



**HAL**  
open science

# Etude géologique du volcanisme permien du Guil, de la Haute -Ubaye et Haute Maira - Alpes franco-italiennes.

Daniel Lonchamp

► **To cite this version:**

Daniel Lonchamp. Etude géologique du volcanisme permien du Guil, de la Haute -Ubaye et Haute Maira - Alpes franco-italiennes.. Minéralogie. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1962. Français. NNT: . tel-00615444

**HAL Id: tel-00615444**

**<https://theses.hal.science/tel-00615444>**

Submitted on 19 Aug 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.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DOCUMENTATION

15, RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TÉL. (33) 76 63 59 66  
FAX. (33) 76 67 62 43

Daniel LONCHAMPT

1962

ETUDE GÉOLOGIQUE DU VOLCANISME PERMIEN DU GUIL,

DE LA HAUTE-UBAYE et HAUTE-MAIRA.

(Alpes franco-italiennes)

Thèse présentée à la Faculté des Sciences de  
l'Université de Grenoble pour l'obtention du grade de  
Docteur du 3<sup>e</sup> Cycle de Géologie Approfondie (Spécialité  
Géologie des Chaînes de Montagnes).

soutenue publiquement le 22 juin devant la  
Commission d'Examen.

Jury : M. Le Doyen L. MORET  
MM. les Professeurs R. BARBIER  
R. MICHEL  
J. DEBELMAS.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DOCUMENTATION  
15, RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TÉL. (33) 76 63 59 66  
FAX. (33) 76 67 62 43

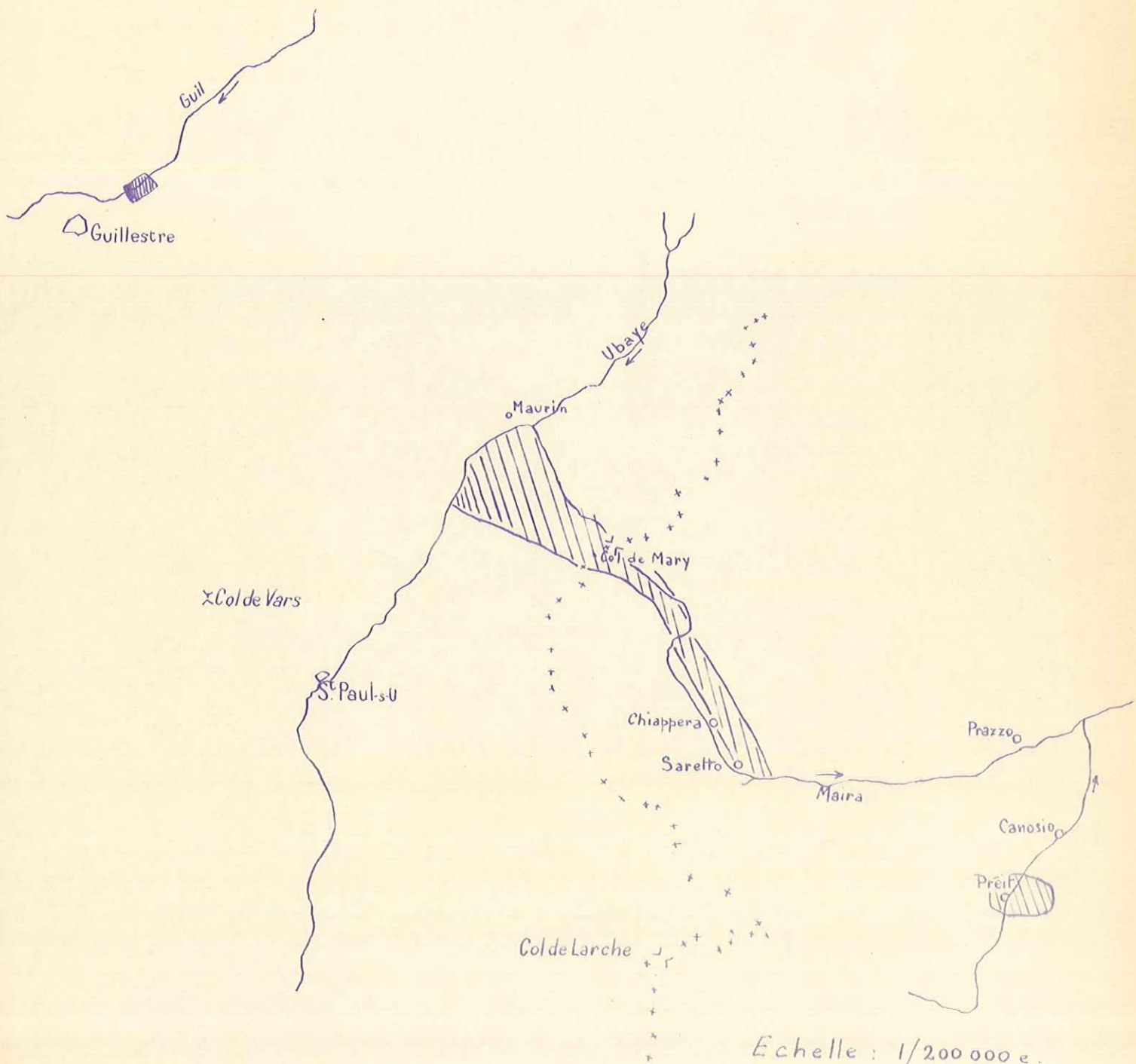
Avant de présenter ce mémoire, je tiens à remercier Monsieur le Doyen Moret et Monsieur le Professeur Barbier qui m'ont accepté au Laboratoire de Géologie de Grenoble dans le cadre du 3<sup>e</sup> Cycle de Géologie approfondie.

Qu'il me soit permis d'exprimer ici, toute ma reconnaissance à Monsieur le Professeur Michel qui m'a confié ce travail et m'a beaucoup aidé, avec la plus grande bienveillance, dans son élaboration.

Je remercie vivement Messieurs les Professeurs Roques et Lapadu-Hergues qui m'ont permis d'effectuer et faire effectuer quelques analyses chimiques au Laboratoire de Géologie de Clermont-Ferrand.

Tout au long de ce travail, Monsieur Violen m'a apporté de nombreux et utiles renseignements, qu'il en soit aussi vivement remercié.

SITUATION DES GISEMENTS VOLCANIQUES ETUDIÉS.





# S O M M A I R E

-----

pages

Introduction. Historique des recherches.....	I
<b>- <u>PREMIERE PARTIE</u> : LE GISEMENT VOLCANIQUE PERMIEN DU GUIL</b>	
- Situation géographique .....	5
- Cadre géologique.....	5
- Le Houiller .....	6
- Le Verrucano .....	8
<u>Les formations volcaniques.</u>	
- Description générale .....	9
- La brèche à ciment rhyolitique .....	II
- Les tufs rhyodacitiques .....	16
- Les dacites et leur couverture de tufs et brèches.	20
- Etude pétrochimique.....	25
- Minéralisations et métamorphisme....	34
<b>- <u>DEUXIEME PARTIE</u> : LES GISEMENTS VOLCANIQUES PERMIENS DE LA HAUTE UBAYE ET DE LA HAUTE MAIRA.</b>	
<b>-A- <u>Gisement du Marinnet et Valle del maurin</u> .....</b>	<b>39</b>
<u>GISEMENT DU MARINET</u> .....	39
- Cadre géologique .....	39
Le Carbonifère .....	40
Le Verrucano .....	41
- <u>Les formations volcaniques</u> .....	43
- Coupe N° I (ou Coupe type) ...	44
- " N° 2 .....	52
- " N° 3 .....	53
- " N° 4 .....	55
- " N° 5 .....	58
- " N° 6 .....	64
- " N° 7 .....	66

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES SCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 B.P. 53  
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 43 58  
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

GISEMENT DU VALLE DEL MAURIN .....	68
- Zone Col de Mary Colle Greguri .....	69
- Zone de Chiappera Saretto .....	72
<u>Etude pétrochimique</u> .....	75
-B- <u>Gisements de Preit</u> ..	
- Etude pétrographique .....	79
- Etude pétrochimique .....	81
-C- <u>Caractères déterminant la nature des facies volcaniques.</u> .....	83
-D- <u>Métamorphisme et altération.</u>	
- Caractères généraux du métamorphisme alpin dans ces facies volcaniques .....	87
- Zonéographie .....	89
- Signification de l'albite et de l'épidote .....	90
- Schistosité cristallophyllienne et clivage schisteux .....	92
- Importance du dynamométamorphisme .....	94
- Les produits d'altération .....	94
- Les minéralisations annexes .....	95
. Les lentilles d'exsudation .....	95
. Les filons hydrothermaux de Quartz .....	97
. Les filons hydrothermaux à paragénèse complexe .....	97
• Etude pétrographique .....	98
- Age Alpin .....	99
- Caractères métamorphiques de l'albite. Origine métamorphique hydrothermale des minéralisations .....	100
<u>TROISIEME PARTIE : CONCLUSIONS GENERALES</u> .....	102





## I N T R O D U C T I O N

-----

Le but de ce travail étant l'étude du volcanisme permien du Guil, de la Haute-Ubaye et de la Haute-Maira, la dispersion de ces régions me fut un certain handicap, à la fois géologique et matériel. Je ne saurais toutefois me plaindre car ce fut l'occasion de mon premier contact, combien exaltant! avec la Montagne et la Géologie Alpine dans des régions particulièrement belles.

La répartition géographique de ces gisements volcaniques permien est pas quelconque, mais se situe sur l'axe d'une unité structurale bien individualisée dans la zone Briançonnaise. Cette unité affecte la forme d'une longue bande anticlinale dont une première coupe est très nette dans les gorges du Guil, la seconde au Marinet (Haute-Ubaye), mais qui perd peu à peu son style anticlinal sur le versant italien.

Les observations faites sur le matériel volcanique sont rares et datent en grande partie de la fin du siècle dernier. Elles sont dues, en France à Ch. Lory, W. Kilian et P. Termier; en Italie à S. Franchi.

### Gisement du Guil.

Ch. Lory, en 1883, signale pour la première fois " La roche éruptive de Guillestre " dans sa " Note sur deux faits nouveaux de la Géologie du Briançonnais " en lui consacrant quelques lignes précisant son âge permien.

En 1891 W. Kilian mentionne de nouveau cette roche dont les échantillons communiqués à A. Michel-Lévy sont reconnus par celui-ci comme Porphyrites.

Enfin en 1901, W. Kilian et P. Termier, en rappelant la position stratigraphique permienne, apportent quelques observations sur ce gisement du Guil : l'existence de deux faciès, l'un vert, souvent schisteux, l'autre lie de vin, moins abimé. L'étude microscopique d'échantillons lie de vin jointe à une analyse chimique, leur permet de reconnaître une andésite (terme rigoureusement synonyme de celui de Porphyrite, selon P. Termier. Toutefois ils émettent la possibilité d'un gisement laccolitique, auquel cas le terme de microdiorite conviendrait mieux. L'apatite rouge, abondante dans ces roches, fait l'objet d'une note de P. Termier (1900).

F. Blanchet, dans sa thèse sur " Les montagnes d'Escreins " reprend les résultats de W. Kilian et P. Termier, mais y ajoute la présence d'une zone de brèche et cinérite en bordure de la route, à l'extrémité amont de l'affleurement.

R. Feys dans son " Étude du Carbonifère briançonnais " (1957) publie une analyse chimique du faciès lie de vin du Guil.

En fait, ce gisement est beaucoup plus complexe que ces précédentes observations ne le font apparaître. Cela est dû sans doute à l'accès peu aisé des rives du Guil en cet endroit, et à la tentation de considérer la coupe offerte par la route du Queyras comme suffisante. J'ai prospecté dans la mesure du possible les deux rives du Guil, et ceci m'a permis d'apporter un certain nombre de faits nouveaux.



Gisement de la Haute-Ubaye (zone du Marinnet).

La seule note pétrographique sur les formations éruptives du Marinnet Vallon de Mary date de 1895. Elle est dûe à W. Kilian et P. Termier qui signalent pour la première fois l'existence d'une roche éruptive dans le Massif du Chambeyron dont la zone Marinnet-Vallon de Mary est une dépendance. Ils montrent l'âge triasique de cette roche et par une description de lame mince (échantillon provenant de " Roche Noire ") précisent sa nature éruptive : tuf laminé de mélaphyre ou conglomérat mélaphyrique.

Récemment M. Gidon (1958) montre l'âge permien de ces formations volcaniques et décrit quelques aspects généraux des affleurements en reprenant le terme d'andésite, synonyme des porphyrites de P. Termier. Cependant les travaux de M. Gidon, joints à ceux de F. Blanchet pour le Guil sont excellents pour la compréhension tectonique de ces régions.

Haute-Maira (Italie):

- Valle del Maurin                      - Valle del Preit.

S. Franchi, dans son importante étude sur les roches vertes, décrit les caractères généraux des affleurements de cette zone, en mettant l'accent sur la nature des matériaux : tufs et laves de porphyrites. Cependant, tout en reconnaissant les analogies de faciès entre les gisements du Val Maurin et ceux de Preit, il attribue un âge triasique aux premiers alors que les seconds sont permien.

En 1958, dans le cadre d'une grande campagne de recherche d'Uranium dans les faciès permien, S. Lorenzoni et E. Zanettin (1958) publient un important travail pétrographique et pétrochimique sur le Permo-Trias du Val de Preit.



Lorsque j'ai étudié cette région de Preit, je n'avais pas connaissance de cette publication. Dans l'ensemble nous aboutissons à des résultats généraux assez voisins, mais en ce qui concerne la zone située à l'Est et au Sud-Est de Preit, j'apporte quelques remarques nouvelles qui ne sont pas signalées par les deux auteurs italiens, en particulier, la présence d'une brèche volcanique tout à fait semblable à celle du Marinot en France.

Cette historique des recherches sur le volcanisme permien du Guil, de la Haute-Ubaye et Haute-Haira, montre la pauvreté des renseignements dont nous pouvions disposer, sauf en ce qui concerne la région de Preit. L'étude de ce volcanisme permien était d'autant plus intéressante qu'elle venait compléter les recherches effectuées plus au Nord, dans la zone Briançonnaise toujours, par Fabre, Feys et Greber sur les roches éruptives permo-carbonifères.

Les régions étudiées sont contenues sur les cartes I.G.N. au 1/20.000.

- Pour le Guil :

Feuille Guillestre N°7.

- Pour la Haute-Ubaye :

Feuilles : - Embrun N°4.

- Aiguille de Chambeyron N°1.

Pour les régions situées en Italie, nous avons utilisé les cartes au 1/25.000 de l'Istituto geografico militare.

- Valle del Maurin :

Feuilles : - Monte Chambeyron.

- Colle della Maddalena.

- Valle del Preit :

Feuille : - Prazzo.

## GISEMENT VOLCANIQUE PERMIEN DU GUIL.

(Hautes-Alpes)

-----

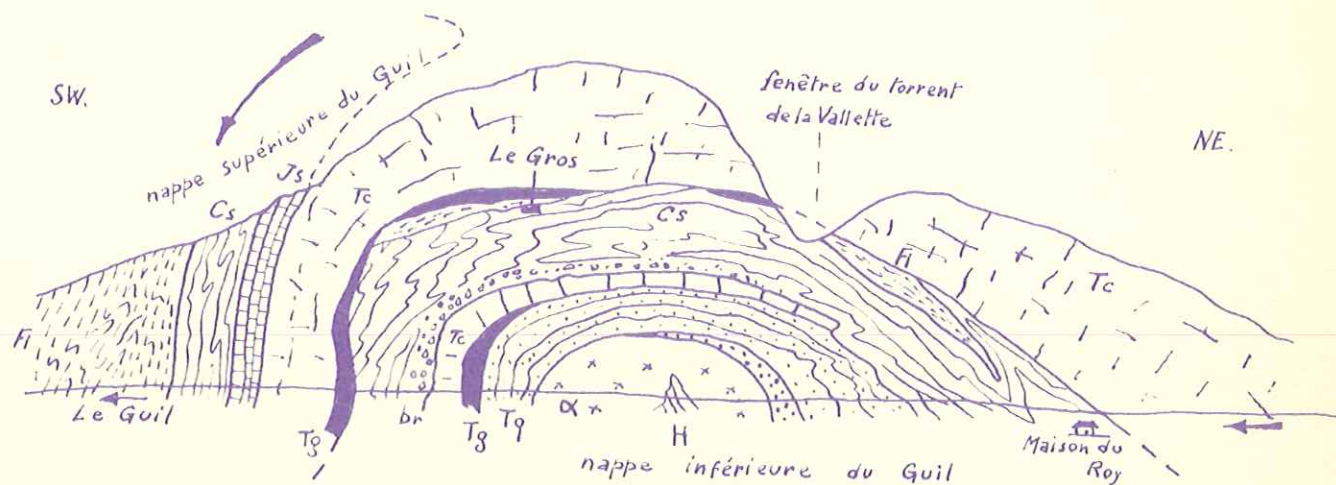
Entre Guillestre et Maison du Roi, le Guil a creusé une gorge profonde à la faveur de laquelle apparaissent les terrains les plus anciens en noyau anticlinal. C'est au coeur de cette fenêtre que se développe un bel affleurement de roches éruptives de teinte générale violacée, que l'on coupe sur presque toute sa longueur grâce à la route du Queyras depuis les fermes de Montgavie (premier tunnel) jusqu'à l'entrée du troisième tunnel.

### CADRE GEOLOGIQUE :

Indépendamment du gisement volcanique qui nous intéresse plus particulièrement, nous ne pouvons passer sous silence la description de cette " coupe du Guil ", tant pour sa beauté géologique que pour son importance tectonique dans la structure du Briançonnais.

Cette coupe montre en effet, la superposition de deux nappes ployées en anticlinal, la nappe inférieure étant visible " en fenêtre " grâce au travail d'érosion du Guil. Ces deux nappes sont réduites à leur flanc normal, la nappe supérieure reposant par des gypses et cargneules triasiques sur les marbres en plaquettes (crétacé supérieur) de la nappe inférieure. La connaissance de celle-ci est toutefois limitée; seul un sondage permettrait de déterminer sa structure inférieure, en particulier si elle possède un flanc inverse, et ses rapports avec le substratum. Certains auteurs (Goguel par exemple) discutent même le charriage de cette " nappe inférieure ", lui préférant le terme " d'unité inférieure " du Guil.

## COUPE DE LA FENÊTRE DU GUIL.



H: Houiller - : roches volcaniques -r: Verrucano  
 Tq: quartzites triasiques -Tg: schistes bariolés, gypses et  
 cargneules -Tc: calcaires triasiques -Js: Jurassique super.  
 (marbre de Guillestre) -Cs: marbres en plaquettes du Crétacé  
 supérieur transgressifs, avec brèche de base (br) -Fl: Flysch.

d'après M. Gignoux et L. Moret (1937).



Les formations volcaniques, constituant le noyau de l'anticlinal, appartiennent à la série dite " inférieure " du Guil. Elles étaient jusqu'à présent considérées comme les terrains les plus anciens visibles grâce au Guil. Au cours de nos recherches en rive droite, nous avons découvert un petit affleurement de terrains houillers (Westphalien supérieur). Ceci complète heureusement le cadre géologique du gisement volcanique, le substratum étant d'âge carbonifère et le toit fini-permien (Verrucano). Nous décrirons rapidement ces formations sédimentaires encaissantes.

- Le Houiller :

Le Houiller affleure en rive droite du Guil, sur les deux bords d'une cassure par où descend le torrent de Pré Riond. L'épaisseur de ces niveaux, redressés à la verticale et se terminant en biseau, est d'environ 20m. à la base. Cet affleurement est constitué d'Ouest en Est par :

- Un petit pointement de grès sombres micacés avec des passées de schistes noirs très fins.
- Plusieurs bancs de grès clairs eux aussi micacés, se chargeant localement en galets de cristallin.
- De grès sombres pyroclastiques.

Ces faciès gréseux sont analogues aux grès du Houiller Brianconnais de Chanteloube ou de Réotier, et l'étude pétrographique ne fait que confirmer cette identité.

Grès sombres:

Composition minéralogique : quartz, feldspaths, biotite, muscovite, sphène, séricite, argiles et minéraux opaques. Le grain est fin, inférieur à 0,5mm.

Le quartz est l'élément prédominant dans la roche; il se présente en fragments anguleux légèrement émoussés.

