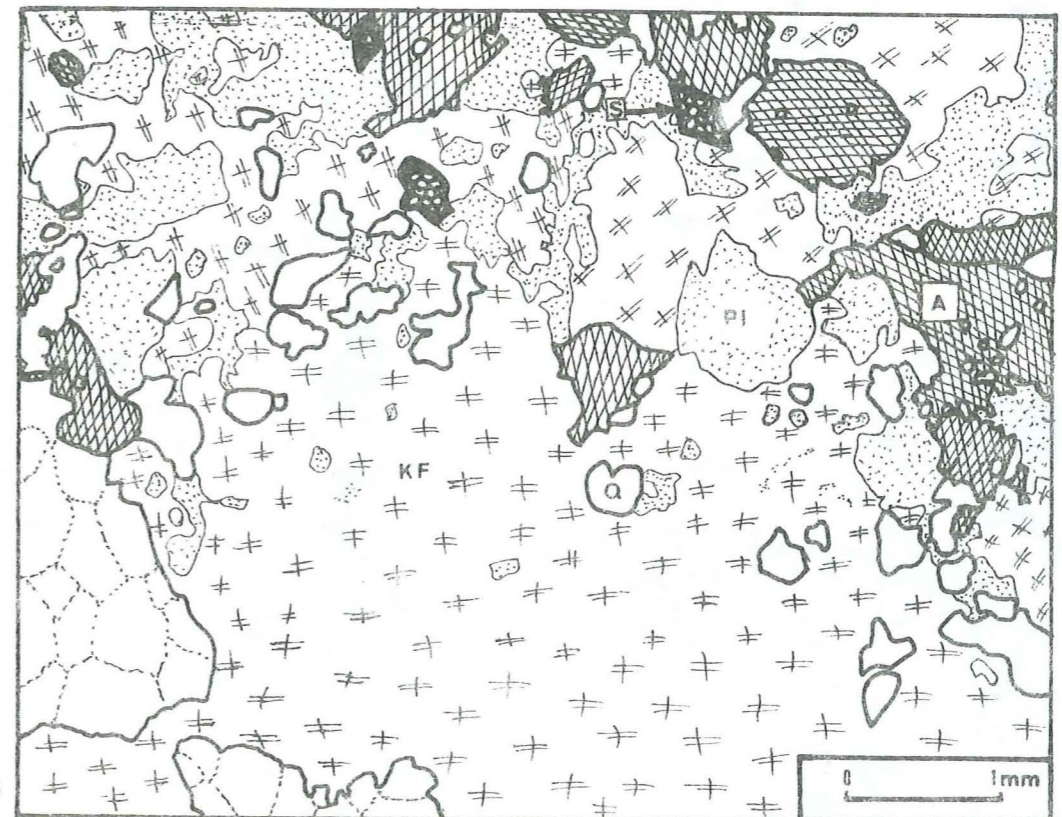


Figure 2

Planche H

Faciès dioritique bréchoïde (Sources de la Romanche) :

- évolution de la zone sombre à la zone claire grossière
 - formation d'un mobilisat pagmatoïde à partir d'un paléosome.
- Les différentes plages de feldspath potassique n'ont pas été représentées pour simplifier la "lecture".

ab = albite, Chl = biotite-chlorite, é = épidote (souvent allanite au cœur), KF = feldspath potassique, Pl = plagioclase, Q = quartz, S = sphène.



Planche I

Figure 1 - Faciès stratoïde A₂ (à quartz et plagioclase + biotite) un peu modifié (Sources de la Romanche).

La biotite est en filets, ou repoussée au pourtour du plagioclase ; noter l'envahissement par le quartz des filets qui ne subsistent qu'à l'état de trace.

Il y a blastèse du quartz.

Figure 2 - Passage progressif du faciès A₂ au faciès pegmatoïde (Sources de la Romanche).

On peut observer une belle texture cloisonnée consécutive à la blastèse du plagioclase, et le liséré mélanosomique à biotite.

B = biotite très fraîche, B-Chl = biotite un peu chloritisée, KF = feldspath potassique,

Pl = plagioclase, Q = quartz.

