



HAL
open science

Etude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (Massif du Pelvoux) - Alpes françaises

Ramiz Özocak

► **To cite this version:**

Ramiz Özocak. Etude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (Massif du Pelvoux) - Alpes françaises. Géologie appliquée. Faculte des Sciences de l'Université de Grenoble, 1965. Français. NNT : . tel-00578471

HAL Id: tel-00578471

<https://theses.hal.science/tel-00578471>

Submitted on 21 Mar 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 3^e Cycle
N° d'ordre:

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE DE L'UNIVERSITÉ

SPÉCIALITÉ : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Ramiz ÖZÖCAK

Étude pétrographique des schistes cristallins et des granites
de la haute vallée du Vénéon (Massif du Pelvoux)



Soutenue le juillet 1965 devant la Commission d'Examen

Messieurs les Professeurs : R. BARBIER Président

R. MICHEL
J. DEBELMAS | Examineurs

10445962

AVANT - PROPOS

En prologue à ce travail, je tiens à remercier tous les Professeurs de l'Institut Dolomieu de Grenoble dont j'ai eu la chance de suivre l'enseignement : Messieurs les Professeurs L. MORET, R. BARBIER, R. MICHEL, J. DEBELMAS, P. GIRAUD.

Ma plus vive gratitude va à Monsieur R. MICHEL, qui a bien voulu accepter de me diriger dans ce travail, et m'a aidé pour la rédaction du texte.

Je remercie également Monsieur P. VIALON qui m'a guidé de ses nombreux et précieux conseils.

Je remercie aussi Messieurs MICHEL et VIALON d'avoir organisé le stage d'étude des terrains cristallins du 3ème Cycle en 1964 à Saint-Christophe sur mon terrain de thèse, ce qui a grandement facilité mes recherches, Je remercie donc tous mes camarades de 3ème Cycle de l'année 1964 pour l'aide qu'ils m'ont apportée.

Je ne saurais oublier Monsieur J. SARROT-REYNAULD pour ses conseils techniques, et les facilités qu'il m'a procurées pendant la mise en page de ce mémoire.

Je remercie aussi le personnel technique pour la part active qu'il a pris à l'édition.

Je dois beaucoup au M. T. A. (Institut de Recherches Minières de Turquie) qui m'a soutenu financièrement pendant tout mon séjour en France et m'a accordé une année supplémentaire pour mener à bien ce travail.

Ma reconnaissance va aussi à Monsieur l'Attaché culturel de Turquie Dr. CAHIT KINAY qui a toujours porté un vif intérêt à mes études.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION

1ère PARTIE - LES SCHISTES CRISTALLINS

I - Extension de la série cristallophyllienne	3
II - Principales Subdivisions	3
III - Etude Pétrographique	4
A . Groupe des gneiss du Plan du Lac	5
B . Groupe des Migmatites de Saint-Christophe	7
a) Embréchites	7
1 - Embréchites ocellées - rubanées	9
2 - Septa	10
b) Amphibolites Migmatitiques	12
c) Porphyroïdes	13
1 - Porphyroïdes schisteuses	15
2 - Rhyolites massives	17
3 - Tufs rhyolitiques schisteux	20
4 - Analyses Chimiques	21
5 - Conclusion	22
d) Migmatites Anatexites	22
e) Granite d'Anatexie	23
f) Analyses Chimiques	24
g) Conclusion à l'Etude du Groupe des Migmatites de Saint-Christophe	26
IV - Conclusion à l'Etude des Schistes Cristallins	26

2ème PARTIE - LE GRANITE DU PELVOUX

I - Granite de la Bérarde	29
A . Caractères Généraux et Extension	29

Univ. J. Fourier - C.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: pstalour@ujf-grenoble.fr
 01 SEP. 2003

B , Caractères intrusifs	-----	31
a) Les contacts	-----	31
b) Les apophyses Granitiques	-----	33
c) Métamorphisme de contact	-----	33
C , Etude Pétrographique	-----	33
1) Faciès banal	-----	33
2) Faciès rouge	-----	34
3) Faciès de bordure à grain fin	-----	35
4) Faciès amphibolique	-----	35
II - Granite porphyroïde des Etages	-----	37
A , Caractères Généraux	-----	37
B , Extension et variation de Faciès	-----	37
C . Etude Pétrographique	-----	38
III - Granite du Graou	-----	39
IV - Microgranite du Cray	-----	39
V - Analyses Chimiques	-----	41
VI - Les enclaves du Granite du Pelvoux	-----	44
A , Enclaves en lentilles surmicacées	-----	44
B . Enclaves amphiboliques	-----	45
1) Les enclaves amphiboliques dans le granite des Etages	-----	45
2) L'enclave dioritique dans le granite de la Bérarde	-----	47
3) Conclusion	-----	49
C , Enclaves schisteuses	-----	49
VII - Conclusion à l'Etude du Granite du Pelvoux	-----	49
 <u>3ème PARTIE - TECTONIQUE</u>	-----	51
I - Le Massif Cristallin	-----	52
A , Direction des accidents	-----	52
1) Accidents E-W	-----	52
2) Accidents NS	-----	53
3) Accidents NW-SE	-----	54
4) Accidents NE-SW	-----	54
B , Déversement des séries vers l'Ouest	-----	55
II - Couverture Sédimentaire Triasico-Liasique	-----	55

<u>CONCLUSIONS GENERALES</u>	-----	56
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	-----	58

LISTE DES FIGURES

1) - Le réseau hydrographique de la Vallée du Vénéon et les limites du secteur étudié	-----	
2) - Coupes schématiques montrant les relations entre les faciès métamorphiques et le passage continu des anatexites au granite d'anatexie de Champhorent	-----	2
3) - Micrographies des gneiss du groupe du Plan du Lac	-----	6
4) - Micrographie des migmatites du groupe de Saint-Christophe	-----	8
5) - Micrographie des amphibolites migmatitiques	-----	11
6) - Le schéma des rhyolites massives et schisteuses en lentille dans les embréchites	-----	14
7) - Micrographie de la porphyroïde schisteuse et de la rhyolite massive	-----	16
8) - Tableau des analyses chimiques des rhyolites	-----	19
9) - Le diagramme de la Calco-alcalinité des rhyolites	-----	21
10) - Tableau des analyses chimiques des migmatites	-----	25
11) - Schéma montrant la série métamorphique avant et après le métamorphisme et la migmatisation	-----	27
12) - Panorama dans le Vallon de l'Aréna et au fond du Vallon de la Mariande montrant l'intrusion du granite de la Bérarde dans les migmatites	-----	30
13) - Micrographies du granite de la Bérarde à faciès blanc (L 2) et à faciès rouge - Eb 23 - 1	-----	32
14) - Micrographies du granite amphibolique J 29 - 2 et du granite porphyroïde des Etages	-----	36
15) - Micrographie du microgranite de Cray Ju - 13 - 1	-----	40
16) - Tableau des analyses chimiques des granites	-----	42
17) - Le triangle de concentration de K N C et le diagramme de calco-alcalinité concernant les granites	-----	43
18) - Micrographie des enclaves amphiboliques dans le granite des Etages	-----	46

19) - Coupes schématiques montrant la relation entre les différents
faciès de granite et des migmatites

----- 48

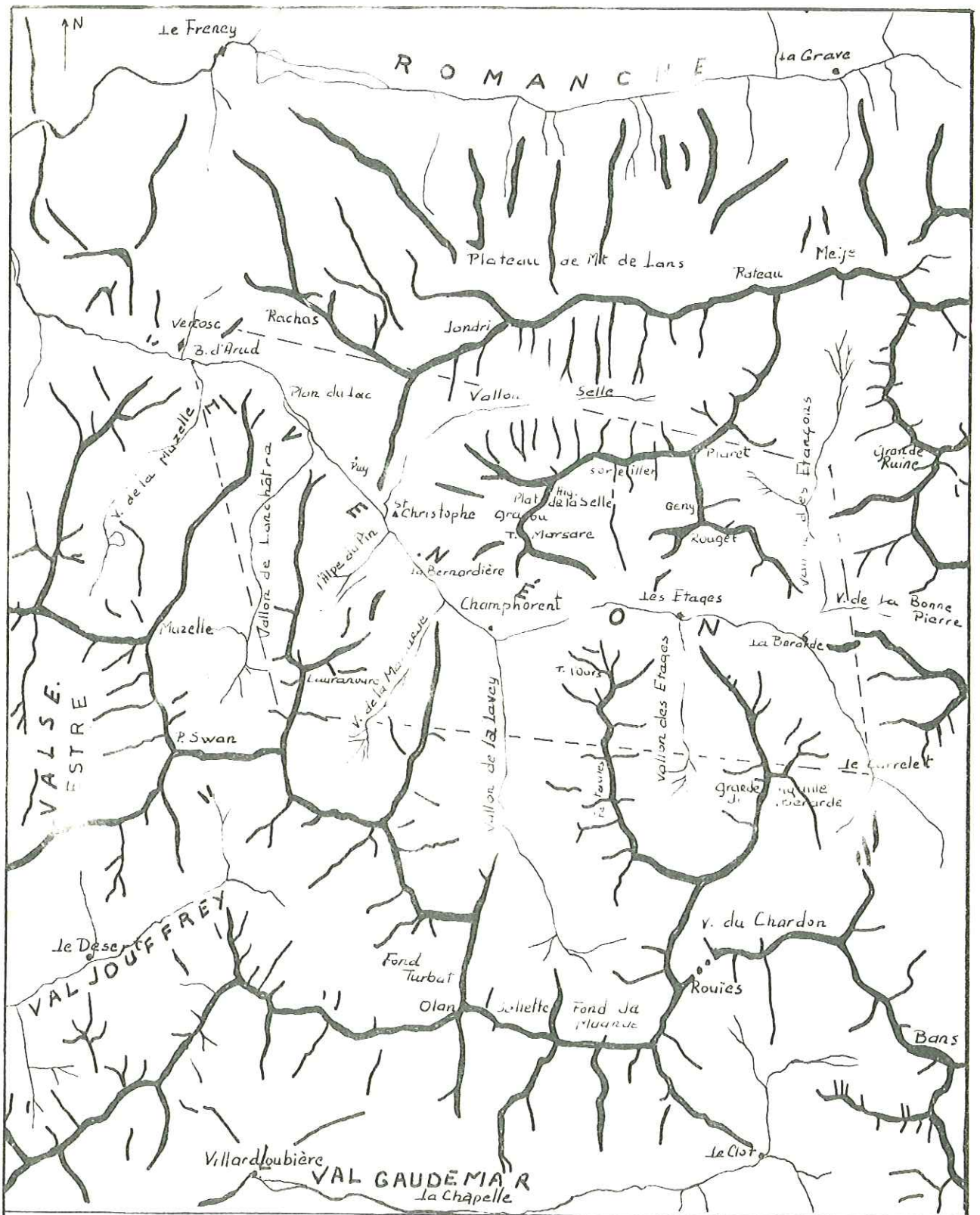
CARTES HORS-TEXTE

Cartes schématiques des affleurements - (réduit)

Carte géologique au 1/20,000

Carte géologique au 1/50,000

Carte schématique des affleurements 1/50,000



Echelle
 2km

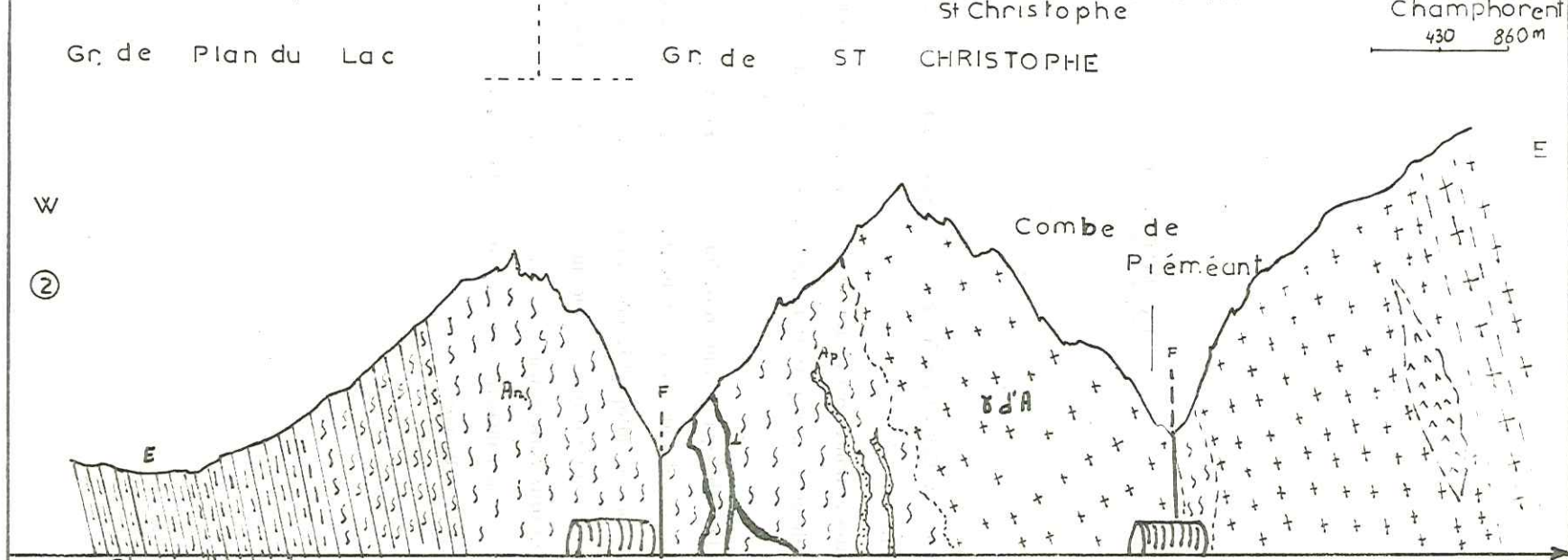
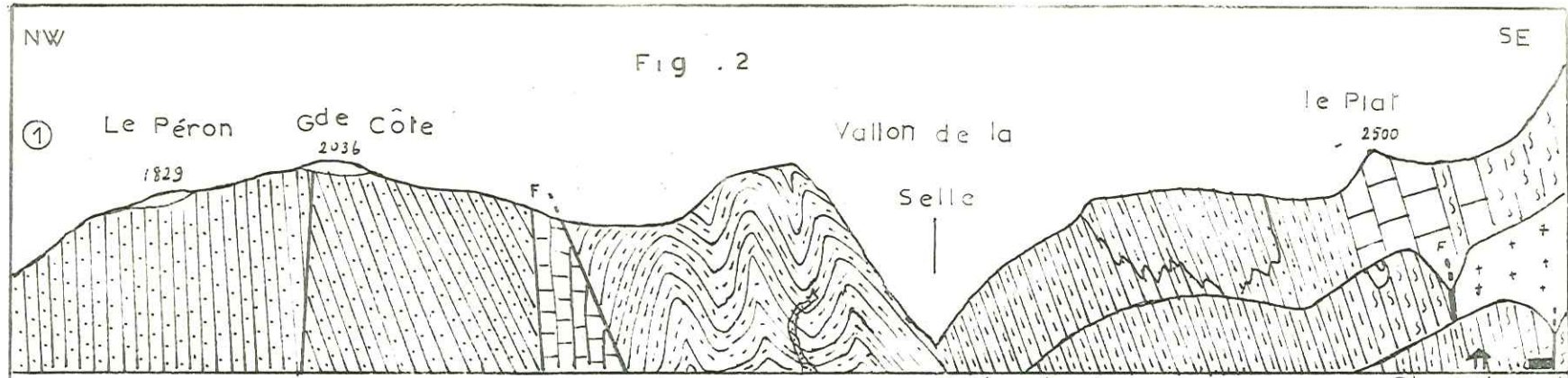
Fig. 1
 Le réseau hydrographique de la vallée du VENÉON
 et les limites du secteur étudié





INTRODUCTION

P. VEYRET a décrit la vallée du Vénéon comme la plus montagnarde des vallées, la plus emmurée, la plus sévère, la plus émouvante.

C'est une vallée très attirante pour les touristes et surtout pour les alpinistes. Par contre elle semble avoir été délaissée par les géologues, car depuis P. TERMIER (1897) et P. BELLAIR (1948) aucune étude pétrographique n'y a été entreprise.

Dans la partie de la vallée qui nous intéresse ici, (Fig. 1) le Vénéon, descendu du Haut-Massif, traverse, de la Bérarde à Champhorent, des formations granitiques, (granite du Pelvoux) puis entre Champhorent et le Bourg d'Arud, des formations cristallophylliennes. Chemin faisant le Vénéon reçoit de nombreux affluents. Par exemple, à l'amont en rive droite il reçoit le torrent des Etançons et en rive gauche le torrent des Etages qui drainent tous deux un territoire entièrement granitique. Plus à l'aval, on peut citer, en rive gauche les torrents de la Lavey, de la Mariande et de Lanchatra, en rive droite le long torrent de la Selle; tous ces vallons sont entaillés dans des formations cristallophylliennes.



- 1) Coupe schématique montrant les relations entre les faciès métamorphiques
- 2) Coupe schématique montrant le passage continu des anatexites au granite d'anatexie de Champhorent
-  Embrechites
  Migmatites amphiboliques
  Anatexites
  Granite d'anatexie

1ère PARTIE - LES SCHISTES CRISTALLINS

01 SEP. 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
F. 38041 E.P. 53
Tél. 04 76 89 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: platour@ujf-grenoble.fr

I - EXTENSION DE LA SERIE CRISTALLOPHYLLIENNE

Les terrains cristallophylliens de la Vallée du Vénéon n'ont pas été étudiés jusqu'ici d'une manière détaillée. Les premières études ont été faites par P. TERMIER (1897) : il leur attribue le nom de schistes granitisés ou injectés d'aplite et de schistes séricitisés (carte au 1/80,000 de Briançon).

P. BELLAIR dans sa thèse sur les Massifs Centraux Dauphinois (1948) a repris la même classification que P. TERMIER. Pour notre part nous avons constaté que la série cristallophyllienne de la Haute Vallée du Vénéon (Fig. 2 et Pl.h-t.) est essentiellement formée d'W en E par des gneiss et par des migmatites fondamentales. La migmatisation semble s'intensifier d'W en E, avec successivement des embréchites, des anatexites et même un granite d'anatexie. Il existe aussi des passées d'amphibolites migmatitiques dans ces faciès embréchitiques ou anatexitiques. Enfin, on peut noter l'existence de porphyroïdes, intimement liées aux embréchites, indiquant une origine volcanique acide pour une partie de la série cristallophyllienne. *une série de porphyroïdes volcaniques dans M où les M ne sont pas des amphibolites.*

L'extension de l'ensemble des schistes cristallins, sur notre terrain, est de 38 à 40km². Sur la route qui va à la Bérarde, les schistes cristallins se poursuivent depuis le Bourg d'Arud jusqu'à 150 mètres à l'amont du tunnel de Champhorent. La limite entre schistes cristallins et granite du Pelvoux passe au N par la Combe Blanche, rejoint l'Aiguille du Plat de la Selle, traverse le Col de Burlan, descend dans les falaises nord du massif du Soreiller en direction NE-SW, pour passer enfin à l'W du refuge de la Selle. Tout le massif situé au NW de cette limite est formé des séries métamorphiques et mésozoïques. Ces dernières sont très rares dans notre région d'étude; le seul exemple en est le synclinal pincé de Champhorent.

Au sud de la route de la Bérarde, c'est-à-dire en rive gauche du Vénéon, la limite entre granite du Pelvoux et schistes cristallins est plus complexe.

En rive droite du ruisseau de la Muande, cette limite monte assez haut, passant par les Beaux et Fumas, et rejoint la Pointe de Lemercier; en rive gauche les massifs de la Tête de Pouget et de la Tête de Caborne sont formés par des terrains métamorphiques. Il en est de même dans le vallon de la Mariande. Mais dans le fond de ce vallon, nous retrouvons le granite du Pelvoux et le granite d'anatexie vers les Araits en rive droite; passant par le point 2013 dans le vallon même, la limite monte juste au Nord des Pisses dans les Côtes du Loup pour rejoindre la Tête du Laurantou.

Encore plus au Sud, la Tête du Salude est aussi formée de schistes cristallins. Depuis la Tête du Laurantou, cette limite monte en direction presque N-S, passe à l'E du Pierroux et se limite au N au Peigne du Pierroux,

tandis que les massifs de la Crête du Pierroux, de Roche Noire, de Roche Ruiné et de l'Aiguille de Lanchâtra sont formés de terrains métamorphiques.

Dans le vallon de Lanchâtra, cette limite s'arrête vers le Claudet : là, les schistes cristallins sont en contact tectonique avec les terrains mésozoïques; en rive gauche du Vallon de Lanchâtra, la limite passe sous le sommet de la Coche qui est formée de terrains mésozoïques, rejoint le sommet du Cloutet, passe à l'W de celui-ci et descend en direction NW-SE vers le Bourg d'Arud.

En dehors de ce grand massif métamorphique situé à l'W de Champhorent, nous retrouvons quelques lambeaux de schistes cristallins dans le massif même de granite. Ainsi la Tête du Plaret est formée de terrains métamorphiques qui descendent vers le SE en passant par le Pic Geny. La limite passe à l'E de la Tête du Rouget, au point 2304, dans la Combe de Pierre Noire; au Nord de la Roche Blanche, le lambeau est limité au N par la faille qui passe dans le ravin de l'Arena et la brèche du Rouget.

Nous trouvons les mêmes terrains métamorphiques en rive gauche du Vénéon ainsi qu'à l'E de la Combe de Pierre Blanche. La limite du granite et des terrains métamorphiques passe alors à l'E de la Grande Aiguille de la Bérarde et à l'W des Clots pour rejoindre le glacier de l'Encoula.

II - PRINCIPALES SUBDIVISIONS

Si on excepte quelques passées de migmatites hétérogènes (diadysites du Lac Noire) l'essentiel des schistes cristallins de notre région est formé par des gneiss et par des migmatites homogènes. Nous avons distingué, d'après les textures (Fig. 2 et Pl. h. - t.) :

1) LE GROUPE DES GNEISS DU PLAN DU LAC.

Il est essentiellement formé par des gneiss à petits yeux de feldspath. Les pendages sont en moyenne E 40-70° avec une direction N 10-20°. Ce faciès gneissique semble continuer jusqu'au point géodésique 1256,32 sur la route de la Bérarde. C'est au niveau du village du Puy, sur la route, qu'on rencontre des migmatites amphiboliques qui forment le début du groupe de Saint-Christophe. La limite entre groupe du Plan du Lac et migmatites amphiboliques (sur la route de la Bérarde) est tectonique. Les pendages E des gneiss du Plan du Lac changent et deviennent subverticaux... pour les amphibolites migmatitiques.

Au Nord et en rive droite du Vénéon la limite continue en direction N-S, passant par la Combe Chevière, puis les gneiss viennent en contact anormal avec les terrains mésozoïques sous la montagne de Rachais. Elle se continue vers l'W jusqu'au Bourg d'Arud en passant sous la Grande Côte et le Péron qui sont constitués de terrains secondaires.

Au Sud et en rive gauche du Vénéon, la limite part des Charbonnières de Lanchâtra, où on a le contact avec les migmatites amphiboliques, passe par les falaises est et nord de la Coche, dont le sommet est formé de terrains mésozoïques, par la Combe Taillis et par le Cloutet pour descendre au Bourg d'Arud en chevauchement sur les terrains sédimentaires.

Dans notre région d'étude ces gneiss couvrent 1/6 de l'ensemble des terrains métamorphiques, soit 6km² approximativement, tandis que le groupe de Saint-Christophe s'étend sur 32km².

2) LE GROUPE DES MIGMATITES DE SAINT CHRISTOPHE.

Il fait suite à l'Est au groupe précédent. Nous y distinguerons :

a) des embréchites. Le faciès le plus commun est celui d'embréchites ocellées - rubanées. Elles renferment quelques septa de gneiss.

b) des amphibolites migmatitiques. Elles sont intercalées dans les embréchites en plusieurs endroits : au niveau de la Fontaine Bénite, à la limite avec le groupe du Plan du Lac en deux bancs dirigés plus ou moins NS. Au NE de Saint Christophe on retrouve les mêmes faciès, à l'altitude 2580m vers le lieu-dit Le Plat,

c) des Porphyroïdes : Ces anciennes rhyolites semblent intercalées dans les migmatites entre Saint-Christophe et Champhorent.

d) des Anatexites. A l'est de Saint Christophe les embréchites deviennent de plus en plus tourbillonnaires et passent aux anatexites au tunnel de Champhorent.

e) un Granite d'anatexie. Plus à l'est encore il y a passage continu des anatexites à un granite d'anatexie très différent du granite du Pelvoux.

III - ETUDE PETROGRAPHIQUE

A . GROUPE DES GNEISS DU PLAN DU LAC

Ce sont des gneiss à petits yeux de feldspaths. Suivant les échantillons ils deviennent plus schisteux ou plus compacts ; et peuvent prendre très localement et très rarement un aspect de granite. Ils ne contiennent jamais de passées amphiboliques, ni de passées très micacées comme c'est le cas dans le groupe de Saint-Christophe.

Nous décrivons un échantillon du faciès dominant, recueilli sous la Combe Salude vers le point 1238, en rive droite du Vénéon (013-17) (Fig. 3),

Constituants minéralogiques :

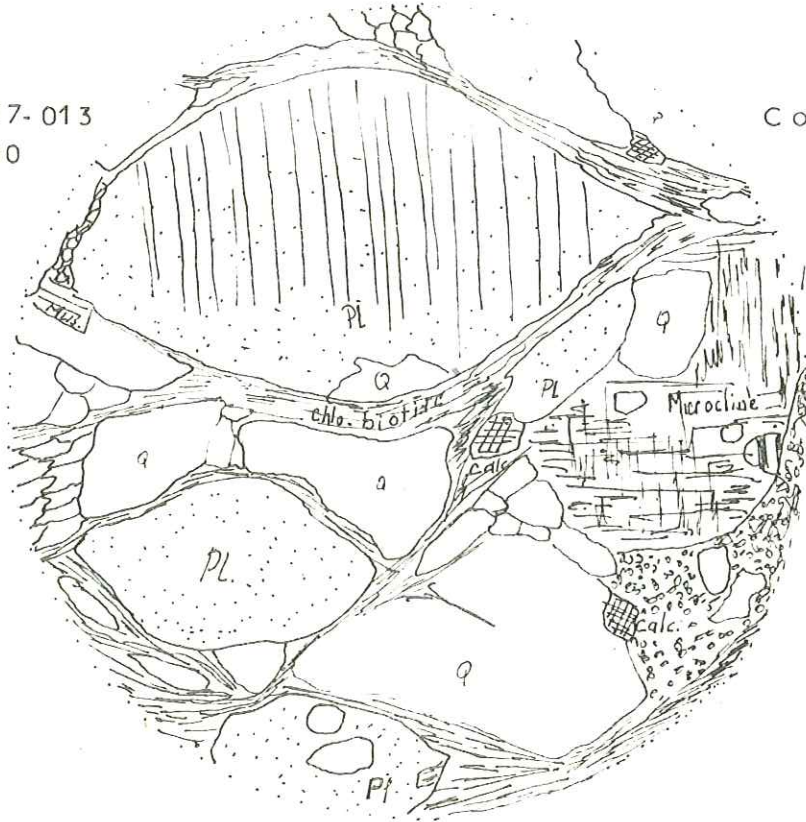
quartz	chlorite
plagioclase (An 6)	calcite
microcline (- 2V = 78)	muscovite
biotite	minéraux opaques, zircon, apatite

Le quartz présente une extinction onduleuse.