On voit également quelques microgalets de quartzites fortement pigmentés par des oxydes de fer. Les débris de feldspaths sont en général complètement altérés et indéterminables. Il existe cependant quelques individus d'une fraîcheur remarquable qui sont de l'oligoclase. Le sphène est lui aussi nettement détritique et souvent altéré. Ces minéraux sont emballés par une pâte cryptocristalline quartzreuse et phylliteuse (séricite, argiles), parcourue par des filets chargés de matière charbonneuse brun noirâtre. La muscovite détritique est abondante, en lamelles effilochées. Quelques lamelles montrent cependant des caractères très nets de recristallisation, soit à partir des argiles, soit à partir de biotites.

#### Grès clairs :

Le grain est encore plus fin que dans les grès noirs, et le ciment pélitique ainsi que les micas sont plus abondants. Les grains de feldspaths sont rares. Ceux de quartz ont une extinction fortement onduleuse. La biotite est chloritisée, les traces de clivages ainsi que dans la muscovite, sont épaissies par des trainées opaques. Ces micas sont fréquemment flexueux, tordus, parfois déchirés en fines lanières suivant les clivages, et se groupent localement en faisceaux.

L'absence de fossiles ne nous permet pas de dater avec précision ces grès. Mais par analogie de faciès avec les terrains houilliers de la Haute Durance, nous pouvons leur attribuer un âge Westphalien supérieur.

#### Grès sombres pyroclastiques :

A la partie supérieure de ces grès, au contact avec la brèche volcanique à ciment rhyolitique, on retrouve des grès sombres à éléments pyroclastiques. La grosseur du grain est variable: des galets de quartz atteignent un cm. Les fragments d'origine volcanique sont bien reconnaissables grâce à leur microlites



et phénocristaux (très altérés cependant).

Il est difficile de préciser si ce faciès de grès pyroclastiques appartient encore aux grès westphaliens sous-jacents, ou s'il représente déjà le Stéphanien. Toutefois, la comparaison avec le Stéphanien de la Haute-Ubaye n'est pas favorable, on ne retrouve pas ici la puissante assise conglomératique décrite à la Blachière par M. Gidon.

Il en résulte deux hypothèses :

- ou bien ces grès pyroclastiques appartiennent à un Stéphanien très réduit ou laminé, auquel cas les fragments volcaniques proviennent d'émissions magmatiques contemporaines ou antérieure à la sédimentation stéphanienne.

- ou bien, ce niveau de grès appartient encore au Westphalien, auquel cas il y a lacune du Stéphanien (lacune fréquente dans le Carbonifère Briançonnais), les fragments volcaniques datant alors d'épanchements anté-stéphanien. Dans ce cas ce serait la première fois que l'on signalerait des épanchements volcaniques anté-stéphanien dans le Houiller Briançonnais.

#### - LE VERRUCANO.

Nous décrirons plus en détail ce faciès de grès conglomératiques lors de l'étude des gisements de la Haute-Ubaye. Notons simplement qu'il présente ici à sa base, sur la rive droite du Guil, un niveau lie de vin de grès schistoïdes qui dérivent du remaniement de la partie supérieure des formations volcaniques sous-jacentes. Le faciès banal, qui surmonte le niveau schistoïde, est riche en fragments rhyolitiques; il montre de nombreuses traces de stratifications entrecroisées, bien marquées par les alignements de ces fragments.



## DESCRIPTION DU GISEMENT DE ROCHES VOLCANIQUES.

Nous venons de voir que l'âge de ces formations volcaniques est rapporté au Permien par rapport aux terrains encaissants. De fait, ces formations correspondent à une succession de manifestations magmatiques dont nous allons décrire les matériaux.

Nous trouvons de bas en haut :

- 1) La brèche à ciment rhyolitique.
- 2) Les tufs bréchiques, gris verdâtre ou vert, de nature rhyodacitique.
- 3) Les dacites, de teinte gris rougeâtre à rouge violacé, qui sont surmontées d'une couverture tufacée et bréchique.

### - La Brèche à ciment rhyolitique.

Elle affleure sur la rive droite et au niveau même du Guil. Elle se distingue nettement par sa teinte rouge brique qui tranche sur la patine sombre des autres faciès. Son pendage SE qui la fait disparaître sous le Guil et sa faible épaisseur visible (4 à 5m.). expliquent qu'elle n'apparaît plus en rive gauche. A son extrémité W d'affleurement, elle vient au contact d'un grès renfermant quelques éléments pyroclastiques. Elle est surmontée par les tufs bréchiques et les dacites. Le contact avec ces dernières formations est assez net.

Cette brèche présente trois caractères essentiels :

- l'abondance des éléments bréchiques (de nature volcanique) dont les dimensions varient de quelques mm. à plusieurs dcm. La teinte de ces éléments varie du gris au rougeâtre.

- La nature rhyolitique du ciment dont l'importance est variable, parfois réduite à une mince pellicule quand la densité en éléments est forte.

- Les traces de fluidalité dessinées par les petits éléments bréchiques autour des gros fragments.

Cette brèche nous montre donc qu'avant sa formation existaient des épanchements volcaniques (peut-être dans le houiller) dont nous ne connaissons que les fragments emballés par les émissions rhyolitiques.

- Les tufs bréchiques rhyodacitiques.  
(andés. vertes des anciens auteurs).

Ces faciès constituent pratiquement tout le gisement de la rive droite en aval du pointement de houiller. En rive gauche, ils forment un piton au bord du Guil (à l'aplomb du deuxième tunnel), et la terminaison W du gisement à partir de Montgauvie où ils sont alors recouverts par d'épais dépôts interglaciaires.

De fait, on distingue macroscopiquement deux faciès :

- l'un, au voisinage du houiller, qui présente une pâte gris verdâtre assez sombre à phénocristaux et petites enclaves.

- le faciès dominant, de teinte verte, accompagné de brèche au piton cité plus haut. Ce faciès vert est chargé en pyrite qui donne naissance à des dépôts brun jaunâtre de limonite et de sulfures tapissant les diaclases et les surfaces exposées à l'altération. Il est à noter que plus la teneur en pyrite augmente, plus la teinte de la roche s'éclaircit jusqu'à devenir blanche.

Nous verrons lors de l'étude pétrographique que la différenciation de ces deux faciès est d'origine secondaire, les tufs verts étant très altérés alors que la variété grise est au contraire très fraîche.

Les dacites et leur couverture de tufs et brèche.

( andésites violettes des anciens auteurs).

Cesont les "roches violettes " du Guil, ainsi nommées par les populations régionales pour leur belle teinte rouge violacé. Elles constituent en rive droite la terminaison amont du gisement, mais prennent surtout un grand développement en rive gauche, où elles sont traversées sur près d'un km. par la route du Queyras. Cette route en offre ainsi une coupe excellente depuis l'entrée du premier tunnel (Montgavvie) jusqu'à la sortie du deuxième tunnel (en direction de Maison du Roi). Les tufs bréchiques, de faible puissance, apparaissent aux deux extrémités de cette coupe, formant d'ailleurs les deux flancs de l'anticlinal. Sous cette mince couverture de tufs et brèche les dacites présentent une grande puissance. A grande échelle, ce faciès semble homogène. Mais dans le détail, on note quelques variations qui sont, comme nous le verrons dans l'étude pétrographique, plus macroscopiques que microscopiques. En effet jusqu'à l'entrée du deuxième tunnel, la roche est franchement rouge violacé, la pâte d'aspect aphanitique. Puis la teinte s'éclaircissant légèrement, l'aspect macroscopique devient presque microgrenu. On y distingue alors très bien les feldspaths et les minéraux ferromagnésiens qui sont épigénisés par des oxydes de fer.

- ETUDE DE LA BRECHE A CIMENT RHYOLITIQUE

Nous étudierons successivement :

- le ciment rhyolitique homogène.
- Le ciment rhyolitique tufacé.
- les éléments de la brèche.



Le ciment rhyolitique homogène :

La pâte rouge, opaque, est finement divisée par de petites échantons constituées de séricite et d'argiles. Lorsque la pigmentation est moins dense, la pâte apparaît alors cryptocristalline (quartz).

Les cristaux de quartz sont très corrodés, souvent réduits à l'état d'esquilles. Quelques petits modules constitués de recristallisations de quartz, albite; calcite, kaolin, épigénisent d'anciens minéraux (feldspaths?). La biotite semble être représentée par quelques lamelles très chargées en oxydes de fer. L'apatite est également un peu noircie. Le diffractogramme de RX a permis de déterminer les principaux pigments : il s'agit d'hématite et de goethite.

Nous avons comparé cette lame mince avec des coupes faites dans les galets rouges du Verrucano, galets reconnus par les auteurs (à la suite de P. Termier 1901), comme étant des liparites. L'identité de faciès est frappante. Nous noterons toutefois, une rubéfaction un peu moins intense des fragments contenus dans le verrucano; mais l'altération en séricite, argiles, y est égale.

Le résultat de cette comparaison est très important; on peut en effet, en tirer deux conclusions :

- l'identité de ce ciment rhyolitique avec les galets " liparitiques " du verrucano, nous conduit à penser que les seconds trouvent leur origine dans l'érosion du matériel cité en premier lieu, et ceci dans une région très voisine du gisement mis à jour par le Guil. Ici en effet, la brèche à ciment rhyolitique est recouverte par d'épaisses formations volcaniques; l'érosion fini-permienne n'a donc pu y trouver ces matériaux.



L.N.

L.M. 3297

Ciment rhyolitique homogène de la brèche: pâte altérée en séricite et argiles, et très opacifiées par une pigmentation d'hématite et goethite.  
Phénocrystal de quartz corrodé par la pâte.



L.N.

L.M. coll. M. Michel

Galet Liparitique du Verrucano: phénocrystal de quartz corrodé par une pâte à structure fluidale.



Il est donc vraisemblable que, dans le prolongement voisin du gisement visible actuellement, des formations rhyolitiques homogènes (plutôt qu'un ciment de brèche) ont pu être attaquées directement lors de la sédimentation fini-permienne. Cette constatation est importante en ce sens que jusqu'à présent on formulait les hypothèses les plus hasardeuses sur le lieu d'origine des liparites du Verrucano (Esterel par exemple).

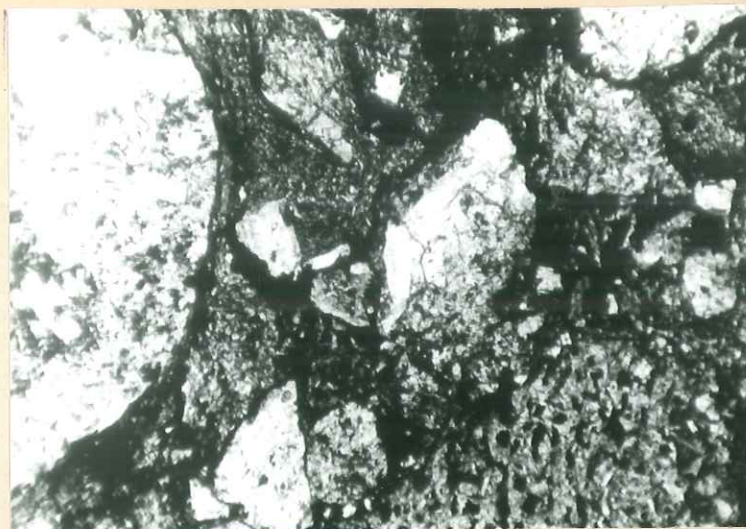
- Le second résultat intéressant à noter, bien que prévisible, est l'âge de la rubéfaction de ces roches? Comme les galets inclus dans le Verrucano le sont à peu près autant que le matériel originel en place, il est évident que ce phénomène a eu lieu avant la sédimentation permotriasique. Nous verrons plus loin, à ce sujet, que l'on a là une véritable zone d'oxydation, dont la formation a eu lieu dès la mise en place du matériel volcanique.

Nous devons ajouter que ce ciment rhyolitique homogène est relativement peu abondant, car généralement le ciment de la brèche, bien qu'à l'oeil identique au précédent, apparaît être lui-même de nature pyroclastique. Ceci n'est visible qu'au microscope.

#### Le ciment rhyolitique tufacé.

Comme nous venons de le dire, ce faciès ne se distingue pratiquement pas à l'oeil nu du précédent. Les éléments en sont très petits, généralement bien inférieurs au mm., et sont soudés entre eux par de minces filets d'une pâte brun-rougeâtre opaque, présentant parfois des traces de fluidité. Ces microfragments sont d'aspect très varié. Les plus petits sont constitués par un débris de cristal : feldspaths altérés, plus rarement quartz. D'autres représentent

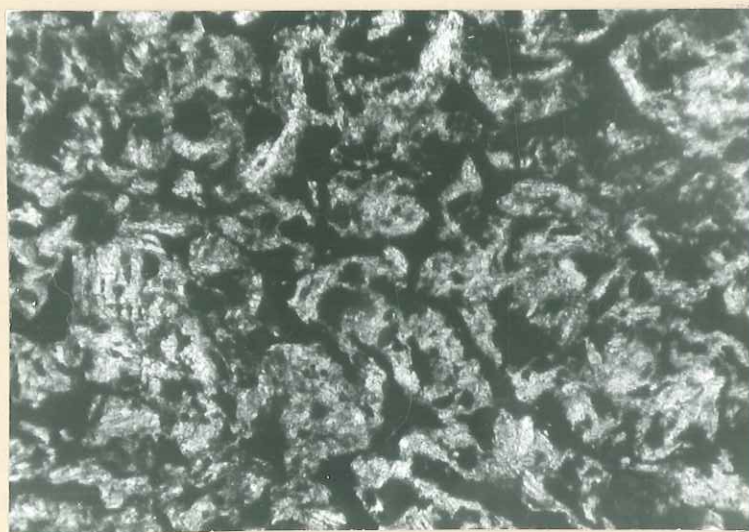




L.N.

L.M.3309

Ciment rhyolitique tufacé: microfragments  
de lave et de cristaux. En bas à droite:  
fragment à faciès cérébroïde.



L.N.

L.M.3309

Détail d'un fragment à faciès cérébroïde.  
En noir: hématite et goethite.

des parcelles de lave, avec microlites et phénocristaux. Enfin il existe en abondance des éléments d'aspect très curieux, à faciès cérébroïde. Les contours rappellent ceux des scories volcaniques. La pâte est rougeâtre, mais on y distingue fréquemment des microlites complètement altérés. Des taches d'hématite dessinent des circonvolutions étranges.

Ces microfragments présentent des caractères rhyolitiques. Ce sont vraisemblablement des produits de projection : lapillis et cendres.

Lorsqu'une partie des éléments prend des dimensions supérieures, l'aspect macroscopique devient nettement brèchique. La roche est alors plus friable du fait de son homogénéité plus faible.

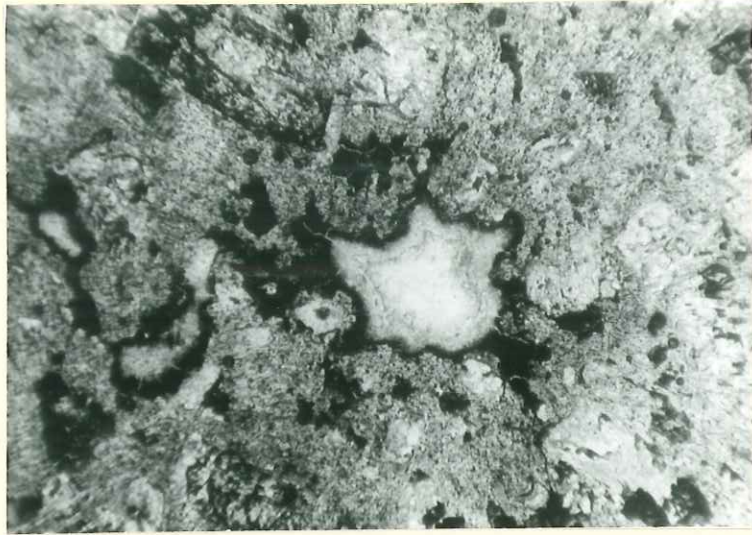
#### Les éléments de la brèche.

Ils se présentent en galets arrondis ou en fragments anguleux, dont la dimension varie de plusieurs cm. à quelques dcm. Ils sont cimentés, comme nous venons de le voir, soit par un matériel rhyolitique homogène (lave), soit par un matériel rhyolitique tufacé.

Ces blocs et galets de nature volcanique sont assez semblables aux dacites qui constituent les affleurements de la rive gauche en bordure de la route. Ils en diffèrent cependant, par une teneur plus grande en quartz.

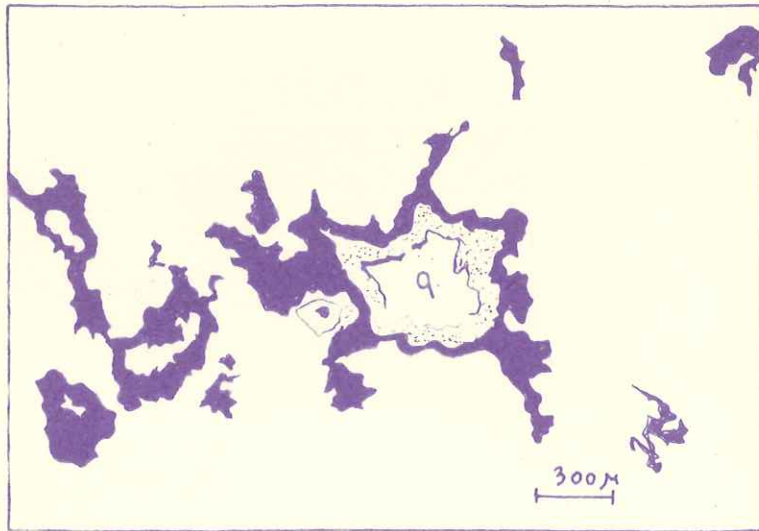
Dans une pâte microcristalline baignent des phénocristaux d'oligoclase très altérés. On ne distingue pas de microlites. Les minéraux ferromagnésiens sont épigénisés en ilménite, hématite, quartz, leucoxène, séricite.

Les petites plages de quartz engrenés sont fréquentes, formées aux dépens d'anciens cristaux de quartz comme on peut le voir par endroits.



L.N.

L.M. 3308



Au centre: cristal de quartz entouré par  
une pâte cryptocristalline. Gaine dentritique  
d'hématite (en noir).

Bloc de la brèche à ciment rhyolitique.



Parfois on note un grain de quartz corrodé par la mésostasé qui l'entoure, le tout étant bordé par une gaine ferrugineuse aux formes dentritiques.

Toute la roche est pigmentée par des granules ou tâches d'oxydes de fer. La structure, malgré l'absence de microlites, est celle d'une lave.

- Interprétation de cette brèche.

Après en avoir décrit les constituants, voyons quelle est la nature de cette brèche. De l'observation sur l'affleurement se dégagent deux caractères dominants :

- la forte densité en blocs et galets (de nature volcanique). Par endroits le ciment ne forme plus qu'une mince pellicule,

- l'aspect fluidal du ciment. L'orientation des petits fragments du ciment tufacé et des petits éléments bréchiques dessine nettement un écoulement souple autour des gros éléments.

Ces traces de fluidalité dans la brèche ne peuvent s'expliquer que par un écoulement de ce matériel. On peut alors formuler l'hypothèse suivante sur la genèse de cette brèche :

- une émission rhyolitique à caractère explosif remanie des éléments volcaniques plus anciens. Les projections sont de petites dimensions: ce sont des lapillis, des débris de cristaux, des poussières vitreuses, qui retombent encore très chaudes et cimentent les fragments volcaniques plus anciens, donnant naissance à une véritable coulée chaude (d'où les traces de fluidalité). Ceci correspond à un phénomène fréquent lors d'épanchements acides, souvent décrit sous le vocable de " ash flows " ou " breccia flows ".

Les tufs brèchiques rhyodacitiques.

Faciès gris sombre, non altéré.

La roche montre en lame mince, une structure hétérogène. La pâte microcristalline et chloriteuse renferme en abondance des phénocristaux et surtout des débris de ceux-ci, et des fragments anguleux ou noduleux de lave microlitique porphyrique. C'est le faciès le plus frais de tous ceux étudiés dans ce gisement du Guil. Les feldspaths ne sont que très peu séricitisés; seule la pigmentation en granules, aiguilles et tâches de magnétite, limonite, etc... est abondante.