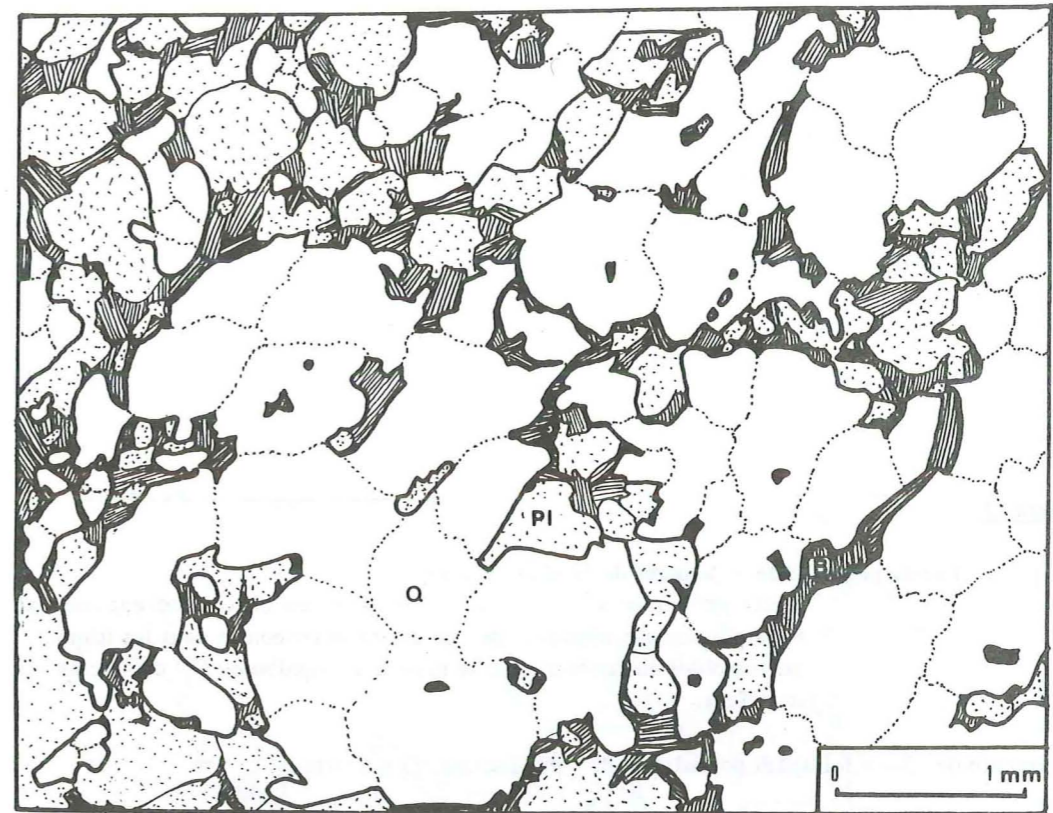


Figure 1

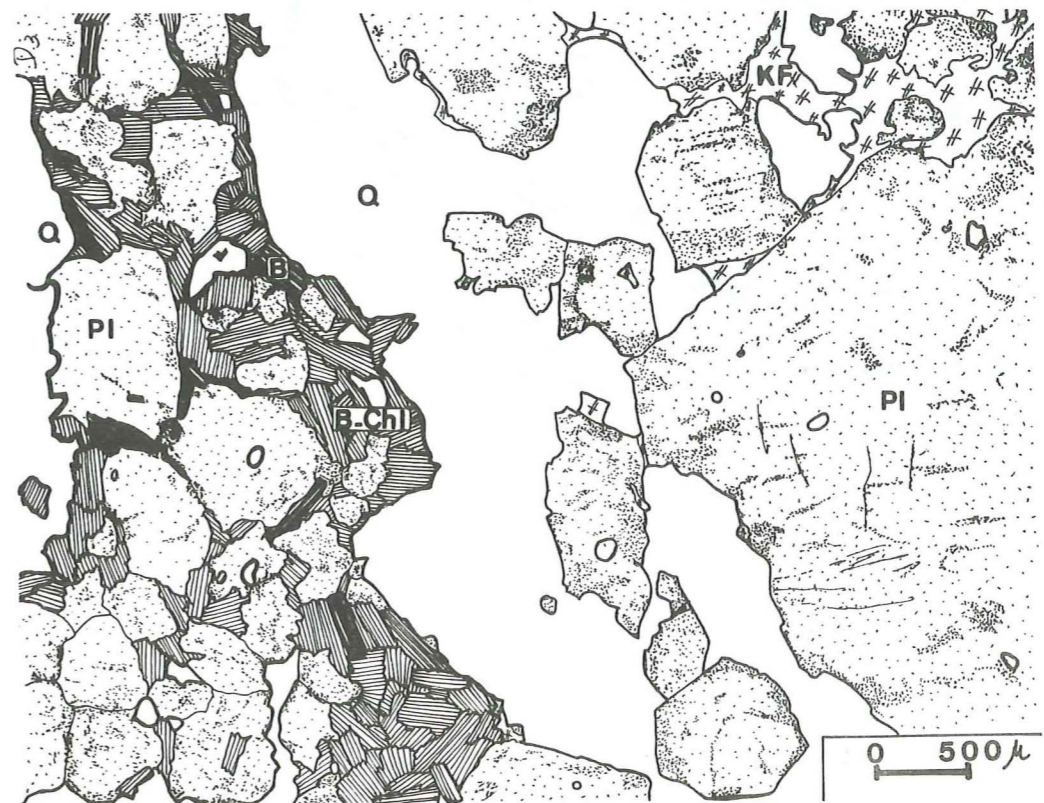


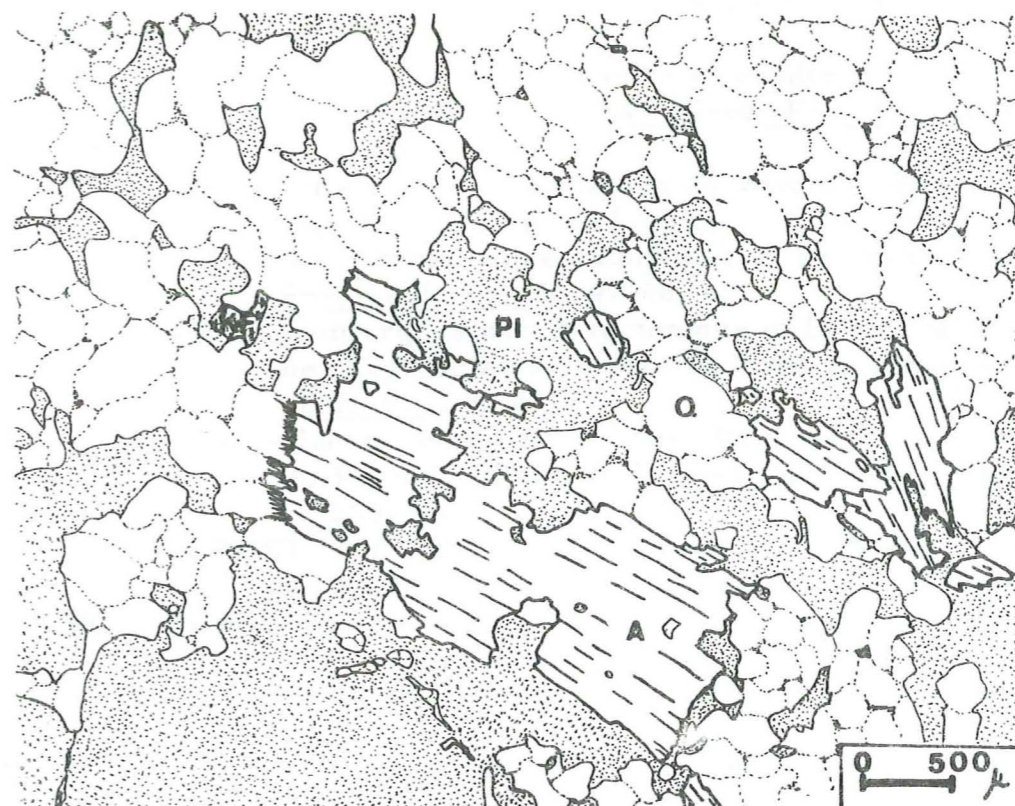
Figure 2

Planche J

Faciès pegmatoïde - (Sources de la Manche) :
faciès particulier à amphibole, où le quartz est encore souvent convexe
et le plagioclase xénomorphe ; ce faciès se rencontre dans les filons
pegmatoïdes en contact avec le niveau à amphibole (A₁) des faciès
stratoïdes.

A = amphibole, KF = feldspath potassique, Pl = plagioclase, Q = quartz.

PLANCHE J



BIBLIOGRAPHIE

- ALTHAUS (E.), 1967. - The triple point andalusite-sillimanite-kyanite : an experimental and petrologic study. Contrib. Mineral. and Petrol., 16, p. 29-44.
- BAGGIO (P.), FERRARA (G.) MALARODA (R.), 1967. - Results of some Rb/Sr age determination of the rocks of the Mont-Blanc tunnel. Boll. Soc. geol. Ital., 86, p. 193-212.
- BAHEZRE (D.), MICHEL (R.), VIALON (P.), 1965. - Etude de quelques phyllites colorées des schistes cristallins des Alpes piémontaises à la microsonde électronique de Castaing. Bull. Soc. fr. Min. Crist., 88, p. 267-272.
- BAILEY (H.), STEVENS (R.E.), 1960. - Selective staining of K feldspar and plagioclase on rocks slabs and thin sections. Am. Mineralogist, 45, p. 1020.
- BARBIER (R.), 1942 a. - La zone subbriançonnaise et ultradauphinoise au Nord du Pelvoux. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 23, p. 135-142.