Les plagioclases sont plus ou moins séricitisés et contiennent poecilitiquement du quartz, de la biotite, de la chlorite et de la calcite. Certains sont cataclastiques et étirés ; il y a recristallisation du quartz et de la calcite dans les zones les plus étirées. Presque tous ont des contours plus ou moins arrondis. Ils évoquent très souvent des

LM- 17- 013
x10

Combe Salude
point 1238
RD. du Vénéon



LM- 17- 013
x10

Combe Taillis
RG du Vénéon

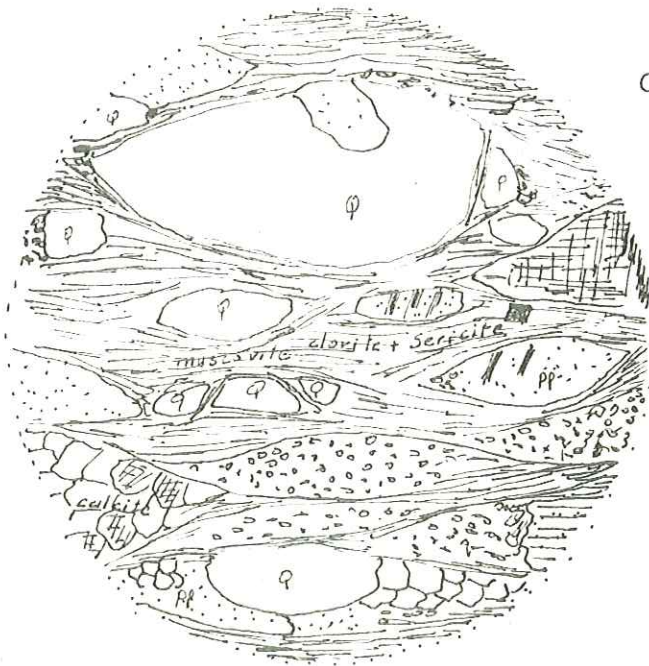


Fig . 3 gneiss oeilé du Gr. de Plan du Lac

résidus de feldspaths d'origine détritique.

Le microcline est le plus souvent perthitique et cataclastique. Il est la plupart du temps xénomorphe et s'insinue entre les minéraux de la mésostase jusqu'à englober quelques débris de plagioclase, des gneiss de quartz et de la calcite.

Les minéraux phylliteux sont représentés par de la muscovite, de la chlorobiotite et de la chlorite. Ces deux derniers minéraux dérivent d'anciennes biotites dont il reste quelques rares résidus.

Les minéraux opaques sont très abondants et représentés par la pyrite, l'oligiste, la magnétite. Ils accompagnent souvent la chlorobiotite; le zircon et l'apatite sont en petite quantité.

Interprétation du groupe du Plan du Lac

Les variations par rapport à ce type moyen sont peu importantes et concernent surtout les textures qui peuvent être plus ou moins litées, plus ou moins compactes ou encore plus ou moins schisteuses.

Le caractère dominant du groupe semble être son origine détritique surtout visible grâce aux plagioclases qui forment les petits yeux de ces gneiss. Il existe même localement des yeux plus gros, composites, formés par un ensemble de quartz et de plagioclases séricitisés, toujours en forme de lentilles étirées. Ils font penser à des galets d'origine granitique, plus ou moins écrasés et englobés dans des matériaux pélitiques.

Au total on peut penser que les gneiss du Plan du Lac dérivent d'une série sédimentaire de type arénacé où le faciès dominant était constitué par des roches arkosiques plus ou moins argileuses ou quartzeuses.

Le métamorphisme régional antéstéphanien semble avoir produit une remobilisation partielle in situ qui se traduit par la présence de microclènes xénomorphes et amiboïdes. Ce métamorphisme, si on en juge par les passées les plus pélitiques transformées en gneiss à deux micas, semble s'être opéré dans la zone des Gneiss Supérieurs de JUNG et ROQUES.

Cependant la chloritisation des biotites, la séricitisation générale des plagioclases, la cataclase très fréquente, montrent l'existence d'une phase rétro-morphose, fort probablement d'âge alpin.

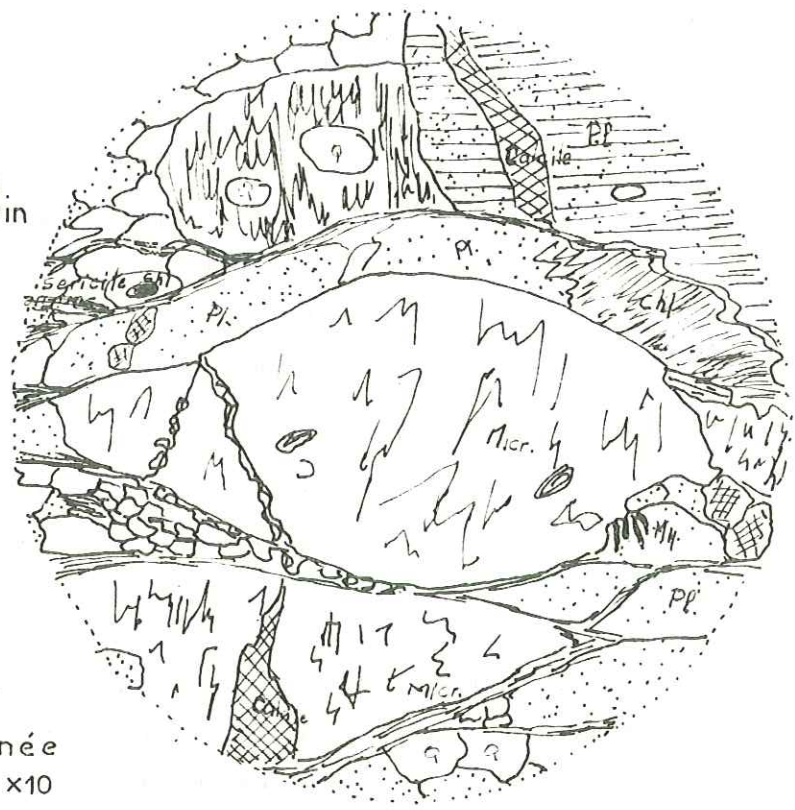
B - GROUPE DES MIGMATITES DE SAINT CHRISTOPHE

Nous distinguerons dans ce groupe : Les embréchites, les amphibolites migmatitiques, les porphyroïdes, les anatexites et le granite d'anatexie.

a) EMBRÉCHITES

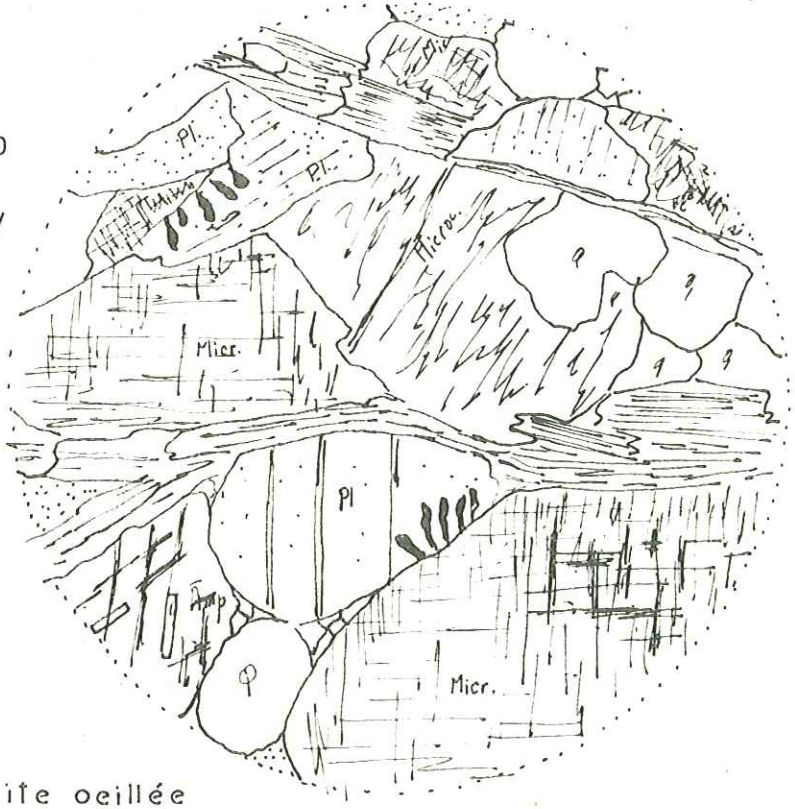
Les embréchites du groupe de Saint Christophe commencent au niveau du village du Puy avec des migmatites amphiboliques (voir ci-dessous), plus précisément depuis le point géodésique 1256, 52 sur la route de la Bérarde. Elles ont une direction à peu près N-S et un pendage subvertical à ce niveau là. Ensuite les migmatites deviennent plus ou moins plissotées jusqu'au village de Saint Christophe. Les axes des plis semblent être surtout N-S. Les embréchites prennent ensuite la direction N 20° presque constamment et le pendage subvertical ou E 60-80. Elles acquièrent le faciès anatexitique, plus ou moins tourbillonnaire, aux environs de Champhorent, plus précisément

LM 11
 Sous l'Alpe du
 Pin



Embrechite
 ocellée-rubanée
 x10

LM 26
 x10
 Vallon de la
 Lavey



Embréchite ocellée
 Groupe de Saint Christophe Fig. 4

au petit tunnel de Champhorent (voir ci-dessous).

Dans ces embréchites à biotite ou à chlorobiotite il existe des passées d'amphibolites migmatitiques à faciès épibolique, des lentilles de rhyolites schisteuses ou massives et des septa de gneiss.

1 - Embréchites oeuillées-rubanées :

C'est le faciès le plus commun dans tous les massifs du groupe de Saint Christophe. On voit quelquefois ce faciès passer au faciès purement rubané.

En rive droite du Vénéon, au NW de Saint Christophe, les embréchites sont plus ou moins plissotées et les axes semblent être N-S. A l'W de Saint Christophe, vers le point géodésique 1291, sur la route de la Bérarde, elles deviennent litées - rubanées.

En rive gauche du torrent du Diable (Vallon de la Selle) les falaises des Grandes Côtes présentent le même faciès plus ou moins plissoté. Quand on s'enfonce dans le vallon de la Selle, les embréchites deviennent amphiboliques. C'est le cas vers le ruisseau de la Mura, sur le sentier qui monte au refuge du Lac Noir à l'altitude 2050, ou encore vers le Plat, à l'W de l'Aiguille du Plat de la Selle à l'altitude 2550. Toujours dans le même vallon, au N du massif du Soreiller, le faciès oeuillé-rubané continue jusqu'à ce qu'on rencontre le granite du Pelvoux intrusif à l'W du refuge de la Selle avec un contact net. Nous retrouvons aussi le même faciès embréchitique à l'E du massif du Soreiller. Le bas des falaises du Plaret et du Pic Geny est aussi formé par ce faciès, mais là les embréchites sont surchargées de biotite fraîche, tandis qu'ailleurs on trouve surtout de la chlorobiotite dans les embréchites de Saint Christophe. Ici aussi le pendage subvertical légèrement E semble être respecté.

Dans le ravin de l'Arena, en rive droite, on retrouve le contact entre granite du Pelvoux et embréchites plus ou moins oeuillées orientées suivant la direction N 20-30. Elles forment l'ensemble du massif entre la Tête du Rouget et Roche Blanche.

En rive gauche du Vénéon, l'Aiguille de Lanchâtra, la Roche Ruinée et la Roche Noire semblent être faites de ce faciès. Vers le Peigne de Pierroux, les embréchites deviennent de plus en plus tourbillonnaires et se chargent d'amphibole. En rive gauche aussi bien qu'en rive droite du Vallon de la Mariande le faciès embréchitique est accompagné des passées d'amphibolites migmatitiques. Il en est de même dans le Vallon de la Muande (Lavey). Mais lorsqu'on monte dans les hautes falaises en rive droite du torrent de la Muande vers la Côte de la Fourche, on voit les embréchites passer aux anatexites, toujours avec des passées amphiboliques.

Etude microscopique (Fig. 4).

- Echantillon recueilli sous l'Alpe du Pin (L - 11)

C'est une embréchite oeuillée - rubanée, de couleur gris-verdâtre, les yeux de feldspath varient de 0,5cm à 1cm.

Constituants minéralogiques :

quartz

plagioclase (An 5)

microcline anorthose (- 2V = 58-66°)

chlorobiotite

muscovite, séricite, zircon, calcite, minéraux opaques.

Le quartz présente deux générations; les plus grandes plages montrent une extinction onduleuse.

Les plagioclases semblent être orientés suivant la schistosité cristallophyllienne; ils sont séricitisés, cataclastiques et contiennent poecilitiquement du quartz néoformé. et de l'épidote. Les feldspaths potassiques sont perthitiques et cataclastiques; ils contiennent poecilitiquement du quartz et du plagioclase. Ils sont xénomorphes. Certains sont cloisonnés par des minéraux phylliteux. Les lits phylliteux sont formés par la chlorite qui provient de l'altération des biotites, dont il existe encore quelques traces, on y rencontre en outre des minéraux opaques, de la muscovite et de la séricite. La chlorite de néoformation est assez abondante et accompagne les feldspaths ou bien remplit les cassures. Les zircons sont dans les lits phylliteux en petite quantité : les minéraux opaques sont représentés surtout par de la magnétite.

Par rapport à ce type moyen on a d'abord des variations de textures conduisant à des embréchites typiquement rubanées ou au contraire typiquement oeillées (Fig. 4). Ces faciès forment des bancs intercalés dans le faciès dominant avec des passages absolument continus. Dans d'autres endroits, par exemple entre Saint Christophe et Champhorent, on trouve localement un assez grand développement d'embréchites leptiniques, pauvres en minéraux phylliteux.

Au point de vue minéralogique, on peut noter les variations de la basicité du plagioclase qui va de An 5 à An 21, selon les échantillons étudiés ainsi que des variations assez importantes dans les proportions de microcline. Par ailleurs la trame quartzo-feldspathique devient plus abondante dans les embréchites rubanées. Enfin il existe des bancs où le grenat se développe, toujours plus ou moins cassé et altéré en chlorite, c'est le cas en particulier dans les embréchites leptiniques.

2 - Septa

Il est intéressant de noter l'intercalation dans les embréchites de Saint Christophe de deux sortes de septa.

Les premiers sont constitués par des gneiss à petits porphyroblastes de plagioclase séricitisés qui rappellent tout à fait par leur texture et leur composition minéralogique, les gneiss du Plan du Lac, précédemment décrits.

Les seconds sont constitués par des gneiss à deux micas de type banal. C'est le cas, par exemple, sur la route de Saint-Christophe, sous le village du Puy; sur la rive droite du Vallon de la Lavey en montant vers la Tête de l'Ours; sous les falaises du Plaret, etc...

Nous décrivons un échantillon provenant de ce dernier gisement (Ju - 12 - 3).

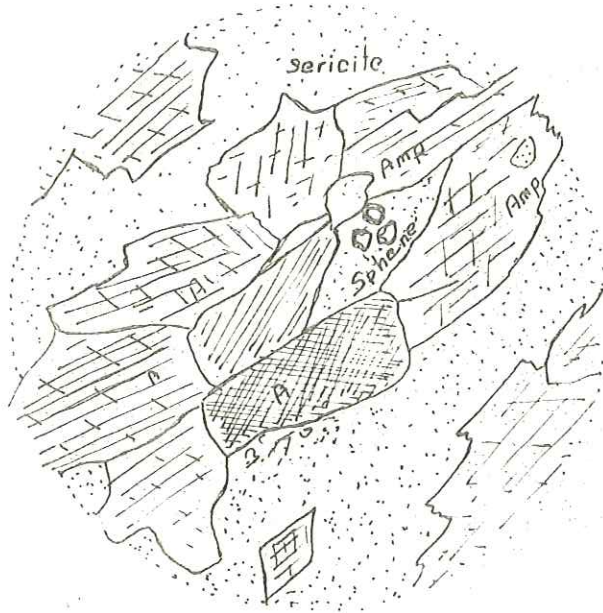
Constituants minéralogiques :

quartz	biotite
plagioclases	muscovite-chlorite
microcline	minéraux opaques

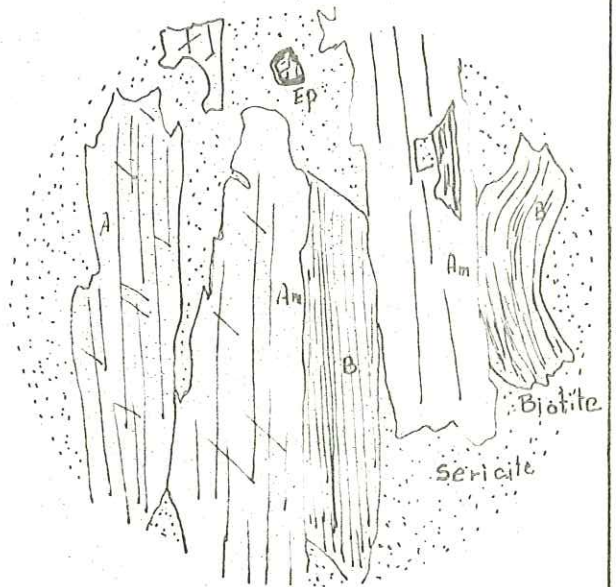
Le quartz présente une extinction onduleuse, il existe des quartz de néoformation dans la trame granoblastique.

Les plagioclases sont séricitisés, et contiennent poecilitiquement du quartz néoformé en gouttelettes, des biotites, et des muscovites.

LM 4-015 Fontaines Benites



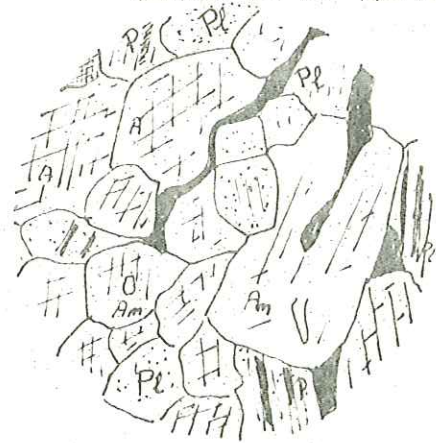
LM 30 Vallon de la Lavey



LM 9 l'Entrée du Vallon de la Lavey



LM 10 Vallon de la Mariande



Amphibolites Migmatiques

Fig. 5

Les microclines sont perthitiques, et contiennent péocilitiquement des plagioclases séricitisés et du quartz néoformé.

Les biotites ne sont pas altérées en chlorite, quelques unes sont déchiquetées sur leurs bordures. La muscovite est en petite quantité. La chlorite est de néoformation; c'est de la Pennine. Le zircon accompagne les biotites ou bien est isolé dans la trame grano-lépidoblastique. Epidote et apatite sont en petite quantité dans la lame.

b) AMPHIBOLITES MIGMATITIQUES

Dans le groupe de Saint-Christophe existent des amphibolites migmatitiques interstratifiées dans les embréchites oeillées-rubanées. Elles présentent des faciès épiboliques, agmatitiques et même anatexiques quand on s'approche du granite d'anatexie de Champhorent.

Le faciès le plus commun est le faciès épibolique consistant en un mélange d'apport quartzo-feldspathique et d'amphibolite suivant la direction de la schistosité cristallophyllienne. C'est le cas par exemple sur la route de la Béarde, sous le village du Puy; elles ont là une direction à peu près N-S et un pendage subvertical.

Ces amphibolites migmatitiques continuent vers le Nord du Puy, en conservant toujours une direction N-S. On les retrouve en rive gauche du Vénéon, juste au Sud des Fontaines Bénites, ainsi que vers le grand cône d'éboulis qui descend depuis le point coté 1854 du replat de l'Alpe du Pin. Elles ont ici un pendage W 70° mais conservent leur direction N-S.

En descendant toujours au Sud, vers le Pierroux, nous retrouvons encore les affleurements amphiboliques; mais l'aspect devient agmatitique.

Dans les falaises à l'Est de la Crête de Pierroux, en rive gauche de la Mariande aussi bien qu'en rive droite, on rencontre encore le faciès des amphibolites migmatitiques épiboliques.

Dans les falaises à l'Est de la Tête de Pouget, on retrouve aussi les amphibolites migmatitiques mais ici les amphibolites sont plus massives et n'ont pas dû subir un important apport quartzo-feldspathique.

Nous avons encore des amphibolites migmatitiques plus ou moins épiboliques ou anatexiques en montant vers la Tête de l'Ours, depuis le Vallon de la Lavey, à l'altitude 2450 et 2700 à l'W du Col de l'Ours.

Au-dessus et au Nord de Champhorent, certaines migmatites plus ou moins anatexiques sont chargées en amphiboles; la richesse en biotite de ces migmatites est alors caractéristique.

Au NE de Saint-Christophe, au lieu-dit Le Plat, à l'altitude 2550, toutes les falaises qui montent vers le sommet 2850 sont encore formées d'amphibolites migmatitiques.

Vers l'Est, en direction de l'Aiguille de la Selle elles acquièrent un faciès anatexique tourbillonnaire.

Etude Microscopique

Nous décrivons tout d'abord la partie amphibolique d'un échantillon d'amphibolite migmatitique recueilli sur la route de la Béarde, aux Fontaines Bénites (4-015) (Fig. 5).

C'est une amphibolite plus ou moins orientée, assez sombre, présentant en lame mince une structure nématoblastique.

Hornblende verte -2V = 70-80° $\alpha = 24^\circ$

Séricite

Sphène, minéraux opaques.

Les hornblendes, plus ou moins orientées et corrodées par la pâte sériciteuse, contiennent poecilitiquement des plagioclases séricitisés et du mica blanc.

La séricite, assez abondante, forme le fond de la lame et dérive visiblement d'anciens plagioclases.

Le sphène est dispersé dans le fond sériciteux.

Les minéraux opaques sont représentés surtout par l'oligiste.

Voici maintenant la description d'une amphibolite migmatitique à faciès épibolique recueillie à l'entrée des Ravins de la Lavey (L. 9).

On trouve la même composition minéralogique dans la partie amphibolique:

Hornblende verte contenant poecilitiquement de la séricite, des plagioclases séricitisés et du quartz en très petite quantité; la séricite est abondante mais on peut voir qu'elle dérive de plagioclases en voie de séricitisation; sphène en grains assez abondants.

Dans les parties leucocrates intercalées dans la partie amphibolique on peut distinguer :

des plagioclases très séricitisés ; du sphène abondant dans la partie sériciteuse ; de la zoïsite et de l'épidote très abondants et d'assez grande taille ; de l'apatite en baguettes, bleu foncé en lumière polarisée ; le quartz est très rare.

Dans tous les autres échantillons que nous avons examinés nous retrouvons des caractères minéralogiques et structuraux analogues. Tous sont caractérisés par l'absence de feldspath potassique, la séricitisation avancée des plagioclases, l'absence ou la rareté du quartz. Cependant on peut noter quelques variations au point de vue minéralogique, par exemple la présence de grenats (amphibolites du Pierroux), la néoformation de chlorite à partir d'anciennes biotites (amphibolites du Plat, au NE de Saint-Christophe), enfin la présence de grandes lames de phlogopite (amphibolite migmatitique du vallon de la Lavey). De même, au point de vue des textures on peut passer des types parfaitement orientés, qui forment la majorité des affleurements, à des types à texture quasi-équante qui ressemblent alors à des diorites (amphibolites migmatitiques de la Lavey, par exemple).

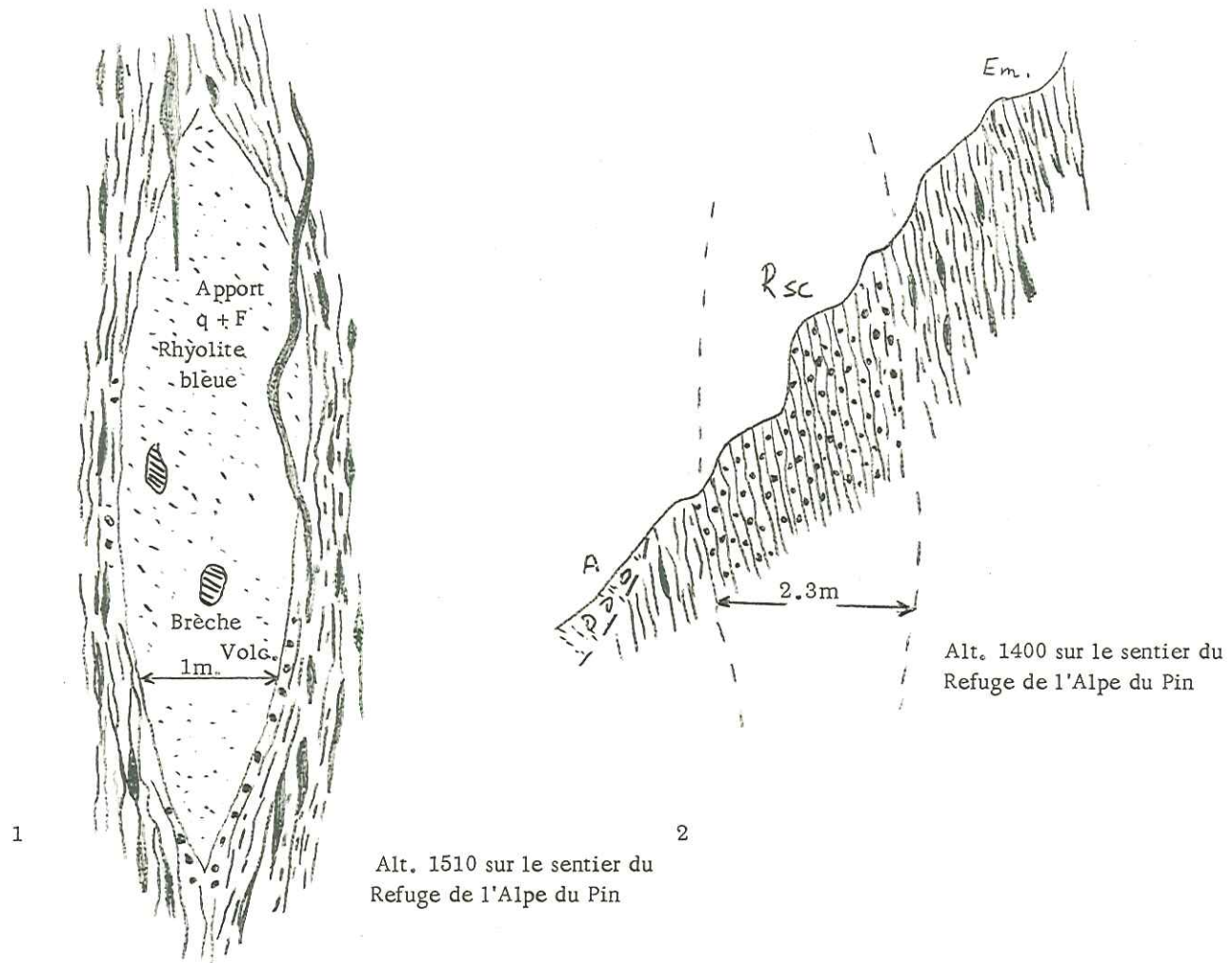
En ce qui concerne l'origine de ces amphibolites nous pensons qu'il s'agit d'anciens sédiments marno-calcaires. En effet il y a passage progressif des amphibolites migmatitiques aux embréchites encaissantes. Par ailleurs la seule analyse chimique que nous possédons (P. BELLAIR, 1948) et qui se rapporte à l'amphibolite des Fontaines Bénites (Tableau 10) montre de fortes teneurs en alumine et en chaux, et au contraire une faible teneur en titane, ce qui confirme notre manière de voir.

c) PORPHYROIDES

Les porphyroïdes sont d'anciennes laves ou tufs acides qui ont subi un métamorphisme général.

DE LAPPARENT, (1909) les a définies comme des roches schisteuses à texture porphyrique contenant des cristaux de quartz et des feldspaths souvent interstratifiées dans les massifs de schistes cristallins.