Les feldspaths sont essentiellement représentés par de l'oligoclase (An 20), les microlites sont de l'oligoclase plus acide, voisin de l'albite. Les débris d'orthose sont rares. Ces feldspaths sont généralement à l'état de petits fragments, mais certains présentent cependant des traces de corrosion magmatique. Le quartz se présente de la même façon. Les minéraux ferromagnésiens sont rares et entièrement épigénisés par des oxydes de fer. Les caractères pyroclastiques de cette roche sont nets, tant par ses minéraux clastiques que par les petits fragments de lave qu'elle renferme. La chloritisation assez uniforme de la pâte correspond à la transformation des éléments vitreux.

Cette roche est donc un tuf légèrement brèchique. La nature calcosodique des feldspaths et la présence de quartz classent ce faciès dans les plagioclasolites quantziques, légèrement orthosiques : c'est un tuf brèchique rhyodacitique.





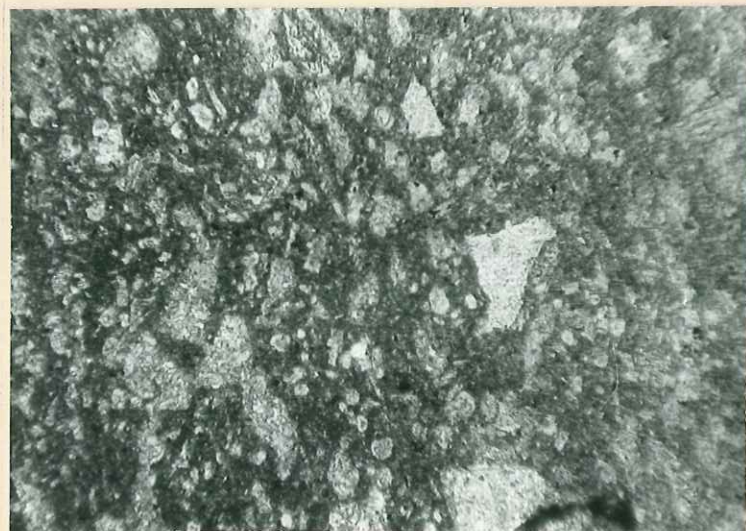
— 300μ

L.P.

L.M.

Tuf bréchique rhyo-dacitique:  
faciès gris sombre, peu altéré.

Dans une pâte fine, chloritisée, se détachent  
de nombreux fragments de cristaux de quartz  
et de plagioclases.



— 300μ

L.N.

L.M.3059

Tuf bréchique rhyo-dacitique:  
faciès vert très altéré.

Les fragments feldspathiques sont entièrement  
séricitisés.



Tuf brèche rhyodacitique - Faciès vert très altéré.

Au microscope, cette roche montre une très forte altération en séricite, chlorite, argiles, et ceci dans tous les échantillons étudiés. Si bien que la structure n'est visible (et très mal) qu'en lumière naturelle. Dans une pâte gris-verdâtre se détachent de nombreux cristaux aux formes brisées, allant des petits phénocristaux aux microlites, ainsi que des petites formes arrondies. La chlorite, vert pâle à pléochroïsme presque nul, forme parfois des figures tabulaires, mais le plus souvent des plages d très irrégulières à angles vifs, évoquant d'anciennes plages vitreuses ou des remplissages de fentes de retrait.

En lumière polarisée, seuls les cristaux d'origine feldspathique et les plages de matière amorphe ou chloriteuse se distinguent dans la pâte indéchiffrable.

Ces feldspaths sont entièrement séricitisés et chloritisés, sauf quelques rares exceptions présentant encore des restes plus sains. (oligoclase à 13% d'An.). Les microlites sont abondants, complètement altérés et ne présentent une légère orientation fluidale qu'autour des phénocristaux.

Les plages tabulaires de chlorite sont constituées de pennine associée à un fin agrégat de quartz. Cette association épigénise vraisemblablement d'anciens minéraux ferromagnésiens.

Par contre, les plages aux formes diffuses, de teinte légèrement verte en LN, ne renferment que très peu de chlorite (pennine), et sont, en fait constituée par une matière amorphe isotrope, présentant de fines trainées sinueuses biréfringentes dont la forme rappelle les fissures perlitiques.

La finesse de ces fibres biréfringentes n'a pas permis leur détermination précise. (séricite, quartz ?).

D'autres plages montrent un développement plus grand de la chlorite, qui semble en être le produit d'altération normal.

Peut-être ces plages représentent-elles des résidus du verre initial ?

La pâte est entièrement transformée en séricite, chlorite quartz, argiles. Ces argiles, du groupe des montmorillonites, n'ont pu être mises en évidence que par les diffractogrammes de RX.

Les minéraux opaques sont uniquement représentés par de la pyrite, abondante, en petits granules dentelliformes.

#### Variations de faciès.

Localement la roche devient blanchâtre et se charge en amas pyriteux.

Microscopiquement, l'aspect est le même que dans la variété verte.

Les feldspaths sont peut-être moins abondants, mais l'altération est encore plus poussée, si bien que les microlites ne sont que très difficilement discernables dans la pâte. Les plages vitreuses ont, elles aussi, disparues. Par contre, il y a quelques petits glandules constitués de quartz et d'albite de néoformation d'une grande limpidité, associés à un peu de chlorite.

La pyrite se présente sous deux formes :  
en petits granules altérés, mouchetant la pâte,  
et en grandes plages xénomorphes.

Au piton de la rive gauche on trouve quelques passées nettement plus bréchiques, les fragments blanchâtres se détachant

sur le fond vert du ciment tufacé. A l'étude microscopique l'altération apparaît moins poussée que dans le faciès précédemment décrit. Le caractère clastique des éléments est bien visible en lumière naturelle. Des débris souvent anguleux de feldspaths et des fragments de laves microlitiques porphyriques sont soudés par une pâte jaune verdâtre chloriteuse, ou grise chargée de pigments opaques. Cette pâte présente un aspect esquilleux, qui correspond à d'anciennes échardes et plages vitreuses actuellement chloritisées et altérées. Les feldspaths sont les mêmes que ceux décrits dans le faciès frais. Quelques plages déchiquetées, altérées en séricite et chlorite semblent provenir de la décomposition de biotites.

Ainsi, de cette étude, la seule différence qui apparaît entre le faciès gris et le faciès vert provient du degré plus poussé d'altération. Et, comme nous le verrons dans le chapitre sur les minéralisations, le faciès très altéré est très riche en pyrites, alors que le faciès frais n'en présente pas du tout. La relation entre ces deux phénomènes : pyritisation et altération correspond en fait à ce que l'on nomme propylitisation. La minéralisation par des circulations sulfurées et carboniques entraîne dans la roche certaines transformations, notamment le développement de chlorite. De plus cette propylitisation passe insensiblement à la séricitisation, qui suivant Lindgren, s'en distingue par la moindre teneur en acide carbonique des eaux agissantes.

Aussi, étant donné le caractère secondaire de la différenciation des deux faciès, les groupons-nous dans un seul faciès originel de tuf bréchique rhyodacitique.



## - LES DACITES

Nous avons vu lors de la description du gisement que la masse générale de nos roches présentait une teinte rougeâtre, un gisement homogène, mais que dans le détail on peut distinguer plusieurs faciès :

- une variété rouge à pâte fine, aphanitique, sur laquelle se détachent de nombreux petits phénocristaux feldspathiques légèrement verdis et des baguettes sombres d'anciens minéraux ferromagnésiens altérés en oxydes de fer.

- une variété gris rougeâtre, d'aspect microgrenu, mais présentant les mêmes phénocristaux.

Le passage entre ces deux types est progressif, mais rapide et se fait un peu dans tous les sens; la teinte s'éclaircissant légèrement en même temps que la texture devient plus cristalline.

## - FACIES ROUGE.

Micrographie : En lumière naturelle, la teinte rouge de la roche est confirmée par la grande abondance des minerais opaques : magnétite, hématite, limonite, qui épigénisent totalement ou presque d'anciens ferromagnésiens et tapissent la pâte de fines aiguilles et de granules. Dans ce dernier cas, la disposition des oxydes n'est pas quelconque, mais semble au contraire, dessiner une légère fluidalité autour des phénocristaux.

La pâte est cristalline, mais de grande finesse (7 $\mu$ ); seules les minuscules fibres de séricite (10 à 14 $\mu$ ), abondantes, sont reconnaissables.

Les microlites paraissent être en assez faible quantité. Toutefois, étant donné leur petitesse, leurs contours

dentelés, il est souvent difficile de les distinguer parmi les autres cristallites.

La pâte renferme également de petits résidus feldspathiques des batonnets de plagioclase (30 à 40 $\mu$ ), et, en plus de la séricite et des minerais opaques, divers autres produits d'altération : leucoxène, kaolin.

On voit, localement, quelques petites plages mieux recristallisées en quartz et albite. Le quartz primaire est rare.

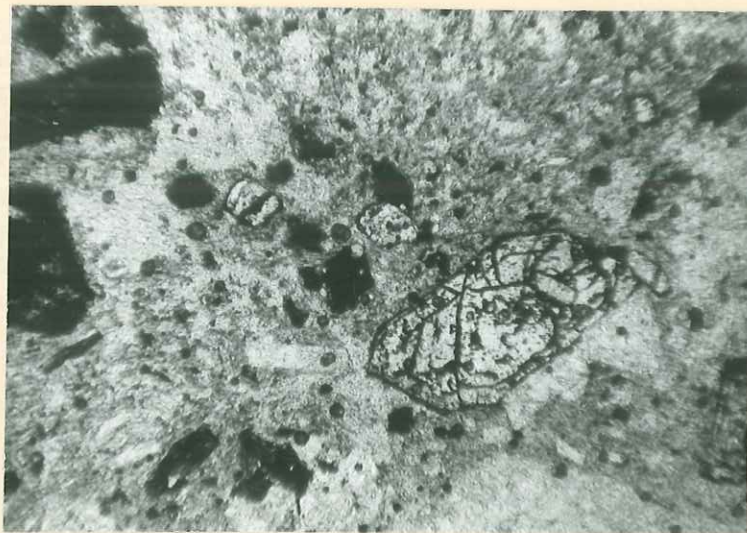
#### Les phénocristaux.

- Les feldspaths ont des formes automorphes assez trapues, les plus grands individus dépassant rarement un ou deux mm. Ils sont maclés albite, albite-péricline, plus rarement carlsbad-albite péricline. Ils sont généralement fortement corrodés par la pâte; ils ont un aspect caverneux et fissuré et sont piquetés de fines paillettes de séricite et chlorite. L'altération en calcite est plus rare. Ce carbonate se présente en grandes plages couvrant presque tout le plagioclase, associées avec de petites recristallisations d'albite.

Ces feldspaths sont de l'oligoclase dont la teneur en anorthite varie mais est supérieure à 20%.

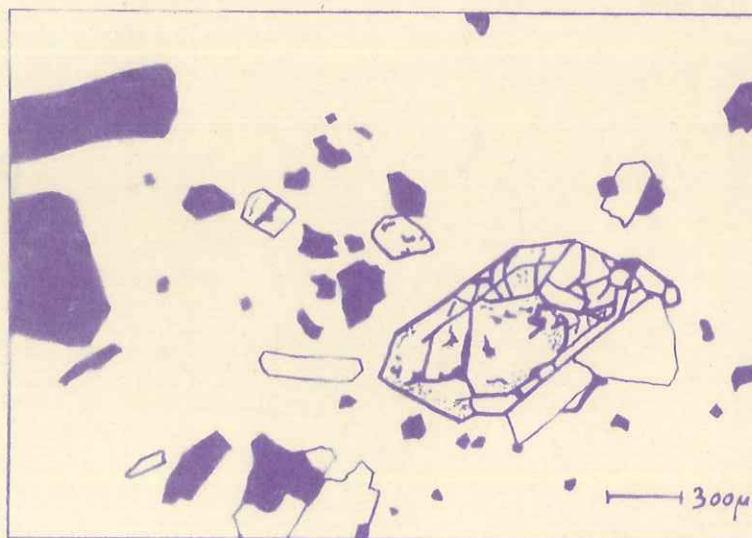
- Les ferromagnésiens. Les sections automorphes ou non de minéraux remplacés par des oxydes de fer, sont très abondantes.

Généralement, le minéral primitif est entièrement épigénisé par ces oxydes. Certaines sections cependant, ne montrent qu'un squelette ferrugineux, les espaces libres étant occupés par de la séricite, du quartz, parfois **par des fibrilles** qui semblent être de la bastite, et même par la pâte cryptocristalline qui constitue le fond de la roche.



L.N.

L.M.2346



Dacite: minéraux ferromagnésiens  
entièrement ou partiellement épigénisés  
par des oxydes de fer.



Les cristaux ainsi altérés étaient sans doute de nature ferromagnésienne. Leur altération en produits ferrugineux est un phénomène fréquent; même dans les roches volcaniques fraîches les biotites et les hornblendes brunes sont fréquemment auréolées d'une bordure noire, en général de magnétite. Ces minéraux semblent donc présenter une grande aptitude à fixer les oxydes de fer en remplacement de leurs propres éléments. Ceci s'explique peut-être, par le fait que ces minéraux lourds cristallisent à un stade magmatique fluide et sont soumis à une légère résorption lors de la phase effusive, une partie des ions calco-alcalins de la surface du cristal étant alors libérée par de nouvelles affinités chimiques. Les valences ainsi laissées libres par le départ de ces éléments, fixent les ions ferriques remobilisés du minéral lui-même ? Cette hypothèse est peut-être valable tout au début du phénomène. Mais en ce qui concerne la pseudomorphose complète du minéral par les oxydes de fer, on ne peut l'envisager. Cette altération est vraisemblablement postérieure à la cristallisation de la roche et peut-être produite par des conditions climatiques ou hydrothermales particulières (rubéfaction, weathering etc.).

Les sections automorphes présentent souvent des formes hexagonales, losangiques rappelant les sections perpendiculaires à  $hI$   $gI$  des amphiboles. Mais les mesures des angles  $m^m$  donnent des valeurs nettement supérieures à  $124^\circ$ .

D'autres sections montrent des formes moins aplaties dont les angles  $m^m$  sur  $g$  sont légèrement inférieurs à  $90^\circ$  et sur  $h$  voisins de  $92-93^\circ$ . Ces caractères peuvent être rapportés aux pyroxènes monocliniques. Les sections parallèles à l'allongement sont de grandes baguettes ou des lattes plus trapues, ou de longues plages difformes.

Il est donc assez difficile de préciser la nature originelle de ces minéraux : pyroxènes (augite ?) sans doute, mais peut-être aussi amphiboles et biotites.

L'apatite, en prismes trapus, est fréquemment associée à ces plages pseudomorphosées. Cette apatite possède des caractères un peu particuliers décrits par P. Termier (1900) qui fait le rapprochement avec certaines apatites cœrrifères de Norvège. Elle présente une teinte rosée, légèrement polychroïque (rose à brun), mais cependant pas l'aspect rouge de feu décrit par Termier. Cette teinte n'est d'ailleurs pas uniforme, elle n'affecte parfois qu'une partie du minéral. Elle respecte souvent une frange limpide sur les bords du minéral, mais y montre également son intensité maximum dans les bruns noirs, le centre du cristal étant plus clair. Au fort grossissement cette teinte semble être produite par de très fines inclusions disposées en lignes parallèles à l'allongement du prisme, ces inclusions étant plus serrées sur la périphérie du cristal (d'où la teinte brune) qu'au centre.

Enfin, les zones colorées de cette apatite sont légèrement plus anisotropes que les parties incolores.

#### - FACIES GRIS-ROUGEATRE.

Ce faciès ne diffère en fait de la variété rouge que par quelques caractères secondaires :

- les phénocristaux sont légèrement plus grands (supérieurs à 2mm.)
- la pâte est toujours fine, mais plus nettement cristalline.

Ces deux caractères expliquent l'aspect plus " grenu " de ce faciès

- les ferromagnésiens sont un peu moins abondants et se présentent surtout en plages difformes.
- on note une faible altération en calcite des plagioclases.



Par contre, la nature des plagioclases et de la pâte est la même dans les deux faciès, aussi ceux-ci sont-ils de même nature; comme le passage entre le faciès franchement rouge et le faciès plus microgrenu se fait un peu dans tous les sens, il semblerait que cette légère différence provienne de variations dans la vitesse de refroidissement et, par conséquent, de cristallisation.

Ces roches, par leurs plagioclases acides, leur pâte assez quartzeuse, présentent des caractères de dacites. Les auteurs, depuis W. Kilian et P. Termier (1901), en faisaient jusqu'à présent des porphyrites, terme assez vague, ou parfois des andésites. De fait la nomenclature que nous proposons est assez voisine, une dacite n'étant pas autre chose qu'une andésite quartzifère.

Ajoutons enfin, que malgré l'épaisseur de ces formations dacitiques, il est impossible de voir s'il y a plusieurs coulées ou une seule, les faciès ne présentant pas de variations importantes. S'il existe des intercalations de tufs, on ne les distingue plus actuellement des laves (qui sont ici caractérisées par leurs phénocristaux automorphes).

#### La couverture tufacée et bréchique de ces dacites.

Ces roches ne diffèrent pas minéralogiquement des dacites. Elles représentent une phase explosive suivant l'épanchement des laves, avec incorporation d'éléments détritiques étrangers; le quartz y est en effet très abondant, en petits grains dentelés.

Les fragments de dacite et même de la brèche rhyolitique y sont abondants.



## E T U D E C H I M I Q U E

-----

Nous possédons les résultats de 5 analyses chimiques d'échantillons de ce gisement du Guil. 4 portent sur les Dacites rouges ou gris-rougeâtres, une sur la variété verte des tufs rhyodacitiques. Deux des analyses du premier groupe sont tirées des travaux de P. Termier et de R. Feys. Les trois autres analyses ont été effectuées au laboratoire de géologie de Clermont-Ferrand.

- VARIETE VERTE.Analyse N° 1.

Ech. 5 G. rive gauche du Guil.

Analyste : Lonchempt - Janvier 1961-

référence : N° 1457 Laboratoire de Géologie de  
Clermont-Ferrand.

SiO <sub>2</sub>	51,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,85
FeO	8,30
MgO	4,65
CaO	0,85
Na <sub>2</sub> O	2,50
K <sub>2</sub> O	2,35
TiO <sub>2</sub>	0,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20
MnO	0,20
H <sub>2</sub> O +	3,90
H <sub>2</sub> O -	<u>0,50</u>
Total...	<u><u>99,20</u></u>

Q : 13,98 - Cor. : 13,47

Paramètres CIPW-Lacroix

11,4 - (1)2 - 3(4) - (1)2 - 0 - 1 - 3- .

Ces résultats montrent un % de SiO<sub>2</sub> assez faible, celui en

CaO très bas. Par contre  $Al_2O_3$  et FeO sont en quantité notable. Mais ces résultats ne sont pas tellement surprenants après l'étude pétrographique que nous avons faite de ce faciès montrant les profondes altérations subies par la roche. Ces transformations, en effet, sont essentiellement représentées par des minéraux phylliteux : séricite, chlorite, argiles, et par la pyrite. De plus l'absence de calcite ou d'épidote est à noter. Si nous considérons les compositions chimiques approximatives de ces néoformations, nous constatons qu'elles se rapprochent relativement bien de la composition de la roche. La séricite qui se développe dans la pâte et dans les plagioclases en les remplaçant presque totalement, a pour formule  $6 SiO_2 \cdot 3 Al_2O_3 \cdot K_2O \cdot n H_2O$ . Elle représente donc par rapport à la formule des plagioclases acides, un enrichissement en alumine, important, la soude disparaissant au profit de la potasse.

J. de Lapparent, dans son " Etude comparative de quelques porphyroïdes Françaises ", a montré que cette transformation se fait par élimination de silice plutôt que par apport d'alumine.

Le problème de l'origine de la potasse est plus délicat. A l'analyse le % en poids de  $K_2O$  est voisin de celui de la soude; mais à l'étude minéralogique, l'orthose semble absente. Il y a donc deux possibilités : ou la potasse provient de la destruction de minéraux en renfermant ( orthose, plagioclase, biotite) ou bien sa présence est due à un apport d'origine extérieure à la roche.