- " 1942 b. - Le problème du flysch au Nord du Pelvoux. - C.R. Acad. Sci. fr., 215, p. 363-365.
- " 1946. - Le nummulitique autochtone au Nord du Pelvoux. C.R. Soc. géol. Fr., p. 97-98.
- " 1956. - Remarques sur la tectonique et la stratigraphie de la zone dauphinoise orientale au Nord du Pelvoux. C.R. Soc. géol. Fr., p. 49-51.
- " 1963. - La tectonique de la zone ultradauphinoise au Nord Est du Pelvoux. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 39, p. 239-246.
- BARBIER (R.), VERNET (J.), 1956. - La tectonique de la bordure nord du massif du Pelvoux. C.R. Soc. géol. Fr., p. 131-132.
- BARBIER (R.), DEBELMAS (J.), 1966. - Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au Nord du Pelvoux (Alpes occidentales). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 42, p. 135-142.
- BANHAM (P.H.), 1966. - Barth's feldspar geothermometer : a rapid method. Norsk. geol. T., 46, p. 349-352.
- BARTH (T.F.W.), 1962. - Theoretical Petrology. London, Wiley.
- " " 1962. - The feldspar geologic thermometer. Norsk. geol. T., 42, p. 330-339.
- BEAUMONT (E. de), 1854. - Faits pour servir à l'histoire des montagnes de l'Oisans. Ann. Mines, Fr. (2), t. 5.
- BELLAIR (P.), 1948. - Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. I - Le haut massif Mém. Carte géol., 355 p.