Fig. 6



Rhyolite massive (1) et schisteuse (2) en lentille dans les embréchites.

Entre Saint-Christophe et le village de Champhorent, nous avons remarqué certains affleurements qui se différencient facilement à l'oeil de la masse des embréchites encaissantes. Toutes nos observations montrent qu'elles sont très liées aux embréchites et qu'elles ont subi localement le même phénomène de migmatisation. (Fig. 6)

C'est en montant vers le refuge de l'Alpe du Pin que nous avons vu le plus nettement cette liaison avec les embréchites. Au niveau de la Cascade de la Pisse, sur le sentier qui monte au refuge, nous avons trouvé un affleurement avec de gros yeux de quartz : c'est le type de la porphyroïde schisteuse qui correspond à la définition de J. DE LAPPARENT ; la limite du toit et du mur est confondue avec les embréchites. Cependant d'autres affleurements ne sont pas schisteux et permettent de définir des rhyolites massives. Elles forment des lentilles s'allongeant suivant la schistosité cristallophyllienne.

Au contact avec les embréchites qui les entourent, on peut en outre distinguer des sortes de phyllades ayant l'aspect de gneiss écrasés. On les trouve par exemple entre Bernardière et Clot d'en Bas, et vers le haut des falaises qui sont au NE de Saint-Christophe, aux Empagnes. A première vue, on pourrait penser à des mylonites, mais après l'étude microscopique, nous avons constaté que ce sont des tufs rhyolitiques schisteux accompagnés de gneiss restés en septa au voisinage des embréchites.

1 - Porphyroïdes schisteuses

Elles ont l'allure de gneiss ocellés avec de gros yeux de quartz aplatis selon la schistosité cristallophyllienne. Elles sont de teinte brune, jaune sale, ou bleu-noir à cause de l'altération.

En certains endroits (Cascade de la Pisse, en montant au refuge de l'Alpe du Pin) elles forment des lentilles de 2 à 3m de largeur et d'une dizaine de mètres de longueur incluses dans les embréchites. La limite entre les deux formations est très difficile à localiser, étant donné la similitude microscopique des deux faciès.

Dans d'autres endroits, sous le village de la Bernadière, ces porphyroïdes schisteuses forment l'enveloppe externe des rhyolites massives qui apparaissent alors comme des sortes de résidus peu ou pas transformés par le métamorphisme.

Nous décrivons un échantillon de porphyroïde schisteuse prélevé sous le refuge de l'Alpe du Pin (5 - 08, 13 - 015) (Fig. 7).

Constituants minéralogiques :

Quartz résiduel et néoformé	Epidote
Plagioclases très altérés (2 V = -74°, An3)	Calcite
Orthose (2 V = -70°) (Séricite)	Chlorite, biotite chloritisée,
Muscovite	Minéraux opaques, apatite.

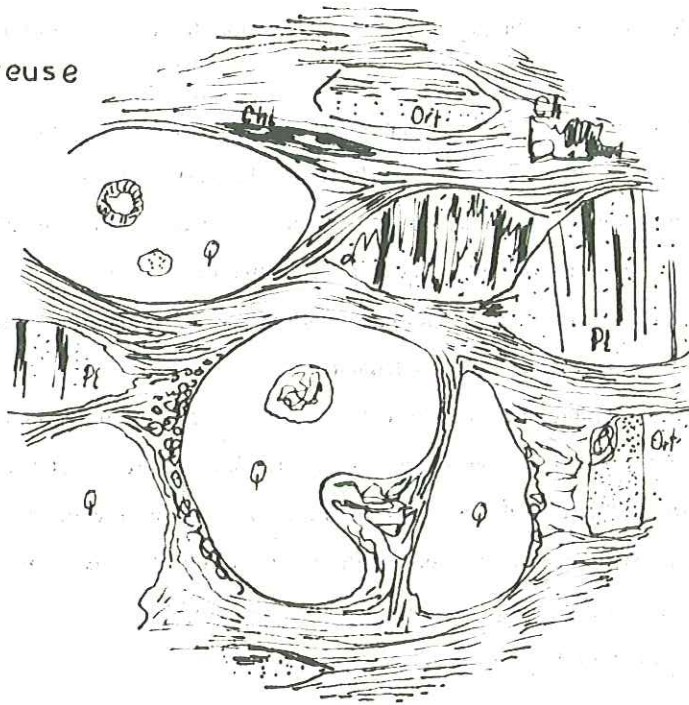
Les quartz sont très caractéristiques et montrent la structure corrodée en doigts de gant ; ils sont plus ou moins automorphes ; certains sont aplatis suivant la direction de la schistosité cristallophyllienne avec recristallisation de calcite et de quartz à l'extrémité des fuseaux.

Les plagioclases sont très altérés, séricitisés et presque confondus dans la pâte phylliteuse; quelquefois ils prennent aussi une allure étirée comme les quartz, quelquefois au contraire on peut y reconnaître les contours

Fig . 7

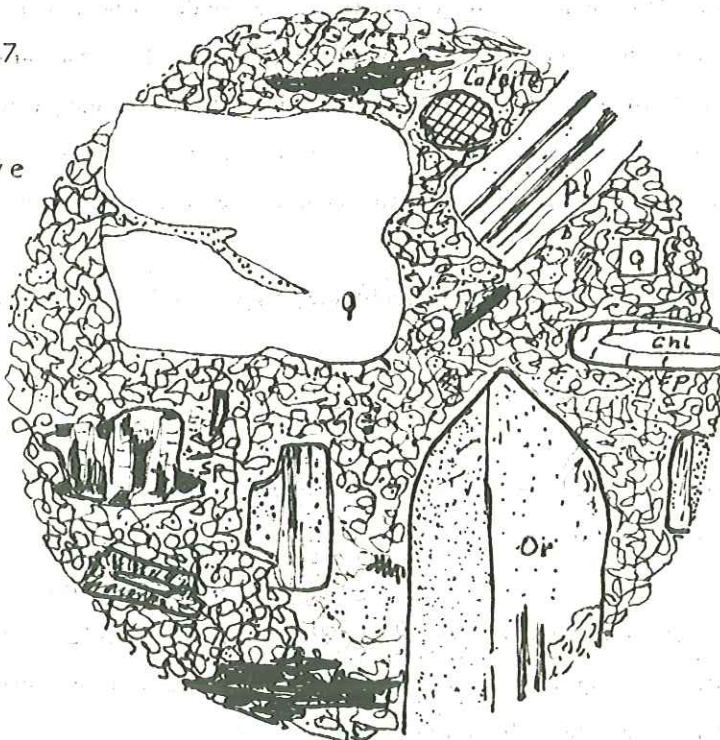
LM 5 08

Porphyroide schisteuse



LM 2 027

Rhyolite
massive



d'anciens cristaux automorphes ou subautomorphes.

L'orthose est aussi très altérée.

La séricite forme la pâte de la roche avec de la muscovite.

Epidote et de nombreux grains d'épidote et de calcite.

La chlorite est de néoformation mais elle peut aussi dériver d'anciennes biotites ; elle est associée à la muscovite et au sphène.

Parmi les accessoires on peut noter l'apatite et le sphène.

La pâte sériciteuse est nettement orientée et englobe tous les phénoblastes plus ou moins étirés et corrodés.

2 - Rhyolites massives.

Texture à l'échelle de l'échantillon.

Ce sont des roches compactes, difficile à casser, ne présentant aucune schistosité. Leur couleur est gris-bleu, ou vert-clair, rarement vert foncé. Sur ce fond sombre existent quelques petits yeux de feldspaths plus ou moins automorphes et du quartz à éclat gras.

Elles forment des masses assez compactes qui se différencient des terrains encaissants, soit par leur dureté, soit par leur couleur sombre, ou encore par leur texture non schisteuse. Elles sont en général bien mises en relief par l'érosion.

En général elles se présentent dans les embréchites. Leur taille peut dépasser 50m. Leur allure en lentilles est surtout visible sous le hameau de la Bernardière, au SE de Saint-Christophe. Le contour de cette rhyolite massive est assez vague dans les embréchites et se fait par l'intermédiaire des porphyroïdes schisteuses décrites ci-dessus.

Cet affleurement massif de la Bernardière a déjà été signalé par P. TERMIER (1897) comme un affleurement d'Orthophyre. P. BELLAIR, qui l'a étudié plus tard, (1948) l'a défini comme "un dyke de petite dimension, aux limites assez indécises." A part le gisement en dyke, ceci est conforme à nos constatations. Enfin il conclut, soit d'après la texture, soit d'après l'analyse chimique, que c'est une rhyolite à plagioclase, c'est-à-dire une rhyolite monzonitique et non pas trachytique comme l'avait cru P. TERMIER.

J'ai rencontré les mêmes roches en plusieurs points encore : sur la route de la Béarde, vers le deuxième tournant depuis Saint-Christophe vers la Béarde, à l'embouchure de la Combe-Sèche sur la route. Ici aussi elles semblent comprises dans la série embréchitique et dirigées N-S comme c'était le cas pour l'affleurement de la Bernardière. ok

On les trouve également, dans la Combe Sèche, d'une façon sporadique et leur rapport avec les embréchites semble identique. Il y a un autre affleurement un peu au Nord du chalet, entre la Combe Sèche et la Combe d'Aiguilla (cote 1650),

Dans la Combe d'Aiguilla, entre les cotes 1700-1600, nous avons encore un autre affleurement, mais ici il est traversé par les mêmes lits aplitiques et granitiques qui caractérisent les embréchites encaissantes.

Sur le sentier qui mène de Clot-d'En-Bas, vers la Bernardière, au point 1362, un autre affleurement de rhyolite massive se distingue dans les embréchites. Ces roches déterminent les cascades du Ruisseau de Froide

Pisse et du Ruisseau de l'Alpe.

En montant sur le sentier qui va au refuge de l'Alpe du Pin, après avoir traversé le cône d'éboulis à l'altitude 1440m, vers l'altitude 1460, nous rencontrons les mêmes affleurements dont le contact avec les embréchites est confus. Mais si on le suit vers l'W, c'est-à-dire vers la Cascade de la Pisse, toujours à l'altitude 1460, après un passage de gneiss, on retrouve les mêmes affleurements massifs de teinte bleu-verdâtre, mais plus riches en quartz. Les gneiss qui les entourent ne sont pas recoupés par ces affleurements rhyolitiques. Leur forme en lentilles dans les gneiss est encore plus nette quand on monte un peu plus haut vers le refuge, toujours en suivant le sentier à l'altitude 1550. Là, les lits quartzo-feldspathiques des embréchites ne sont ni arrêtés ni déviés par ces lentilles à l'aspect massif.

La falaise au-dessus du refuge de l'Alpe du Pin, c'est-à-dire celle qui est à gauche en montant le sentier, entre les cotes 1500 et 1750, fait partie du même massif rhyolitique.

Certaines contiennent dans leur masse des enclaves plus sombres que la roche elle-même, de taille et de forme variables de 2 à 20cm, ainsi qu'on peut le voir dans le ruisseau qui descend au Vénéon depuis la Bernardière. Peut-être représentent-elles d'anciennes brèches volcaniques dans les tufs, avant l'empreinte du métamorphisme.

En conclusion ces rhyolites massives sont plus étendues que les porphyroïdes schisteuses et elles semblent être englobées par ces dernières.

Elles forment des lentilles de taille variable (de 1 à 50m) dont les contours avec les schistes cristallins sont loin d'être nets. La direction de ces lentilles est à peu près N-S, c'est-à-dire conforme à la schistosité cristallophyllienne de l'encaissant..

Certains lits quartzo-feldspathiques des migmatites traversent le contact et continuent sans coupure ni déplacement dans les rhyolites.

On en conclut que l'apport quartzo-feldspathique, responsable de la génèse des embréchites de Saint-Christophe, ne s'est pas mélangé aux rhyolites, qui sont ainsi localement transformées en diadysites.

Les rhyolites et leur faciès métamorphique (porphyroïde), tout en étant disséminées, restent localisées entre Saint-Christophe et Champhorent, sur un territoire qui ne dépasse pas 1km².

Etude microscopique. (Fig. 7)

Minéraux constituants :

Plagioclases An ₅ (2V = 80°)	Chlorite
Orthose	Muscovite
Quartz	Calcite
Epidote, Zoïsite, Oligiste, pyrite, sphène, zircon.	

Les quartz ne sont plus étirés, mais présentent toujours un aspect résiduel avec corrosion en doigts de gant ; en général ils sont de plus petite taille que les phénoblastes de feldspath séricitisés. De petite taille ils forment avec les feldspaths la pâte quartzo-feldspathique.

Les plagioclases sont en phénocristaux, séricitisés ou pseudo-morphosés en partie, en calcite. La séricitisation

Tableau 8

	Les rhyolites de Saint Christophe en Oisans			Rhyolite de Sélé	Les rhyolites du N des Grandes-Rousses	
	Porphyroïde schisteuse	Rhyolite de l'Alpe du Pin	Rhyolite de la Bernardière		Dacite de St Sorlin	Tuf de la Croix de fer
		R ₉	R ₃	R ₄	R ₅	R ₆
SiO ₂	68,05	65,40	63,10	67,80	63,35	62,05
Al ₂ O ₃	15,40	16,40	15,90	16,70	17,00	19,40
Fe ₂ O ₃	1,35	1,70	0,80	0,10	0,35	0,40
FeO	1,60	2,50	3,10	2,10	4,00	4,10
MgO	1,80	2,35	1,60	0,85	1,65	2,30
CaO	2,15	2,50	4,10	1,30	2,00	1,05
Na ₂ O	2,35	3,50	3,10	3,20	4,40	3,00
K ₂ O	3,50	2,60	3,90	4,00	4,15	5,40
TiO ₂	0,40	0,45	0,54	0,30	0,55	0,60
P ₂ O ₅	0,25	0,25	0,32	0,18	-	-
MnO	0,05	0,10	0,90	0,57	0,05	0,10
H ₂ O+	3,05	1,85	2,10	1,90	0,90	2,00
CO ₂	-	-	0,58	0,58	1,35	-
Total	99,95	99,80	100,04	99,58	99,70	100,40
R $\frac{CaO \times 100}{CaO + MgO + K_2O}$	27	30	37	15	19	11
C.I.P.W.	I.3.2.3.	I(II)4.2.4.	(I)II.4.3.3.	I(3)4.1.3.	I-II.4(5)2.3 (4)	I-II.4.(I)2.3
si	325,5	268	246,70	330,4	250	238
al	43,4	40	36,60	48	39,5	43,5
fm	24	28	25	17	24,5	28
c	10,9	11	17	7	8,5	4,5
alc	21	27	21	27,70	27,5	24
ti	1,4	1,20	1,60	1,14	-	-
p	0,3	0,24	0,47	0,30	-	-
k	0,5	0,33	0,45	0,45	0,38	0,54
mg	0,53	0,50	0,37	0,35	0,39	0,47
$\sum b$	8,78	12,09	12,75	7,48	11,76	13,82
Ort/PL	0,69	0,37	0,52	0,86	0,51	1,02

ANALYSES CHIMIQUES

NIGGLI

est assez avancée ; ils sont aussi cataclastiques, les cassures étant remplies par de la calcite et de la séricite.

La chlorite provient surtout de la transformation de biotites anciennes dont elle conserve à peu près l'ancienne forme plus ou moins automorphe.

L'orthose présente encore la macle de Carlsbad, mais est, elle aussi, très altérée.

La calcite assez abondante, accompagne les feldspaths ou la chlorite ; elle se trouve dispersée aussi dans la pâte même.

L'épidote et la zoïsite sont assez abondantes dans la lame, en petits grains, soit dans la pâte, soit accompagnant les chlorites ou les feldspaths altérés.

Les minéraux opaques sont formés surtout d'oligiste et de pyrite.

Au total, la pâte est un peu différente de celle des porphyroïdes schisteuses mais elle n'est pas aussi riche, en séricite et surtout son orientation est moins nette.

3 - Tufs rhyolitiques schisteux

= mylonite schisteuse + Scabb.

Ce sont des roches plus ou moins schisteuses, avec de très petits yeux de quartz, situées au mur des rhyolites et pouvant même s'intercaler dans les embréchites gneissiques encaissantes.

A titre d'exemple, nous pouvons indiquer les falaises qui se dressent au NE de Saint-Christophe, au lieu-dit Les Empagnes, par lesquelles descendent les grands cônes d'éboulis. Elles se trouvent aussi en de nombreux endroits entre la Bernardière et le Clos-d'En-Bas, ainsi que dans les falaises au NE du Refuge de l'Alpe du Pin.

A première vue, l'existence de ces roches à aspect de phyllades ou de gneiss écrasés ne nous a pas étonné, car il y a beaucoup de cassures N-S dans cette zone de la vallée. Mais, en réalité, il ne s'agit pas de mylonites car toutes les lames minces que nous avons étudiées révèlent une sorte de micaschiste avec beaucoup de séricite et de quartz.

Les lits quartzo-phylliteux sont formés surtout par de la séricite, de la chlorite et du quartz recristallisés ; l'épidote, la zoïsite et la calcite peuvent y être plus ou moins abondantes suivant les gisements.

Dans ces lits on peut noter des quartz plus gros, parfois plus ou moins aplatis selon la schistosité et alors à extinction onduleuse, parfois identique au quartz à golfe de corrosion des porphyroïdes et des rhyolites. On y trouve aussi des plagioclases indéterminables à cause de leur séricitisation très avancée.

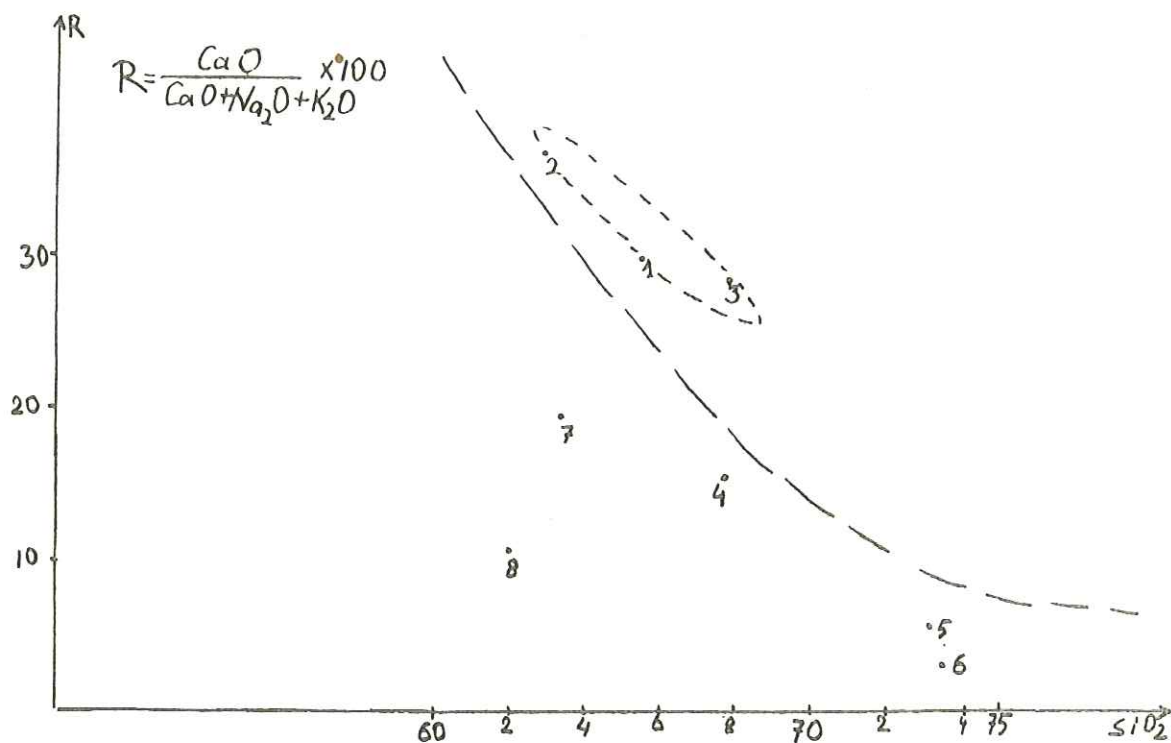
Au total on peut penser que ces roches résultent du métamorphisme de formations mixtes, à la fois pélitiques et rhyolitiques ; il s'agirait donc d'anciens tufs rhyolitiques plus ou moins mélangés aux sédiments encaissants.

4 - Analyses Chimiques (Tableau 8)

La porphyroïde schisteuse avec ses paramètres 1.3.2.3. correspond à un magma rhyolitique monzonitique tandis que la rhyolite massive de l'Alpe du Pin correspond à la famille akéritique, avec ses paramètres I (II). 4.2.4.

La rhyolite de la Bernardière (I) II.4.3.3. se classe aussi dans la famille des rhyolites monzonitiques et se rapproche plus de la rhyolite bleue par son paramètre $q = 4$.

Quant à la rhyolite du Sélé, décrite par P. BELLAIR (1948) dans le secteur sud est du Pelvoux, elle se situe



Le Diagramme de la Calco-alcalinité :

- 1 - Rhyolite bleue massive de l'Alpe du Pin.
- 2 - Rhyolite de la Bernardière.
- 3 - Porphyroïde schisteuse.
- 4 - Rhyolite de SÉLÉ.
- 5 - Rhyolite du Glacier Blanc.
- 6 - Rhyolite de Combeynot.
- 7 - Dacite de Saint-Sorlin.
- 8 - Tuf de la Croix de Fer.

dans la famille des rhyolites alcalines (comendites) avec ses paramètres I (3) 4.1.3. et présente donc une certaine différence par rapport à nos rhyolites de Saint-Christophe qui sont calco-alcalines.

On peut aussi comparer ces roches à celles décrites par J. LAMEYRE dans le Nord des Grandes-Rousses (1958)

- dacite de Saint-Sorlin : I - II, 4 (5), 2.3. (4) : monzonitique proche de la famille akéritique :
- tuf rhyolitique de la Croix de Fer : I - II, 4, (1) 2.3. : monzonitique.

Toutes les deux sont monzonitiques et se rapprochent des rhyolites de la Bernardière par leur paramètre q = 4 et de nos deux premières analyses par leur paramètre r qui se rapproche de 2.

Dans le diagramme de calco-alcalinité (Fig. 9) on voit que nos rhyolites forment un ensemble bien groupé et qu'elles se distinguent, par leurs teneurs en Ca, des autres rhyolites signalées par P. BELLAIR (1948) dans le reste du massif du Pelvoux, comme des laves acides stéphaniennes du Nord des Grandes Rousses (J. LAMEYRE, 1958),

5 - Conclusion

L'existence de ces rhyolites posent un certain nombre de problèmes.

P. BELLAIR (1948) en faisant des dykes recoupant la série encaissante et les considérait comme des restes des cheminées du volcanisme rhyolitique du Carbonifère (" Orthophyres"). De fait du point de vue pétrographique et pétrochimique nous avons vu qu'il existait des ressemblances avec les rhyolites et dacites du Houiller des Grandes Rousses.

Pour nous le gisement de nos rhyolites n'est pas en dykes, mais en lentilles interstratifiées dans les embréchites encaissantes. D'autre part elles sont accompagnées de tufs rhyolitiques intimement mélangés à cette série encaissante. Enfin, on peut constater que les lits quartzo-feldspathiques, caractéristiques de ces embréchites, se poursuivent parfois jusque dans les rhyolites. Nous pensons donc qu'il s'agit d'un phénomène volcanique contemporain de cette série et par conséquent antéhouiller.

Par contre on peut se demander pourquoi ces rhyolites, interstratifiées dans une série migmatisée, n'ont pas subi un métamorphisme plus intense. Non seulement elles ne sont transformées qu'en porphyroïdes schisteuses, mais encore il reste beaucoup de résidus nettement rhyolitiques peu ou pas transformés. Ceci est d'autant plus curieux que dans des conditions de métamorphisme assez voisines, on connaît dans le massif de Belledonne (R. MICHEL et P. BERTHET, 1958) des formations volcaniques acides analogues, mais qui sont normalement transformées en ortholeptynites (leptynites de Gavet dans la vallée de la Romanche).

Nous rappellerons cependant que, plus au Sud, dans la série cristallophyllienne du Tabor de la Matheysine, ces mêmes formations se poursuivent (leptynites de Lavaldens) et qu'elles contiennent, là aussi, des masses résiduelles non transformées de laves rhyodacitiques (R. MICHEL et G. VEROLLET, 1962),

Finalement nous considérons les porphyroïdes de Saint-Christophe et leurs résidus rhyolitiques comme contemporains de la série cristallophyllienne du Haut-Vénéon.

d) MIGMATITES ANATEXIQUES,

Revenons maintenant à la série cristallophyllienne proprement dite. Sur la route de la Bérarde, après Saint-Christophe, les embréchites deviennent de plus en plus tourbillonnaires et vers Champhorent elles prennent le faciès d'anatexites avant de passer au faciès granitique un peu plus à l'Est. Nous avons ici un passage continu parfait de ces trois faciès.

La puissance de ces anatexites n'est pas considérable ; on passe très vite du faciès embréchitique au granite d'anatexie. Sur la route de la Bérarde, ce faciès s'étend sur 500-800m avant d'atteindre le granite d'anatexie. Ailleurs il est souvent inexistant. De même l'extension des anatexites, dans notre région, est peu importante. En dehors de la coupe de la route de la Bérarde, nous retrouvons ce faciès dans les falaises au-dessus du village de

Migouille de la Bérarde

Champhorent, dans l'Aiguille du Plat de la Selle, enfin, en traversant en rive gauche du Vénéon vers la Bérarde, à l'Est de la Combe de Pierre Blanche. Plus à l'Ouest encore, dans le vallon de Lavey, en montant vers la Tête de l'Ours, nous rencontrons les anatexites. Au point de vue pétrographique, nous signalerons seulement l'existence de trois variations de faciès :

- Anatexites chloriteuses, par exemple sur la route de la Bérarde, après le tunnel de Champhorent ;
- Anatexites à biotites, par exemple au-dessus du village de Champhorent et à l'Est de la Combe de Pierre Blanche,
- Anatexites amphiboliques : l'exemple caractéristique est l'Aiguille du Plat de la Selle, ainsi que les falaises au-dessus de Champhorent.

e) GRANITE D'ANATEXIE

C'est un granite très compact, clair, pas très riche en minéraux phylliteux. Ces derniers sont sensiblement orientés N-S.

C'est surtout en affleurement qu'il montre les caractères d'un granite d'anatexie, car il est étroitement lié aux anatexites de Champhorent. Le passage de l'un à l'autre semble être continu. On peut voir cela sur la tranchée de la route 100 à 150m avant le petit tunnel de Champhorent en direction de la Bérarde.

Ce faciès de granite d'anatexie continue encore 400-500m et l'on arrive alors au niveau du deuxième tunnel pare-avalanches au niveau de la Combe de Piéméant. En rive gauche de cette Combe, on retrouve les anatexites, là, c'est probablement une faille qui ramène cette masse de migmatites par un affaissement de la lèvre E. Mais cette faille est masquée par des éboulis. Par conséquent, nous ne pouvons pas rejeter complètement la possibilité d'une grande enclave anatexite non encore homogénéisée par la granitisation.

Le granite d'anatexie continue ensuite jusqu'au niveau du deuxième cône d'éboulis après la Combe de Piéméant ; après une enclave amphibolique, on passe alors au granite du Pelvoux avec un faciès très écrasé, beaucoup plus chloriteux que le granite d'anatexie.

En rive droite du Vénéon le granite d'anatexie semble monter vers l'Ouest de la Tête de la Marsare au Nord et jusqu'à la Combe Blanche au Nord-Ouest de Champhorent. Là une faille limite les anatexites et le granite d'anatexie.