Le minéral le plus susceptible d'avoir fourni la potasse (mis à part l'orthose) est la biotite. Nous n'en avons trouvé aucune trace dans cette roche mais par contre, elle semble se présenter en résidus dans les éléments de la brèche qui accompagne cette variété verte. On peut donc supposer ici, que la biotite a été totalement détruite et remplacée par la chlorite et le quartz.

La potasse ainsi libérée servirait à la formation de la séricite. Faute de preuve ce n'est qu'une hypothèse, qui n'exclut pas d'ailleurs la possibilité d'un léger apport étranger par solution, l'eau étant dans toutes ces transformations le véhicule indispensable.

La composition virtuelle de la roche (CIPW-Lacroix) montre 13,98% de quartz libre et 13,47 de corindon. Ce dernier % traduit bien le déséquilibre actuel de la roche.

On peut, par un petit calcul, rectifier cette composition chimique en tenant le raisonnement suivant :

- Dans l'état actuel de la roche, on peut supposer que toute la potasse entre dans la constitution des produits d'altération, essentiellement dans la séricite, les quantités de potasse contenues dans la chlorite et les argiles étant considérées comme négligeables.

A l'analyse, nous avons 2,35% de K<sub>2</sub>O soit 25 millimolécules. En partant du principe que la roche n'a pas subi d'apport alumineux, on peut donc baser notre calcul sur cette constante alumine.

La séricite a pour formule:	6 SiO <sub>2</sub>	3 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	nH <sub>2</sub> O
soit en millimolécules	:	150	75	25
-----				
Albite	:	6 SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O
soit à Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Constante	:	450	75	75

Dans la formation de la séricite, la perte en silice est donc de 300 millimol., celle en soude de 50 millimol.

En ajoutant ces valeurs à celles de l'analyse chimique et en ramenant les quantités d'oxydes à 100, on obtient une composition chimique primitive à 57,98% de SiO<sub>2</sub> et 17,91% d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Ces valeurs évidemment, n'ont rien d'absolu, mais elles doivent être très proches de la réalité.



En effet, nous avons fait le calcul d'après la formation de la séricite. Mais il est à peu près certain que la chlorite et les argiles n'ont pas fixé la silice libérée par la séricitisation, car, ces minéraux sont eux-aussi alumineux et tirent leur origine de silicates d'alumine.

Les paramètres CIPW-Lacroix, d'après l'analyse non modifiée, sont : II, 4, (I)2, 3, (I)2, I, I, 3

Ils correspondent dans la classification moderne des roches éruptives de R? Frey à une Dacitoïde magnésienne. Le paramètre  $r=(I)2$  indiquerait une tendance alcaline, plaçant cette roche dans une position intermédiaire entre les rhyolites et les dacites.

Avec l'analyse modifiée, il n'apparaît aucune variation dans les paramètres p et q.

Nous avons également utilisé la méthode de A. Rittmann. Précisons que c'est, parmi les trois méthodes préconisées par cet auteur, celle qui ne fait pas intervenir la composition minéralogique réelle de la roche.

Avec l'analyse non modifiée les paramètres sont :

SiO <sub>2</sub> = 51,75	AlK = 6,10
AL = 19,39	K = 0,38
FM = 20,50	an = 0,52
CaO = 0,85	

Conclusions : Champ B6

FM = 20,50 "Labradorite trachy-andésite "  
à olivine ".

Ce résultat nous éloigne assez des rhyodacites. Mais l'avantage de cette nomenclature est de délimiter des champs

successifs en fonction de paramètres simples qui n'utilisent pas de composition virtuelle intermédiaire. Ainsi le champ B est déterminé sur l'abaque en fonction uniquement des paramètres SiO<sub>2</sub> et AlK. A l'intérieur du champ B, la plage 6 est déterminée par an et K. FM précise ensuite le nom de la roche.

Avec l'analyse modifiée on retrouve une nomenclature voisine de celle obtenue avec les paramètres CIPW-Lacroix.

SiO<sub>2</sub> = 57,98.      Al = 16,12      an = 0,45

Champ A6 " dark labradorite rhyodacite ".

Ainsi le caractère rhyodacitique réapparaît encore.

La nomenclature de A. Rittmann semblerait donc être plus sensible aux variations chimiques. Ceci est peut-être dû au fait que les résultats pondéraux de l'analyse sont utilisés presque directement, sans être transformés en composition virtuelle.

Toutefois, nous serons très prudent quant à l'interprétation de ces résultats, étant donné la composition chimique un peu abhérante.

Nous avons vu que l'on peut, dans une certaine mesure, évaluer la perte de silice, mais on ne peut le faire pour les éléments calco-sodiques. Aussi, concluerons-nous en disant que cette roche a subi des transformations chimiques assez importantes et que primitivement, elle devait se rattacher à un magma légèrement siliceux, plus proche des rhyodacites que des andésites.

- VARIETES ROUGES.

- An. N° 2 : éch. GRI. gorges du Guil.  
 Analyste : Mlle. J. Orliac - Mars 1961 -  
 Référence : N° 1488 Labo. Géol. Clermont-Ferrand.
- An. N° 3 : éch. GGI. gorges du Guil.  
 Analyste : Mlle. J. Orliac - Mars 1961 -  
 Référence : N° 1488 Labo. Géol. Clermont-Ferrand.
- An. N° 4 : éch. R. Feys (analyse citée N°49 - Thèse Paris 1957)
- An. N° 5 : P. Termier (analyse citée - BSGF 1901)

	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	59,95	61,55	56,46	58,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,40	19,15	16,48	19,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,05	5,20	5,48	3,01
FeO	0,20	0,30	0,13	1,41
MgO	3,55	3,10	2,33	4,15
CaO	3,50	3,40	8,08	3,15
Na <sub>2</sub> O	2,95	3,10	5,08	6,80
K <sub>2</sub> O	0,95	0,65	0,79	1,00
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,60	0,62	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,15	0,15	
MnO	0,05	0,05	0,08	
CO <sub>2</sub>			1,75	0,40
H <sub>2</sub> O +	2,35	2,20	3,10	2,10
H <sub>2</sub> O -	0,0	0,0	0,15	
Total..	99,45	99,45	100,68	100,32
Q =	27,0	29,76	10,20	2,58
Cor =	8,47	7,45	0,0	2,65
An% =	57,0	53,7	40,2	
$\frac{K_2O+Na_2O}{CaO}$ =	0,9	0,9	1,2	2,7



an.2	an.3	an.4	an.5
Paramètres magmatiques CIPW-Lacroix. Classification R. Frey.			
(I)II, (3)4, 3, 4'	(I)II, 3(4), 3, (4)5	II, 4(5), 3, (4)5	'II, 5, 2, (4)5
rhyodacite	rhyodacite	dacite	andésite

Paramètres et nomenclature de A. Rittmann

SiO <sub>2</sub> =	59,95	61,55	56,46
Al =	18,36	17,23	14,84
FM =	12,42	11,78	10,37
CaO =	3,50	3,40	8,08
AlK =	5,37	5,30	0,41
K =	0,17	0,12	0,09
an =	0,57	0,52	0,27

Champ A8

Champ A8

Champ B7

Labradorite    Dacite    Labradorite    Dacite    Light andésite

Les résultats de ces analyses sont assez divergents sur un point important : les % d'éléments calco-alcalins, où l'on note des % nettement supérieurs en chaux et en soude dans les analyses citées de P. Termier et de R. Feys. Par contre les analyses 2 et 3, effectuées sur des échantillons assez semblables, donnent des résultats sensiblement identiques entre eux. Notons cependant que dans les analyses 2, 3 et 4, la chaux prédomine sur la soude, l'analyse 5 s'isolant avec une teneur très élevée en ce dernier élément. Dans les quatre analyses, la potasse est en très faible quantité.

Ces résultats mettent donc, à priori, en évidence le caractère calco-sodique de ces roches, ce qui confirme l'étude pétrographique.

Comme dans l'analyse I (variété verte), la teneur en alumine est anormalement élevée. C'est d'ailleurs un caractère que nous retrouvons dans toutes les compositions chimiques de faciès paléovolcanique.

La composition virtuelle CIPW met en évidence l'excédent de Silice libre sous forme de quartz, et d'alumine en corindon. Or, à l'étude minéralogique, le quartz n'existe que dans la pâte, à l'état cryptocristallin. Ceci indique peut-être, un verre initial très acide, le quartz étant resté à l'état potentiel dans celui-ci. D'autre part, l'excédent d'alumine, élément peu mobile, peut provenir d'une perte en certains corps, tels que la soude ou la chaux par exemple. L'alumine excédentaire entre pour une bonne partie dans la formation d'argiles (kaolinite, montmorillonites, vermiculites ?), mises en évidence par les diffractogrammes de Rayons X.

Les rapports or/plag. sont toujours très faibles, ce qui confirme le caractère plagioclasique observé à l'étude pétrographique. On peut noter d'autre part, l'équilibre alcalins-chaux feldspathisable, dont le rapport moléculaire reste voisin de 1. Mais le plagioclase moyen calculé d'après la composition virtuelle serait une andésine ayant de 40 à 57% d'Anorthite. Or, ceci est loin de concorder avec l'observation en lame mince, où nous avons vu que les phénocristaux sont de l'oligoclase (An<sub>20</sub>-An<sub>30</sub>). En partant du principe que les phénocristaux sont **toujours plus** basiques que les microlites formés en dernier lieu, on est conduit à penser qu'une partie de la chaux feldspathisée dans la composition virtuelle provient d'autres minéraux. Ce qui modifierait alors le rapport alcalins/chaux feldspathisable, le rendant nettement supérieur à 1.

Nous avons résumé en un tableau les paramètres et nomenclatures obtenus par différentes méthodes. Il est à remarquer, par ces comparaisons, que dans la classification de Lacroix ces roches prennent place dans un groupe acide : rhyodacite et dacite, alors que dans la méthode de Rittmann elles sont étiquetées " labradorite dacite " et " light andésite ".

Nous ne pousserons pas trop l'interprétation de ces résultats d'analyses chimiques en raison même des anomalies qu'ils présentent ( $Al_2O_3$  notamment). Nous retiendrons donc essentiellement les caractères quartziques et calco-alcalin qui rangent ces roches dans un magmatisme de type dacitique.

Nous ne possédons malheureusement pas d'analyses chimiques du ciment rhyolitique de la brèche de base, ni des éléments de cette brèche. De l'étude chimique du volcanisme du Guil, nous retiendrons donc les caractères suivants :

- Acidité moyenne. La silice n'apparaît généralement pas sous forme de phénocristaux de quartz, mais par contre occupe une place importante dans la pâte.

- Variation chimique progressive des phénomènes magmatiques vers un terme plus calcique, les premières manifestations étant alcalines. Toutefois la chaux ne prédomine jamais nettement sur les alcalins.



# MINÉRALISATIONS

et

# MÉTAMORPHISME.

-----

Les minéralisations secondaires affectant tout ce gisement volcanique sont importantes et de plusieurs types. On distingue en effet :

- la pigmentation de certains faciès par des oxydes de fer.
- la pyritisation.
- Les filons de calcite.
- les zones à paragenèse d'albite, quartz, chlorite, épidote, malachite et azurite.

## Les oxydes de fer.

Cette pigmentation affecte la brèche à ciment rhyolitique et les dacites. De fait, cette oxydation est ancienne et date de la mise en place de ces roches. Nous avons vu notamment à ce sujet, que les fragments rhyolitiques contenus dans le verrucano sont déjà fortement pigmentés, un peu moins cependant que la roche en place.

Ces oxydes sont essentiellement de l'hématite, plus rarement de l'ilménite, avec leurs produits d'altération : goethite et limonite.

La magnétite peu fréquente est d'origine magmatique. Les analyses chimiques portant sur les dacites (An.2,3,4,) ne montrent pas des teneurs anormales en  $Fe_2O_3$  : 5%; quant au fer ferreux il reste inférieur à 1%. Il semble donc bien qu'il n'y ait pas eu d'apport extérieur de fer. Il est vraisemblable que les roches, dès leur mise en place, ont été soumises à des facteurs d'oxydation d'action très rapide puisque ces phénomènes se sont pratiquement achevés avec la sédimentation permo-triasique.

-----

### La Pyrite.

Les tufs bréchiques rhyodacitiques présentant, à côté du faciès frais, un faciès vert très altéré et riche en pyrite. Une analyse chimique de ce faciès (An.I), où la pyrite n'apparaît pourtant pas à l'oeil nu, donne plus de 8% de fer ferreux. Il ne fait aucun doute que cette minéralisation sulfurée correspond à un apport ultérieur par des vapeurs ou des solutions, lesquelles sont vraisemblablement responsables de la profonde altération des roches. (Cette altération, principalement en séricite et argiles nécessite en effet beaucoup d'eau.); Notons d'autre part, que cette minéralisation en pyrite est antérieure à la mise en place des dacites, car celles-ci ne sont jamais affectées par ce phénomène. Ce qui confirme donc l'hypothèse d'une minéralisation contemporaine de la phase magmatique qui a donné ces tufs.

Cette pyrite est finement cristallisée, disséminée dans toute la roche; elle forme parfois des petits amas. Elle a donné naissance à des produits d'altération tels que limonite et sulfures, qui tapissent les diaclases et les surfaces de la roche. Leurs teintes brunes à jaunâtres se repèrent de loin et correspondent aux zones les plus minéralisées.

### Les filons de calcite.

Les filons de calcite sont abondants et affectent principalement les dacites. Ils sont notamment bien visibles sur la paroi dominant la route du Queyras, au voisinage du deuxième tunnel. Ces filons de calcite ne dépassent jamais une quinzaine de m. de longueur, pour une puissance variant de quelques mm. à 15 cm. La surface aux éponges ne peut être évaluée. Les contacts avec la roche encaissante sont francs. Seuls des oxydes de fer ont parfois diffusé sur quelques mm. dans la calcite, lui donnant une teinte légèrement rosée.



On voit souvent en bordure du filon un petit liseré d'un minéral fibreux blanc verdâtre orienté perpendiculairement au contact avec l'encaissant. Ajoutons enfin, que ces filons de calcite renferment fréquemment des fragments, parfois de longues lentilles très minces de la roche volcanique.

Ces filons ne se présentent jamais isolés mais groupés parallèlement.

Au point de vue tectonique, ils montrent nettement que ce coeur anticlinal volcanique est haché par des petites failles dont les compartiments s'abaissent successivement vers l'W. Les décrochements, appréciables justement par le décalage de ces filons, sont relativement faibles, de l'ordre de quelques mètres.

Ces filons recoupent parfois les zones de minéralisations complexes que nous allons étudier.

#### Les zones à paragenèse complexe.

Il ne s'agit pas à vrai dire de filons, mais plutôt de zones affectées par des minéralisations à caractères métamorphiques. On les rencontre dans la brèche à ciment rhyolitique et dans les dacites.

- Dans la brèche, la roche prend souvent un aspect "variolitique". Des taches claires, blanches à vertes, difformes, envahissent la roche, donnant l'impression de remplissage de vacuoles. La bordure verte de ces taches est constituée par de la malachite.

Au microscope on voit, dans la pâte pyroclastique fortement pigmentée par les oxydes de fer, des taches claires constituées d'épidote très abondante, d'albite de néoformation et de malachite. L'albite est globulaire et ne présente souvent pas de mâcles; elle est très limpide mais renferme de fines inclusions. La malachite forme un feutrage mêlé à l'épidote, ou constitue parfois des noyaux dont le centre est occupé par un agrégat d'albite.



Dans les dacites on rencontre tantôt des petits bancs, peu importants (15 cm. d'épaisseur), tantôt des zones situées le long de grandes diaclases et qui semblent avoir joué le rôle de plans de glissement (les stries de frottement sont bien marquées). Dans les deux cas, la teinte est verdâtre et le contact avec l'encaissant est irrégulier.

On reconnaît en lame mince une pâte ancienne à phénocristaux, dont les éléments sont altérés. Sur ce fond ancien se détachent des minéraux absolument frais, qui sont essentiellement de l'albite et un peu de quartz. Ces minéraux forment des filonnets, mais aussi des amas de lattes enchevêtrées, où s'isolent dans la pâte? Fréquemment, l'albite cristallise en bordure ou sur une partie d'anciens phénocristaux de plagioclases (voir photo). Il arrive que le quartz prenne un développement plus grand, les cristallisations d'albite étant alors au contraire moins abondantes.

Microscopiquement, à la malachite se joignent parfois un peu d'azurite et des dentrites de manganèse.

Le caractère métamorphique de ces cristallisations, albite principalement, est indéniable. Mais s'agit-il d'un métamorphisme topochimique ou d'un métamorphisme hydrothermal sodique ?

Les cristallisations de lattes d'albite sur d'anciens plagioclases, ou simplement d'une petite frange bordant ceux-ci, seraient en faveur d'un métamorphisme sans apport, la soude étant exsudée par la destruction de certains plagioclases. Mais les nombreux filonnets évoquent plutôt des cristallisations de solutions, circulant dans des fissures par exemple. A l'appui de cette dernière hypothèse, il y a également le mode de gisement en tapissage (quelques cm.) de plans de glissement.



L.P.

L.M. 3195



alb. : albite de néoformation

plag.: plagioclases très altérés.

Métamorphisme: albites de néoformation  
envahissant un vieux plagioclase .

Nous retrouverons cette albitisation en plusieurs points des gisements du Marinnet et du versant italien, avec un développement beaucoup plus grand à caractère filonien.

Ce métamorphisme est relativement localisé et il est de faible intensité. Il est un autre fait sur lequel nous voudrions insister; c'est la disparition totale des éléments vitreux de toutes ces roches volcaniques, et l'aspect cryptocristallin de la pâte. Ceci est d'ailleurs un phénomène assez général dans les vieilles laves ou tufs. On dit alors, qu'elles ont un faciès paléovolcanique. Lors d'un épanchement volcanique, le matériel magmatique subit un refroidissement rapide, par conséquent sa cristallisation est hâtive, incomplète. Le verre en est un témoin. Aussi est-il vraisemblable que la pâte des roches d'épanchement soit dans un équilibre peu stable, et qu'à une échelle géologique très longue, elle tende peu à peu à recristalliser. On pourrait donc parler d'un " autométamorphisme " des laves anciennes.



## GISEMENT DU MARINET ET VALLE DEL MAURIN

---

### Situation géographique.

La région étudiée est située en rive gauche de la Haute-Ubaye. Elle constitue une bande orientée Nord Ouest-Sud Est, limitée au Nord par le Vallon de Mary, au Sud par les premiers contreforts du Massif des Aiguilles de Chambeyron. Cette bande vient se resserrer progressivement à la frontière franco-italienne où elle passe sur le versant italien entre les Cols de Mary et du Marinet. En Italie elle suit le torrent Maurin sur sa rive droite, le coupe au niveau des Grangie Rabet et le suit ensuite sur sa rive gauche jusqu'aux environs du village de Saretto.

### - GISEMENTS DU MARINET

#### Cadre Géologique

Cette région appartient à la zone Briançonnaise, et constitue le prolongement de l'axe anticlinal de l'unité inférieure des nappes du Guil. Mais, comme l'a montré G. Gidon (1958); la structure anticlinale est ici beaucoup plus complexe; le flanc nord de l'anticlinal, écaillé, est chevauchant vers le sud, le tout ayant été déjeté vers l'est par la suite. Cet anticlinal est essentiellement constitué par la série siliceuse : du Carbonifère aux quartzites Werfénien, dont la couverture mésozoïque décollée ne subsiste que sporadiquement en position stratigraphique normale. L'équivalent de la nappe II du Guil ne subsiste ici que sous forme de Klippes. Mais alors que l'on ne connaît par G. Houiller à la base de la nappe II dans le Guil, nous en avons découvert un lambeau, non signalé jusqu'à présent, à la

base d'une klippe (point coté 2826, au Sud des lacs supérieurs du Marinet).

Comme dans la fenêtre du Guil, le cœur de l'anticlinal est ici constitué par les terrains carbonifères et les roches volcaniques permienues, surmontés par le Verrucano conglomératique et les quartzites du Permo Trias. Nous donnerons quelques rappels stratigraphiques succincts de ces séries siliceuses :

#### Le Carbonifère.

##### - Westphalien supérieur.

Il est représenté par un lambeau de grès à la base de la klippe du point 2826. Ce grès est tout à fait identique aux grès clairs du houiller de la fenêtre du Guil.