- BELLIÈRE (J.), 1958. - Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Hte-Savoie). Thèse, Mém. Soc. géol. Belgique, 81, fasc. 1, 198 p.
- BORDET (Cl.), 1957. - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). Thèse d'ingénieur-docteur - ronéotypé.
- " (P.), 1962. - Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (sensu stricto). Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. 59, n° 269.
- BORDET (P.), BORDET (Cl.), 1962. - Belledonne - Grandes-Rousses - Aiguilles Rouges - Mont-Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Livre-mémoire professeur Fallot (2). Mém. Soc. géol. Fr., p. 310.
- BURRI (C.), 1962. - The optical orientation of the plagioclase. Norsk. geol. T. 42, p. 207-214.
- BOWEN (N. L.), TUTTLE (O. F.), 1950. - The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. J. Geol., U. S. A., t. 58, n° 5.
- BUFFIÈRE (J. M.), 1964. - Les formations cristallines et cristallophylliennes du massif de Rochail (secteur NO du Pelvoux). Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Grenoble, p. 46-79.
- CARME (F.), 1965. - Existence de deux formations détritiques remarquables (conglomérats et flyschs) dans les schistes cristallins antéhouillers du Taillefer (chaîne de Belledonne, Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Fr., t. 250, n° 25, p. 6656-6659.
- CHENEVOY (M.), 1968. - Les gneiss amygdalaires du Massif Central. Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr., 10, fasc. 3, p. 177-195.
- CHESSEX (R.), DELALOYE (M.), KRUMMENÄCKER (D.) et al., 1963. - Nouvelle détermination d'âge Pb total sur des zircons. - Bull. Soc. Suisse Minéral. Pétr., n° 43, p. 43-60.
- CHESSEX (R.), LAURENT (R.), 1968. - Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. - Eclôgae geol. Helv., 61, fasc. 1, p. 1-18.
- COULSON (A. L.), 1932. - The Albite-Ala B twinning of plagioclase feldspars in certain acidic rocks from Sirohi-State, Pajputana. Record. Geol. Surv. India, 65, p. 173-184.
- DAVOINE (P.), 1968. - La géochimie des leptynites (distinction ortho-para). Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 26, p. 5-57.
- DEBELMAS (J.), 1960. - Panorama géologique du col du Lautaret. Grenoble, Allier.
- " 1961 a. - La zone subbriançonnaise entre Vallouise et le Monétier (Htes-Alpes) feuille de Briançon au 1/80 000°. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. 58, n° 264, p. 131-146.
- " 1961 b. - L'âge des "calcaires de Vallouise" (zone subbriançonnaise à l'Est du massif du Pelvoux). C.R. Acad. Sci., Fr., t. 252, p. 299-300.