En rive gauche du Vénéon, le passage du granite d'anatexie au granite du Pelvoux n'est pas net non plus, à cause de l'altération en surface et de l'impossibilité de monter vers le haut des falaises. Les limites de ce côté là ne sont donc qu'approximatives.

Enfin, nous avons trouvé le granite d'anatexie dans le fond du Vallon de la Mariande, sur la crête de Montagnon, traversé par le granite du Pelvoux ; de là il passe peut-être par la Tête de l'Auranour et par le milieu du Glacier du Pierroux, au Sud de Saint-Christophe.

L'étendue du granite d'anatexie est d'environ 4km², ce qui fait 1/8 de la surface granitique que nous avons étudiée.

Le faciès de ce granite change suivant les endroits : par exemple, il devient porphyroïde à l'Est de la

Brèche de Salude, (c'est-à-dire à l'Est de la Crête de Montagnon) et s'enrichit en minéraux phylliteux vers le Pierroux.

Nous décrivons un échantillon de granite d'anatexie prélevé 150m à l'amont du tunnel de Champhorent.

Constituants minéralogiques :

Quartz		33,10 %
Plagioclases (An 10-13		28,84 %
Microcline (-2 V = 56 - 62°))	33,56 %
Orthose)	
Chlorite		2,85 %
Biotite, Muscovite		
Epidote, minéraux opaques, sphène		

Le quartz est granoblastique, engrené, il présente une extinction onduleuse; la taille varie de 0,14mm à 1,15mm.

Certains plagioclases sont de grande taille, très séricitisés; chlorite et épidote y sont associés. La taille moyenne est de l'ordre de 1,12mm. Certains sont de plus petite taille et moins altérés. Plus ou moins globulaires ; ils présentent des bordures myrmékitiques.

Le microcline se présente en grandes plages contenant poecilitiquement des plagioclases et de l'épidote. leur taille varie de 1,12mm à 2,52mm ; Ils sont le plus souvent quadrillés.

L'orthose est assez abondante, cataclastique ; elle présente la macle de Carlsbad.

La chlorite qui dérive d'anciennes biotites est plus ou moins orientée. Elle forme parfois la cloison de certains microclines et s'accompagne d'épidote.

La biotite fraîche, la muscovite et les minéraux opaques sont rares.

Sans anticiper sur l'étude du granite du Pelvoux, nous ferons remarquer dès à présent que le granite d'anatexie en diffère assez nettement, par des détails de la composition minéralogique, mais surtout par l'orientation des minéraux phylliteux.

f) ANALYSES CHIMIQUES

Nous avons une nouvelle analyse de l'embréchite de Saint-Christophe que nous avons recueillie sur la route de la Bérarde après le deuxième grand tournant, en direction de Champhorent depuis Saint-Christophe, à côté de la masse rhyolitique et d'une autre de granite d'anatexie de Champhorent recueillie 100 à 150m après le tunnel de Champhorent en direction de la Bérarde, toujours sur la route.

En plus de ces deux analyses, nous avons trouvé, dans la thèse de P. BELLAIR (1948), quelques analyses de gneiss qui intéressent notre région d'étude. (Tableau 10)

Les gneiss du Plaret et du Rouget sont en lambeaux sur le granite du Pelvoux. Leur richesse en barylites et tout particulièrement en biotite, peut faire penser à une action directe du granite du Pelvoux sur ces roches.

Pour les autres analyses il est seulement intéressant de noter la richesse en K₂O et l'augmentation notable

Tableau 10

		(4) Amphibolite du Puy	(5) Gneiss de la Bernardière	(6) Gneiss du Champhorent	(10) Gneiss du Rouget	(11) Gneiss du Plaret	(12) Analyses nouvelles	
							Embr. St Christ	Granite de Champh
SiO ₂		52,50	58,50	59,70	57,10	62,50	69,60	76,90
Al ₂ O ₃		18,90	16,20	17,20	20,20	17,1	14,65	12,95
Fe ₂ O ₃		1,80	0,50	6,10	11,60	0,8	1,55	0,65
FeO		4,40	4,10	1,40	5,50	5,8	2,15	0,45
MgO		2,30	3,30	2,00	3,40	1,9	1,10	0,30
CaO		8,10	2,20	2,70	1,90	1,2	1,00	0,65
Na ₂ O		2,80	3,90	4,00	2,00	1,8	2,40	2,30
K ₂ O		3,50	5,80	2,80	4,10	3,1	4,90	4,10
TiO ₂		0,45	0,36	0,72	1,00	0,8	0,35	0,10
P ₂ O ₅		0,12	-	-	-	0,28	0,25	0,10
MnO		0,16	1,30	0,11	0,12	1,1	0,05	0,05
H ₂ O		2,56	4,40	3,10	3,10	3,44	1,40	1,80
CO ₂		2,64	-	-	-	0,16	-	-
Total		100,23	100,56	99,83	100,02	99,98	99,40	100,35
C. I. P. W.		II, 5, 3, 3.	II, 5, 2, 3.	I)II, 4, 2, 4.	II, 4, 2, 3.	II, 3, 2, 3.	I, (3)4, (1)2, 3.	I, 3, 1-(2), 3.
NIGGLI	si	157,6	200,6	216,7	159	251,4	353	531
	al	33,3	32,7	36,8	33	40,5	43	52
	fm	25,7	33,5	32	48,4	37	23	9
	c	26,1	8	10,45	5,7	5	5,4	5
	alc	14,7	25,7	20,7	12,7	17,4	28	33
	ti	0,9	0,82	1,9	2,3	2,4	1,2	0,41
	p	0,18	-	-	-	-	0,3	0,41
	k	0,45	0,98	0,46	0,58	0,45	0,59	0,54
mg	0,40	0,50	0,34	0,29	0,30	0,37	0,31	
Σb		15,5	19,21	13,33	20,05	18,74	8,12	2,38
Ort/Pl		0,4	0,74	0,35	0,92	1,	1,17	1,11
COMPOSITION VIRTUELLE	Q	6,88	0,18	16,97	17,38	31,1	32,04	46,08
	Ort	20,59	34,29	16,58	24,22	18,36	28,91	24,46
	Alb.	23,6	32,95	33,8	16,86	15,2	20,44	19,98
	An.	22,85	9,54	13,4	9,45	3,11	4,17	2,50
	Cot.	2,12	-	2,6	9	9,61	3,88	3,67
	Ap.	0,24	-	-	-	0,62	0,34	0,34
	il.	0,85	0,65	1,37	1,90	1,51	0,61	0,15
	Mg.	2,55	0,72	2,78	2,32	1,16	2,09	0,93
	Hc.	-	-	4,18	-	-	-	-
	CaSiO ₂	-	0,58	-	-	-	-	-
	FeSiO ₂	6,11	8,98	-	7,33	10,7	2,70	0,26
	MgSiO ₂	5,75	8,25	5	8,5	4,75	2,38	0,70
	Cc.	6	-	-	-	0,36	-	-
	H ₂ O	2,56	4,4	3,1	3,10	3,44	1,40	1,80
Total	100,10	100,57	99,78	100,06	99,92	98,96	100,87	

des teneurs en silice, qui s'accompagne d'une diminution concomittante des teneurs en alumine, lorsqu'on descend dans la série migmatitique depuis les gneiss et les embréchites jusqu'au granite d'anatexie.

g) CONCLUSION A L'ETUDE DU GROUPE DES MIGMATITES DE SAINT-CHRISTOPHE.

Au total on peut penser que les embréchites et les anatexites dérivent d'une série fort analogue à celle qui a donné par métamorphisme normal les gneiss du groupe du Plan du Lac, c'est-à-dire d'une série arénacée-arkosique. L'existence de septa de gneiss du Plan du Lac à l'intérieur des embréchites nous en donne d'ailleurs la preuve. Localement devaient exister des bancs plus pélitiques ou des bancs marneux qui sont à l'origine des amphibolites. *qui ont des faciès anglo + franc et non arénacés. surtout assez faible les minéraux amphiboliques ont dû dériver des faciès du Plan du Lac et de St-Christophe → sans doute à l'origine.*

Dans certaines de nos embréchites (embréchites litées-rubanées) on ne peut pas parler vraiment d'un apport silico-alkalin et on peut penser à une mobilisation sur place des éléments contenus dans la roche originelle. Mais dans le faciès dominant (embréchites ocellées-rubanées) comme dans les anatexites et le granite d'anatexie, l'habitus envahissant du microcline ainsi que l'augmentation des teneurs en silice, conduit à admettre l'existence d'une métasomatose silico-alkaline à grande échelle. Cet apport est particulièrement net dans les amphibolites migmatitiques.

Enfin nous rappellerons que dans ce groupe se situe un épisode volcanique acide qui, bien que limité, est intéressant car les roches qu'il a engendrées semblent avoir bien résisté au métamorphisme et surtout à la migmatisation.

Bien entendu les mêmes phénomènes de retromorphose, que nous avons analysés pour les gneiss du Plan du Lac, existent encore ici. Ils se traduisent dans tous les faciès, jusques et y compris le granite d'anatexie, par une chloritisation des biotites, la néoformation de chlorites, la séricitisation des feldspaths, en particulier des plagioclases, et par une recristallisation du quartz. Nous pensons, sans preuve absolue, que cette rétromorphose est d'âge alpin.

IV - CONCLUSION A L'ETUDE DES SCHISTES CRISTALLINS.

En résumé, (Fig. 11) si on excepte les faciès accessoires tels que les amphibolites et les porphyroïdes, la série cristallophyllienne du Haut-Vénéon comporte à la base des migmatites et au sommet des gneiss.

La majeure partie de ces faciès dérive, par métamorphisme anté-houiller avec ou sans apport, d'une série à dominante arénacée détritique. Au point de vue zonéographique les septa de gneiss francs contenus dans le groupe du Plan du Lac et plus rarement dans le groupe de Saint-Christophe montrent que le front des migmatites a atteint la zone des gneiss supérieurs de JUNG et ROQUES. *à l'ouest de la Haute-Vallée*

Par la suite et probablement en liaison avec le cycle alpin, tout cet ensemble a été rétromorphosé dans la zone des micaschistes supérieurs comme en témoigne la large surimposition de la paragenèse chlorite + séricite.

2ème PARTIE - LE GRANITE DU PELVOUX

Appelé protogine par Elie de BEAUMONT et Charles LORY, le granite du Pelvoux a été étudié par P. TERMIER (1897) qui en donne une définition plus précise : "C'est un granite alcalin, pauvre en chaux, caractérisé par une proportion égale de potasse et de soude, cette dernière ayant une légère prépondérance. C'est une roche abyssique à gros grain, à structure granitique."

P. BELLAIR (1948) distingue dans le haut massif du Pelvoux, deux sortes de granite : le granite du Petit Pic sans nom, plus ancien et plus riche en chaux, et le granite du Pelvoux proprement dit qui recoupe le précédent.

Enfin J.M. BUFFIERE (1964) montre dans le secteur nord-ouest du massif, l'existence de deux faciès du granite du Pelvoux : le granite gris du Rochail et le granite rose du Clapier. Il leur attribue un âge namurien inférieur, d'après l'étude géochronologique par la méthode Pb/ - zircon.

Le granite du Pelvoux constitue la plus grande partie des affleurements granitiques de notre région d'étude (34km² contre 4km² pour le granite d'anatexie).

Nous y distinguerons plusieurs faciès :

Granite de la Bérarde. C'est un granite blanc contenant peu de minéraux phylliteux et quelquefois des grenats assez riches en quartz. C'est un granite homogène dont l'altération est plus facile que celle des autres faciès.

En certains points, près des séries encaissantes dans lesquelles il est intrusif, il passe à un granite clair à grain fin qui est donc faciès de bordure.

Localement il existe, dans le granite de la Bérarde, des zones de granite à amphibole. C'est le cas, par exemple à l'Est de la Tête de la Maye et sur les versants est de la Bérarde, c'est-à-dire le versant ouest de la Rochaille et des Cornes de Pié Bérarde.

Granite porphyroïde des Etages. C'est un granite qui contient des porphyroblastes de microcline et de plagioclase. Il est plus riche en minéraux phylliteux et paraît plus compact que le granite blanc. Il est aussi plus riche en enclaves surmicacées lenticulaires. Les affleurements les plus caractéristiques sont au niveau du village des Etages. A l'échelle de l'affleurement, il présente une certaine allure d'escalier, due aux joints du granite.

L'étendue de ce faciès est aussi grande que le faciès blanc : 17km² pour chacun.

Granite du Graou. C'est un granite porphyroïde à très gros feldspaths. Il ne présente pas une grande étendue : 0,07km². L'affleurement le plus caractéristique se trouve vers la Tête de Graou et le long du rocher qui en

Cray : 8

descend à l'Est. Là, le caractère intrusif de ce faciès dans les amphibolites migmatitiques est très spectaculaire.

Microgranite du Cray. C'est un microgranite qui semble être intrusif dans le granite du Pelvoux à faciès blanc et porphyroïde. C'est un granite à grain fin avec de gros yeux de quartz et de feldspath blanc. L'affleurement le plus caractéristique se situe vers le Cray, en montant au refuge de Dibona, depuis les Etages et le Vallon d'Amont. L'étendue de ce faciès atteint 3,55 km² approximativement. En outre le granite du Pelvoux renferme de nombreuses enclaves.

Les lentilles surmicacées à grain fin se rencontrent surtout dans le granite des Etages et aussi dans le microgranite. Leur abondance augmente vers le granite d'anatexie, c'est-à-dire vers l'Ouest : leur taille varie de 2 cm jusqu'à 70-80 cm.

Les enclaves schisteuses sont plus rares ; on les rencontre surtout vers le Pierroux.

Les enclaves amphiboliques se rencontrent dans le granite porphyroïde des Etages, et dans le granite de la Bérarde. Elles sont sombres, avec des yeux de quartz, ou plus claires, à faciès microdioritique, ou encore à faciès dioritique traversé par les filonnets du granite du Pelvoux et à faciès blanc.

I - GRANITE DE LA BERARDE

A , CARACTERES GENERAUX ET EXTENSION

C'est un granite à structure grenue, pauvre en minéraux phylliteux représentés le plus souvent par la chlorite ; il semble aussi quartzite que feldspathique. Les grains de quartz sont plus ou moins arrondis sur le fond feldspathique très blanc ; avec leur éclat gras on a l'impression qu'ils sont de couleur rose pâle.

Il se présente en massifs homogènes, clairs ; quelquefois, par altération, il prend une couleur rouge-orangé, par exemple vers la Tête du Rouget ; il s'agit d'un granite qui peut très facilement être altéré.

En ce qui concerne les enclaves, le granite de la Bérarde ne renferme pas des enclaves surmicacées lenticulaires comme dans d'autres faciès ; les enclaves que nous avons rencontrées étaient toutes amphiboliques et de grande taille, elles-mêmes traversées par les apophyses granitiques. Il n'est d'ailleurs pas rare de trouver des zones du granite où l'amphibole remplace en grande partie les minéraux phylliteux. On passe alors à des granites amphiboliques.

L'extension du granite de la Bérarde semble assez vaste à partir de la Bérarde. Nous l'avons vu continuer vers le fond du Vallon des Etançons au Nord, dans la haute vallée du Vénéon au Sud, ainsi qu'au fond du vallon du Diable, vers le refuge de la Selle. Ce même granite passe sous le Plaret et le Pic Geny, formant la Tête du Rouget, la Roche Blanche, la Tête de l'Aure et la Tête de la Maye. Il semble s'arrêter en rive droite de la Combe de Pierre Noire et passe en rive gauche du Vénéon avec les mêmes caractères intrusifs à l'Est de la Combe de Pierre Blanche.

Vers ses bordures on peut noter que la structure grenue devient aplitique ou microgrenue. Nous avons pu voir ce granite à grain fin à l'W de l'ensemble des massifs de Roche Blanche et de la Tête de l'Aure, vers la Combe de la Pierre Noire (alt. 2304) et vers le fond du Vallon de la Mariande, au Sud Est de la Crête de l'Auranour, vers

le Lac de la Mariande.

B. CARACTERES INTRUSIFS.

a) LES CONTACTS

Partout le granite de la Bérarde recoupe à l'emporte-pièce, les embréchites ou les anatexites de la série cristallophyllienne.

1) L'endroit le plus caractéristique et spectaculaire se trouve à l'Ouest de l'ensemble du Chafnon Plaret - Pic Geny - Tête du Rouget qui se situe au pied sud du Pic de Dibona, (Fig. 12)

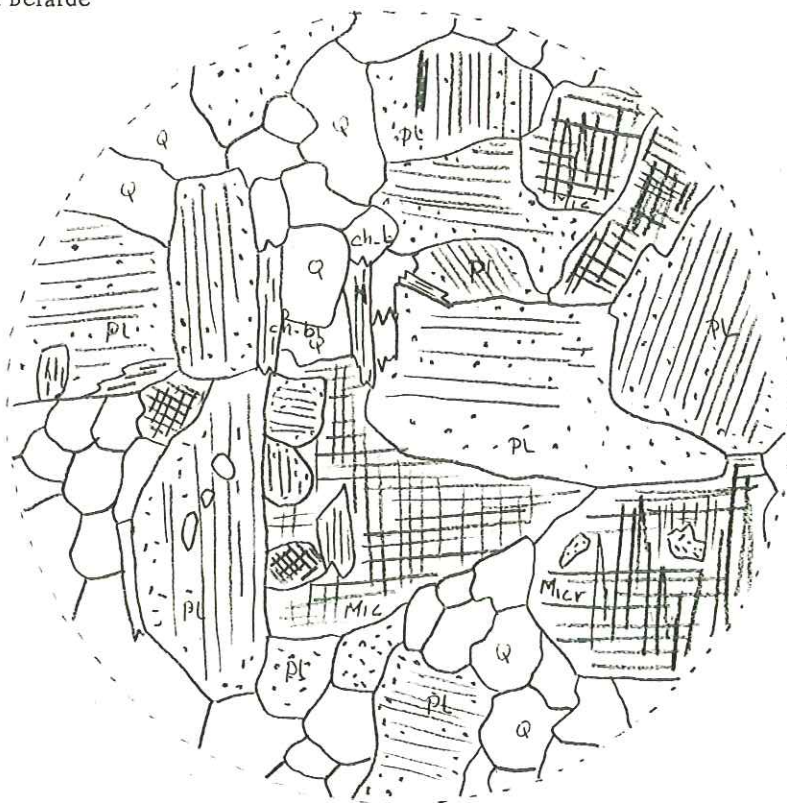
2) On peut voir aussi le même phénomène dans la face sud du chafnon du Rouget - Roche Blanche, ainsi qu'à l'Est de ce dernier depuis le vallon des Etançons, au Nord de la Bérarde. Là, les schistes cristallophylliens se présentent sous forme de lambeau flottant sur le granite. En contournant ce massif et en passant par le ravin de l'Arèna, nous retrouvons aussi les mêmes caractères intrusifs en masse de granite. Ici, l'existence et surtout l'abondance des apophyses qui partent depuis le granite dans la masse cristallophyllienne est très spectaculaire.

Au Nord du massif, le contact granite-cristallophyllien passerait sous le Plaret en laissant un chapeau de schistes cristallins au sommet. Celui-ci descend vers le bas du Glacier du Soreiller suivant une ligne plus ou moins NW-SE et passe sous le Pic Geny. La faille qui passe dans la brèche du Rouget renvoie cette limite plus à l'Est et la fait passer à l'Est de la Tête du Rouget. Toute la crête, depuis la Tête du Rouget jusqu'à Roche Blanche est formée de schistes cristallins plus ou moins subverticaux. Dans la face Sud de cette crête, la limite devient plus ou moins confuse ; ce n'est pas parce que le contact est moins net, mais il m'a été impossible de monter suivre cette limite le long des falaises. J'ai alors essayé de tracer le contact aux jumelles et d'après les photos aériennes, Je fais donc continuer cette limite en passant par le point 2703, vers le bas de la falaise de cette crête, et en rejoignant la Combe de la Pierre Noire, à l'altitude 2550 ; de là, cette limite monte un peu plus haut pour rejoindre Roche Blanche.

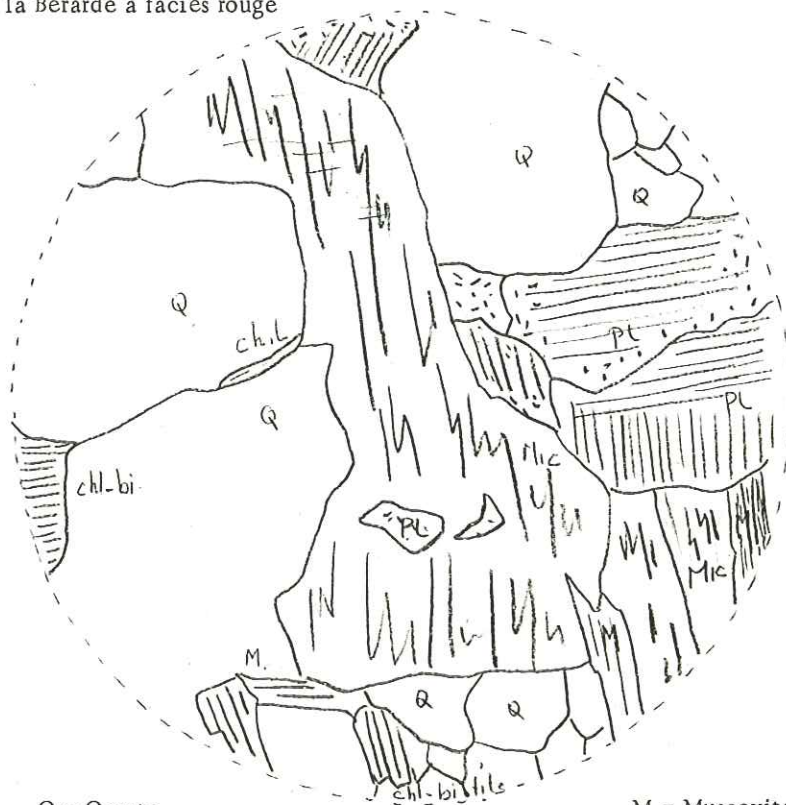
Cette limite serait donc un peu plus basse que celle décrite par R. BELLAIR en 1942.

3) En rive gauche du Vénéon, avant d'arriver à la Combe de Pierre Blanche depuis la Bérarde, au niveau du ruisseau, qui descend vers le point 1691 de la carte au 1/20.000 et à l'altitude 1840 on retrouve le contact du granite et des schistes cristallins. Le granite, ici, est à grain fin. On arrive très difficilement à suivre le contact à cause de la couverture végétale ; il me semble avoir la limite dans le couloir qui descend un peu à l'Est de la Grande Aiguille de la Bérarde vers la Combe de la Pierre Blanche. La limite est des schistes cristallins est encore moins nette, soit à cause de la végétation, soit par l'impossibilité de trouver un passage qui permettrait de suivre cette limite pas à pas. J'ai tracé une limite approximative suivant une ligne N-S à l'W des Clots. De là, la limite change ; la direction devient NW-SE, passe au pied de la falaise du point 2883 et rejoint le glacier de l'Encoula.

4) Un des endroits les plus caractéristiques montrant l'intrusion du granite du Pelvoux dans les terrains métamorphiques, et aussi le seul endroit où il est intrusif dans le granite d'anatexie, est situé vers le fond du vallon de la Mariande, au Sud de la Tête de l'Auranour et à l'Est de la crête de Montagnon à l'altitude de 2850m. (fig. 12) Le granite devient de plus en plus à grain fin à l'approche du contact avec le granite d'anatexie



Granite de la Bérarde à faciès rouge



Q = Quartz
 Pl. = Plagioclase
 Mic = Microcline

M = Muscovite
 Ch-b = Chlorobiotite

qui est ici particulièrement porphyroïde.

17 - (En lanchette ds (p))

b) LES APOPHYSES GRANITIQUES.

Dans beaucoup de cas on peut voir l'origine de ces apophyses, liées au massif granitique traverser le contact et pénétrer les schistes cristallins.

C'est le cas sous le Pic Geny. A l'W du massif, les terrains métamorphiques ont été traversés par des filons granitiques presque horizontalement. Ceci est bien visible depuis le Refuge du Soreiller. Dans la face Sud de ce même Pic Geny, il y a aussi une grande apophyse qui se dirige vers la Brèche du Rouget. Ceci peut se voir depuis le Ravin de l'Arena.

Toujours dans le Ravin de l'Arena, quand on regarde vers les falaises N de l'ensemble du massif de la Tête du Rouget - Roche Blanche, la sortie des apophyses à partir du granite et leur pénétration dans les schistes cristallins est très spectaculaire. (Fig. 12)

Nous retrouvons le même genre d'apophyses vers le fond du vallon de la Mariande, juste au Nord du Lac de la Mariande.

Bien entendu il est fréquent de trouver dans le métamorphique des filons ou des apophyses granitiques de plus ou moins grande étendue, mais dont on ne voit pas les rapports avec le massif granitique sous-jacent. C'est le cas par exemple dans le Ravin du Diable en rive droite, vers la Draye de la Challanche (alt. 1910) ou bien vers le Plat à 2500m à l'W de l'Aiguille du Plat de la Selle, ou encore vers le refuge du Lac Noir, sur le sentier qui monte à celui-ci, avant d'arriver au replat.

c) METAMORPHISME DE CONTACT.

Assez fréquemment, mais pas toujours, on constate dans les schistes cristallins, à leur contact immédiat avec le granite du Pelvoux, un développement de biotite. Il s'agit de petites biotites avec pléochroïsme assez accusé dans les tons brun-rouge, toujours dépourvues de zircons et non orientées. Elles se différencient très bien des biotites propres des schistes cristallins qui sont, comme nous l'avons vu, très souvent chloritisées, tordues et effilochées et qui renferment la plupart du temps du zircon.

Aussi croyons-nous pouvoir parler d'une très légère auréole de métamorphisme de contact du granite du Pelvoux sur les schistes cristallins dans lesquels il est intrusif.

C . ETUDE PETROGRAPHIQUE.

a) Nous décrivons tout d'abord un échantillon (L 2) de granite de la Bérarde à gros grain représentant le faciès banal.

L'échantillon, recueilli vers la Roche Blanche, à l'entrée de la Combe de la Pierre Noire, présente au microscope une structure grenue, à plagioclases plus ou moins automorphes et la composition minéralogique suivante : (Fig. 13)

Quartz..... 28,62%

Microcline potassique (- 2V = 64°) 36,25%

Plagioclases (An 9)	30,93%
Chlorite (biotite)	2,03%
Muscovite	1,31%
Epidote, minerais en petite quantité,	
Apatite, Zircon.	

Il semble exister deux générations de quartz. L'une, la plus abondante présente très peu d'extinction onduleuse ; les plages sont xénomorphes. L'autre, en quantité restreinte, se présente en gouttelettes plus ou moins automorphes et n'a pas d'extinction onduleuse.

Les plagioclases sont plus ou moins zonés et séricitisés dans leur centre. Ils ont une allure plus ou moins automorphe. Ils sont souvent corrodés par le quartz et contiennent parfois des microclines en tâches diffuses (antiperthite). Enfin, au contact des feldspaths potassiques ils présentent fréquemment la structure myrmékitique.

Les feldspaths potassiques sont le plus souvent quadrillés ou perthitiques, en grandes plages xénomorphes. Ils englobent poecilitiquement des plagioclases automorphes plus ou moins séricitisés. Les plages de feldspaths potassiques sont plus étendues que celles des feldspaths plagioclasiques. Ils contiennent des poussières opaques comme celles des cassures du quartz.

Toutes les biotites sont presque complètement transformées en chlorite. Il y a aussi les chlorites néoformées, plus claires en lumière naturelle. Les premières sont très déchiquetées, associées au sphène, aux minéraux opaques, au mica blanc et à l'épidote.

La muscovite semble fraîche et accompagne le plus souvent les microclines ; elles s'associent aussi à la chlorite.