##### - Stéphanien.

Ce niveau, reconnu par H. Gidon comme Stéphanien probable affleure depuis le lieu dit " la Blachière " (rive gauche de l'Ubaye) sur les deux rives du Vallon de Chillol jusqu'au lac de même nom. Il s'agit de formations détritiques grossières, conglomératiques, dont l'érosion donne une morphologie mamelonnée. Le matériel de ces formations est constitué d'éléments détritiques provenant de l'érosion de roches cristallines ou cristallophylliennes.

- La trame phylliteuse orientée enveloppe des îlots constitués par une mésostase quartzreuse de recristallisation, des grains de quartz cataclastiques, des résidus de feldspaths : microcline et orthose, de l'apatite, des débris de tourmaline verte, des oxydes de fer altérés en limonite et leucoxène.

La trame est formée de séricite et d'argiles. Localement quelques lamelles de muscovite ont recristallisé à partir de la séricite; les paillettes déchiquetées de muscovite détritiques sont assez nombreuses. La roche a subi une légère recristallisation qui se traduit essentiellement dans le remplacement des grains de quartz

par une mosaïque, la formation de séricite et de quelques lamelles de muscovite. Les grains de quartz nourrissent la mésostase quartzreuse dans le sens de la schistosité.

Enclaves. On trouve dans ce stéphanien de nombreuses enclaves arrondies de même nature que l'encaissant. Mais la pâte phylliteuse n'est pas orientée. Ces galets sont extrêmement riches en tourmaline fortement pléochroïque (incolore à vert, parfois bleu). Ce minéral se présente en prismes isolés ou groupés aussi bien dans les grains de quartz que dans la pâte. Certains amas ont des caractères détritiques, mais d'autres ont une disposition très particulière : les prismes se disposent en rosette, évoquant l'aspect des luxullianites. Des taches d'hématite accompagnent fréquemment cette tourmaline.

#### - Le Permien.

##### LE MATERIEL VOLCANIQUE.

La position stratigraphique de ces roches n'est déterminée que par rapport au Verrucano qui les surmonte. En effet aucun contact avec le stéphanien n'est visible, ni voisinage d'affleurements. Nous pouvons donc attribuer un âge permien aux épanchements volcaniques, sans précision supplémentaire. Ces matériaux sont d'apparence stratifiée, de teinte variable, généralement verte, parfois gris-bleuâtre à violacé.

#### - Le Permian-Trias.

##### LE VERRUCANO.

Le matériel volcanique est surmonté par les formations fini-permiennes que l'on englobe sous le terme très général de Verrucano. Ici encore, aucun contact entre les deux formations n'est visible.



Ces formations détritiques débutent par un niveau schistoïde lie de vin, qui représente sans doute le remaniement du matériel volcanique sousjacent. Cette roche se charge rapidement en galets de quartz et passe progressivement à un conglomérat à ciment lie de vin et éléments rubéfiés. Puis la teinte s'éclaircit rapidement, le conglomérat passant à un grès grossier à galets de diverses natures. Le ciment est parfois très chloriteux d'où la teinte légèrement verdâtre sur laquelle tranchent de petits galets de quartz roses ou verts et de nombreux fragments rouge-brique de rhyolite. La stratification devient régulière, bien marquée par l'alignement des fragments rhyolitiques.

Le passage Verrucano-quartzites se fait en continuité par disparition des éléments colorés, la roche constituée de modules de quartz passant finalement à un quartzite finement cristallin.

#### Micrographie.

##### - Schistes conglomératiques lie de vin.

La base de cette série est représentée par un faciès gréseux parfois schistoïde. La dimension des grains ne dépasse pas quelques mm. Les galets plus gros de quartz sont peu abondants, les fragments rhyolitiques sont très petits.

- Au microscope, ce faciès montre une pâte fine argilo-sériciteuse et quartzreuse très chargée en hématite, cimentant et corrodant des débris de quartz à extinction onduleuse, plus ou moins recristallisés en mosaïque, des petits fragments rhyolitiques et quelques quartz à golfes de corrosion magmatique. Les grains de tourmalines, nettement détritiques, sont moins abondants que dans le stéphanien, Les phyllites sont orientées, les recristallisations de quartz le sont moins. On note cependant quelques belles figures de " Pressure-Shadows " dans des lamelles de quartz aux extrémités de certains galets.

En s'élevant dans la série (ech.4I), la dimension des éléments clastiques augmente, mais le ciment reste le même, toujours très chargé en oxydes de fer.

Le Verrucano - Le passage au Verrucano banal, leucocrate, est rapide, par diminution de la pigmentation ferrugineuse. (ech.45). La pâte argilo-sériciteuse enveloppe de petits grains isolés ou des galets de quartz entièrement recristallisés en mosaïque. Quelques passées sont très riches en chlorite.

Les Quartzites - Les quartzites blancs sont banals, mais présentent cependant quelques paillettes de micas blancs. Bien que le Verrucano et les quartzites témoignent d'une sédimentation continue, il semble que si l'on doit faire une coupure (arbitraire) entre ces deux faciès, elle doit se situer à la disparition des éléments rhyolitiques. (M.J. Debelmas, renseignement oral.).

#### - LES ROCHES VOLCANIQUES.

##### Situation.

Le gisement étudié forme une bande allongée NW-SE, entre les lignes de crêtes siliceuses (verrucano-quartzites) de la Grande Aiguille de Mary, Aiguille Large, Roche Noire au Nord, et les sommets cotés 2695 etc... au Sud. C'est là, le cœur d'un anticlinal complexe, le matériel volcanique s'étant comporté avec une grande souplesse par rapport aux séries siliceuses, se laminant et se plissant parfois intensément.

Les roches volcaniques sont généralement de teinte verte, parfois gris-bleuâtre, cette dernière teinte semblant souvent liée aux faciès les plus tectonisés.



Coupe N° I - Coupe Type.

Le complexe volcanique est constitué de matériaux variés, laves, tufs et brèches, dont l'ensemble complet est visible sur une coupe NNE-SSW, de la rive gauche du Béal de Marinot au Nord jusqu'à la crête dominant la rive Sud des lacs supérieurs au Sud.

Cette coupe montre une succession de couches isoclinales, à pendage SW, donnant des escarpements sur leurs faces Nord et des pentes plus douces sur leurs plans Sud (surfaces structurales).

Du nord au Sud, nous trouvons la succession suivante :

- a) - Une épaisseur de 25-30m. de roches gris bleuâtres laminées au sommet.
- b) - 50 m. de roches très claires, d'aspect gneissique, se débitant au sommet en feuillots friables à toucher talqueux. Ce niveau présente une intercalation de roches analogues à celles de a).

Au fond du vallon creusé par le déversoir des lacs supérieurs affleurent à nouveau quelques schistes bleuâtres.

- c) - Les premiers escarpements conduisant aux lacs supérieurs montrent d'abord 15 m. de roches verdâtres, d'aspect gneissique parfois rubanné, puis une lame de quartzites très laminés, réduits à l'état de mylonites sableuses.

d) - Enfin une série de 30-40 m. constituée de roches vertes rubannées à la base, puis d'un niveau de brèche, passant au sommet à une roche bleuâtre mouchetée de tâches blanches, et qui disparaît sous les lacs supérieurs du Marinot.

- e) - La crête dominant la rive Sud de ces lacs montre quelques lambeaux de roches vertes, laminées et plissotées au voisinage de la charnière anticlinale siliceuse dont elles sont séparées par une lame de quartzites mylonitisés.

Il est à noter que toutes les séries constituant cette coupe sont fortement plissotées à l'extrémité SE de leurs affleurements



ETUDE PETROGRAPHIQUE.

Nous allons reprendre en détail l'étude macroscopique et microscopique de cette série suivant les divisions précitées.

a) - Roches sombres, gris bleuâtres, finement cristallines, grossièrement schisteuses, présentant localement des nodules ou des tâches vertes diffuses.

Micrographie :

La structure apparaît hétéroblastique, les phénocristaux (Feldspaths) entiers ou résiduels se détachent sur une mésostase cristalloblastique de quartz et feldspaths, chargée de fines paillettes de séricite, chlorites, argiles. Le tout est envahi par la calcite en plages spongieuses, poecilitiques. Les minéraux opaques sont très abondants, en granules ou groupés, dessinant la silhouette de minéraux épigénisés par de des cristaux de néoformation.

Les phénocristaux sont constitués par de grands Plagioclases automorphes, très abimés ne subsistant que sous forme de débris, de résidus. Ils sont envahis par la chlorite, la calcite en plages ou en fin mouchetage. Les traces de macles sont souvent floues ou complètement effacées. Une détermination précise est impossible, cependant ils présentent les caractères d'oligoclase-andésine. La mésostase les corrode; ils sont fréquemment bordés d'une frange plus claire où l'on peut voir un début de recristallisation. Certains présentent une cicatrisation par de la calcite, qui se développe alors en lamelles étroites, allongées parallèlement au plagioclase et perpendiculairement aux lèvres de la cassure.



L.P.

L.M.2530

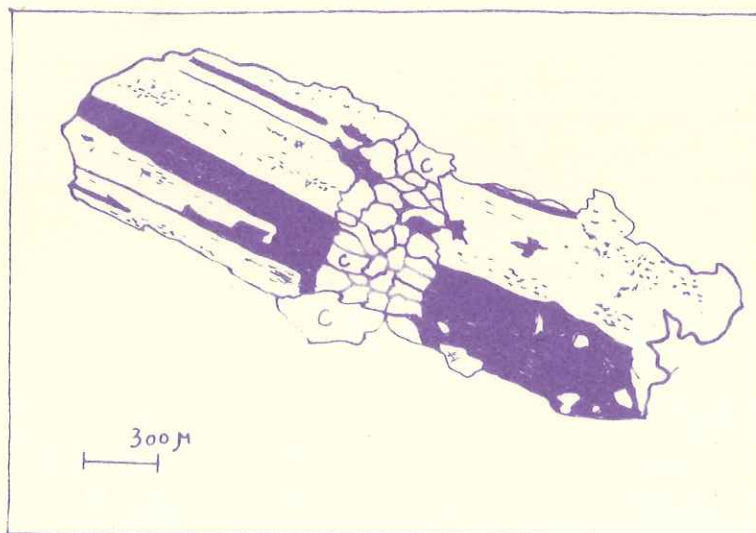
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES GEOSCIENCES  
 DOCUMENTATION

B.P. 53

F. 38041 GRENOBLE CEDEX

Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58

Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr



Phénocrystal d'oligoclase bri é et  
 cic-tri é par de la calcite, dans  
 une pôte cryptocristalline à débris  
 feldspathiques.

Lave (ou tuf?) dacitique, niveau a) de  
 la coupe n°I .

Au contact des plagioclases avec la mésostase s'interpose parfois un liséré de minéraux phylliteux : séricite, chlorite, argiles (montmorillonites ?) en fines paillettes. Ces minéraux phylliteux envahissent d'ailleurs toute la roche, en petites fibres s'insinuant entre les cristaux de la mésostase, dessinant, quand elles se groupent en minces filets, une direction de schistosité (toutefois moins apparente qu'à l'échelle macroscopique). La mésostase est constituée d'agrégats de quartz et albite recristallisés, de débris feldspathiques, de microlites très abimés. Le tout est très oblitéré par les minéraux phylliteux, les minerais opaques et la calcite. Les petites paillettes de chlorite sont moulées par les cristaux de la mésostase, leur cristallisation est donc vraisemblablement contemporaine de celle de la mésostase. Aucun phénocrystal ferromagnésien n'a subsisté, mais peut-être est-il à l'origine de la formation de l'ilménite etc... qui souligne des silhouettes de minéraux actuellement épigénisés en quartz, calcite, chlorite, albite.

On peut interpréter cette roche comme ayant subi une recristallisation partielle qui se traduit par la formation de la mésostase sériciteuse aux dépens de la pâte originelle et par la destruction des ferromagnésiens qui sont épigénisés. La calcite, très abondante, est d'origine plus obscure. Sa cristallisation est postérieure à celle des autres minéraux, car les grandes plages spongieuses englobent poecilitiquement toutes les néoformations.



Elle se présente également en petits rhomboédres chevauchant parfois plusieurs cristaux de la mésostase ce qui montre bien encore son caractère tardif. Reste à savoir si elle doit son origine à un apport de chaux (par solution carbonatée) ou si elle représente le résidu calcique libéré par la recristallisation. L'absence d'épidote est à noter.

Les transformations subies par cette roche relève d'un léger métamorphisme, phénomène qui sera traité dans un chapitre ultérieur.

L'altération proprement dite ne semble produire qu'un peu de minéraux argileux du type montmorillonite.

Le sommet de cette formation présente un aspect plus laminé, très schisteux sur une faible épaisseur, correspondant sans doute à une zone de friction plus intense.

b) Vient ensuite une épaisse série de roches très claires d'aspect gneissique, avec une intercalation de schistes bleus.

Cette intercalation est assez semblable au niveau a), on y retrouve parcellairement des tâches ou nodules verdâtres; cependant à l'œil nu, la pâte est plus fine, moins cristalline, la roche également plus schisteuse.

De part et d'autre, de cette intercalation, la série " pseudo-gneissique " conserve un aspect constant, peut-être plus schisteux dans la partie supérieure.

Micrographie : Quartz - Plagioclases - Albite - Chlorite  
Séricite - Epidote - Leucoxène -  
Minerais opaques.

La trame orientée de chlorite et séricite marque la schistosité dans une mésostase quartzeuse très fine, elle aussi légèrement orientée.



L.P.

L.M.2490



Dans une pâte quartzreuse fine:  
 q : quartz corrodé en doigts de gant.  
 Ph: lit de phengite et chlorite.  
 Felds: Feldspath altéré.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1  
 INSTITUT DE GÉOLOGIE  
 DOCUMENTATION  
 15, RUE MAURICE GIGNOUX  
 F 38031 GRENOBLE CEDEX  
 TÉL. (33) 76 63 50 66  
 FAX. (33) 76 67 62 43

Les phénocristaux : ce sont des plagioclases et du quartz.

Le quartz. Bien que les phénocristaux soient très corrodés par la mésostase et souvent brisés, on peut encore reconnaître des formes bipyramidées. Les golfes de corrosion en " doigt de gant " d'origine magmatique sont fréquents et sont remplis par une pâte finement cristalline de quartz et séricite. Ces quartz présentent nettement des caractères de quartz rhyolitiques.

Les plagioclases sont brisés, corrodés, envahis par des néoformations de quartz, albite, séricite, zoïsite. Ils sont de nature oligoclasique acide.

La mésostase essentiellement quartzreuse est constituée par une purée très fine ( grosseur du grain : 7 ). qui forme le fond de la roche, et par des zones où les recristallisations de quartz sont mieux développées ( 30 ). La mésostase renferme également quelques petits globules d'albite limpide, des oxydes de fer souvent altérés en leucoxène.

L'épidote, est assez abondante, en petits granules alignés dans les lits phylliteux.

Cette roche est un tuf rhyodacitique dont l'aspect détritico des constituants témoigne peut-être d'un remaniement. Ce faciès est analogue aux Bésimaudites : structures et compositions minéralogiques sont identiques, ainsi que le stade de recristallisation. La seule différence provient de la nature des feldspaths qui sont de l'orthose dans les bésimaudites.



c) - le niveau c), formant les premiers escarpements au Sud du Vallon descendant du Pas de Chillol, est constitué par une roche vert clair à petites tâches blanches feldspathiques aplaties selon la schistosité.

Au microscope - la roche montre une destruction complète de la structure originelle. Les tâches claires visibles à l'œil nu correspondent à d'anciens phénocristaux de plagioclases écrasés, disloqués, les débris se dispersant parallèlement à la schistosité. Celle-ci est bien marquée par les minces filets de chlorite, séricite, chargées de petits granules d'épidote, de minerais opaques s'altérant en leucoxène, de mouchetures de pyrite.

La pâte est constituée par une purée quartzofeldspathique présentant des recristallisations. Sur ce fond se détachent les débris de plagioclases très abimés.

Les petites albites de néoformation sont fréquentes. La calcite, en petites plages spongieuses, se dispose elle-aussi, selon la schistosité.

Cette roche ne semble pas présenter d'apport étranger (sauf calcite peut-être). Elle correspond assez bien à une lave ou à un tuf non remanié, mais " dynamometamorphisé ", pour employer un terme cher à Pierre Termier.

d)- Cette formation d) présente un développement important, avec une succession de faciès à passages progressifs, non délimitables. La base est constituée par une roche verte d'aspect finement lité, assez semblable au niveau précédent.

L'apparition de nodules très aplatis marque le début de la formation brèche proprement dite. Ces galets deviennent localement très abondants, aux dépens du ciment. Ils ont des teintes blanc verdâtre ou bleu violacé alors que le ciment présente un aspect " gneissique ".

Ce ciment, au microscope, montre une mésostase cristalline très fine, corrochant des phénocristaux de plagioclases isolés ou en agrégats. La chlorite, en petites tâches diffuses ou en fines paillettes est abondante, ainsi que la séricite qui présente parfois des lamelles disposées en éventail (phengite ?).

Les plagioclases sont corrodés, envahis par la chlorite et de grandes paillettes de mica blanc (séricite, phengite ?), ainsi que par la mésostase. Cette dernière recristallisation affectant surtout les individus démantelés, éclatés.

Les microlites sont absents, et si toutefois ils ont existé, ils ont alors été complètement " dégradés " par la mésostase.

- la brèche proprement dite : Les éléments se présentent en noyaux aplatis, de teinte verte ou violacée, et sont cimentés par une pâte chargée en chlorite. On distingue très bien au microscope, en lumière dite naturelle, ces différents éléments.

- les nodules violacés doivent leur couleur à une pigmentation très dense en minerais opaques. Une mésostase très fine corrode de petits phénocristaux de plagioclases. La chlorite ne forme que quelques minces filets chargés en minerais.

- les nodules clairs sont, au contraire des précédents, beaucoup plus chargés en chlorite et moins en minerais opaques. Les plagioclases sont également plus abondants et de dimensions supérieures.

Dans les deux cas, ces plagioclases (et également ceux de ciment) ont une teinte légèrement rosée, d'ûe vraisemblablement à des imprégnations ferrugineuses. A part ceci, ils ne sont pratiquement pas altérés : quelques rares lamelles de chlorite, jamais de sérícite.

- Le ciment de ces nodules présente une mésostase séríciteuse et surtout très chloriteuse (delessite), dont la grosseur de grain (quartz etc...) est variable mais supérieure au grain des nodules. L'épidote est abondante, en granules salis par des imprégnations ferrugineuses.

- La partie supérieure de la brèche.

Les nodules disparaissent rapidement vers le sommet de la formation, la roche verte formant ciment passe progressivement à une roche bleuâtre. Sur les surfaces patinées par l'érosion apparaissent de nombreux phénocristaux blancs.

Au microscope la teinte de la roche est confirmée par une pigmentation dense en minerais : magnétite, ilménite, leucoxène, pyrite ? Cette pigmentation n'affecte pas ou peu les feldspaths et se dispose en lignes suivant la schistosité bien marquée par la grande abondance de la sérícite.

La pâte est microcristalline, très fine, avec quelques glandules mieux cristallisés.

Les phénocristaux de plagioclases sont très abimés réduits en purée, envahis par la chlorite et la sérícite.



Coupe N° 2 : Pas de Chillol

Les crêtes du Pas de Chillol sont formées par une roche d'un beau vert à petites tâches plus claires. Au point côté 2774, on retrouve un faciès bleuâtre tacheté de blanc, identique au faciès de couverture de la brèche (coupe N°I), et dont il constitue le prolongement latéral.

Le faciès vert semble assez régulier macroscopiquement. Mais les études de lames minces et d'analyses chimiques (an.6 et 7) montrent des variations qui portent essentiellement sur les % des minéraux.

Dans une purée quartzo-feldspathique très fine s'insinuent de minces filets phylliteux orientés. Cette pâte corrode des phénocristaux de plagioclases dont l'abondance est variable suivant les échantillons.

Les feldspaths présentent les formes automorphes, à mâcles complexes, caractéristiques des roches volcaniques. Mais ils sont très abimés : brisés, parfois écrasés, corrodés par la pâte et envahis par la séricite, chlorite et une pigmentation par des minéraux opaques. Ces feldspaths sont de nature oligoclasique. Ils ont une orientation quelconque dans la pâte, mais lorsqu'ils sont écrasés, leurs débris tendent à se disposer en files parallèlement à la schistosité. Certains phénocristaux sont partagés en deux par un lit phylliteux, les fragments étant décalés l'un par rapport à l'autre, ce qui montre bien l'importance des microglissements tangentiels qui ont affecté la roche lit par lit, parallèlement à la schistosité.