- DEBELMAS (J.), GIDON (P.), 1950. - Sur la tectonique du versant sud est du massif du Pelvoux : l'écaille de l'Eychauda. C.R. Acad. Sci. Fr., t. 231, p. 495.
- DE WAARD (D.), 1965. - A proposed subdivision of the granulite facies. Ameri. Journ. Scien., 263, p. 455-461.
- DIDIER (J.), 1964. - Les enclaves de granite dans la littérature géologique. Bull. B.R.G.M., Fr., 3, p. 31-48.
- " " Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, 23, p. 9-254.
- DIETRICH (R. V.), 1962. - K feldspar structural states as petrogenetic indicators. Norsk. geol. T., 42, t. 2, p. 394-412.
- DONDEY (D.), 1960. - Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale (Alpes françaises). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 36, p. 285-368.
- DONNAY (J. D.), 1940. - Width of albite twinning lamellae. Amer. Mineralogist, 25, p. 578-586.
- " 1943. - Plagioclase twinnings. Geol. Soc. Amer., Bull., 54, p. 1645-1652.
- ELLENBERGER (F.), BOGDANOFF (S.), COLLOMB (P.), 1967. - Polymétamorphisme et "effets de couverture" dans la zone axiale de la Montagne Noire (Espinouse et Caroux, Hérault). C.R. Soc. Géol. Fr., fasc. 6, p. 223-224.
- ELLER (J. P. Von), 1961. - Les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines et les séries voisines des Vosges moyennes. Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, n° 19, 160 p.
- ERNST (W. G.), 1968. - Amphiboles. Crystal chemistry, phase relation and occurrence... Berlin-Heidelberg - New York Springer, X 126 p., fig.
- ESKOLA (P.), 1952. - On the granulites of Lapland. Amer. J. Sci., Bowen volume, p. 133-171.
- FAURE-MURET (A.), 1955. - Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mém. Carte géol. Fr.
- FONTEILLES (M.), GUITARD (G.), 1968. - "L'effet de socle dans le métamorphisme". Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 91, p. 185-206.
- FORESTIER (F. H.), 1961. - Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central français). Thèse, Clermont-Ferrand.
- FORESTIER (F. H.), LASNIER (B.), 1969. - Découverte de niveaux d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins de la vallée du Haut-Allier. Existence du faciès granulite dans le Massif Central français. Contrib. Mineral. und Petrol., 23, p. 194-235.

- FOURQUIN (Cl.), 1966. - Données géologiques précisant l'âge des différentes phases de la mise en place du granite du Ballon d'Alsace (Vosges méridionales). C.R. Acad. Sci., Fr., t. 262 - Série D, p. 1509-1512.
- " 1969. - Observations sur l'histoire et la stratigraphie antésudètes des Vosges méridionales. C.R. Acad. Sci., Fr., t. 269, p. 6-9.
- FREY (B.), 1937. - Classification moderne des roches éruptives. Rabat, imprimerie officielle.
- GAGNY (Cl.), 1962. - Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du Culm dans les Vosges méridionales. Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, t. 15 fasc. 4, p. 139-160.
- GATES (R. M.), 1953. - Petrogenic significance of perthite. Geol. Soc. Amer., Mem., 52, p. 55-59.
- GIBERGY (P.), 1968. - Découverte des "grès à trous" renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs du Valbonnais (série cristallophyllienne des massifs cristallins externes des Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Fr., t. 267, p. 1251-1254.
- GIDON (M.), 1965. - Sur l'interprétation des accidents de la bordure méridionale du massif du Pelvoux. - Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 41, p. 177-185.
- GIDON (P.), 1951. - La couverture mésozoïque du Pelvoux à l'Est. C.R. Acad. Sci., Fr., p. 1046.
- " " 1951. - Acquisitions nouvelles et considérations générales sur la tectonique du Pelvoux. C.R. Soc. géol. Fr., p. 268.
- " " 1954. - Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire, dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 31, p. 1 à 202.
- " " 1955. - Résultats d'une tectonique du Pelvoux. Rev. Géogr. alp. Fr. p. 126-149.
- GIDON (P.), DEBELMAS (J.), 1950. - Sur la tectonique du versant SudEst du Pelvoux, écaïlle de l'Eychauda. C.R. Acad. Sci., Fr., p. 495.
- GIGNOUX (M.), 1936 a. - Tectonique et stratigraphie du Nummulitique à l'Est du Pelvoux. Bull. Soc. géol. Fr., t. 6 (5), p. 425.
- " 1936 b. - Stratigraphie de la bordure ouest du Briançonnais entre Briançon et le Galibier : origine de la "quatrième écaïlle" briançonnaise. Bull. Soc. géol. Fr., t. 6 (5), p. 135.
- " 1936 c. - Le prolongement de la zone du flysch des Aiguilles d'Arves à l'Est du Pelvoux. C.R. Soc. géol., Fr., séance du 23 novembre 1936.