Les granules d'épidote sont automorphes et accompagnent souvent les chlorites néoformées,

Minéraux opaques : magnétite, oligiste.

b) Nous décrivons maintenant un échantillon (Eb 1 - 23) du granite de la Bérarde à faciès rouge recueilli dans les éboulis qui descendent de la face Sud de la Tête du Rouget (Fig. 13), C'est un granite rouge-orangé, type même de la "protogine" des collectionneurs, dont les feldspaths sont colorés en orangé.

La composition minéralogique est la suivante :

Quartz	41,57%
Plagioclase (An 7)	28%
Feldspath potassique (- 2V = 70-80)	23%
Chloro-biotite, Chlorite	5,02%
Muscovite	1,39%
Epidote	
Apatite, Zircon (dans les chloro-biotites), minéraux opaques.	

Les quartz très abondants sont d'assez grande taille. Ils sont plus ou moins cassés ; les cassures sont remplies d'une trame limonitique.

Les plagioclases sont séricitisés, subautomorphes ; ils contiennent poecilitiquement des quartz ; ils sont cata-

clasés, le zonage habituel est moins fréquent. Myrmétite en petite quantité.

Les feldspaths potassiques sont en grandes plages, englobant poecilitiquement des quartz, des plagioclases et des micas blancs ; ils sont perthitiques et quadrillés ; certains microclines perthitiques semblent englober ceux qui sont quadrillés.

Dans les deux cas la coloration rose ne se voit pas au microscope. A un très fort grossissement on voit que les feldspaths sont saupoudrés de petites paillettes rouge. (séricite limonitisée ?)

Les chloro-biotites sont très riches en zircon. Les chlorites fraîches s'ajoutent aux autres ; ce sont des chlorites de néoformation, allongées ; en général elles s'associent aux muscovites d'assez grande taille et aux minéraux opaques.

L'épidote et l'apatite existent en petite quantité.

Minéraux opaques : Limonite, oligiste ; la magnétite s'associe aux chlorite et muscovite.

Apatite : fort relief.

c) Nous décrivons ci-dessous un échantillon du faciès de bordure à grain fin du granite de la Bérarde.

L'échantillon (L 5) vient de la Combe de Pierre Noire, vers le haut des falaises, à l'altitude 2304.

Les quartz sont à extinction onduleuse et plus automorphes que ceux du faciès à gros grain. Il existe aussi des gouttelettes de quartz dans les feldspaths poecilitiques. Le contour arrondi de ces quartz globulaires est très caractéristique en lame mince.

Les plagioclases sont aussi plus automorphes et moins altérés en séricite ; ils sont poecilitiques et contiennent des gouttelettes de quartz qui ne présentent pas l'extinction roulante.

Les plages de microclines sont très étendues.

Les chlorites dérivent d'anciennes biotites et sont plus ou moins déchiquetées.

Les muscovites existant dans la lame semblent être liées, soit aux chlorites qui altèrent la biotite, soit aux feldspaths en voie de séricitisation.

Les épidotes sont le plus souvent associés aux chlorites, plus rarement aux plagioclases.

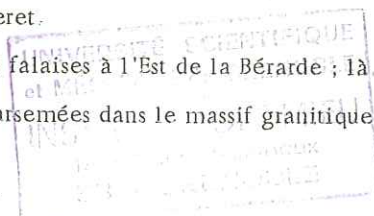
Il y a très peu de minéraux opaques. La magnétite accompagne la chlorite et la limonite s'associe aux épidotes et aux chlorites.

d) Enfin nous décrivons un échantillon du granite à amphibole, qui est un granite verdâtre, de grain assez fin.

Il ne présente pas une grande étendue. Il est dans le granite de la Bérarde en position d'enclaves aux contours mal définis, à gros grains. La taille de ces enclaves granitiques à amphibole varie de un mètre à trente mètres et plus.

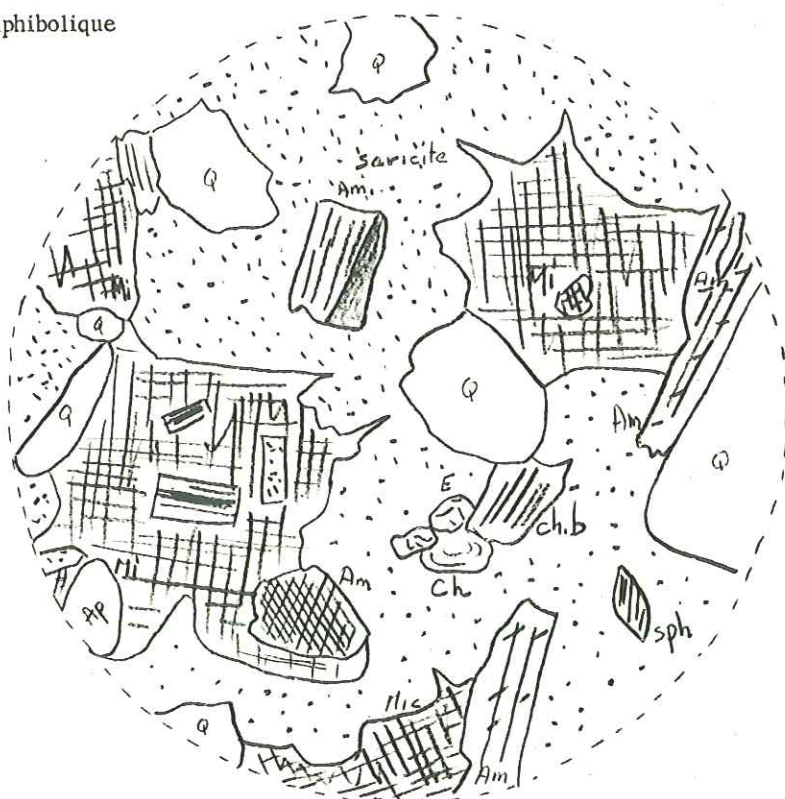
On le rencontre surtout dans la face Est du massif de la Tête de la Maye, avant d'atteindre la cheminée par où passe le sentier qui monte à la Tête de la Maye ou encore, toujours sur la face Est, 50-60m après la bifurcation du même sentier, cette fois-ci vers le refuge du Châtelleret.

Nous avons aussi rencontré le même faciès dans les falaises à l'Est de la Bérarde ; là, son étendue devient plus importante. Mais ces enclaves sont plus ou moins parsemées dans le massif granitique de la Rochaille.

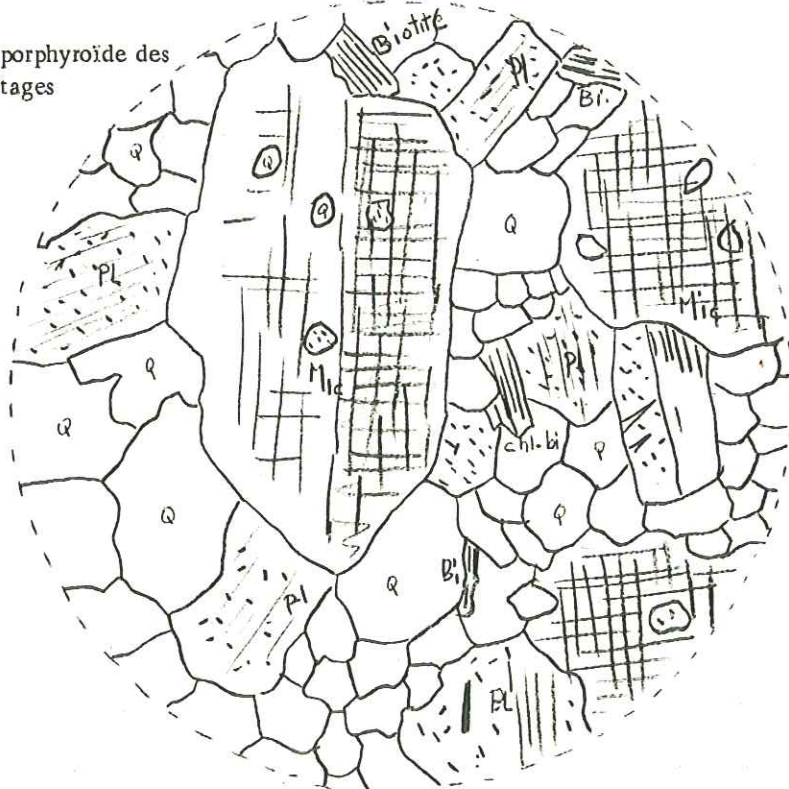


Granite amphibolique

Fig. 14



Granite porphyroïde des Etages



Q = Quartz
 Mic = Microcline
 Pl. = Plagioclase
 Amp = Amphibole

Ser = Séricité
 Bi = Biotite
 ChB = Chlorobiotite
 Ap = Apatite

Sph = Sphène
 Chl = Chlorite
 E = épidote

- Etude microscopique (Fig. 14).

Granite amphibolique recueilli à l'Est de la Tête de la Maye (J 29 - 2)

Constituants minéralogiques.

Quartz	26,71%	Biotite	4,74%	Epidote	4,08%
Plagioclase(An21)	27,85%	Chlorite	6,78%	Sphène	1,38%
Microcline(-2V = 62-64°	17,70%	Amphibole	9,72%	Apatite	0,78%

Les quartz présentent l'extinction roulante. Leur contours sont très déchiquetés, cataclastiques, cependant parfois ils montrent des contours automorphes.

Les plagioclases sont plus ou moins automorphes, presque complètement séricitisés ; ils contiennent beaucoup d'épidote.

Les microclines sont surtout perthitiques, amiboïdes ; ils contiennent poecilitiquement des plagioclases automorphes séricitisés, des biotites chloritisées, de l'apatite, de l'amphibole, du sphène, des chlorites.

Il existe des biotites fraîches, mais la plupart sont plus ou moins chloritisées.

Les amphiboles sont plus ou moins automorphes en général et contiennent poecilitiquement des épidotes, chlorites et plagioclases séricitisés.

Les épidotes. Ils accompagnent les plagioclases altérés, des amphiboles et les chloro-biotites.

L'apatite existe en petite quantité.

Le sphène est bien cristallisé en losange.

Minéraux opaques : limonite, oligiste etc.

II - GRANITE PORPHYROÏDE DES ETAGES.

A - CARACTERES GENERAUX.

C'est une roche verdâtre, avec des porphyroblastes de feldspaths caractéristiques et où les cristaux de quartz, plus xénomorphes sont moins visibles que dans le granite de la Bérarde. Les minéraux phylliteux sont plus abondants dans ce granite que dans le granite de la Bérarde.

A l'affleurement, ce granite se débite suivant certaines directions appelées "joints" ou "fil du granite" par les tailleurs de pierres. Ce caractère donne au massif une allure de marches d'escalier en plusieurs endroits d'où peut-être le nom des Etages.

Le granite des Etages est traversé par des filons d'aplite en de nombreux endroits, plus rarement de pegmatités surtout dans les zones faillées. Des filons de lamprophyres le traversent aussi en plusieurs endroits, mais ne sont pas cartographiables.

B - EXTENSION ET VARIATIONS DE FACIES.

En rive droite du Vénéon l'allure porphyroïde de ce granite n'est pas constante. Depuis les Etages où l'on trouve les échantillons les plus classiques, il y a diminution des phénocristaux vers l'Est, c'est-à-dire sous les

Lauzes ; vers le Nord, c'est-à-dire vers le sommet 3123 à l'W de la Tête du Rouget, ainsi que vers l'Ouest jusqu'à l'entrée de la Combe de Belliou. Mais le granite garde toujours des minéraux phylliteux en abondance. Après la Combe de Belliou, le faciès verdâtre se poursuit sans phénocristaux bien visibles vers le niveau du deuxième cône d'éboulis, avant la Combe du Piéméant; il devient de plus en plus écrasé ; après une enclave amphibolique, on passe brusquement à un granite à faciès leucocrate pauvre en minéraux phylliteux : c'est le granite d'anatexie. (voir 1ère partie)

Après le Ruisseau du Champ de la Balme, en direction de la Bérarde, un peu vers l'Est, avant même le deuxième cône d'éboulis, à l'altitude 1850, nous avons eu l'impression de trouver le contact des deux granites de la Bérarde et des Etages ; mais, vers le haut des falaises, le passage des deux faciès reste inaperçu.

En rive gauche du Vénéon, à cause de l'altération superficielle le passage du faciès porphyroïde au faciès moins porphyroïde, ainsi que la limite entre granite d'anatexie et granite des Etages sont peu visibles.

Le granite des Etages est assez riche en enclaves surmicacées, mais la densité de ces enclaves diminue de l'W vers l'E au fur et à mesure qu'il devient plus porphyroïde. Il renferme en outre des enclaves amphiboliques de grande taille.

C. ETUDE PETROGRAPHIQUE. MICROCLINE 2V + 70-75

La lame mince étudiée (19E 5) vient d'un échantillon ramassé en rive droite du Vallon des Etages, à quelques centaines de mètres du village.

Elle présente une structure hétérogranulaire porphyroblastique à porphyroblastes acides engrenés, très peu cloisonnés. La structure myrmékitique dans les plagioclases est assez répandue (Fig. 14).

Minéraux constituants :

Quartz	48,2%	Chlorite	1,8%
Microcline	17 %	Biotite	6 %
Plagioclase (An 10)	30 %	Muscovite, épidote, zoïsite, minéraux opaques, apatite, zircon.	

Les quartz présentent une extinction onduleuse ; ils sont en assez grands cristaux, engrenés, parfois plus ou moins cloisonnés par la biotite.

Les plagioclases sont subautomorphes, séricitisés ou saussuritisés. Il s'agit d'oligoclase très proche de l'albite ; structure myrmékitique très bien marquée.

Les microclines, en grandes plages, sont assez frais, subautomorphes, poecilitiques. C'est eux surtout qui forment les phénocristaux. Ils contiennent poecilitiquement des plagioclases subautomorphes séricitisés, du quartz et du mica blanc ; ils sont perthitiques et quadrillés.

Il existe de la chlorite néoformée xénomorphe.

La chloro-biotite provient de l'altération de la biotite ancienne. Mais il existe des biotites encore fraîches.

La muscovite est rare.

L'épidote existe dans les feldspaths saussuritisés.

Minéraux opaques : Magnétite ou ilménite accompagnent toujours les biotites chloritisées.

Apatite et zircon en petite quantité.

On voit donc que, par rapport au granite de la Bérarde, le granite des Etages, en dehors de sa structure porphyroïde, se distingue surtout par sa pauvreté en muscovite, la structure myrmékitique plus avancée des plagioclases et par l'existence de biotite fraîche.

III - GRANITE DU GRAOU

C'est une variation de faciès du granite du Pelvoux dont les feldspaths sont géants, car leur taille atteint jusqu'à 10cm. C'est un granite verdâtre, avec des feldspaths légèrement teintés de rose.

Il est intrusif dans les migmatites amphiboliques. L'affleurement le plus caractéristique forme la Tête de Graou. Mais le caractère intrusif est plus visible sur le prolongement de ce massif vers l'Est. Lui-même a été traversé par les filonnets microgranitiques à gros yeux de quartz et feldspaths.

L'extension de ce faciès n'est pas très importante. On ne rencontre ce granite porphyroïde à phénocristaux géants qu'à la Tête de Graou.

Etude microscopique

L'échantillon étudié vient des falaises NW de la Tête de Graou. (J 14-4)

Constituants minéralogiques :

Quartz	Chlorite
Plagioclase	Biotite (peu)
Microcline	Epidote.

Les quartz présentent une extinction roulante.

Les plagioclases sont très altérés en séricite et en épidote : c'est le début de la saussuritisation. Ils contiennent poecilitiquement quelques grenats plus ou moins chloritisés.

Les microclines sont perthitiques, se présentent en très grandes plages ; il y entre poecilitiquement des plagioclases séricitisés, du quartz et de la pennine. Ils présentent des cassures qui sont remplies de calcite, de chlorite et de quartz néoformé.

Les chloro-biotites sont très nombreuses. La biotite existe encore en très petite quantité ainsi que l'épidote.

IV - MICROGRANITE DU CRAY

C'est un microgranite porphyrique à phénocristaux de quartz plus ou moins automorphes, comme c'était le cas dans le granite de la Bérarde.

Mais il est intrusif dans ce granite, qu'il recoupe pour pénétrer dans les schistes cristallins plus ou moins amphiboliques du flanc Est de l'Aiguille du Plat de la Selle ; de même, il est intrusif dans le granite à très gros

Fig. 15



Micro granite

Q = Quartz
Pl = Plagioclase
Mic = Microcline

Chl-b = Chloro-biotite
Bi = Biotite
M = Muscovite

feldspaths, à l'Est de Graou,

Il semble donc lié pétrogénétiquement au granite du Pelvoux, mais sa mise en place est légèrement postérieure.

P. BELLAIR, (1948) l'a décrit comme le faciès aplitique du granite du Pelvoux. Il nous propose deux analyses chimiques (tableau 16) concernant les échantillons qui viennent du Vallon d'Amont, l'un avec mouchetures, c'est-à-dire avec des accumulations phylliteuses, l'autre sans mouchetures. Nous préférons appeler microgranite à cause de l'existence de phénocristaux de quartz et de feldspaths automorphes (malgré leur faible densité) dans le fond à grain fin de la roche. La taille de ces phénocristaux varie de 2 à 5,5mm pour les quartz ; de 0,9mm à 2,2mm pour les plagioclases ; 0,3mm à 3,7mm pour les microclines.

Ce microgranite forme tous les replats au Sud du Massif du Soreiller ; il semble alors être moins dur que le granite du Pelvoux vis-à-vis des glaciers qui ont beaucoup plus érodé ce faciès micro-grenu. Le contact avec

le granite de la Bérarde est net , 5 ou 10 mètres à l'Est du refuge du Soreiller, au pied de l'Aiguille de Dibona. C'est là, au Cray, que nous avons défini le type de ce microgranite.

Il est aussi intrusif dans les migmatites du flanc Est de l'Aiguille du Plat de la Selle, ainsi qu'à l'Est de la Tête de Graou, dans la face sud des falaises qui se prolongent vers l'Est depuis la Tête de Graou, formée, nous le rappelons, d'un granite à très gros feldspaths.

Au total l'étendue de ce faciès microgranitique atteint à peu près 3,5km de surface.

Etude microscopique :

- Echantillon recueilli dans le replat au Sud du Massif du Soreiller. Ju - 13 - 1.

La structure est hétérogranulaire. Les constituants minéralogiques sont les suivants : (Fig. 15)

Quartz	27,66%
Plagioclase (An 16)	28,70%
Microcline (- 2V = 56 - 68°)	34,96%
Chlorite	1,92%
Muscovite	3,13%
Biotite	3,13%

Epidote, minéraux opaques, sphène.

Les cristaux de quartz, en phénocristaux plus ou moins automorphes cataclastiques, présentent une extinction roulante ; dans la pâte microgrenue il existe en outre des quartz de petite taille, granoblastiques.

Les plagioclases sont automorphes aussi et de tailles variables ; ils présentent une structure zonée, et sont parfois antiperthitiques comme dans le granite de la Bérarde.

Les microclines forment de grandes plages automorphes ; ils sont perthitiques dans la plupart des cas.

La muscovite est peu abondante ; elle est souvent associée aux microclines et aux chlorites.

Les biotites sont aussi peu abondantes que les muscovites et accompagnées de minéraux opaques.

V - ANALYSES CHIMIQUES

Nous avons deux analyses chimiques nouvelles correspondant au granite : l'une est celle du granite de la Bérarde, faciès blanc que nous avons recueilli vers la Combe de Pierre Noire ; son faciès doit correspondre à celui du granite de la Tête de la Maye dont BELLAIR donne l'analyse chimique (1948). L'autre est celle du granite porphyroïde des Etages (échantillon recueilli au Nord, derrière l'hôtel des Alpinistes, aux Etages),

Nous citons aussi deux analyses du microgranite du Cray que nous donne P. BELLAIR (1948), ainsi que celles de P. BUFFIERE pour les granites du Clapier et du Rochail (Secteur NW du Pelvoux).

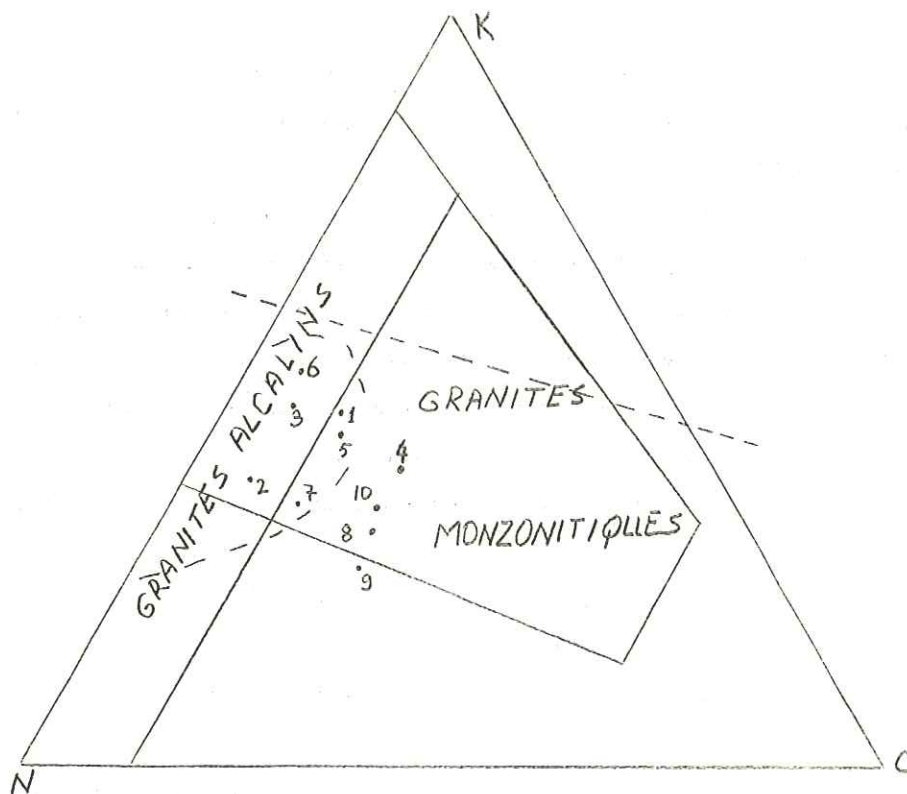
La comparaison des paramètres CIPW (tableau 16) montre que toutes ces roches sont fort voisines les unes des autres, à l'exception du granite des Etages qui est un peu plus quartzique que les autres (q = 3).

La valeur du rapport Or/plag (Tableau 16) et la répartition des analyses dans le triangle de concentration

	Granite de la Berarde T. de la Maye	Granite de la Berarde	Micro granites Vallon d'Amont sans moucheture	Micro granites Vallon d'Amont moucheture	Granite d'Anatexis de Champhorent	Granite du Clapier	Granite du Rochail	Granite du Petit Pic sans Nom	Granite porphyroïde des Etages.
Si O2	76,4	75,80	75,1	74,8	76,90	69,30	69,80	69,5	72,75
Al2 O3	13,1	13,50	13,9	13,9	12,95	14,80	16,80	16,3	14,20
Fe2 O3	0,6	0,65	0,8	0,3	0,65	1,90	1,30	0,76	1,30
Fe O +	0,5	0,35	0,3	0,9	0,45	0,90	1,30	1,40	1,20
Mg O	0,4	0,30	0,6	0,5	0,30	1,70	0,50	1,10	0,90
Ca O	0,5	0,50	0,4	1,00	0,65	1,10	1,60	1,90	1,45
Na2 O	3,2	4,10	2,9	3,10	2,30	4,05	3,15	3,60	2,50
K2 O	5,3	4,30	5,6	5,10	4,10	4,35	3,50	4,60	4,00
Ti O2	0,1	0,05	0,18	0,18	0,10	0,30	0,45	0,36	0,40
P2 O5	-	0,10	-	-	0,10	0,20	0,20	-	0,10
MnO +	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	-	-	0,07	0,05
H2 O+	0,4	0,25	0,60	0,80	1,80	0,75	0,85	1,00	0,60
CO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100,55	99,95	100,42	100,64	100,35	99,35	99,45	100,59	99,45
$R = \frac{CaO \times 100}{CaO + MgO + H_2O}$	5	5,6	4	10	9	11	19	17	18
C.I.P.W.	I.4.1.3.	I.(3)4.1.3.	I.(3)4.1.3.	I.(3)4.(1)2.3	I.3.1.(2)3.	I.4.(1)2.3.	I.(3)4.2.3.	I.4.2.3.	I.3'.2.3
Si	471,4	460	427	434	531	325	356	301,5	400
al	47,4	48	46	47,4	52	41	50,5	41,6	45,8
fm	9	7,6	14,6	10,1	9	22	14	21,6	18,1
c	3,3	3,2	2,5	6,2	5	5,5	9	9	8
alc	40	40,8	40	36	33	31,5	26,5	28	27
ti	0,37	-	1,02	1,04	0,41	1,1	1,8	1,3	1,6
p	-	0,4	-	-	0,41	0,42	0,3	-	0,33
k	0,51	0,41	0,56	0,51	0,54	0,42	0,36	0,43	0,53
mg	0,4	0,33	0,28	0,48	0,31	0,53	0,26	0,32	0,4
Σb	2,41	2,29	2,82	3,32	2,38	7,72	4,82	6,01	5,69
Ort/PL	1,06	0,70	1,25	0,97	1,11	0,65	0,66	0,66	0,84

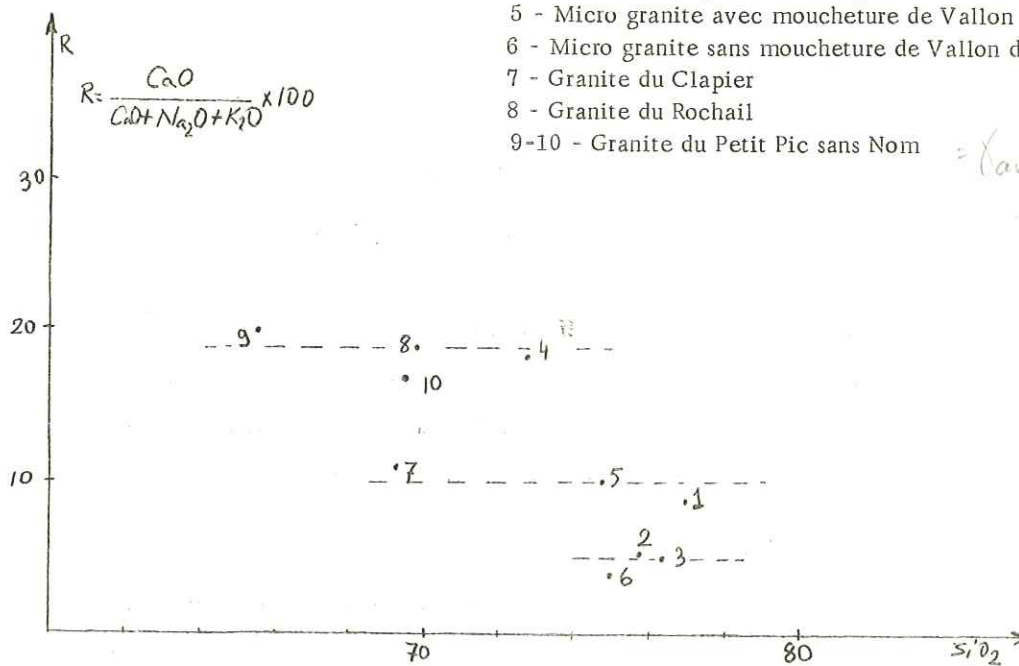
Tableau 16

Fig. 17



Légende

- 1 - Granite d'anatexie (Champhorent)
- 2 - Granite de la Béarde
- 3 - " " (Tête de la Maye)
- 4 - Granite porphyroïde des Etages
- 5 - Micro granite avec moucheture de Vallon d'Amont
- 6 - Micro granite sans moucheture de Vallon d'Amont
- 7 - Granite du Clapier
- 8 - Granite du Rochail
- 9-10 - Granite du Petit Pic sans Nom = Van.