Ces feldspaths sont souvent affectés par des néoformations de quartz et albite.

L'albite de néoformation, en petits globules limpides généralement non mâclés, est fréquente dans la pâte et dans les plagioclases.

L'épidote est abondante, en granules dans les lits phylliteux, ou en prismes allongés.

Quelques plages de chlorite, quartz, épigénisant d'anciens minéraux ferromagnésiens.

Les variations de faciès apparaissant au microscope dépendent essentiellement de la quantité des phénocristaux feldspathiques et du degré de recristallisation métamorphique. Nous verrons que ceci se traduit également à l'analyse chimique.

Les affleurements de la crête située au Sud des lacs supérieurs de Marinot (Coupe N°1) sont identiques à ces faciès, mais beaucoup plus altérés et laminés.

### Coupe N° 3 - Haut vallon de Chillol - ravin des Velhasses.

Rive gauche du ravin des Velhasses.

Les faciès volcaniques sont ici complètement décomposés par l'altération superficielle. L'étude microscopique montre une pâte quartzo-phylliteuse très chargée en limonite. Les produits argileux sont abondants ; l'épidote est altérée et prend un faciès terreux.

Au pied du sommet coté 2695, le sommet des formations volcaniques présente, bien que très altéré, un aspect nettement détritique qui témoigne d'un remaniement des matériaux éruptifs : la pâte quartzo-phylliteuse est riche en petits grains de quartz détritiques.

Rive droite du ravin des Velhasses.

Au pied de la Grande Aiguille de Mary, nous retrouvons quelques lambeaux de roches bleuâtres, d'aspect macroscopique

assez semblable au faciès a) de la coupe N°I.

L'étude microscopique met cependant en évidence un stade de recristallisation plus avancé.

La mésostase quartzo-albitique est presque totalement de recristallisation. Elle est parcourue par une trame très serrée de chlorite, donnant un aspect "maillé" en lumière naturelle, les fibres de chlorite s'insinuant entre les minéraux grenus. La chlorite se présente également sous deux autres aspects : soit en feuillage orienté, soit en plages "spongieuses" englobant des résidus plagioclasiques ou ~~corrodant~~ des phénocristaux.

Cette pâte grenue et phylliteuse corrode des phénocristaux d'oligoclase. Ceux-ci atteignent 1 à 2 mm. et présentent un aspect assez frais par rapport à ceux des autres roches étudiées, bien qu'ils soient brisés et présentent des épigénisations en calcite, albite, chlorite. Sur leurs bords se développent parfois de belles lamelles de chlorite et phengite. On voit dans la pâte quelques résidus d'orthose craquelée.

L'albite en globules amiboïdes est fréquente, dans la pâte comme dans les vieux plagioclases.

Les minéraux opaques épigénisent des minéraux isolés ou en agrégats. Parfois seul, le squelette du minéral est opacifié, l'intérieur étant recristallisé en calcite et albite.

La calcite est abondante, en plages spongieuses dans la pâte, ou comme épigénisation soit des plagioclases, associée à l'albite, soit d'autres minéraux?

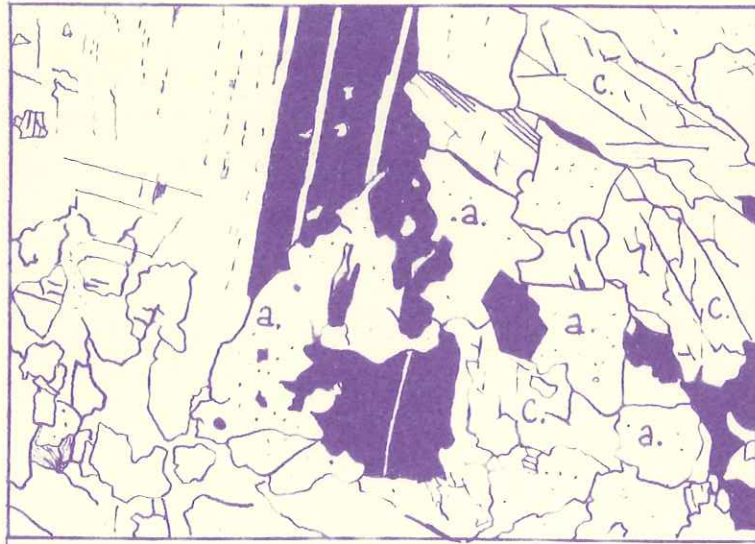
Cette roche bien que très affectée par les recristallisations, semble être une lave ou peut-être un tuf, de nature assez acide.





L.P.

L.M.2500



Ensemble amiboïde d'albite et calcite  
 envahissant un plagioclase altéré.  
 a: albite                      c: calcite

Lave (ou tuf?) dacitique. Rive droite du  
 ravin des Velhasses.

Coupe N°4

Sur la rive Sud-W du plus grand des lacs affleurent quelques niveaux de nos roches venant buter au NW contre un bloc de verrucano et quartzites.

Une coupe NS montre successivement et de bas en haut :

I → Roche gris bleuâtre, schisteuse et très plissotée au voisinage du bloc siliceux.

Micrographie : Dans une mésostase très phylliteuse, nettement orientée, les phénocristaux de plagioclases sont très abondants et tendent eux-aussi, à être orientés selon la schistosité.

Les phénocristaux/CE sont des plagioclases acides (oligoclase-andésine) isolés ou en agrégats. Ils sont généralement brisés, corrodés par la mésostase, quelques rares individus présentent l'aspect de galets roulés, évoquant une origine détritique. Leur état d'altération est variable, certains sont très peu affectés, d'autres sont complètement troubles. Ils sont tous salis par des imprégnations ferrugineuses qui remplissent également leurs fissures en traînées noirâtres, et sont envahis par des cristallisations de chlorite, séricite, calcite, parfois par de petites albites amiboïdes s'éteignant toutes en même temps ou par une mosaïque de lamelles de quartz engrenés.

Généralement ces phénocristaux sont corrodés latéralement par les phyllites tandis qu'à leurs extrémités les cristallisations de la mésostase sont nourries dans le sens de la schistosité.

La mésostase est constituée par des cristallisations de quartz étirés selon la schistosité, et sur-

tout par des minéraux phylliteux : séricite, phengite, chlorite. Elle renferme de nombreux petits débris de feldspaths et, plus rares, de quartz. Les minerais opaques sont abondants et souvent altérés en leucoxène.

Quelques très fines aiguilles d'une amphibole à pléochroïsme fort dans les tons bleus et vert-jaunes. (extinction presque droite : riebeckite ou glaucophane ?).

Cette roche a subi une recristallisation importante, surtout en minéraux phylliteux, et le développement de la schistosité l'a fortement marquée.

Cette roche est à rapprocher de celle du niveau a) de la coupe type en signalant que comme celle-ci, elle renferme de la calcite mais pas d'épidote.

Elle en diffère cependant, par sa forte schistosité qui lui donne une texture micaschisteuse. Les rares aiguilles d'amphibole semblent plutôt être un accident dans la recristallisation.

2 - La série précédente est surmontée par un banc de quelques m. d'une roche schisteuse vert-bleuâtre à tranche cristalline.

Microscopiquement, cette roche ne montre pas une schistosité aussi bien marquée qu'à l'échelle de l'affleurement. Dans une pâte granoblastique constituée essentiellement de quartz et de calcite seules la chlorite accompagnée d'un peu de séricite (phengite) tendent à former des lits irréguliers



soulignés par des imprégnations ferrugineuses.

Le quartz et la calcite ne forment pas des lits alternants, la calcite semble au contraire envahir la pâte quartzreuse. Ce carbonate se présente en plages xénomorphes, souvent spongieuses, rarement exemptes d'inclusions poecilitiques de quartz, albite, phyllites. Certaines plages sont littéralement criblées par ces inclusions, ce qui leur donne un aspect très particulier. L'inverse est plus rare, où l'on voit de minuscules rhomboédres de carbonate moucheter la pâte quartzreuse.

Le quartz est granoblastique, dentelliforme, constituant une mésostase fine sauf au voisinage des plages de calcite où la dimension du grain est supérieure.

On trouve dans cette pâte microgrenue quelques petits résidus de feldspaths plagioclasiques indéterminables.

L'albite de néoformation, en petits globules très peu mâclés, est dispersée dans toute la roche. Associée à la calcite, elle forme des porphyroblastes poecilitiques (calcite, quartz).

La chlorite, en lamelles flexueuses entrelacées, forme des lits diffus s'inclinant entre les minéraux ou les englobant. Elle possède un fort pléochroïsme de vert à incolore, et les clivages sont fréquemment chargés de matières brun-jaunâtre.

Les micas blancs (séricite, phengite) en fines paillettes entremêlées forment de minces filets se ramifiant dans la pâte cristalline,

plus rarement des lits bordés alors de chlorite.

Les minerais opaques (hématite ...) se présentent soit en tâches, soit en fins granules formant parfois des traînées dans les lits phylliteux.

Les chlorites présentent de fréquentes imprégnations brun-jaunâtre.

La structure est granolépidoblastique.

Cette roche a subi des transformations importantes dont témoignent les néoformations de quartz, d'albite, phyllites et de calcite. Du matériel originel non recristallisé ne subsistent que de rares débris feldspathiques.

Les carbonates, étant donné leur grande abondance (40 % de la roche), et leur répartition désordonnée, envahissante, leur aspect pocillitique, semblent bien devoir leur origine à un apport secondaire par des solutions calcaires.

3 - La dernière formation est constituée de roches d'aspect gnéissique absolument analogues au niveau b) de la coupe type. Nous retrouvons donc encore ici ce niveau caractéristique de " bésimaudites ".

#### Coupe N° 5

Butte dominant la rive sud du grand lac de Marinat

Les escarpements de cette butte, face au lac offrent une coupe naturelle des différents niveaux la constituant. D'W en E et de haut en bas, nous observons les faciès suivants, parmi lesquels nous retrouvons la brèche précédemment décrite.

I - Roche gris-verdâtre schisteuse, montrant sur la tranche de petits grains clairs de feldspaths et, plus rare de quartz dans une pâte très fine.

Micrographie En lumière naturelle, on voit un fin réseau phylliteux (séricite, chlorite, argiles ?), chargé en oxyde de fer, qui dessine la schistosité. De ces minces filets partent des ramifications sans aucune orientation précise. Toute la roche est envahie par de très petites lamelles et granules de séricite et chlorite, constituant un fond grisâtre sur lequel se détachent des yeux plus limpides.

Entre nicols croisés, les tâches claires apparaissent formées par des plages xénomorphes de feldspaths ou de quartz, noyées dans une pâte de quartz, séricite, chlorite.

Le quartz, en fragments xénomorphes corrodés par la mésostase, présente l'extinction onduleuse; il est peu abondant.

Les feldspaths ont des formes résiduelles rangées par la pâte. Ils sont troubles, cavernoux, mais en général peu altérés en phyllites ou calcite. Ils ne possèdent pas ou peu de traces de macles, et lorsqu'elles subsistent, elles sont alors très discontinues. L'angle des axes  $\pm 2V$  varie entre  $80^\circ$  et  $84^\circ$ , l'angle d'extinction maximum est voisin de  $32^\circ$ ; il s'agit donc d'andésine (An 44 à 47). Certaines petites plages non mâclées ont un angle  $-2V = 52^\circ$  : ce sont des albites à 8% d'An. Ces feldspaths sont de haute température. Mais par suite de la cataclase et aussi de nouvelles conditions d'équilibre, ils ont été fortement altérés, vraisemblablement par dissolution

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53

F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr



de certains de leurs éléments, ce qui explique leur aspect trouble et caverneux, l'absence ou l'irrégularité des mâcles.

La pâte est constituée par une mésostase de quartz, de séricite et d'un peu de chlorite.

La calcite est rare, généralement en petites plages dans les feldspaths. Elle correspond sans doute à une exsudation de chaux des plagioclases. Les minéraux opaques (limonite et oligiste) sont abondants, imprégnant les lits phylliteux ou en tâches.

Des minéraux primaires ne subsistent que les feldspaths et quelques débris de quartz. La recristallisation a fourni la mésostase où la grande abondance de la séricite orientée traduit la schistosité.

## 2 - Roche vert-sombre mouchetée de blanc.

Elle est très schisteuse et présente sur la tranche des microplissements assez spectaculaires.

L'étude au microscope montre des phénocristaux résiduels noyés dans une mésostase à grain très fin où les lits phylliteux sont très plissotés. On a là un bel exemple d'adaptation plastique d'une roche aux microplissements.

Les phénocristaux résiduels sont du quartz et des feldspaths. Le quartz est cataclastique, à extinction ondulose. Les débris sont toujours groupés, mais repoussés les uns des autres par les recristallisations de la pâte. Ceci montre bien l'importance de la cataclase et de la recristallisation, car il ne fait aucun doute que ces débris, tels qu'ils se

présentent, ont appartenu à des phénocristaux de quartz qui ont été brisés lors des déformations mécaniques de la roche.

Les phénocristaux de feldspaths sont très abimés. Ils sont troubles, jaunis, envahis par de minuscules fibres de séricite et par de belles tablettes de zoïsite. Certains de ces feldspaths montrent encore quelques mâcles qui permettent de préciser leur nature oligoclastique. Ils sont écrasés, éclatés.

Les lits phylliteux sont constitués par des paquets fibreux, orientés et plissotés, d'un minéral vert pléochroïque ou incolore, à biréfringence variable dans les teintes vives : Phengite ?

La chlorite (pennine) s'associe en longues bandes étroites à ces lits phylliteux. Elle constitue parfois des lentilles allongées selon la schistosité. Mais les lamelles de chlorite sont alors orientées perpendiculairement à la schistosité générale. (cf. Harker p.211).

3 - Roche sombre, gris-bleuté, à pâte très fine légèrement schisteuse.

Au microscope, la roche montre une forte pigmentation en minerais opaques.

Les phénocristaux résiduels de plagioclases baignent dans une mésostase légèrement sériciteuse et chloriteuse. La calcite est abondante, est là encore, nous devons constater que la mésostase qui s'y associe présente une grosseur de grain bien supérieure à celle du fond de la roche.

Certains plagioclases présentent encore des formes automorphes, mais le plus souvent ils sont éclatés,

Les débris tendant à se disperser.

Ils sont altérés en chlorite, séricite, calcite.

La calcite est abondante, comme dans certains faciès déjà décrits, présente un aspect "d'envahisseur". Elle s'associe à des recristallisations de quartz et surtout d'albite, et à des débris de plagioclases.

La mésostase est constituée de quartz, séricite chlorite, et d'albite. Cette albite se présente en petits grains xénomorphes, tendant cependant à se limiter par des faces (planes?). La mâcle de carlsbad est la plus générale. La limpidité et l'absence d'inclusions opaques sont caractéristiques.

Cette roche a un aspect hétérogène ; dimension variable du grain des recristallisations, délabrement plus ou moins poussé des plagioclases. De plus, elle est très fissurée, les fentes étant tapissées par de longues lamelles de calcite.

4 - Roche vert-pâle très plissée au contact du niveau de brèche sousjacent.

La pâte isogranulaire est constituée essentiellement d'épidote, séricite, chlorite et quartz. Elle renferme des nodules dont les composants sont de nature assez diverse. Certains yeux sont formés par un agrégat de petits quartz cristallisés, mêlés d'un peu de chlorite. D'autres représentent des résidus de feldspaths recristallisés en mosaïque.



Quelques plages sont constituées de quartz, albite, zoïsite, chlorite et un peu de serpentine. Elles représentent, par leurs composants, d'anciens minéraux ferromagnésiens.

De minces filonnets quartzo-albitiques sillonnent la roche.

5 - Nous retrouvons là, le niveau de brèche décrit dans la coupe type, mais de plus faible puissance. Les caractères macroscopiques et microscopiques sont les mêmes.

6 - Enfin, la base de l'affleurement est constituée par une roche schisteuse présentant une alternance de minces lits grenus leucocrates et verts phylliteux.

Au microscope, les lits grenus apparaissent formés par la mésostase microgrenue, enveloppant et corrodant des plagioclases isolés ou en agrégats.

Les phyllites (chlorite, et séricite) y sont peu abondants.

Les lits de chlorite, séricite, phengite renferment également des feldspaths. L'épidote est abondante, en petits granules disséminés dans toute la roche mais préférentiellement dans les lits phylliteux.

Le caractère dominant de cette roche est l'aspect et la disposition des plagioclases. Ceux-ci sont automorphes mais corrodés et souvent brisés. Ils sont très peu séricitisés et chloritisés; cependant, ils présentent une teinte rosée dûe vraisemblablement à des pigments ferrugineux. Ces plagioclases, ainsi que leurs débris, ont une nette tendance à se disposer en files parallèlement à la

schistosité. Les agrégats sont fréquents, constitués par un enchevêtrement d'individus très corrodés.

Cet agencement des phénocristaux (en lits ou en agrégats) ne correspond pas à la structure d'une lave. Les agglomérats évoquent plutôt un tuf, alors que le litage fait penser à une sédimentation détritique. Notons cependant, qu'il ne semble pas y avoir d'apport étranger. La calcite est rare, représentée par quelques plages associées à de l'albite de néoformation.

#### - Coupe N° 6 - Crêtes de Roche Noire

Le matériel volcanique forme ici une crête régulière jusqu'au point coté 2800, puis s'abaisse rapidement en moutonnements sur le versant italien. Les couches isoclinales, à pendage moyen Nord 124°, 50° Sud-Ouest, reposent successivement en biseau sur le verrucano, les calcaires triasiques et les marbres en plaquettes. Ceci est bien visible sur le versant Nord-Est dominant le Vallon de Mary.

Tout le matériel constituant les crêtes présente un faciès assez constant, très laminé et écrasé. On différencie cependant trois variétés par l'étude microscopique.

1- le niveau de base, reposant sur le verrucano, est le prolongement du niveau (6-) de la butte que nous venons de décrire. La seule différence provient d'un écrasement plus marqué du matériel.

2- Roche gris verdâtre, très schisteuse, riche en séricite et chlorite. La mésostase quartzreuse présente une trame importante, orientée, de chlorite et séricite, chargée d'oxydes de



fer plus ou moins altérés.

Les phénocristaux de plagioclases ont été fortement écrasés, témoins leur aspect disloqué, éclaté, et la tendance des fragments à se disperser suivant la schistosité.

La calcite est très peu abondante; elle provient certainement de la destruction des plagioclases.

### 3. La roche schisteuse, est d'un beau vert pâle.

La pâte est constituée par une purée essentiellement feldspathique, peu affectée par la recristallisation. La schistosité est bien marquée par l'épidote en petits granules. La chlorite et la séricite sont plus diffusées. Les feldspaths sont complètement écrasés et disloqués. Quelques résidus de quartz présentant des golfes de corrosion.

L'apatite est fréquente, en grains ou en baguettes corrodées.

Les minéraux ferromagnésiens sont épigénisés par du quartz, de la chlorite (pennine), des oxydes de fer (ilménite, leucoxène, limonite); l'apatite est souvent associée à ces plages.

Les niveaux 1) et 2) ont une genèse difficile à préciser. Si l'origine éruptive du matériel ne fait aucun doute, le problème se pose de savoir si ce matériel a subi des remaniements postérieurs à sa mise en place, les déformations tectoniques et les recristallisations alpines ne permettent pas d'en avoir une bonne optique.

Le niveau 3) semble être un tuf, riche en phénocristaux, mais très déformé. W. Kilian et P. Termier (1895) donnent deux descriptions semblables de ces faciès de Roche Noire.



Voici qu'elles étaient leurs conclusions :

" Ce schiste ... paraît être un tuf laminé et écrasé. Probablement tuf de mélaphyre (ou plutôt conglomérat mélaphyrique) mais cette diagnose est douteuse. Les feldspaths sont malheureusement indéterminables, de même que le minéral magnésien chloritisé et serpentinisé ".

La nature tufacée de ces niveaux semble donc probable.

#### Coupe N° 7 - Col de Marinot

Cette zone qui marque un net rétrécissement de la bande silicieuse du Marinot, est fortement tectonisée. Des écailles de terrains sédimentaires (cargneules, quartzites) sont coincées entre des affleurements de roches très écrasées d'origine volcanique.