- GIGNOUX (M.), MORET (L.), 1937. - Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci., Grenoble, t. 21.
- " " 1952. - Géologie dauphinoise ou initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble. Paris, Masson, 1 vol.
- GIRAUD (P.), 1952. - Les terrains métamorphiques du massif des Grandes Rousses (Isère). Bull. Soc. géol., Fr., t. 2 (6), p. 379-402.
- GOLDSMITH (J. R.), LAVES (F.), 1954. - K-Feldspar structurally intermediate between Microcline and Sanidine. Geochim. Cosmochim. Acta, G.B., 6, p. 100-118.
- GORAI (M.), 1961. - Petrological studies on plagioclase twing. Amer. Mineralogist, 36, p. 884-901.
- GRAUERT (B.), 1966. - Rb-Sr determinations on orthogneisses of the Silvretta. Earth Planetary Sci. Letters, 1, 139.
- GUITARD (G.), 1958. - Gneiss acides d'origine rhyolitique dans le massif du Canigou. C.R. Soc. géol. Fr., p. 23.
- GUITARD (G.), RAGUIN (E.), SABATIER (G.), 1960. - La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées orientales. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 83, p. 48-56.
- HALL (M.), 1941. - The relation between colour and chemical composition in biotites. Amer. Mineralogist, vol. 26, p. 29-33.
- HAMEURT (J.), 1968. - Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes - 2 tomes. Thèse - Faculté des Sciences, Université, Nancy.
- HAYAMA 1959. - Some consideration on the colour of biotite and its relation to metamorphism. Journ. geological Soc., 65, p. 21-30.
- HERICART de THURY (L.). - Description minéralogique du département de l'Isère 1806. - Montagnes et mines d'argent de Chalances. - J. Mines, 20, p. 41.
1807. - Mines d'or de l'Isère. J. Mines, 21, p. 10.
1812. - Minerai de plomb de Montjean près de Vizille. - J. Mines, 26.
- HIETANEN (A.), 1967. - On the facies series in various type of metamorphism. J. Geol., U.S.A., 75, n° 2, p. 187-214.
- HOUCHMAND-ZADEH (A.), 1969. - Métamorphisme et granitisation du massif Chapedony (Iran central). Thèse Ingénieur-Docteur, Grenoble.
- HSU (L. C.), 1968. - Selected phases relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H : a model for garnet equilibria. Journ. Petrol. 9-1, p. 40-83.

- JAGAPATHI-NAIDU (P. R.), 1954. - Minerals of charnockites from India. Thèse, Université de Bâle (Suisse), in : "Schwerzerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen" Bd 34, Heft 2, 1954.
- JÄGER (E.), 1962. - Rb/St age determinations on micas and total rocks from the Alps. J. geophys. Res., U. S. A., 67, p. 5293-5306.
- JUNG (J.), 1954. - Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. Ann. Hébert-Haug (Paris), 8, p. 245-258.
- JUNG (J.), CHENEVOY (M.), 1951. - Sur la présence dans les Vosges d'un gisement de durbachite et sur l'origine de cette formation. C.R. Acad. Sci. Fr., t. 232, p. 868-869.
- JUTEAU (T.), ROCCI (G.), 1966. - Etude chimique du massif volcanique dévonien de Schirmeck (Vosges septentrionales). Evolution d'une série spilite-kératophyre. Sci. de la Terre, Mém. Fr., t. II, n° 1, p. 68-104.
- " " 1968. - Spilite-kératophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le métamorphisme initial. Geol. en Mijnbouw, Nederl., 47, (5), p. 330-339.
- KERN (R.), WEISBROD (A.), 1964. - Thermodynamique de base pour minéralogistes, pétrographes et géologues. Paris, Masson.
- KRUMMENACHER (D.), 1959. - Le cristallin de la région de Fully (Valais). Bull. Suisse de Mineral. Petr. 39, p. 152-266.
- KRUMMENACHER (D.), BORDET (P.), LE FORT (P.), 1965. - Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. (Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques). Bull. Soc. Suisse Mineral. Petr. 45, p. 855-874.
- LAMEYRE (J.) 1966. - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, n° 29, fac. 12.
- " 1958. - La partie nord du massif des Grandes Rousses. Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 34, p. 83-152.
- LAPADU-HARGUES (P.), 1958. - Observation à propos des amphibolites. C.R. Soc. géol. Fr., 1, pp. 132-133.
- LAPPARENT (J. de), 1909. - Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises. Bull. Soc. fr. Minéral. (32), p. 174-304.
- " 1923. - Leçons de pétrographie, Paris, Masson, 501 p.
- LA ROCHE (H. de), 1965. - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées orientales. - Geol. Rdsch. Dtsch., 55, n° 2, p. 274-301.
- " 1968. - Comportement géochimique différentiel de Na, K, et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude de formations métamorphiques et plutoniques. C.R. Acad. Sci., Fr., 267, sér. D, n° 1.
- LASNIER (B.), 1968. - Découverte d'une granulite à disthène et almandin associée à la périclase à grenat du massif de Courtilles (Haute-Loire). Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 91, p. 490-494.