LE TRIANGLE DE CONCENTRATION DE K N C et le DIAGRAMME DE CALCO-ALCALINITE

KNC (Fig. 17) montrent que nos différents granites vont des granites alcalins (granites de la Béarde, de la Tête de la Maye, granites du Clapier, microgranites) jusqu'aux granites monzonitiques (granites du Rochail, des Etages et du Petit Pic sans Nom).

Nous pensons donc, comme l'avait déjà souligné P. BUFFIERE (1964) que le granite du Pelvoux et ses faciès de variation ne sont pas à ranger strictement dans les granites alcalins, comme le voulait P. BELLAIR (1948). Il est probable qu'au fur et à mesure que les analyses chimiques deviendront plus nombreuses, on constatera que le domaine pétrochimique du granite du Pelvoux couvre un domaine plus vaste et plus varié.

Notons en outre que notre granite d'anatexie de Champhorent, dont nous rappelons l'analyse dans le tableau 16, se place dans le triangle KNC dans une position intermédiaire.

Au total, nous pouvons dire que les analyses chimiques dont nous disposons actuellement permettent de distinguer :

- un groupe à tendance alcaline, formé par les granites de la Béarde, de la Tête de la Maye et le microgranite du Vallon d'Amont sans mouchetures,
- un groupe intermédiaire formé par le microgranite du Vallon d'Amont à mouchetures et le granite du Clapier
- un groupe à tendance calco-alcaline, formé par les granites des Etages, du Rochail et du Petit Pic sans Nom.

Enfin le granite d'anatexie de Champhorent tombe entre le premier groupe extrême et le groupe intermédiaire. Il se différencie de tous les autres par son gisement, son antériorité et par sa richesse en silice et alumine.

Le diagramme de calcoalcalinité (R en fonction de Si, fig. 17) résume parfaitement ces résultats.

VI - LES ENCLAVES DU GRANITE DU PELVOUX.

Les enclaves que nous rencontrons dans le granite du Pelvoux sont de trois sortes :

Certaines sont des lentilles surmicacées, de taille variant de 10cm jusqu'à 150cm. Elles se trouvent surtout dans le granite plus ou moins porphyroïde des Etages.

D'autres sont amphiboliques. Elles sont sans formes définies dans le granite, plus ou moins assimilées par celui-ci. Leur taille est très grande par rapport aux premières, car elle varie de 10 à 50m à peu près.

Enfin les enclaves schisteuses sont peu nombreuses dans le granite du Pelvoux. Elles ont de quelques centimètres à quelques mètres. Ce sont des gneiss non digérés dans le granite d'anatexie.

A , ENCLAVES EN LENTILLES SURMICACEES.

Ces enclaves se situent surtout dans le granite porphyroïde des Etages ; leur densité semble augmenter de l'Est vers l'Ouest. Elles contiennent des porphyroblastes de plagioclases. Leur richesse en minéraux phylliteux est considérable. Le passage du granite à l'enclave se fait par le changement brusque de structure. Car le granite a une structure grenue à gros cristaux par rapport à ceux de la lentille ; quant à la lentille, surchargée en minéraux

phylliteux, elle présente des minéraux à grain fin et quelques phénoblastes de feldspaths et du quartz.

Nous n'avons pas pu faire une étude assez détaillée sur l'orientation de ces lentilles surmicacées pour conclure à un résultat valable.

Nous décrivons une enclave lenticulaire surmicacée prélevée dans le granite porphyroïde entre les Etages et Champhorent :

Structure hétérogranulaire, semi-cloisonnaire.

Constituants minéralogiques :

Quartz	Muscovite
Plagioclase	Chlorite
Microcline	Epidote
Biotite et chlorobiotite	

Les quartz sont d'assez grande taille. (0,7mm) à extinction roulante et plus ou moins automorphes ; d'autres de plus petite taille sont noyés dans la pâte microgrenue.

Les plagioclases sont plus ou moins séricitisés, de plus petite taille que les quartz phénoblastiques.

Les microclines quadrillés, contiennent poecilitiquement du quartz, ils sont le plus souvent de petite taille (0,3mm).

Les biotites et les chlorobiotites qui en dérivent sont nombreuses. La muscovite est aussi abondante, La chlorite fraîche existe aussi.

L'épidote est en très petite quantité, comme les minéraux opaques.

Ces enclaves surmicacées, avec des phénocristaux de plagioclases et de quartz ressemblent beaucoup à nos microgranites. Mais nous avons constaté que ces microgranites sont intrusifs dans le granite du Pelvoux vers la Tête de Graou. Il peut donc paraître impossible qu'on ait affaire à la même roche ; en réalité on pense actuellement qu'il peut s'agir de la même roche microgrenue car il peut se faire que "le granite ait été rigide là où les filons ont conservé leurs formes et qu'il soit encore en mouvement là où se sont formées les enclaves" (J. DIDIER, 1964).

B . LES ENCLAVES AMPHIBOLIQUES.

On les rencontre d'abord dans le granite porphyroïde à l'Ouest des Etages, par exemple à l'Ouest de la Draye de Rive (en rive gauche du Vénéon), après le Ruisseau-d'En-Bas vers les Fumas et avant la Combe de Belliou à la limite du granite d'anatexie et du granite écrasé du Pelvoux, au niveau du deuxième cône d'éboulis à l'Est de la Combe de Piéméant (en rive droite du Vénéon),

Une autre catégorie constitue une masse dioritique importante dans le granite de la Bérarde. Elle se situe au Nord du Ravin de l'Arena vers l'embouchure du Torrent des Etançons. Elle est traversée par les apophyses granitiques.

1) Les enclaves amphiboliques dans le granite des Etages

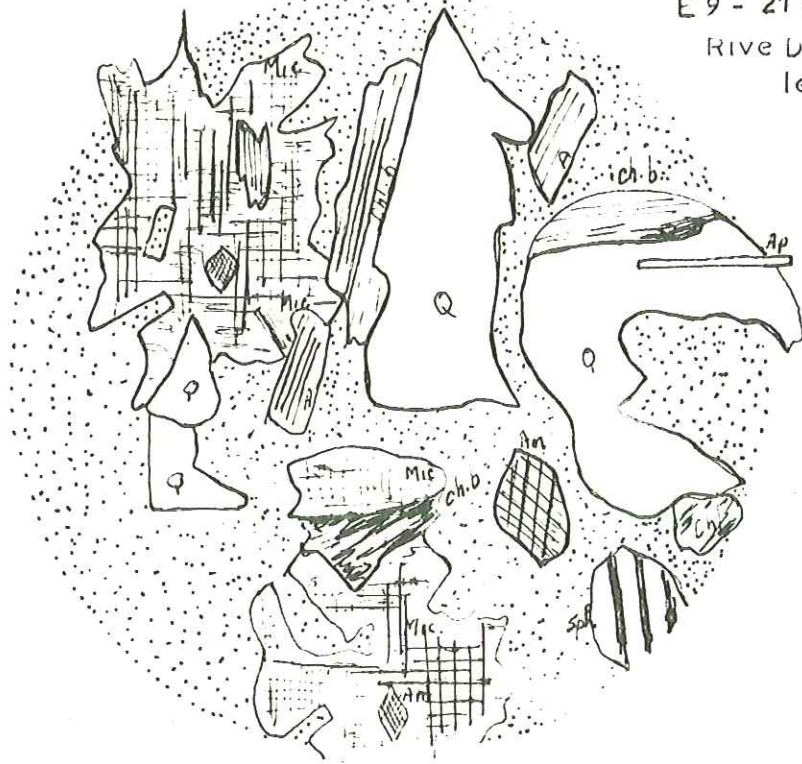
Nous décrivons un échantillon (22 E6) recueilli en rive droite du Vénéon (Fig. 18)

Les minéraux constituants sont :

Amphibole - Séricite - Muscovite, Epidote, Sphène, calcite.

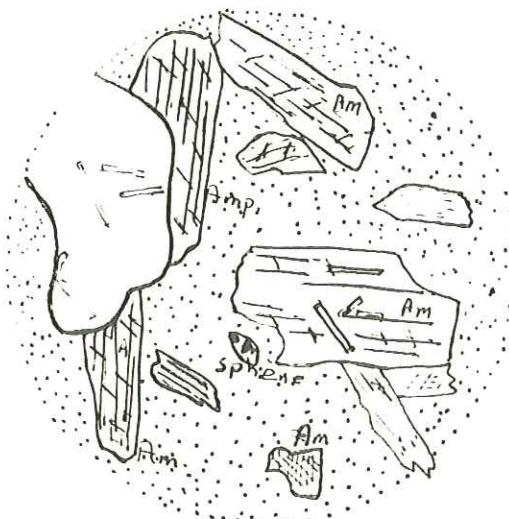
E9 - 21 x 10

Rive Droite du veneon,
les Fumas

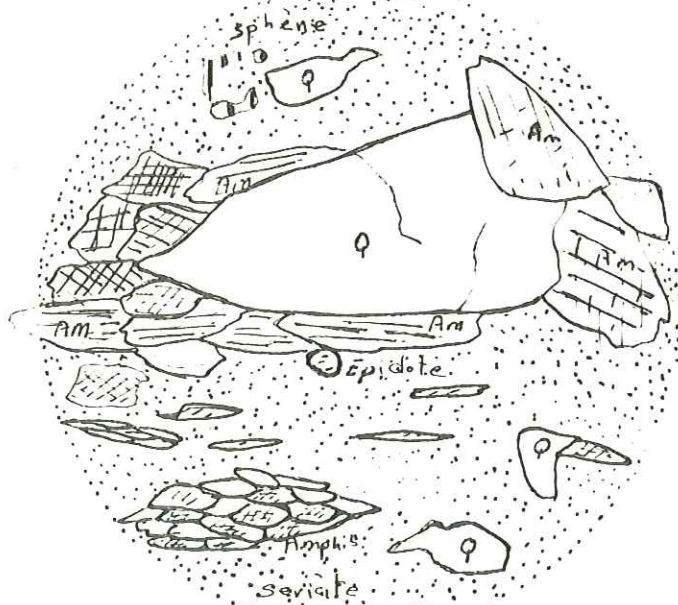


E3 - 20 x 10

E6 - 22 x 10



R.D. du Vénéon



R.G. du Vénéon à l'Est de la
Combe de la Clouse

Enclaves Amphiboliques

Fig 18

Les amphiboles sont des hornblendes vertes, ne présentant pas d'orientation dans le fond sériciteux. Elles sont de taille moyenne, variant de 0,3mm à 2,5mm.

La séricite forme le fond de la lame mince et provient probablement de l'altération d'anciens plagioclases.

La muscovite se trouve en petite quantité dans la pâte sériciteuse et aussi plus ou moins mêlée aux amphiboles.

L'épidote, la zoïsite, le sphène et la calcite sont en granulés dispersés dans la séricite.

Ici la structure est granoblastique. Dans d'autres enclaves qui peuvent comporter en outre du quartz et du microcline, on observe une structure microgrenue. C'est le cas, par exemple vers les Fumas, au Nord du point 1571 sur la route de la Bérarde. Dans ce cas on a affaire à une micro-syéénite quartzifère.

Un échantillon prélevé aux Fumas (E9 -21) présente les constituants minéralogiques suivants (Fig. 18) :

Quartz	Amphibole ($-2V = 80^\circ$; $\alpha = 15^\circ$)
Plagioclase (complètement séricitisé)	Chlorite
Microcline ($-2V = 66^\circ$)	Epidote, Apatite, Sphène, Magnétite, Oligiste
Biotite et chlorobiotite	Zircon, Pyroxène à amphiboles = Hornblende brune.

Les quartz présentent une extinction onduleuse, une allure amiboïde, très déchiquetés.

Les microclines sont très frais et contiennent poecilitiquement des plagioclases complètement séricitisés, des chlorobiotites, des amphiboles automorphes.

La séricite forme le fond de la lame et dérive d'anciens plagioclases

Les amphiboles (hornblende verte) sont assez nombreuses dans la lame, plus ou moins automorphes ; taille : 0,7mm.

Les biotites sont aussi nombreuses que les amphiboles ; quelques-unes sont cataclastiques ou un peu altérées en chlorite sur les bords. Mais il existe en outre de la chlorite fraîche néoformée.

L'épidote, l'apatite, la magnétite et le sphène sont dispersés dans le fond séricitisé ou sont compris poecilitiquement dans le microcline. Une telle roche fait penser à une ancienne microdiorite qui aurait subi une métasomatose silico-alkaline pendant la granitisation.

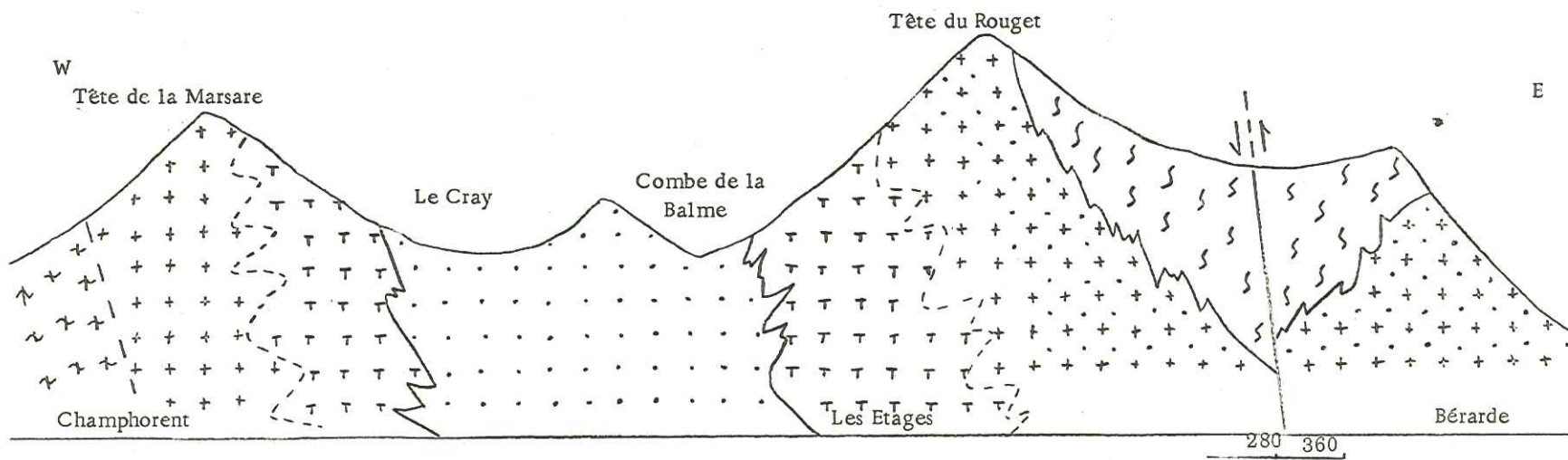
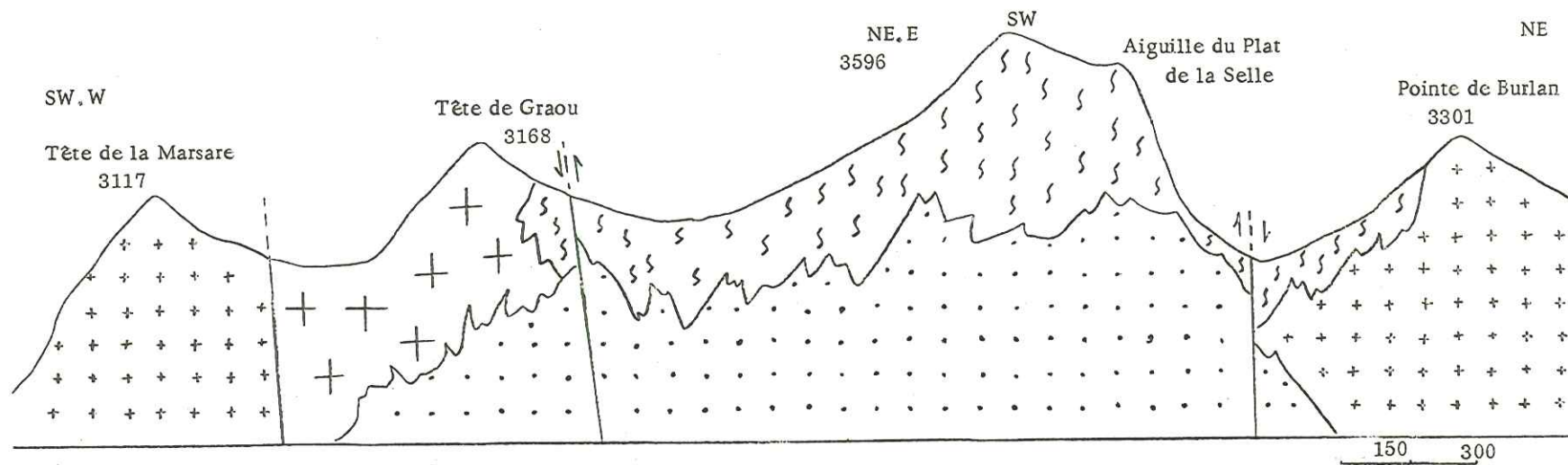
2) Enclave dioritique : dans le granite de la Bérarde.

C'est une enclave de grande taille (700x200m) qui se situe à l'embouchure du Ravin de l'Arena, vers le Torrent des Etançons. En rive gauche de ce ravin, elle a été traversée par les filonnets de granite.

Elle se présente sous un faciès dioritique grenu, parfois plus finement grenu. Il n'y a pas d'orientation des minéraux. Donc si on cherche l'origine de telles roches avant la mise en place du granite du Pelvoux, nous pencherions vers une roche éruptive plus ou moins basique. Le granite amphibolique n'est pas très éloigné. Il pourrait donc représenter un ancien massif dioritique ou microdioritique ayant subi une granitisation plus forte que les enclaves dioritiques.

Un échantillon recueilli dans ce massif dioritique, (E 4) en rive gauche du Ravin de l'Arena, a les constituants minéralogiques suivants :

Plagioclases	Apatite	Pyrite, sphène.
Amphiboles	Chlorite	



COUPES SCHEMATIQUES MONTRANT LES RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS FACIES DE GRANITE ET DES MIGMATITES

- LEGENDE
- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Granite de la Bérarde | | Granite à très gros feldspaths de Graou |
| | Granite porphyroïde des Etages | | Micro granite |
| | Granite faciès de passage plus ou moins porphyroïde | | Migmatites |

Fig. 19

Les plagioclases sont saussuritisés ; les amphiboles sont partiellement altérées en chlorite et minéraux opaques (pyrite) également. On notera l'absence de feldspath potassique.

3) Conclusion.

Nous avons deux sortes d'enclaves amphiboliques :

a) Certaines sont plus ou moins allongées, dirigées suivant une direction NW-SE, et se présentent sous un faciès à grain fin micro-syénitique. On peut y noter les progrès de granitisation, c'est-à-dire enrichissement en potasse et silice, formation de feldspaths potassiques et de quartz et appauvrissement en chaux.

L'épanouissement du phénomène donne les granites amphiboliques. Dans ce cas, la granitisation a été maximale et les enclaves, qui ont acquis une structure grenue ne subsistent plus qu'à l'état de schlieren, avec des contours mal définis.

b) Les autres sont encore en massifs dioritiques et ont été seulement traversées par des filonnets granitiques. Là, il n'y a pas eu métasomatose silico-alkaline, car il n'y a ni feldspaths potassiques, ni quartz.

On peut donc envisager, selon la théorie de J. DIDIER et M. ROQUES (1961), au moins pour une partie du granite du Pelvoux une mise en place par "granitisation indirecte", c'est-à-dire par métasomatose silico-alkaline d'un matériel dioritique ou micro-dioritique prégranitique.

Nous rejoignons là les conclusions auxquelles était arrivé J. M. BUFFIERE (1964) pour le granite du massif du Rochail (secteur NW du Pelvoux).

C - LES ENCLAVES SCHISTEUSES.

Elles se situent surtout dans le granite d'anatexie et beaucoup plus rarement dans le granite du Pelvoux.

Certaines enclaves schisteuses gneissiques sont dans les migmatites, vers le Pierroux, sous le Glacier du Pierroux. La taille de ces enclaves varie de 1 à 2m et leur allure est plus ou moins ellipsoïdale.

Nous trouvons ce genre d'enclaves plus ou moins schisteuses mais de plus petite taille, le long de la route de la Bérarde, dans le granite d'anatexie de Champhorent .

Ces enclaves schisteuses représentent, comme J. DIDIER et M. ROQUES (1961) l'ont constaté (1960) dans le Massif Central Français) soit les débris des roches réfractaires à l'anatexie, soit des résidus, enrichis de minéraux phylliteux, de couches ayant subi l'anatexie. En tout cas c'est un argument de plus pour voir dans le granite de Champhorent un granite d'anatexie.

VII - CONCLUSION A L'ETUDE DU GRANITE DU PELVOUX.

Le granite du Pelvoux est plus récent que la série cristallophyllienne car il est intrusif (Fig. 19).

Le faciès microgrenu semble être, localement, légèrement postérieur à la mise en place du granite du Pelvoux. Mais, l'existence d'enclaves surmicacées avec phénoblastes de feldspath et quartz conduit à penser que localement le microgranite peut être plus ancien que le granite du Pelvoux et que la mise en place de ce dernier a dû être un très long phénomène.

Localement encore, il semble, d'après l'étude des enclaves amphiboliques, que le granite du Pelvoux s'est produit par "granitisation indirecte" de roches grenues ou microgrenues basiques..

Au total on peut penser que le granite du Pelvoux résulte principalement d'une métasomatose silico-alcaline ayant suivi de peu la mise en place de roches éruptives basiques au sein de la vieille série cristallophyllienne. Cette métasomatose a pu largement déborder le cadre des roches basiques prégranitiques et granitiser des horizons divers des schistes cristallins préexistants.

Ainsi s'expliquerait peut-être l'existence de faciès, de structures et de chimismes divers pour ce "granite du Pelvoux" qui est beaucoup moins homogène, même sur un territoire limité comme le nôtre, que ne le laisse supposer cette appellation classique.

3ème PARTIE - TECTONIQUE

La structure du Haut Massif de l'Oisans a été étudiée par les anciens auteurs : E. de BEAUMONT, CH. LORY, P. TERMIER, A. ALLIX (1929) et plus récemment par P. BELLAIR (1948), P. BORDET (1963) et J. VERNET (1951) ; ce dernier s'est surtout intéressé à la tectonique de la couverture.

C'est ELIE de BEAUMONT qui parle le premier d'un déversement vers le NW du massif du Pelvoux à la Grave, au pied de la Meije.

P. TERMIER (1896) pense que l'ensemble du massif du Pelvoux a réagi comme un matériau plastique vis à vis des efforts orogéniques ; il admet un plissement antétriasique, qui pourrait être très ancien, avec une direction de plissement à peu près N 10-20, et un autre post-jurassique ou alpin. Les plis alpins seraient parallèles aux plis antétriasiques au NW du massif et présenteraient un déversement vers l'extérieur de la chaîne des Alpes.

P. BELLAIR (1946) pense que le haut massif est faillé suivant des directions N-S, NW-SE et E-W. Ces dernières s'allongent perpendiculairement à la poussée alpine, traçant les principales vallées (Romanche, Moyen Vénéon, Valgaudemar, etc.). Les accidents sont des décrochements longitudinaux, des failles cisailantes, plutôt que des cassures à rejets verticaux .

D'après A. ALLIX (1929), c'est un jeu de compressions différentielles, en somme "une tectonique de tiroirs inégalement tirés". Cet auteur a admis deux réseaux orthogonaux en Oisans, l'un N-S et E-W, correspondant à la direction hercynienne, l'autre NW-SE, correspondant à la direction des fractures alpines. Certains accidents sont liés à des phases de compression, d'autres à des phases de distension.

Enfin P. BORDET (1963) a divisé en deux groupes principaux les déformations dans le massif cristallin :

1) celles qui sont une séquelle de l'orogénèse hercynienne, présentant des caractères posthumes, c'est-à-dire rejeu d'accidents préexistants,

2) celles qui sont dues à l'orogénèse alpine et qui font apparaître des traits nouveaux mais agissant sur le socle, déjà affecté de dislocations. L'intensité des déformations tectoniques hercyniennes a été plus violente que celle des déformations alpines. Dans le massif cristallin, les directions alpines n'ont pas d'autonomie propre et la distinction entre les accidents d'âge hercynien et les accidents d'âge alpin est toujours délicate.

Les déformations anciennes (post-hercyniennes) sont dues à une phase de rémission de tension orogénique de sorte qu'elles accompagnent des accidents cassants, limitant des fossés d'effondrement des joints tectoniques. Elles affectent les premiers terrains postérieurs à l'orogénèse hercynienne (Houiller, Permien, Trias, Lias).

Les déformations récentes sont contemporaines de l'orogénèse alpine ou même postérieures. Ces déformations ont changé de caractère à partir du moment où le massif cristallin est sorti de son écrin protecteur. Auparavant, il était soumis à une simple compression transversale, ensuite il s'est trouvé soumis de flanc à la poussée tangentielle alpine.

J. LAMEYRE (1958) a indiqué, pour la couverture du socle du Massif des Grandes Rousses, deux phases successives de mouvements alpins : la première est à l'origine du plissement de la couverture autochtone et de l'écaillage du socle, la deuxième détermine le soulèvement final du vieux massif et le redressement consécutif de sa couverture. Mais avant d'être repris par les mouvements alpins, le socle antétriasique des Grandes Rousses a subi au moins deux phases tectoniques majeures : une phase antéstéphanienne qui a plissé les séries cristallophylliennes, suivie d'une phase affectant le Stéphanien discordant sur les schistes cristallins.

Nous ébaucherons l'étude tectonique de notre région dans deux cadres différents : en premier lieu dans le massif cristallin et cristallophyllien, en second lieu dans la couverture sédimentaire et particulièrement le synclinal pincé du triasico-liasique, au Nord du Champhorent, dans la Combe Blanche.

I - LE MASSIF CRISTALLIN.

A , DIRECTION DES ACCIDENTS.

Dans ce massif, nous distinguons quatre directions différentes des accidents : E-W N 80-100°, N-S N 35-20°, NW-SE N 140-100°, NE-SW N 35-55°.

1) Accidents E-W

Ils sont bien visibles sur les photos aériennes et aussi sur le terrain où ils favorisent la naissance de certains torrents qui creusent et accentuent les déformations tectoniques en question.

Le plus grand et le plus continu de ces accidents est celui qui passe par la Brèche du Rouget, descend à l'Est le Ravin de l'Arena et continue en rive gauche du ruisseau des Etançons par le ravin de la Sane, passant à l'Ouest des Rochers Rouges. Au N par la Brèche du Rouget, cet accident semble passer par Vallouzet. Enfin on arrive à son prolongement jusqu'au Nord de la Tête de Graou.

Il est très difficile de dire lequel des compartiments a été soulevé. Il semble que le compartiment nord ait avancé vers l'W dans la Brèche du Rouget, ainsi que dans la Tête de Graou.

Les ruisseaux qui descendent vers l'Est, depuis la Tête de la Marsare, semblent être le prolongement des accidents qui sont au Nord et au Sud de ce sommet.

On rencontre aussi beaucoup de ces accidents E-W N 100° dans le massif de granite porphyroïde au Sud Est de la Tête du Rouget.

Enfin, en rive gauche du Vénéon, toujours dans le massif granitique plus ou moins porphyroïde des Etages, nous avons pu distinguer, sur les photos aériennes, des accidents E-W par lesquels passent des ruisseaux qui rejoignent le vallon des Etages.