Le pendage des couches, qui restent dans l'ensemble isoclinales, permet d'établir la coupe suivante, du Sud-Ouest au Nord-Est et de haut en bas :

- 1- lame de cargneules.
- 2- schistes verts, chloriteux et sériciteux, très plissotés.
- 3- lambeau de cargneules
- 4- schistes verts, plissés.
- 5- lame de quartzites laminées.
- 6- roche compacte, verte à bleuâtre, à petits phénocristaux écrasés de feldspaths souvent verdis.
- 7- roche verdâtre, litée, très calcareuse.
- 8- schistes quartzo-feldspathiques gris, sériciteux, très laminés. (à rapprocher du faciès " pseudogneissique " de la coupe-type).

- 9- schistes bleu violacé, très écrasés, constituant le sommet de la formation 3) des crêtes de Roche Noire. (zone de laminage intense, avec forte pigmentation ferrugineuse).

Reprenons l'étude pétrographique de ces niveaux.

-2 et -4 ) - la pâte est constituée d'une alternance de lits grenus (quartz et albite) et de lits phylliteux (séricite, chlorite), la séparation n'étant pas toujours très nette. Ces lits sont extrêmement plissotés.

La calcite est abondante, en plages xénomorphes à inclusions pocillitiques d'albite, ou en petits rhomboèdres.

Il est à noter une fois encore, que les albites de néoformations les mieux développées sont associées aux plages de calcite.

#### 6)- Faciès bleuté :

Les phénocristaux de plagioclases sont encore reconnaissables dans la pâte, mais ils ont perdu toutes formes automorphes. Ils sont troubles, caverneux, envahis par des petites baguettes de zoïsite et épidote, des globules d'albite, et des lamelles de chlorite.

Notons l'absence de séricite, l'abondance de l'épidote.

Les granules de minéraux opaques (ilménite) pigmentent toute la pâte, d'où la teinte bleutée à l'échelle de l'échantillon.

#### - faciès vert :

La composition minéralogique est la même que celle du faciès précédent, mais la structure orientée montre de fortes déformations par écrasement. Les minéraux opaques sont peu fréquents et sont altérés en leucoxène.



-7) - La roche est constituée essentiellement de calcite, en plages isogranulaires orientées, enveloppant des globules d'albite ou plus rarement des grains de quartz. Localement cependant ces minéraux prennent plus d'importance, formant des passées finement grenues.

La schistosité de la roche est soulignée par des lamelles de phéngite et de chlorite disposées en lits. Ces lamelles de chlorite ont un pléochroïsme intense, allant du vert très pâle au vert sombre, et atteignant parfois le brun. Cette chlorite est en fait très proche de la biotite et présente les caractères d'une chlorobiotite.

Ce faciès, intercalé dans des niveaux d'origine éruptive, pose un problème car de par sa composition et sa structure, il est à rapprocher des marbres en plaquettes crétacées. Il est cependant plus riche en phyllites et en globules d'albite. D'autre part, à l'affleurement, on ne distingue pas de surfaces de contact anormal avec les formations éruptives.

-8) - Les schistes gris quartzo-feldspathiques constituant ce niveau, sont complètement écrasés et se débitent en minces feuilletés. Ils sont analogues au faciès "pseudo-gneissique" décrit dans la coupe type, et en représente vraisemblablement le prolongement.

#### → GISEMENTS DU VALLE DEL MAURIN (Italie)

Au col de Mary, le rétrécissement des affleurements de roches volcaniques s'accroît, si bien que, sur le versant italien on ne trouve plus qu'une bande étroite et discontinue, orientée NW-SE jusqu'au col Greguri; ensuite, elle subit une forte virgation N-S à l'Est du Mte. Castello, pour reprendre finalement une



## Valle del Maurin : Lago della Sagna del Colle.

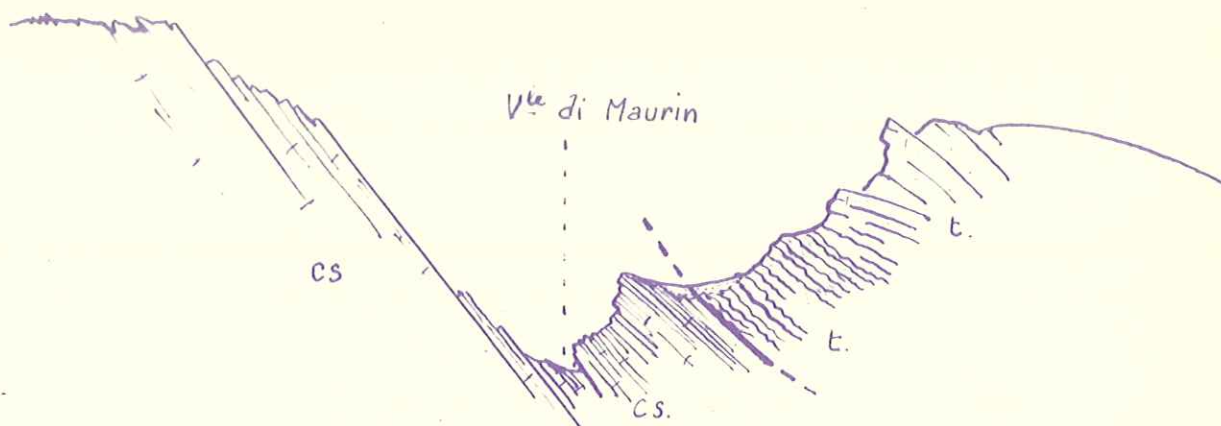


fig. 1

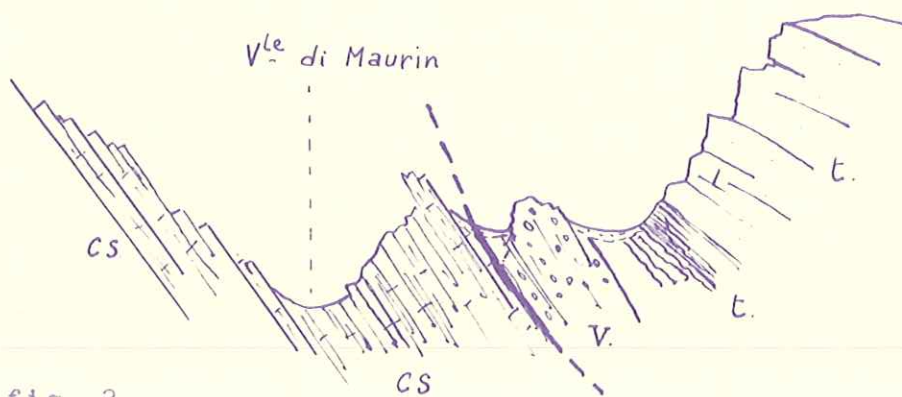


fig. 2

fig. 1 - Partie aval de l'affleurement. Contact anormal entre les tufs volcaniques permien et les marbres en plaquettes crétacés.

fig. 2 - Partie amont de l'affleurement. Contact anormal entre le Verrucano et les marbres en plaquettes.

V: Verrucano ; t: tufs volcaniques ; cs: marbres en plaquettes

--- contact anormal.

La roche est gris-violacé, piquetée de petits grains blancs écrasés. Macroscopiquement compacte, cette roche montre une texture nettement schisteuse à l'étude en lame mince.

- la pâte cryptocristalline est parcourue par des filets chloriteux orientés, chargés d'oxydes de fer. Dans cette trame, les phénocristaux de plagioclases, abondants sont eux-aussi, orientés parallèlement à cette direction de schistosité. Il semble, cependant, que cette orientation soit d'origine tectonique, par laminage, car les individus disposés obliquement sur la direction de schistosité sont tordus ou brisés, les débris tendant à s'orienter.

Ces plagioclases, étant donné leur état d'écrasement et d'altération, sont difficilement déterminables. Certaines sections cependant présentent encore des caractères de l'oligoclase (An 22). Ils recristallisent en gouttelettes d'albite et de quartz, et sont envahis comme la pâte, par de petites baguettes de Zoïsite B. Il est à noter que ces baguettes de Zoïsite sont orientées dans la pâte mais ne le sont généralement pas dans les plagioclases.

La forte densité en phénocristaux feldspathiques ferait plutôt penser à un matériel tufacé qu'à une lave? Nous donnerons lors de l'étude pétrochimique l'analyse chimique de cette roche.

#### GRANGIE DONADEI.

Depuis l'affleurement précédent, il faut descendre jusqu'au niveau de la Grangie Donadei pour retrouver un petit affleurement de permien éruptif, dont le contact avec les marbres en

plaquettes n'est pas visible, masqué par du quaternaire.

La roche est verte, schisteuse; sur la tranche on distingue parfois des nodules plus sombres aplatis. Il y a de nombreuses lentilles ou écailles de quartz orientées selon la schistosité; des filonnets de quartz plus jeunes recoupent le tout.

- Au microscope apparait nettement le caractère pyroclastique de cette roche. Dans la pâte orientée très chargée en séricite, argiles et minéraux opaques rares sont les phénocristaux de plagioclases automorphes. Ce ne sont que fragments corrodés, parfois anguleux, altérés en chlorite, séricite, épidote. Ces minéraux de néoformation se disposent parfois en lits dans la pâte, accompagnés par quelques lamelles de phengite.

Les recristallisations de quartz et albite sont réparties irrégulièrement et sont peu abondantes.

Quelques plages constituées par une association de quartz, chlorite, albite épidote représentent vraisemblablement d'anciens minéraux ferromagnésiens épi-génisés.

#### COLLE GREGURI.

En bordure du sentier qui, de la Grange Nicolina monte au col Greguri, affleurent quelques lambeaux de roches volcaniques.

- le premier, dominant au sud la Grange Nicolina, se présente en lame redressée à la verticale au contact de calcaires triasiques. Le faciès est le même qu'à la Grange Donadci, mais très abimé.

- A proximité du Mte. Castello, à l'altitude 2240, pointe à travers les paturages, un petit lambeau du faciès



" pseudo-gneissique " décrit dans le gisement du Marinot. La roche est de teinte claire, très sériciteuse, et fortement écrasée.

- Au Col Greguri, nos roches sont à nouveau en contact avec les marbres en plaquettes. Elles sont complètement écrasées, et fortement altérées par les agents atmosphériques.

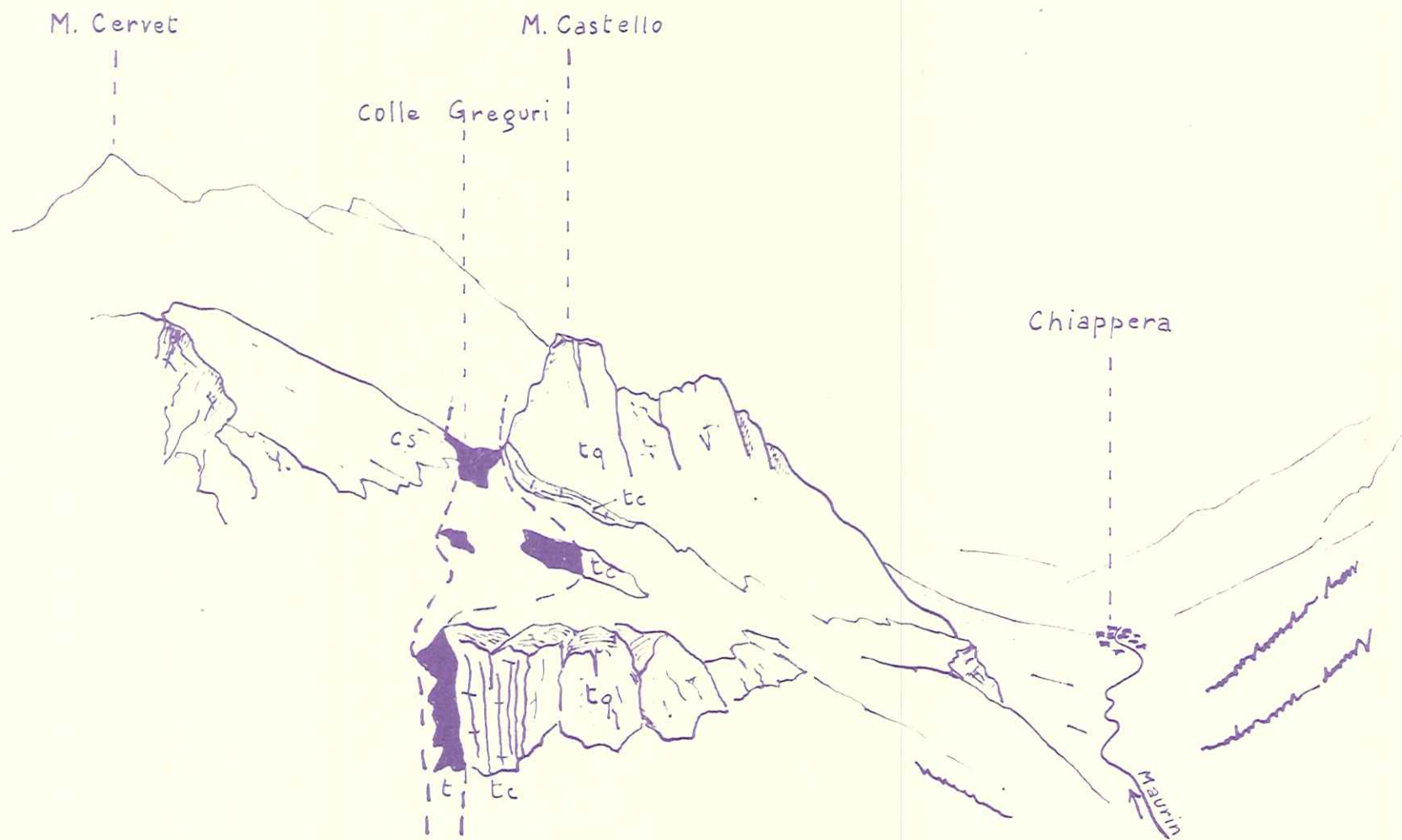
## - ETUDE DE LA ZONE CHIAPPERA - SARETTO.

### CHIAPPERA.

Les affleurements sont situés à l'Est de Chiappera, sur les premières pentes de Rocca Gavia. Les roches sont très diaclasées, divisées en énormes blocs.

Le faciès de la roche varie dans tous les sens, généralement compact, mais parfois très schisteux (Zones de friction ?).

La roche compacte est dure, elle présente sur les surfaces altérées un mouchetage de minéraux blancs qui sont souvent mis en relief par l'érosion, à la façon de grosses têtes de clous sur une vieille porte. Quand la roche est plus schisteuse on ne trouve plus ces granules blancs, mais la roche montre alors une alternance de minces lits granus clairs et de lits phylliteux verts, l'épaisseur de ces lits pouvant d'ailleurs varier. Parfois même les lits blancs disparaissent, la roche présentant alors une teinte verte uniforme. La seule différence avec le faciès compact tient dans ce litage apparent. Celui-ci est vraisemblablement dû aux déformations tectoniques, la roche étant écrasée la recristallisation des minéraux phylliteux s'est faite préférentiellement suivant les plans de schistosité ainsi créés.



VALLE del MAURIN : Panorama du Colle Greguri - (vue des G<sup>is</sup> Donadei)

t: tufs volcaniques permien - tq: quartzites triasiques -  
 tc: calcaires triasiques - Cs: marbres en plaquettes crétacés.

----- Contact anormal.

Le fond de la pâte, finement quartzique, est masqué par un enchevêtrement de petites baguettes de zoïsite B, par de la chlorite et des amas granuleux d'épidote altérée ayant l'aspect terreux.

Les petits nodules clairs qui apparaissent très bien à l'œil nu se distinguent assez mal au microscope. Ils sont constitués par des phénocristaux de plagioclases écrasés, disloqués, envahis par les minéraux qui constituent la pâte. Ils sont fréquemment remplacés par une mosaïque de petits grains de quartz et d'albite.

Les minéraux opaques sont complètement altérés en limonite et leucoxène.

Les variations de faciès que l'on observe en lames minces proviennent de la plus ou moins grande abondance des minéraux de néoformation, et de l'état des plagioclases.

Il est à noter que la séricite est pratiquement absente, et la calcite rare. Le métamorphisme serait donc légèrement plus intense que dans la zone du Marinet, le développement des minéraux du groupe zoïsite épidote remplaçant la calcite et la séricite. (Absence de séricite due à un manque de potasse?).

De nombreux filonnets de quartz mêlés à des globules d'albite et des baguettes de zoïsite sillonnent la roche.

A l'œil nu, ces faciès ressemblent beaucoup aux Porphyroïdes ou Blavirites, mais l'étude microscopique les en différencie par l'absence de séricite.

Lorsque l'écrasement de la roche est plus marqué (faciès schisteux), les petits nodules de plagioclases écrasés tendent à se joindre, formant de minces lits alternant avec des lits constitués par la pâte cryptocristalline et phylliteuse.



SARETTO.

A proximité de Saretto, on retrouve trois affleurements qui forment des mamelons sur les pentes dominant à l'Est le village. La roche présente un faciès assez semblable au faciès schisteux de Chiappera : alternance de lits verts phylliteux et de minces lits blanchâtres, souvent discontinus. L'épidote abondante est visible à l'oeil nu.

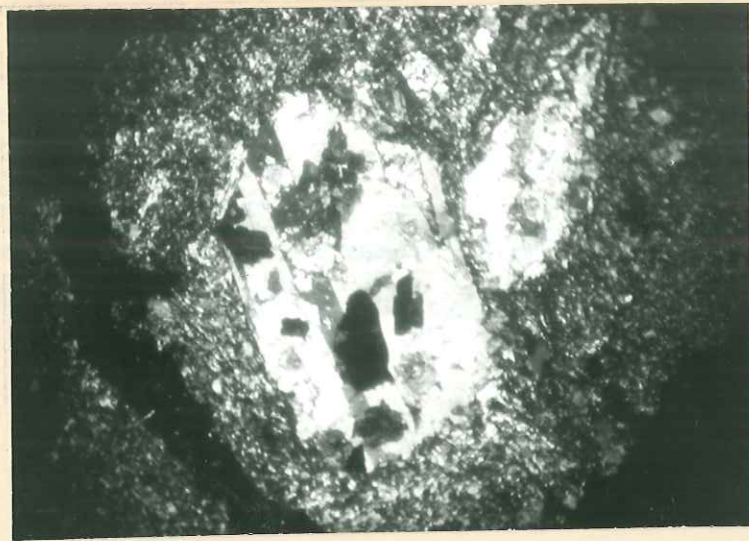
Au microscope, la schistosité apparaît nettement, marquée par les lits de chlorite et séricite légèrement plissotés.

Mais la chlorite se développe également en " éponge " dans les lits grenus. Ceux-ci montrent une mésostase quartzo-albitique de recristallisation renfermant des débris de plagioclases et des phénocristaux abondants d'oligoclase-andésinique, brisés et corrodés, envahis par l'épidote. Les fissures sont souvent cicatrisées par de l'albite. Il est à noter que lorsque ces folds-paths ont épidotisés, la séricite y est pratiquement absente et inversement, s'ils sont séricitisés, l'épidote disparaît.

Autre remarque assez curieuse : les grains d'épidote sont parfois englobés par des plages de calcite.

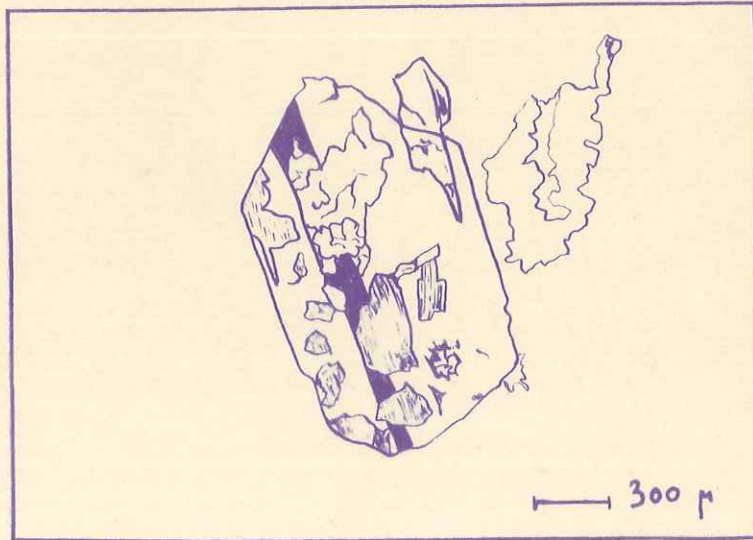
(l'association épidote-calcite est en général peu fréquente).