- LAURENT (R.), 1968. - Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie, France). Thèse, Univ. Genève,
- LAURENT (R.), CHESSEX (R.), 1968. - Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv., 61, n° 1, p. 1-18.
- LAURENT (R.), CHESSEX (R.), DELALOYE (H.), 1967. - La méthode géochronométrique du "Pb total" appliquée à l'étude géologique du massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. Colloque, Datation par radioactivité, Monaco.
- LEAKE (B. E.), 1964. - The chemical distinction between ortho and paraamphibolite. J. Petrol., G.B., 5-2, p. 238-254.
- LE FORT (P.), 1964. - Sur l'existence d'un important conglomérat métamorphique dans le massif cristallin de Chaillol (Hautes-Alpes). C.R. Acad. Sci., Fr., 258, p. 4097-4099.
- LE FORT (P.) et al., 1969. - De l'existence d'un socle précambrien dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). C.R. Acad. Sci., Fr., 268, sér. D., p. 2392-2395.
- LE FORT (P.), EHRSTROM (C. E.), 1970. - Caractéristiques géochimiques des formations métamorphiques d'origine volcano-sédimentaire et sédimentaire dans le massif de Chaillol et Belledonne (Alpes françaises) à paraître dans Rev. Sci. de la Terre, Nancy, 1970).
- LORY (Ch.), 1864. - Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme et Hautes Alpes). Grenoble (1860-1864).
- MARMO (V.), 1959. - On the stability of potash feldspar. Bull. Comiss. géol. Finl., 184, n° 1, 55 p.
- MEHNERT (K. R.), 1968. - Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam, Elsevier.
- MICHEL (R.), BERTHET (P.), 1958. - Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère). C.R. Acad. Sci., Fr., 246, p. 1888-1890.
- MICHEL (R.), BUFFIERE (J. M.), 1963. - Caractère pétrographique et pétrochimique du granite du Rochail. C.R. Acad. Sci. Fr., 256, p. 1812.
- MICHEL (R.), BUFFIERE (J. M.), 1963. - Nature et origine de la syénite du Lauvitel. C.R. Acad. Sci., Fr., 256, p. 225.
- MICHEL (R.) et VERNET (J.), 1956. - Les trois formations calcaires du Pelvoux. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 33.
- MICHEL (R.) et VERROLLET (G.), 1962. - Sur la présence de roches volcaniques dans la série cristallophyllienne du Tabor et de la Matheysine (Isère). C.R. Soc. géol. Fr., n° 10, p. 321.
- MICHOT (P.) 1951. - Essai sur la géologie de la catazone. Acad. r. Belge. Bull. Cl. Sci., 37, sér. 5, p. 260-276.
- MICHOT (J. R.), 1962. - Composition des plagioclases résiduels et des plagioclases d'origine anatectique élaborés lors du phénomène de palinogénèse basique. Norsk. geol. T., 42, p. 467-476.

- MIYASHIRO (A.), 1964. - Oxidation and reduction in the Earth Crust with selected reference to the role of graphite. Geoch. Cosm. Acta, 28, p. 717-729.
- MOINE (B.), LA ROCHE (H. de), 1968. - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R. Acad. Sci. Fr., 267, n° 25, p. 2084-2087.
- NICOLAS (A.), 1966. - Le complexe Ophiolites-Schistes Lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis. Thèse doctorat d'Etat, Grenoble.
- ORVILLE (P. M.), 1962. - Alkalimetasomatism and Feldspar. Norsk. geol. T., 42, t. 2, p. 283-316.
- OZOUK (R.), 1965. - Etude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (massif du Pelvoux). Thèse 3e cycle, Grenoble.
- PERCHUK (L. L.), 1967. - The biotite-garnet geothermometer. Trad. Doklady Akad. nauk. SSSR, 177, n° 2, p. 411-414.
- PETERLONGO (J.), 1955. - Etude des phénomènes métasomatiques dans les amphibolites des monts du Lyonnais. Bull. Soc. géol. Fr., 5, p. 361-374.
- " 1960. - Les terrains cristallins des monts du Lyonnais. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, n° 4.
- PETTIJOHN (F. L.), 1949. - Sedimentary Rocks. New-York, Harper and Brothers.
- PIZIGO (M.), 1965. - Les principales textures des roches. Bull. B.R.G.M., août 1965.
- QUIN (J. P.), 1961. - Les zonages des plagioclases dans les esterellites du massif de l'Esterel (Var). Thèse, 3e cycle, Lab. Pétr. Fac. Sci. Paris.
- RAGUIN (E.), 1946. - Géologie du granite. Paris, Masson.
- RAMBERG (H.), 1955. - Natural and experimental boudinage and pinch and swells structure. J. Geol. U.S.A., 63, p. 512-526.
- " 1959. - Evolution of pygmatic folding. Norsk. geol. T., 39, p. 99-151.
- RICHARDSON (S. W.) et al., 1968. - Kyanite-sillimanite equilibrium between 700° et 1500°. Amer. J. Sci., 266, p. 513-541.
- ROUBAULT (M.), 1963. - Détermination des minéraux des roches. 1 vol., Lamarre-Poinat ed., 365 p.
- TANE (J. L.), 1963. - Contribution à l'étude des laves spilitiques du Pelvoux. Thèse 3e cycle, Grenoble.
- TERMIER (P.), 1896. - Sur la tectonique du massif du Pelvoux. Bull. Soc. géol. Fr., 24, sér. 3, p. 734.
- " 1897. - Sur le granite du Pelvoux. C.R. acad. Sci., Fr., 8 février.
- " 1898. - Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. - Bull. Soc. géol. Fr., (3), 26, p. 165.
- " 1899. - Microgranite de la vallée du bord NE du massif du Pelvoux. Bull. Soc. géol. Fr., 27, p. 199.