Il y aurait ainsi une faille dans le ruisseau de Frichaire, qui continue en rive droite du vallon des Etages par le ruisseau de la Fontaine. Une autre passant par la Tête de l'Ours, descendrait par le ruisseau de Malecombe et continue par le ruisseau des Males vers la Grande Aiguille de la Bérarde. Enfin une autre, au Nord du ruisseau de la Magnelaire se poursuit aussi en rive droite du vallon des Etages.

La faille qui passe par la Tête du Grand Bois semble changer de direction à partir du sommet et emprunter une partie du ruisseau de la Sèche qui descend vers le vallon des Etages.

A l'Est de la Bérarde, les ruisseaux qui descendent depuis le point 2518 et par le ravin de Landève semblent avoir établi leur lit dans des anciennes fractures tectoniques N 80, ainsi que le ravin de la Ruine.

Enfin, au fond du vallon de la Mariande, la faille qui passe dans le Col de Salude entre la Tête du Salude et la Tête de Liche est E-W et semble élever le compartiment sud.

Toutes ces failles sont dans le granite du Pelvoux, mais intéressent aussi les schistes cristallins dans lesquels le granite est intrusif.

2) Accidents N-S

Les failles N-S sont surtout développées dans le massif cristallophyllien, du côté de Saint-Christophe. Mais il n'est pas rare de les trouver dans le massif granitique à l'Est de Champhorent.

Dans le massif granitique, les failles N-S sont plus visibles sur les photos aériennes que celles du massif cristallophyllien.

A l'Est du massif du Soreiller, dans le Col Est, il semble qu'il existe une faille N-S dont le prolongement au Nord et au Sud n'est pas bien visible. Le seul argument, c'est la photo aérienne, mais à cause de l'altitude il m'a été impossible de le vérifier.

Une autre faille N-S, à l'W du massif du Soreiller cette fois, et qui passe dans le col de Burlan, semble se prolonger vers le Sud dans les ravins du Ruisseau-d'En-Bas.

Il semble que le compartiment ouest a été soulevé et le compartiment est avancé vers le Nord.

Une autre encore est celle de la Combe de Pierre Noire, très bien visible sur les photos aériennes. Mais masquée sur le terrain par les éboulis du ruisseau.

De même à la Combe de Piéméant, vers Champhorent, le compartiment E est abaissé, car la lèvre Est est faite de schistes cristallins tandis que la lèvre W est en granite.

Il y a un autre point à signaler aussi, en rive droite du Vénéon : lorsqu'on s'approche des terrains métamorphiques, c'est-à-dire vers l'W, presque tous les sommets des cônes d'éboulis correspondent à une cassure en direction plus ou moins N-S, sont soulignés, soit par des filons d'aplite, soit par le granite mylonitisé.

Dans les terrains métamorphiques migmatitisés. Tous les massifs au Nord et au Sud de Saint-Christophe sont hâchés, diaclasés, surtout en direction N-S N 350-20.

Ainsi une faille descend depuis l'Aiguille Rouge de la Toura vers la source du canal qui amène l'eau vers le Puy. Une autre, plus à l'W, passe par le point 1830 et descend vers le Moulin.

Une autre, sur la route de Saint-Christophe, limite les amphibolites migmatitiques et les embréchites rubanées ; une autre, passe entre ces amphibolites migmatitiques et les gneiss du groupe de Plan du Lac.

Enfin, le ruisseau de Mura, dans le vallon de la Selle et, plus à droite, le ruisseau qui descend depuis la brèche de Saint-Christophe, correspondraient à une faille ainsi que leur prolongement au Sud.

D'ailleurs tous les ruisseaux qui descendent dans le vallon de la Selle, m'ont paru être le résultat de cassures tectoniques de direction N-S.

3) Accidents NW-SE.

Dans les terrains métamorphiques, on peut signaler d'abord la faille de l'Alpe du Pin, qui passe juste au Nord du refuge et s'aligne suivant la direction N 160.

Une autre faille montrant cette direction caractéristique est la fracture qui est dans la Combe de la Colette. Déjà reconnue en 1942 par P. BELLAIR, (ND Lam Chabrou)

Nous pouvons ajouter qu'elle est facilement observable sur les photos aériennes. Mais son prolongement en rive gauche du vallon de Lanchâtra n'est pas bien net, peut-être parcequ'elle passe à une flexure dans la couverture sédimentaire. Enfin on arrive à la prolonger au SE par les "Grandes Fumas".

Nous avons trouvé les traces d'une autre faille au pied du Pierroux, vers le point 2199 en direction du NW-SE. Là la roche montre beaucoup de feldspaths porphyroïdes cassés et les terrains métamorphiques deviennent schisteux.

La faille qui passe entre le Pierroux et le Peigne du Pierroux mettant en contact le granite et le métamorphique, semble être de direction NW-SE également, et le compartiment W paraît avancé vers l'W.

Vers le fond du vallon de la Mariande, une faille descend depuis les Côtes du Loup ; elle traverse le vallon vers le point coté 2000 et se prolonge par les Araits en rive droite, en montant vers la Tête du Caneton.

Enfin, à l'embouchure du ruisseau de la Muande (Lavey) il y a une faille partant du chalet de Raya, qui se prolonge vers la Tête de l'Ours ; de là, elle semble changer de direction et passer de NW-SE à E-W en empruntant le lit du ruisseau de Male Combe.

Dans la partie granitique, la faille nette et la plus caractéristique est celle de la Combe Belliou. Elle a la même direction que la faille que l'on trouve à l'Est de la Bérarde, dans le ravin de Ruinette et qui se prolonge jusqu'à la Pointe de Pié-Bérarde. Elle est plutôt VW-SE que NNW-SSE.

D'après les photos aériennes, je place l'accident qui passe à l'Est du sommet de la Grande Aiguille de la Bérarde et qui emprunte le couloir nord du sommet, dans le groupe d'accidents NW-SE.

4) Accidents NE-SW.

Dans les schistes cristallins, je citerai la faille qui est à l'W du Cloutet, vers le haut du grand cône d'éboulis qui descend au Plan du Lac, et celle qui est à l'Est de la Coche, dans les cônes d'éboulis 1298, à l'Est de la Combe Taillis.

P. BELLAIR, 1942, avait cité une faille perpendiculaire à celle qui passe dans la Draye de la Colette et qui cause une dénivellation de 100 mètres avec une cassure verticale ou subverticale dans le cristallin.

Je suppose qu'elle est alors le prolongement de celle que j'ai décrite plus haut, à l'Est de la Coche.

L'une des plus spectaculaire de ces failles est sûrement celle qui passe par la Combe Blanche et met en contact les migmatites avec le granite.

Cette faille NW-SE limite le synclinal mésozoïque pincé à l'Est. Elle intéresse alors aussi le Mésozoïque. Elle est donc postérieure au Lias, comme l'a conclu P. BELLAIR pour la faille qui passe à l'Est de la Coche dans le vallon de Lanchâtra.

Dans le granite on peut citer deux failles NW-SE que j'ai pu apercevoir sur les photos aériennes, dont l'une passerait par le ravin de l'Encoula, traversant même le glacier du même nom, et montant jusqu'au Rocher de l'Encoula (3533 m).

B . DEVERSEMENT DES SERIES VERS L'OUEST.

Après ELIE de BEAUMONT, qui a observé un déversement du cristallin sur les autres séries de la Grave, Charles LORY a signalé un déversement du synclinal liasique d'Allemont, chevauché à l'W par le massif cristallin de Belledonne.

De même P. BELLAIR (1941) a observé des déversements à l'W jusqu'au chevauchement par suite des abaissments d'axe du synclinal liasique de Champhorent.

Enfin, J. VERNET (1951), au SE de la Chapelle-en-Valgaudemar, a mis en évidence le déversement du cristallin vers l'WSW et considère ce massif comme mis en place selon un style tectonique plastique à grande échelle.

A part le synclinal triasico-liasique de Champhorent déversé vers l'Ouest, nous avons des schistes cristallins avec des pendages E entre le Bourg d'Arud et Champhorent, et au fur et à mesure qu'on avance vers l'Est on observe un léger chevauchement qui fait remonter les horizons plus migmatisés sur les horizons qui le sont moins, tandis que ce devrait être le contraire.

II - COUVERTURE SEDIMENTAIRE TRIASICO-LIASIQUE.

Nous avons un petit synclinal mésozoïque pincé dans la série cristallophyllienne.

De plus, J. VERNET (1951) suppose un synclinal pincé sous l'Aiguille du Plat de la Selle, qui serait le prolongement des terrains sédimentaires du Col de la Lauze, chevauchés par la Meije. Le synclinal de Graou-Champhorent serait le prolongement de l'assise du Jandri et non celui de l'Aiguille du Plat de la Selle. Cette zone de synclinaux pincés passerait dans le vallon de la Lavey pour rejoindre le synclinal qui passe au Rif du Sap.

Pour notre part, nous avons vu seulement le synclinal de Champhorent, en rive droite de la Combe Blanche, mais nous n'avons pas pu vérifier l'existence de synclinal sur l'Aiguille du Plat de la Selle, à cause de la haute altitude.

Le synclinal est de direction N-S. Le Trias, représenté par des dolomies, des cargneules et des calcaires dolomitiques se situe sur les deux bords du synclinal. Au coeur, se trouve un Lias en petites plaquettes schisteuses.

C'est un synclinal dissymétrique qui semble être penché vers l'Ouest. C'est le flanc nord qui est le plus mince.

La faille qui passe dans la Combe Blanche fait disparaître le bord Est du synclinal et se prolonge (d'après

P. BELLAIR) vers le Sud, sur le versant droit de Lavey et, vers le Nord, se rattache au système des coins de synclinaux de Jandri.

CONCLUSIONS GENERALES.

L'histoire de nos séries cristallophylliennes commencent par une sédimentation d'une série arénacée plus ou moins pélitique alternant avec des séries marneuses. Localement, il existe des projections volcaniques acides. L'importance des intercalations marneuses semble augmenter vers le bas de la série.

Cette série est relativement riche en alumine et surtout en silice. Il n'est pas impossible que cette richesse en silice provienne du remaniement des projections volcaniques acides qui se manifestent de temps en temps. Par contre la série est assez pauvre en calcium car il n'existe pas de cipolin dans notre région d'étude.

Puis vient un métamorphisme qui s'effectue dans la zone des gneiss à deux micas. Il est probablement hercynien et correspond peut-être à la phase "Sudete".

Ce métamorphisme est accompagné d'une mobilisation des éléments chimiques qui, conjointement à un faible apport silico-potassique, donne à la base de la série une migmatisation générale qui va jusqu'au granite d'anatexie. On notera surtout la faible puissance de la zone des Anatexites, ce qui est assez normal puisque le front des migmatites atteint la partie supérieure de la zone des gneiss supérieurs.

Cette série cristallophyllienne est plissée avant la mise en place du granite du Pelvoux.

C'est au Viséen supérieur que le granite du Pelvoux se met en place dans ces migmatites, d'après les âges absolus déterminés au NW dans le secteur du Rochail (J.M. BUFFIERE, 1964).

D'après P. BELLAIR (1948) le granite du Pelvoux est un granite refondu et non régénéré. L'élaboration de ce granite se serait donc faite sans apport profond.

J.M. BUFFIERE (1964) croit à une assimilation d'un matériel antérieur granité par métasomatose silico-alkaline, et imagine un matériel prégranitique dioritique mis en place postérieurement au métamorphisme anté-houiller.

Nous avons aussi dans notre région des enclaves amphiboliques ou dioritiques dans le granite du Pelvoux. Certaines ont été granitisées par métasomatose silico-potassique. De sorte que, localement au moins, nous pouvons invoquer le même phénomène de granitisation indirecte que dans le massif du Rochail.

P. BELLAIR admet que c'est au Lias seulement que le massif du Pelvoux est définitivement constitué en un bloc rigide et sans fissure.

L'existence de petits synclinaux triasico-liasiques (synclinal de Champhorent), témoignent de mouvements tectoniques au moins post-liasiques.

Plus tard, le métamorphisme alpin se manifeste (début de l'Oligocène ?). Il semble se traduire par une rétomorphose plus ou moins sporadique responsable de la chloritisation des biotites et de la saussuritisation ou de la séricitisation des feldspaths. Mais nous n'avons pas de preuves certaines de l'âge alpin de ce phénomène

dans notre région d'étude et, au moins en ce qui concerne le granite, il pourrait être dû aussi, comme l'a montré J.M. BUFFIERE dans le massif du Rochail, à une remobilisation partielle datant de la fin de la mise en place du granite du Pelvoux.

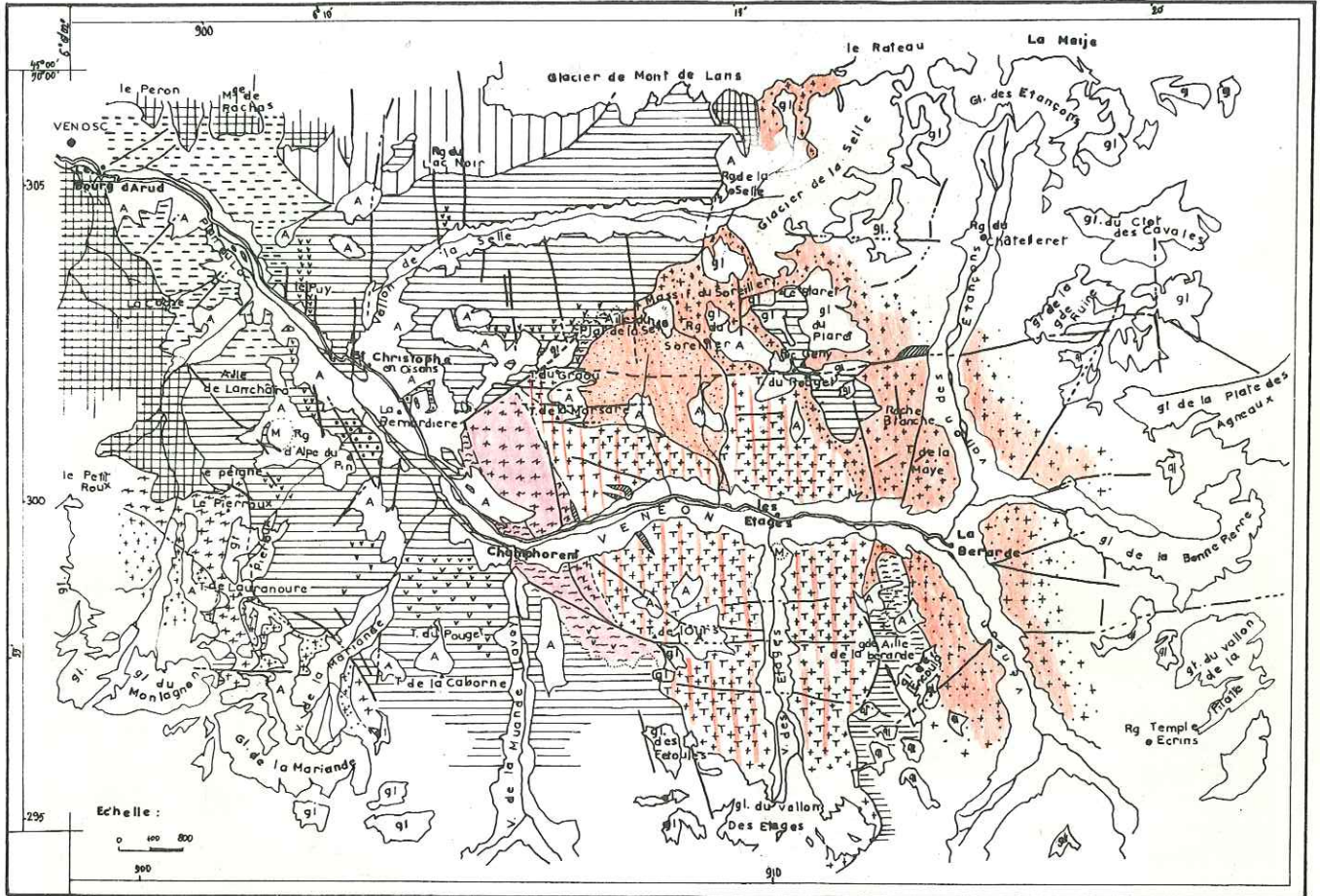
Le pendage est des migmatites, et l'allure tectonique du synclinal mésozoïque du Champhorent permettent de conclure à un déversement, vers le Sud Ouest des séries, probablement lié aux mouvements de compression anté-nummulitiques.

Enfin, on peut entrevoir un soulèvement du massif par réajustement isostatique, correspondant à la phase tectonique majeure commençant au Pontien. Ces mouvements verticaux semblent être les plus importants dans le massif du Pelvoux, comme dans les autres massifs cristallins externes.

BIBLIOGRAPHIE

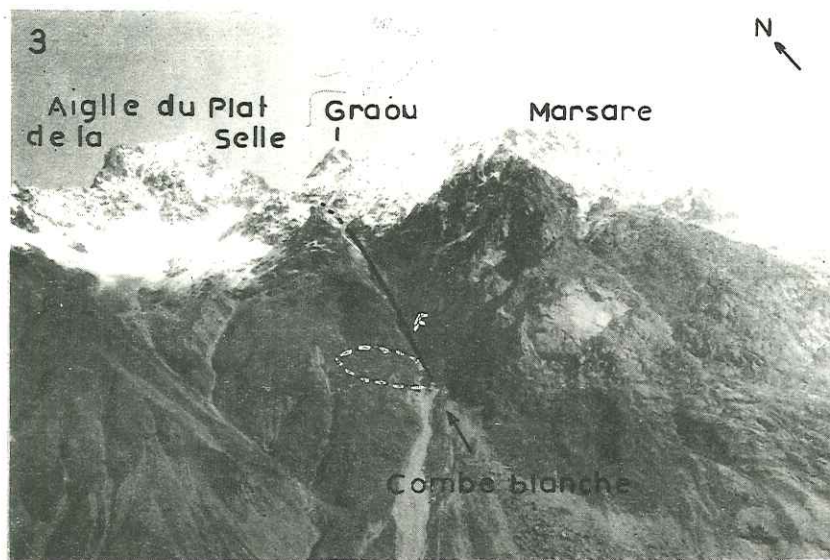
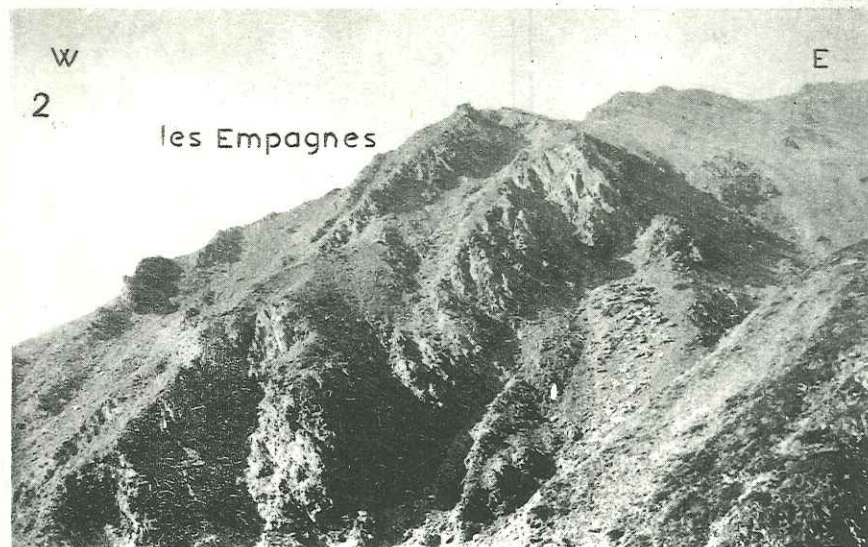
- ALLIX A, (1929) - Un pays de haute montagne : l'Oisans.
- BELLAIR P. (1938) - Sur l'origine du granite du Pelvoux C.R.A.S.,
206-p.189
- " (1946) - Les particularités structurales du massif des Ecrins-
Pelvoux, C.R.; A.S, 223 p.1159-1160
- " (1948) - Pétrographie et tectonique des massifs centraux
Dauphinois - Le Haut Massif, Mém. Carte Géol. France.
- BORDET, P (1963) - Déformations anciennes, récentes et actuelles dans
les massifs cristallins externes des Alpes françaises.
T.L.G. t.39 p.173
- BUFFIERE J, M. (1964) - Les formations cristallines de l'extrémité N.W. du
massif du Pelvoux, T.L.G. t.40; p.45.
- DIDIER J. et ROQUES M. (1961) - Nature des enclaves dans les différents types de granite
du Massif Central Français, XXI Int. géol. Congress,
t. XIV.
- LAMEYRE, J. (1958) - La partie Nord du massif des Grandes-Rousses,
T.L.G., t.34 p.83
- LAPPARENT A. (1909) - Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises.
- MICHEL R. et BERTHET P. (1958) - Les formations cristallophylliennes de la Belledonne
dans la vallée de la Romanche, C.R.A.S., t.246, p.1888.
- MICHEL R. et VEROLLET G. (1962) - Sur la présence de roches volcaniques dans la série
cristallophyllienne du Tabor de la Matheysine.
C.R.S.G.F., p.321.
- TERMIER P. (1896) - Sur la tectonique du Massif du Pelvoux, B.S.G.F.
série 3 t. XXIV p.734
- " (1897) - Sur le granite du Pelvoux. C.R.A.S. t.114 p.317-320
- VERNET J. (1951) - Aspect structuraux de la surface cristalline dans la partie
W. du massif du Pelvoux, (Saint-Christophe) B.S.C.G.F.,
N°232, t.49.

CARTE SCHEMATIQUE DES AFFLEUREMENTS



LEGENDE :

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | gl Glacier | | Migmatites à facies mafique |
| | al, A, M alluvions, ebojis, morains | | Granite d'anatexie |
| | PL Terrains Sedimentaires (Trias Lias) | | Migmatites Hétérogènes (Gneiss) |
| | Groupe de Plan du Lac Gneiss oeilé | | Granite du Pelvaux à facies blanc = <i>γ Arvancé.</i> |
| | Groupe de St Christophe Embrechifés oeilés-rubannés | | à facies porphyroide = <i>γ des Etages.</i> |
| | Migmatites Amphiboliques | | Microgranite |
| | Porphyroïdes | | Enclaves amphiboliques |
| | | | Faïlle |



Complément
PHOTO 1 - Embréchites amygdalaires de l'Alpe du Pin (SE de Saint-Christophe en Oisans ,

- " 2 - Les Tufs rhyolitiques schisteux des Empagnes au NE de Saint-Christophe, par lesquels descendent les grands cônes d'éboulis.
- " 3 - Aiguille du Plat de la Selle vue depuis le versant sud. En premier plan, la Combe Blanche et le synclinal Triaso-Liasique de Champhorent.
- " 4 - Les affleurements des amphibolites migmatitiques du Plat, à l'W de l'Aiguille du Plat de la Selle.

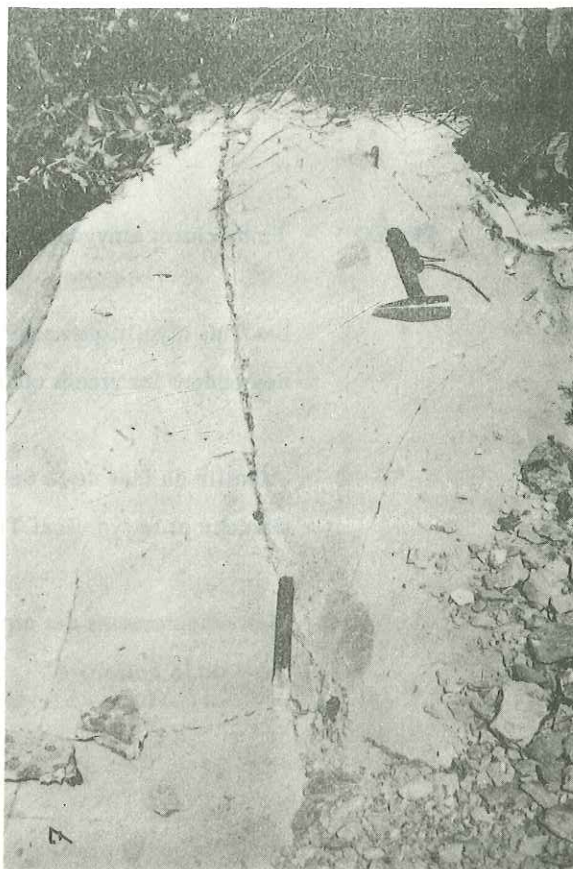
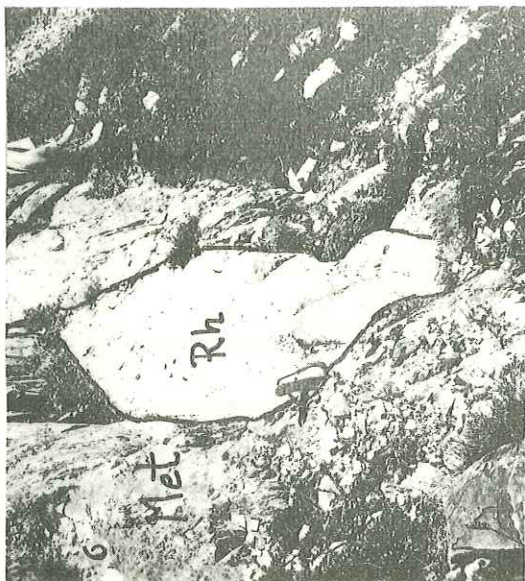


PHOTO - 5 - Rhyolites massives dans la Combe d'Aiguilla entre les cotes 1600 - 1700. Elle est traversée par les lits aplitiques et granitiques.

" - 6 - Une lentille de rhyolite massive sur le sentier de l'Alpe du Pin à l'altitude 1550.

" - 7 - Rhyolite massive contenant des enclaves d'anciennes brèches volcaniques. (dans le ruisseau qui descend au Vénéon depuis la Bernardière).