- TERMIER (P.), 1900. - Le massif du Pelvoux et le Briançonnais. Livret guide du Congrès géologique International de 1900, n° 13.
- " 1903. - Les montagnes entre Briançon et Vallouise (écaillés briançonnaises, terrains cristallins de l'Eychauda, massif de Pierre Eyrantz, etc.). Mém. Carte géol. Fr.
- " 1920. - Les mylonites de la 4e écaille briançonnaise. C.R. Acad. Fr., 171, p. 663.
- " 1928. - Les nappes des Aiguilles d'Arves entre le Lautaret et la Vallouise. C.R. Acad. Sci. Fr., 186, p. 49.
- TOBI (A. C.), 1959. - Petrographical and geological investigation in the Merdaret Lac Crop region. Thèse, Leiden.
- " 1962. - Characteristic patterns of plagioclase twinning. Norsk. geol. T., 42, p. 264-271.
- TOURET (J.), 1969. - Le socle précambrien de la Norvège méridionale. Thèse d'Etat, Nancy.
- TRÖGER (W. E.), 1959. - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1, Ed. E. Scheveizerbart'sche Stuttgart.
- TURNER (F. J.), 1951. - Observation in twinning of plagioclase in metamorphic rocks. Amer. Mineralogist, 36, p. 581-589.
- " 1966. - Some limits of pressure in regional metamorphism as indicated by stability fields of some critical minerals. Colloque de Neuchatel, 18-21 avril 1966.
- VANCE (J. A.), 1961. - Polysynthetic twinning in plagioclase. Amer. Mineralogist, 46, p. 1097-1119.
- VERROLLET (G.), 1961. - Etude des schistes cristallins de la bordure orientale du Tabor de la Matheysine. Diplôme d'études supérieures, Grenoble.
- VIALETTE (Y.), 1962. - Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium du Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, 6, 88 p.
- VIALON (P.), 1966. - Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira. Alpes cottiennes internes, Italie. Thèse, Grenoble, n° A.O. 1095.
- WAHLSTROM (E. E.), 1950. Introduction to theoretical petrology. New-York, J. Wiley et Sons.
- WINKLER (H. G. F.), 1965. - La genèse des roches métamorphiques. Gap, Ophyr.
- WYNNE-EDWARDS (H. R.), 1968. - Plutonites, gneisses and granulites of the granulite facies. Queen's Univ. Kingston, Canada (non publié).
- ZWART (J.), 1967. - The duality of orogenic belts. Geol. en Mijnbouw, Nederl., 46, n° 8, p. 283-309.
- TUTTLE (O. F.), 1952. - Optical Studies on Alkali Feldspars. Amer. Journal of Sci., Bowen volume, p. 553-567.
- VERNET (J.), 1965. - La zone Pelvoux-Argentera. Etude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales. Bull. Serv. Carte géol., t. 60, n° 275.
- WINKLER (H. G. F.), 1967. - Petrogenesis of metamorphic rocks. 2e ed., Springer-Verlag, New-York.

ADDITIF BIBLIOGRAPHIQUE

- BOWEN (N.L.), TUTTLE (O.F.), 1958. - Origin of granite in light of experimental studies.
Geol. Soc. Amer., mem. n° 74.
- DEER (W.A.), HOWIE (R.A.) and ZUSSMANN (J.), 1963. - Rock-Forming minerals. Longmans, London.
- FAWCETT (J.J.) and YODER (H.S.), 1966. - Phase relationships of chlorites in the system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. - Am. Min., vol. 51, pp. 353-380.
- PLATEN (H. Von), 1965. - Kristallisation granitischer smelzen. Beitr. 7, Min. Petr., Bd 11 ; H. 4, s. 334-381
- SEDERHOLM (J.J.), 1967. - Granites and migmatites selected works. Olivier and Boyd, London.
- WINCHELL (A.N. et H.), 1959. - Elements of optical mineralogy - Description of minerals. ed. C. Wiley.

Vu,
Grenoble, le
Le Président de la thèse
R. MICHEL

Vu,
Grenoble, le
Le Doyen de la Faculté des Sciences
E. BONNIER

Vu, et permis d'imprimer
Le Recteur de l'Académie de Grenoble
M. NIVEAU