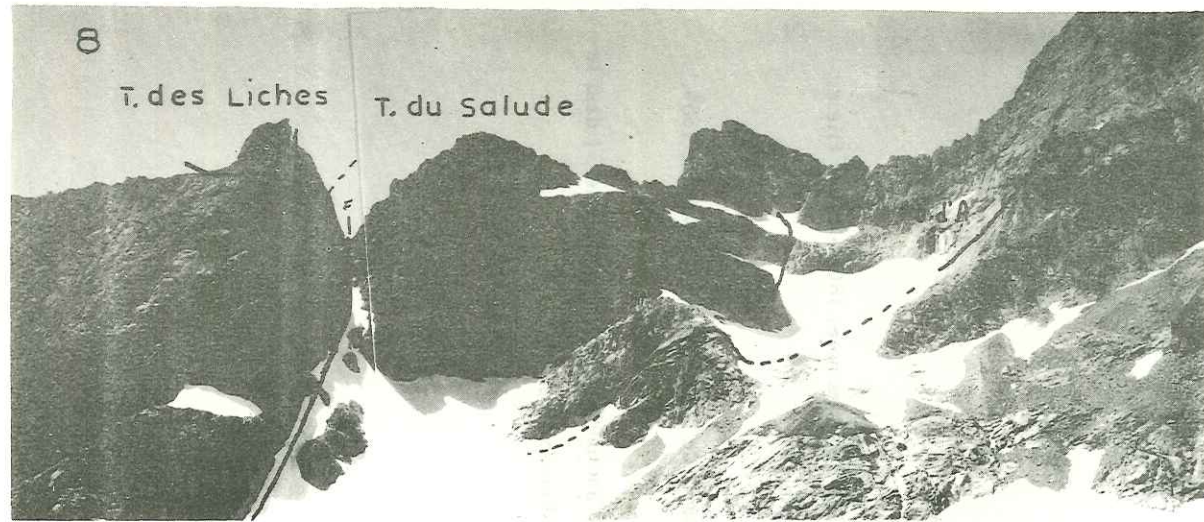
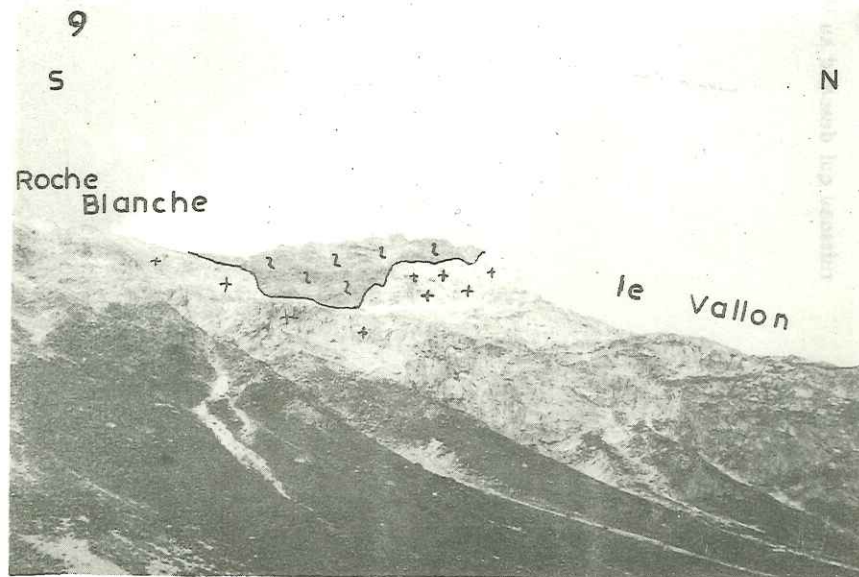


PLANCHE III - PHOTOS - 8 - 9 - 10

GRANITE DE LA BERARDE - INTRUSIF DANS LES MIGMATITES



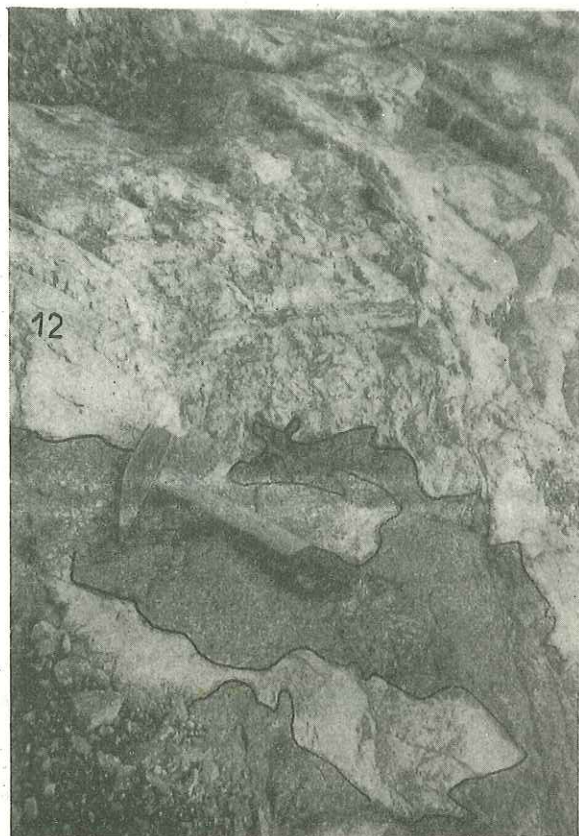
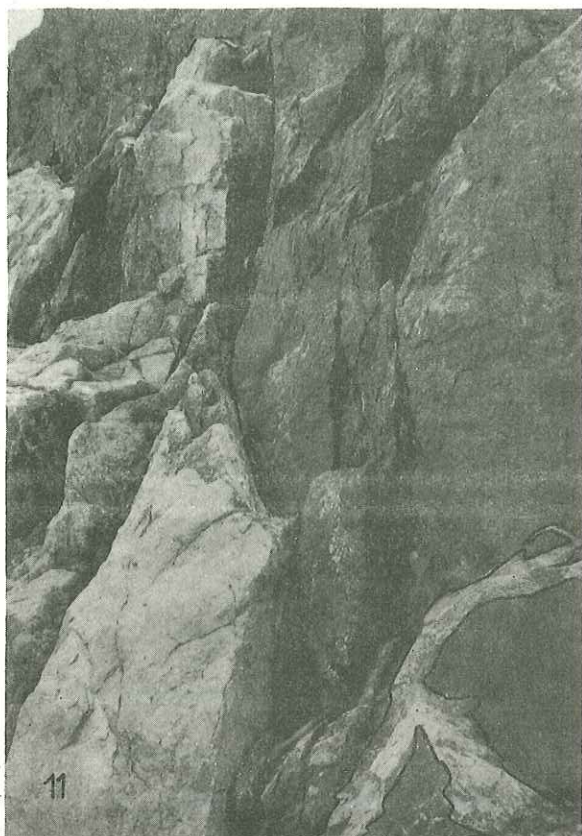


PLANCHE IV - PHOTOS - 11 - 12 - 13
INTRUSION DU GRANITE DE LA BERARDE DANS LES MIGMATITES
AVEC LES APOPHYSES (11 - 12)

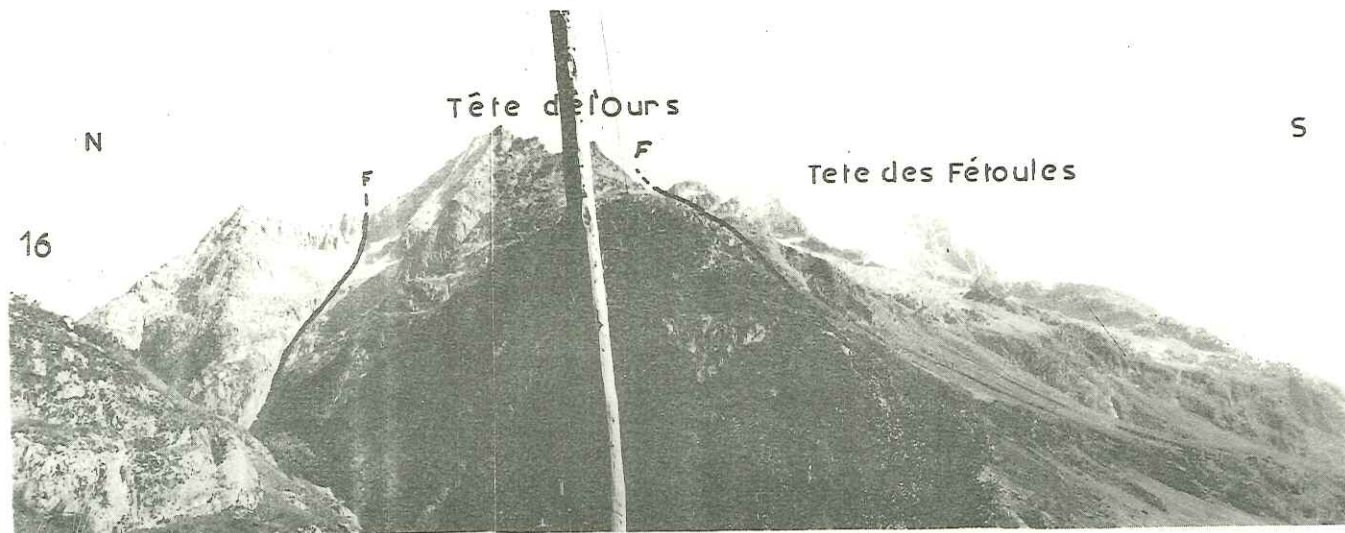
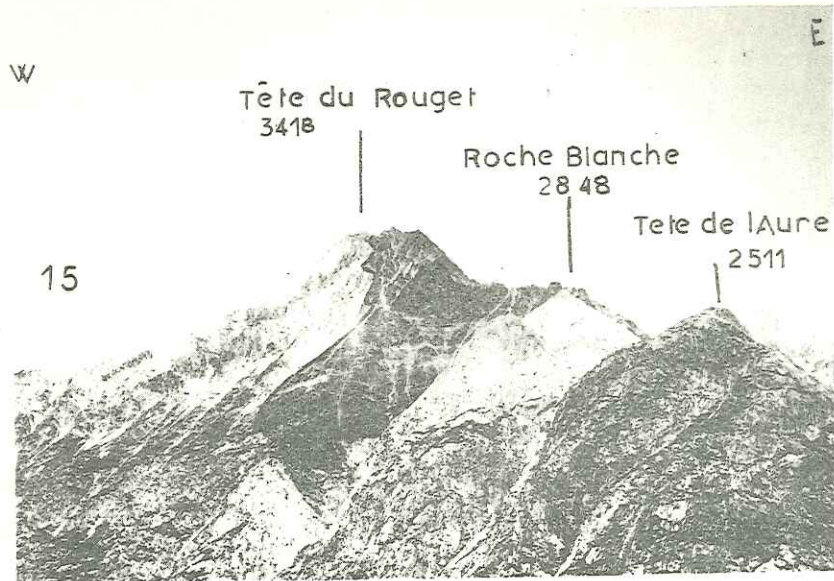
PLANCHE V

14 - Intrusion du granite de la Bérarde à la Tête du Plaret.

15 - Le lambeau de terrain métamorphique entre la Tête du Rouget et la Roche Blanche.

16 - Le versant NW de la Tête de L'Ours, en deuxième plan la Tête des Fetouls.

PLANCHE VI
L'ÉCHÉLONNEMENT DES GRANITES DE LA RÉGION DE BÉRARDE
ET DE LA TÊTE DU ROUGET



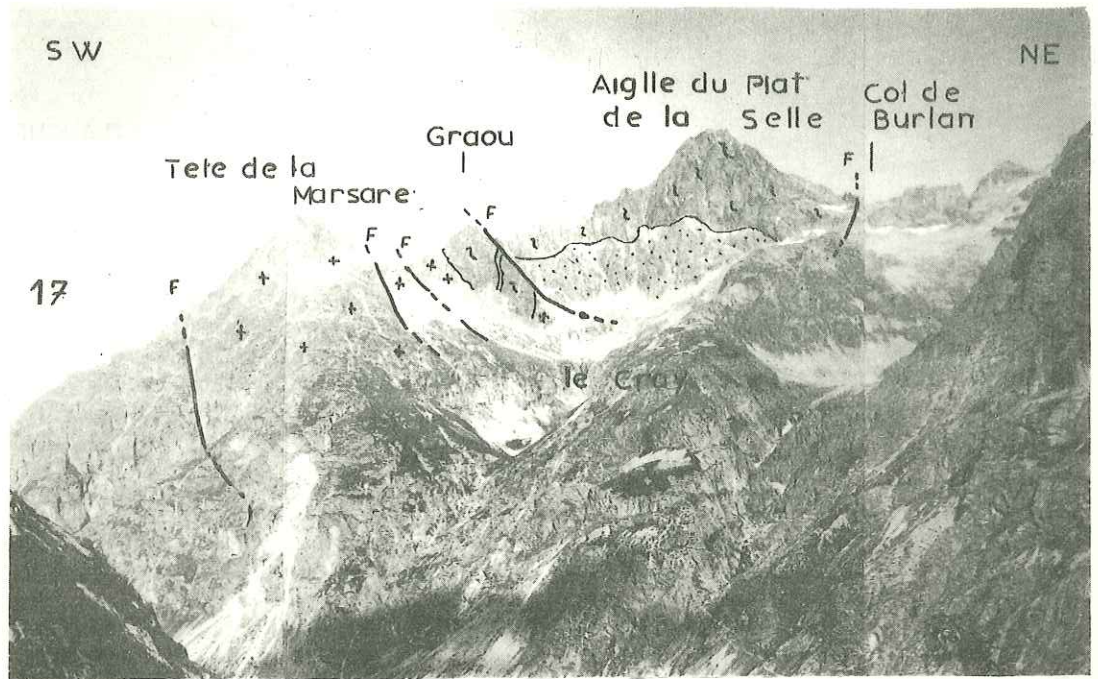


PLANCHE VI

PHOTO - 17 - Vue d'ensemble de la Tête de la Marsare - Tête de Graou, Aiguille du Plat de la Selle.

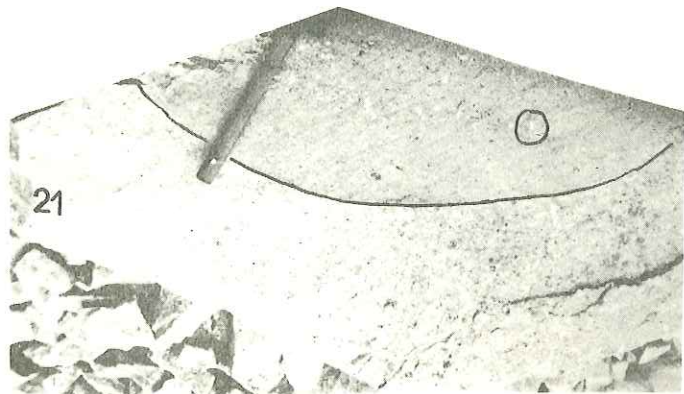
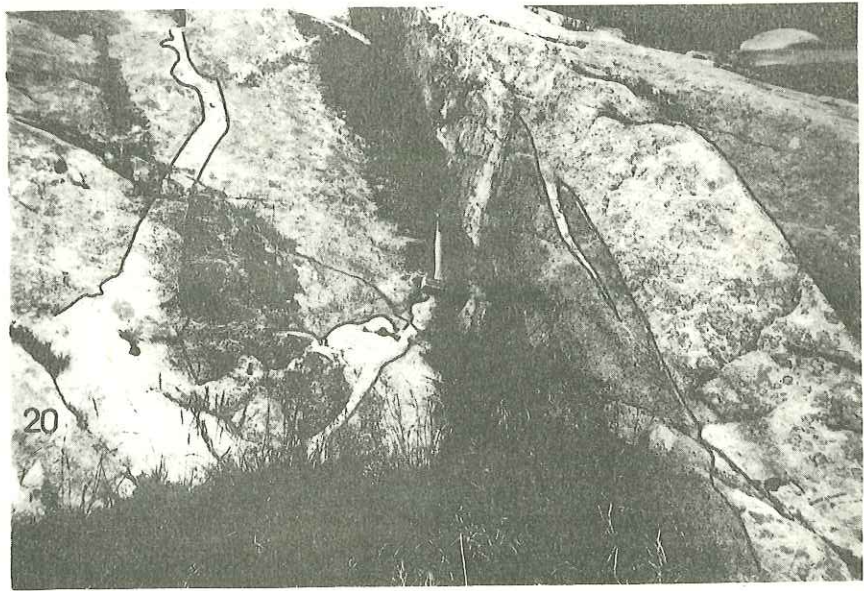
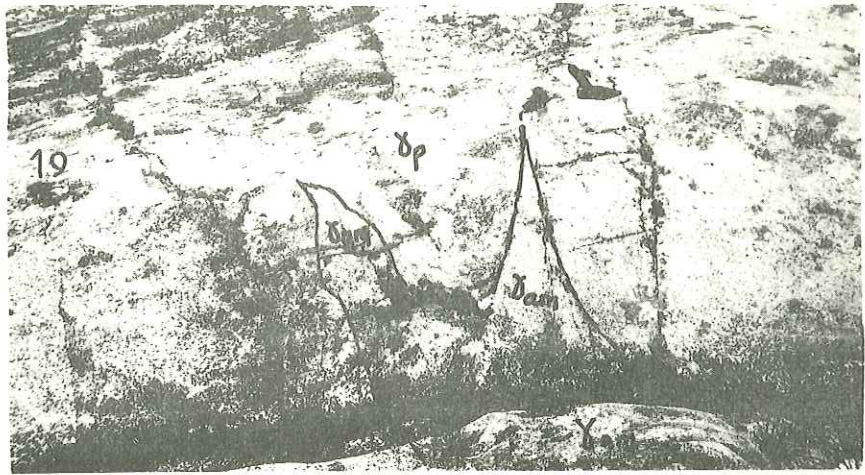
PHOTO - 18 - Débitement en dalle du granite porphyroïde des Etages.

PLANCHE VII

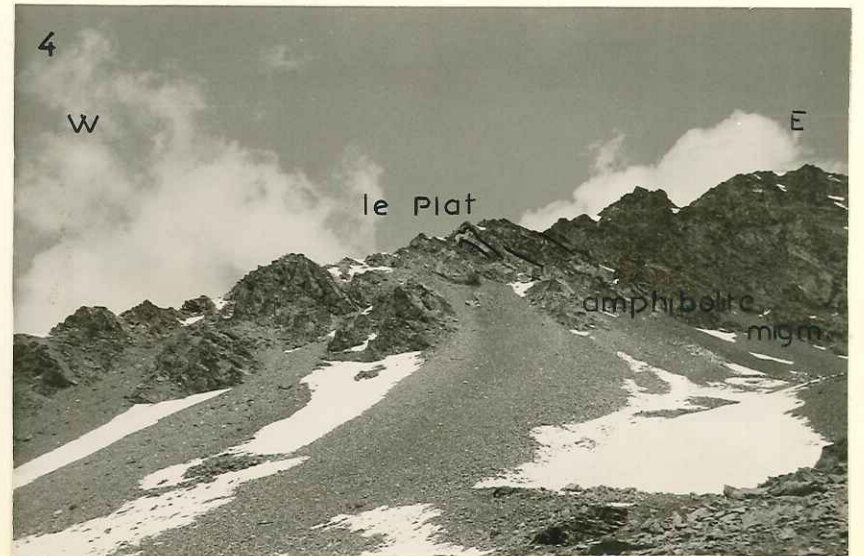
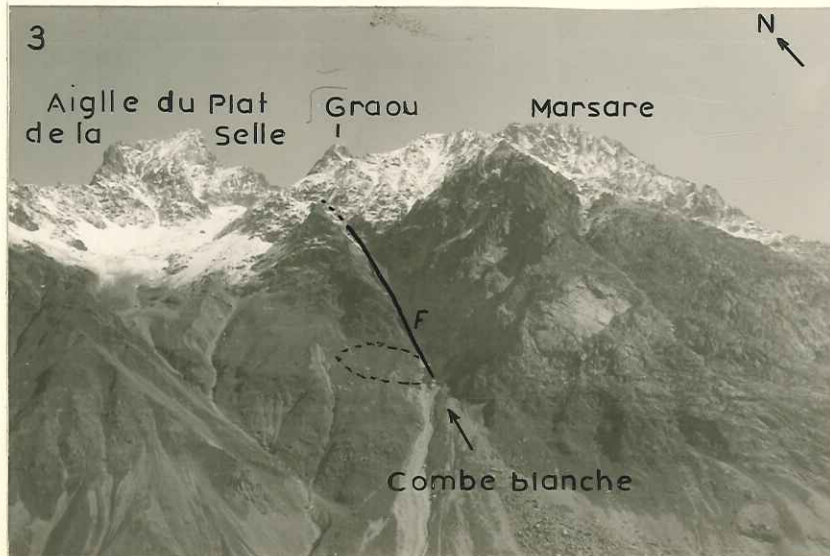
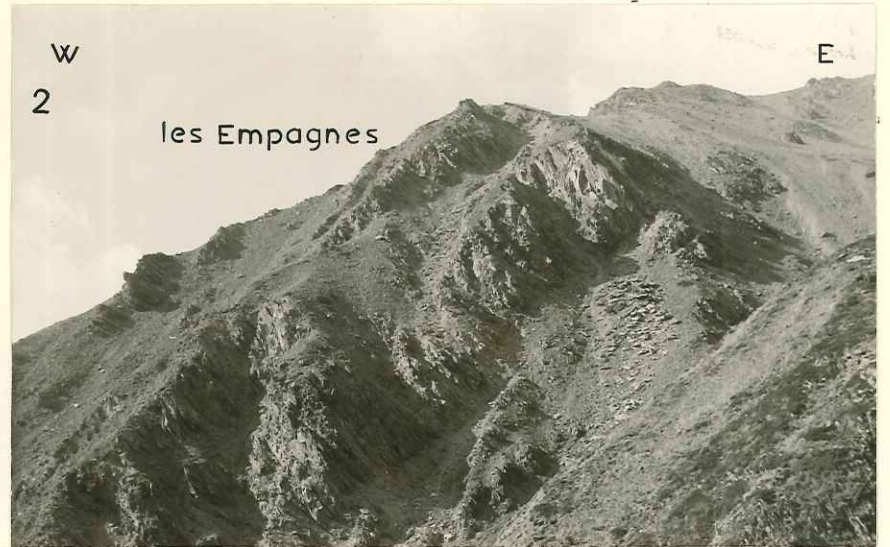
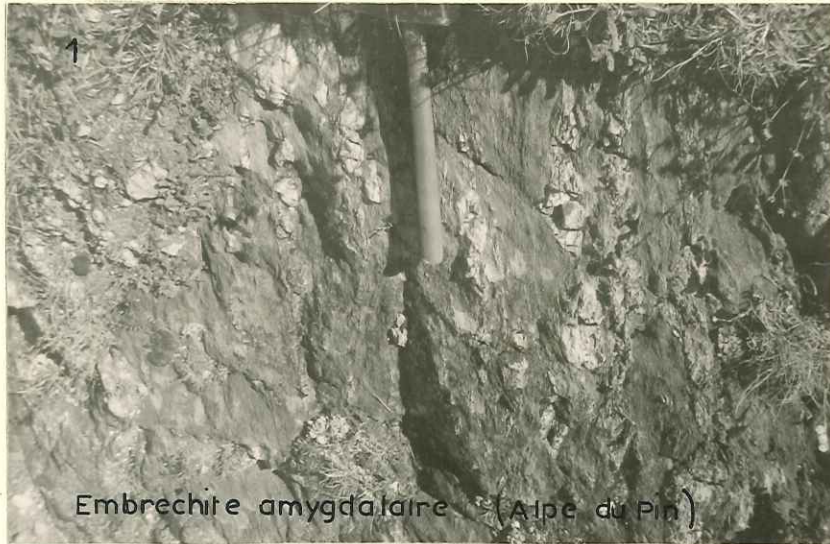
PHOTO - 19 - Granite amphibolique dans le granite de la Béarde

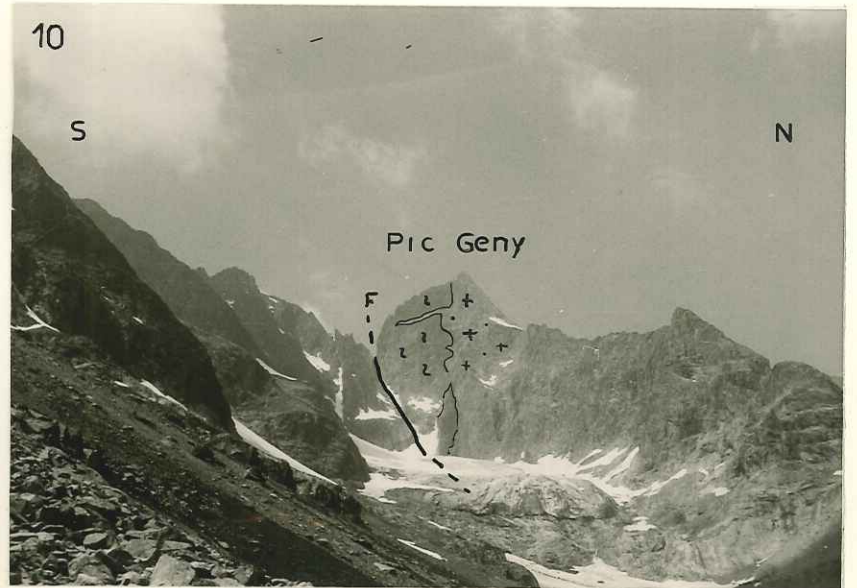
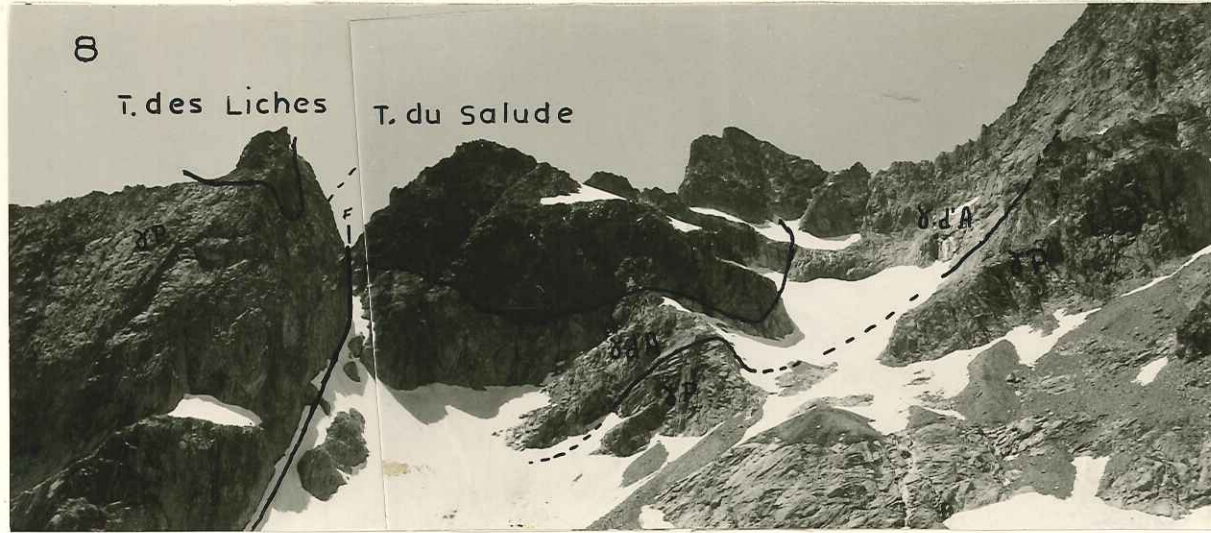
PHOTO - 20 - Enclave dioritique du Ravin de l'Aréna traversé par les apophyses de la Béarde.

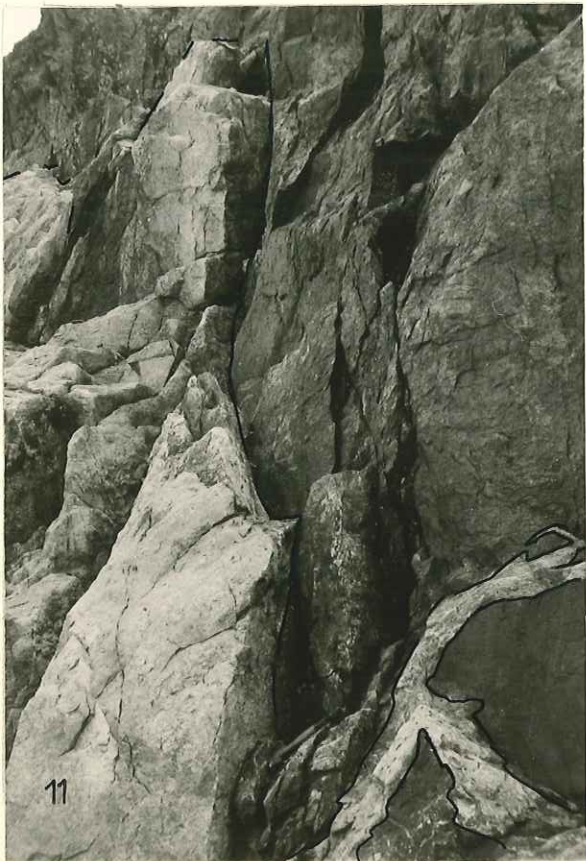
PHOTO - 21 - Enclave en lentille surmicacée dans le granite porphyroïde des Etages.











050 033495 2