Au-dessus du monastère de Saretto (Castello), la roche est très chloritisée. Elle est lardée, de la même façon qu'au Col de Mary, par des filonnets quartzo-albitique. Les aiguilles d'épidote y sont abondantes, associées aux amas chloriteux. L'oligiste tapisse de nombreuses fissures.



L.P.

L.M.2976



Epidote envahissant un plagioclase.

- ETUDE CHIMIQUE

Nous possédons trois analyses chimiques d'échantillons de cette zone Marinot-Valle del Maurin. Deux échantillons proviennent du Pas de Chillol (Marinet) et le troisième de l'affleurement voisin du Lago della Sagna del Colle (Valle del Maurin). Il n'existait pas jusqu'à présent de résultats d'analyses chimiques portant sur cette zone.

Analyse N°6 - échantillon M75 - Pas de Chillol.

Analyste : Lonchampt - Janvier 1961.

Référence : N°1455 - Laboratoire de géologie de Clermont-Ferrand.

Analyse N°7 - échantillon M46 - Pas de Chillol

Analyste : Mlle. S. Pignide - Février 1961

Référence : N°1484 - Labor. de Geol. Clermont-Fd.

Analyse N° 8 échantillon I3it. Lago della Sagna del Colle

Analyste : Lonchampt - Janvier 1961

Référence : N°1467 - Labo. de Geol. Clermont-Fd.

	<u>An. N° 6</u>	<u>An. N°7</u>	<u>An N°8</u>
SiO <sub>2</sub>	58,00	61,50	50,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,10	16,65	24,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,50	2,40	3,70
FeO	3,65	2,20	3,60
MgO	4,05	3,50	2,95
CaO	3,65	4,60	5,15
Na <sub>2</sub> O	3,70	5,30	3,90
K <sub>2</sub> O	1,70	0,65	0,05
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,45	0,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,80	0,10	0,15
MnO	0,05	0,05	0,10
H <sub>2</sub> O+	2,70	2,90	4,25
H <sub>2</sub> O-	-	-	0,35
Total...	100,45	100,30	99,70



	<u>An. N°6</u>	<u>An. N°7</u>	<u>An. N°8</u>
Composition virtuelle			
Q =	16,50	13,22	9,36
Cor =	6,32	1,33	8,98
$\frac{An}{An+Ab}$ =	0,29	0,33	0,43
$\frac{Or}{AN+Ab}$ =	0,22	0,05	0,009

---

Paramètres	II,4,(2)3,4	(I)II,4',3',5	II,4(5),3',5
C.I.P.W- Lacroix	Dacite	Dacite	Dacite - Andésite.

---

Nomenclature de Rittmann	Champ A 7 Dacite	Champ A 7 Dacite	Champ B 8 Labradorite Andésite.
--------------------------------	---------------------	---------------------	---------------------------------------

---

#### Analyses N° 6 & 7.

Les analyses 6 & 7 sont effectuées sur des échantillons qui proviennent d'un même affleurement et sont prélevés à quelques mètres de distance. Ajoutons que ces échantillons présentent un aspect macroscopique semblable; leur étude pétrographique a cependant montré des divergences dans les pourcentages de tel ou tel minéral. Ceci se traduit dans les 2 analyses chimiques par des variations sensibles des pourcentages d'oxydes.

Les éléments calco-alkalins montrent une prédominance de la soude sur la chaux, et une très faible teneur en potasse.

Ces résultats sont en accord avec l'étude pétrographique qui avait montré la nature calco-alcaline acide des feldspaths (oligoclase) et l'absence d'orthose exprimée minéralogiquement. Mais si l'on calcule le plagioclase moyen, celui-ci apparaît nettement différent du plagioclase exprimé : dans l'analyse N°6 An% = 43,9 et dans l'analyse N°7 An% = 48,2. Le plagioclase moyen serait donc une andésine basique, ce qui n'est pas en accord avec le plagioclase exprimé qui est de l'oligoclase. Nous constatons donc encore ici, la même anomalie déjà rencontrée lors de l'étude pétrochimique des roches du Guil, à savoir que le plagioclase moyen (calculé) est nettement plus basique que les phénocristaux exprimés minéralogiquement. Il semblerait donc que ce phénomène soit lié à l'ancienneté de ce matériel volcanique et aux transformations qu'il a pu subir.

Notons d'autre part, les pourcentages assez élevés en Alumine.

Les rapports Or/ Plag. sont petits, ce qui confirme le caractère calco-sodique de ces roches.

Les paramètres C.I.P.W - Lacroix sont :

An. N° 6 - II,4,(2)3,4. I=I

An. N° 7 - (I)II,4',3,'5. I=I

Ils correspondent à des Dacites de type magnésien. Les phénocristaux de quartz étant rares, le terme de Dacitoïde serait plus représentatif comme type cryptomorphe de Dacite.

Suivant les paramètres de Rittmann, les échantillons sont également classés dans les Dacites.

#### Analyse N° 8

Cette analyse apparaît bien différente des deux précédentes essentiellement sur trois points :



- le pourcentage de silice assez faible.
- la teneur anormale en  $Al_2O_3$  : 24,65%
- la teneur élevée en chaux, qui prédomine sur la soude.

Les autres constituants sont dans des proportions identiques dans les trois analyses.

Le calcul de la composition virtuelle montre un pourcentage de quartz libre encore important, que ne laissait pas prévoir le pourcentage de silice de l'analyse.

Les éléments de calco-alcalins dominent nettement sur la potasse :  $Or/Plag. = 0,009$ . Le plagioclase moyen :  $An=51,9$  est une Andésine-Labrador, alors que les phénocristaux exprimés sont de l'oligoclase :  $An 22$ .

Il est possible que la roche ait subi un léger apport de chaux, car l'étude minéralogique avait montré la grande abondance de zoïsite, aussi bien dans la pâte que dans les phénocristaux. Ainsi la chaux que nous feldspathisons, n'appartiendrait pas entièrement aux feldspaths. La zoïsite, vu son abondance, peut d'autre part expliquer partiellement la forte teneur en  $Al_2O_3$ ; celle-ci provient également d'argiles, mises en évidence au diffractogramme de RX. et par la perte d'eau (4,25%) à  $1000^\circ$ .

Dans la nomenclature de Lacroix, les paramètres classent la roche dans un rang intermédiaire entre les Dacites et les Andésites ( $q=4(5)$ ), le plagioclase moyen étant du Labrador.

Dans la méthode de Rittmann, nous obtenons directement sur l'abaque le terme de Labrador Andésite.

Cette roche, que nous avons reconnue au microscope comme un tuf, serait donc d'acidité légèrement plus faible que les Dacites des analyses 6 et 7.

De ces trois analyses, nous retiendrons le caractère calco-sodique et l'acidité moyenne du magmatisme.



## GISEMENT VOLCANIQUE DE PREIT.

---

La région étudiée est située dans la Valle del Preit, affluent du Val Marmora en rive droite de la Maira. Elle est essentiellement constituée par les terrains Permo-Triasiques volcaniques et sédimentaires pyroclastiques.

S. Lorenzoni et E. Zanettin (1958) ont donné une étude très détaillée des faciès permien de cette région, en mettant en valeur les caractères sédimentaires pyroclastiques et le métamorphisme de ces faciès. Les observations que nous avons pu faire coïncident avec les leurs, sauf en ce qui concerne deux faciès, de faible extension, situés au Sud du village de Preit, sur la rive droite du torrent. Ces faciès, non signalés par les auteurs sont :

- Une brèche volcanique, analogue à celle du Marinet.
- = Un tuf volcanique à phénocristaux d'augite, qui surmonte la brèche.

### La Brèche :

Cette roche, qui est dure, resserre en goulet le torrent de Preit, juste en amont du village.

Macroscopiquement, elle est tout à fait analogue à la brèche du Marinet. Les surfaces polies par le torrent montrent nettement sa nature : sur un fond gris-verdâtre apparaissent en grand nombre, des nodules violacés ou clairs. Ces nodules ont des formes aplaties, étirées, et sont de dimensions variables, de la grosseur d'un pois à une dizaine de cm.

Mais à l'étude microscopique, les différents éléments de ce faciès bréchique : nodules et ciment, se différencient assez mal en raison des recristallisations métamorphiques importantes

qui les affectent. Ces néoformations sont essentiellement de l'épidote et de la chlorite, avec en moindre importance de la phengite, du quartz et de l'albite. Ces minéraux en se multipliant dans toute la roche, masquent les caractères distinctifs des composants de la brèche. Cependant, on parvient à différencier ces derniers grâce au développement plus ou moins grand de telle ou telle néoformation. Certains nodules sont en effet plus riches que le ciment soit en chlorite, soit en épidote. Généralement les nodules présentent une pâte chloriteuse corrodant des résidus feldspathiques, avec seulement quelques grains d'épidote. Des minéraux primaires ne subsistent dans le ciment comme dans les nodules, que les résidus de feldspaths calcosodiques. Ceux-ci sont épigénisés par des amas d'épidote (pistacite) ou par des lamelles de phengite. La pâte du ciment et des nodules est entièrement recristallisée, en chlorite, épidote phengite, quartz et albite. Elle est assez chargée de limonite, qui altère également l'épidote (altération superficielle?).

Le métamorphisme de cette roche en masque pratiquement la nature. Mais grâce à la connaissance de la brèche du Marinet, nous pouvons, par analogie de faciès, conclure à sa nature de brèche volcanique.

Le sommet de la formation bréchique prend progressivement un faciès plus tufacé, les nodules étant de moins en moins abondants en même temps qu'ils présentent des formes de plus en plus aplaties et écrasées.

#### Les tufs à phénocristaux d'augite :

Ces roches surmontent la brèche. Elles sont de teinte verte, et l'on peut voir de nombreux phénocristaux brunâtres.

Au microscope, la roche apparaît constituée entièrement par une pâte de quartz, chlorite, épidote, albite et glaucophane, corrodant des phénocristaux d'augite. Les phénocristaux

300  $\mu$ 

L.P.

L.M.2953

Phénocrystal d'Augite "éclaté". Les fissures sont remplies par de la bastite, de la chlorite, des minéraux opaques.



de plagioclases sont absents, mais peut-être sont-ils l'origine du développement de glandules de quartz, albite et séricite.

Les deux minéraux intéressants dans cette roche sont le glaucophane et l'augite.

L'augite, qui est l'origine magmatique, se présente en gros phénocristaux éclatés, les fissures étant remplies par de la chlorite, des aiguilles de bastite, et des granules d'ilménite. Certains phénocristaux présentent des mâcles suivant  $h1$ . C'est la première fois, au cours de cette étude du volcanisme permien, que nous trouvons des minéraux ferromagnésiens qui soient conservés.

Le glaucophane appartient à la paragenèse des minéraux de néoformations. Il se présente en petites aiguilles effilochées, de teinte bleu-violacé pâle. C'est la première fois que nous rencontrons ce minéral dans nos roches. Sa présence semble, ici, assez accidentelle.

- Etude pétrochimique.

Nous avons effectué une analyse chimique de cette roche à augite et glaucophane.

Analyse N° 9. échantillon I7it. Preit.

- Analyste : Lonchamp - Janvier 1961.

Référence : N° 1458. Laboratoire de Géologie de Clermont-Ferrand.

Analyse N°9

SiO <sub>2</sub>	52,75	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,40	Q = 8,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,25	Cor. = 0,0
FeO	3,10	
MgO	5,65	An/ An+Ab = 0,62
CaO	7,65	Or/ An+Ab = 0,14
Na <sub>2</sub> O	2,50	
K <sub>2</sub> O	1,40	Paramètres CIPW-Lacroix :
TiO <sub>2</sub>	0,50	II, (4)5,4,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	
MnO	0,15	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,30	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	<u>0,30</u>	
Total..	99,10	

La présence des phénocristaux d'augite se traduit à l'analyse par les teneurs en MgO, FeO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, tandis que la grande abondance d'épidote marque le % élevé de Chaux.

Le % de soude est assez faible, alors que la présence de glaucophane pouvait en laisser prévoir une certaine richesse. Dans le calcul de la composition virtuelle l'alumine est saturée, mais la silice donne encore plus de 8% de Quartz libre.

Les paramètres CIPW-Lacroix font de cette roche un terme intermédiaire entre les dacites et les andésites. Sa composition est à rapprocher de celles des analyses 6, 7 et 8.

## CARACTERES DETERMINANT LA NATURE DES FACIES VOLCANIQUES

Ces longues descriptions pétrographiques peuvent paraître fastidieuses. Mais ce travail détaillé était indispensable pour une bonne optique des faits et conséquemment pour leur interprétation. Ce qui frappe au premier abord, c'est l'apparente hétérogénéité (structurale plus que minéralogique) des roches, leurs variations aussi bien latérales que verticales. Cette variabilité désordonnée des faciès d'un matériel volcanique est un peu choquante. Mais reprenons les faits tels qu'ils se présentent. Tous les faciès ont une composition minéralogique se fractionnant en deux groupes :

- les minéraux primaires, reliques de la roche originelle
- les minéraux néoformés par cristallisation dans de nouvelles conditions d'équilibre (métamorphisme alpin).

Il se trouve malheureusement que ces cristallisations ont pris un grand développement et ont oblitéré généralement la structure originelle, aidées en cela, par la cataclase souvent intense.

Les reliques sont représentées essentiellement par les feldspaths calco-sodiques, plus rarement par des quartz à golfes de corrosions magmatiques et sporadiquement par des résidus de minéraux ferromagnésiens.

Le quartz relativement bien localisé dans quelques rares niveaux, les minéraux ferromagnésiens encore plus discrets ne peuvent être d'un grand secours pour des considérations générales sur la genèse de nos roches.

Il en va tout autrement pour les feldspaths. Ceux-ci ont toujours à l'origine des formes automorphes et un système de mâcles complexe. Ce sont là des caractères nets de feldspaths de haute température (cf. Phillips 1930), et par là, est évidente leur origine magmatique. Les travaux les plus récents sur les



feldspaths montrent en effet que les plagioclases cristallisant à des températures relativement basses (métamorphisme) ne présentent que rarement des formes bien automorphes et surtout présentent des mâcles simples ne groupant que quelques individus (ex. albite de néoformation).

L'origine magmatique de ces feldspaths et conséquemment des roches par eux constituées est donc un point bien acquis.

La présence du niveau de brèche interstratifié complète heureusement la notion que l'on peut avoir sur la mise en place du matériel. Cette brèche est indubitablement volcanique. Nous avons vu lors de sa description pétrographique, qu'elle est constituée de nodules peu anguleux, légèrement aplatis, cimentés par un matériel de même composition minéralogique sans aucun apport étranger. Cette absence totale d'éléments détritiques étrangers est importante car elle élimine l'hypothèse de brèche postérieure au volcanisme (origine tectonique, ou coulées boueuses...) ou de brèche sous-marine (absence de sédiments et même de carbonates dans le ciment comme dans les nodules.) La dimension des fragments est variable mais toujours faible 3 à 4 cm. ou moins, ne dépassant jamais 10 à 15 cm. Etant donné cette petitesse des fragments, la brèche ne peut provenir de l'éroulement d'une paroi de cratère ni de l'explosion d'un culet volcanique.

Par contre, cette formation pyroclastique représenterait assez bien Welded-tuffs, le produit d'une phase volcanique de type péléen : des explosions de ce genre ont projeté des fragments de lave encore visqueux (d'où leur aspect peu anguleux) et des cendres riches en débris de cristaux les cimentant lors du refroidissement. Ce phénomène est fréquent, il est d'ailleurs caractéristique de la formation des ignimbrites. De plus cette forme de volcanisme s'accorde bien avec la tendance acide du matériel mis en place.

Les niveaux tufacés semblent être eux-aussi, abondants, cependant leur reconnaissance est délicate. Le caractère clas- tique des phénocristaux peut souvent être masqué par la cataclase d'origine tectonique, étant donné les phénomènes, de lamina- ge et de recristallisation qu'ont subi les roches. Il en va de même pour la nature de la pâte. Toutes les roches présentent une mésostase très fine, qui peut aussi bien être attribuée à la dévitrification et recristallisation soit de la pâte d'une lave, soit du matériel fin constituant les tufs, notamment les petites échardes de verre aux formes caractéristiques. Absolument aucune trace concrète ne subsiste actuellement de cet état vitreux et de ses diverses formes. De même que ne subsistent pour ainsi dire jamais de microlites, si toutefois ils ont existé.

Nous sommes donc réduits à nous baser sur l'aspect et le gisement des phénocristaux subsistants : les plagioclases. Dans une lave les phénocristaux peuvent avoir une double origi- ne : ils peuvent avoir cristallisé à un stade magmatique intra- tellurique, auxquels cas, lors de l'ascension, ils sont plus ou moins résorbés par la pâte et ne présentent plus que des ré- sidus de formes automorphes. Ou bien, ils cristallisent lors de la phase éffusive, présentant alors des formes automorphes peu corrodées par la pâte.

Dans un tuf il est plus délicat d'établir l'origine des cristaux entrant dans leur composition. Il faut en effet consi- dérer de nombreux faits, et en premier lieu, si tel minéral peut être considéré comme un composant normal du tuf ou non. (par ex. cristaux arrachés aux parois lors de l'ascension mag- matique.) Or, nous avons vu que les plagioclases de nos roches sont relativement homogènes en ce sens qu'ils couvrent une gamme restreinte à tendance acide, de l'oligoclase à l'andésine. En second lieu, il faut considérer les particularités que



montrent les cristaux. Ils peuvent présenter comme nous l'avons dit plus haut, l'aspect de résidus de cristallisation intratellurique ou bien les belles formes automorphes de cristallisations postérieures. Ce sont là des caractères liés à l'évolution du magma et qui se retrouvent donc aussi bien dans les laves que dans les tufs. Toute l'attention doit être portée sur les phénocristaux aux formes nettes. Ce sont eux qui, à travers leurs formes automorphes, traduisent le mieux les conditions de mise en place de la roche.

Dans une lave les formes brisées sont rares, sauf si la roche a subi des déformations mécaniques postérieures, auquel cas, on peut parfois cependant reconstituer, à partir des fragments subsistants, l'édifice cristallin originel. D'autre part dans une lave les phénocristaux de feldspathsont une répartition assez régulière au sein de la pâte.

Au contraire un tuf volcanique, qui par définition est constitué par de fines projections soudées entre-elles après leur dépôt, présente des phénocristaux brisés. Ceux-ci ont une répartition très irrégulière dans la pâte consolidée. Ils se présentent très fréquemment, comme nous l'avons vu dans nos roches, en agglomérats de plusieurs individus. Parfois ils sont au contraire très peu nombreux dans une pâte cryptocristalline, le faciès du tuf étant dû à des projections très fines, renfermant peu de débris de cristaux.

D'après l'énoncé de ces différents caractères, il semblerait que les produits consolidés de projections aériennes (tufs ou welded-tuffs) prédominent dans nos roches, les laves étant rares. A ces dernières peuvent peut-être se rapporter les faciès a et c de la coupe N°I.



Mais nous croyons pouvoir affirmer que le volcanisme qui a donné naissance aux gisements étudiés, devait être essentiellement à caractère explosif, soit de type péléen, soit vulcanien.

ALTERATION ET METAMORPHISME

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1  
 INSTITUT DE GÉOLOGIE  
 DOCUMENTATION  
 15, RUE MAURICE GIGNOUX  
 F 38031 GRENOBLE CEDEX  
 TÉL. (33) 76 63 69 66  
 FAX. (33) 76 67 62 43

- Caractères généraux du métamorphisme alpin dans ces faciès volcaniques :

La pétrographie des diverses roches étudiées a mis en relief l'importance des cristallisations de minéraux nouveaux qui oblitèrent partiellement les structures originelles. Ces minéraux sont essentiellement : le quartz, séricite et phengite, chlorites, épidote, zoïsite, albite, calcite, auxquels s'ajoutent des argiles (montmorillonites).

Il est malaisé, dans une telle paragenèse, de faire la part exacte entre ce qui est dû à une altération banale (météorique) et au métamorphisme proprement dit, au sens où l'entendent les pétrographes français. En effet, une telle association minérale correspond à un métamorphisme faible. Inversement, la plupart des minéraux la constituant, sont ceux que l'on a coutume d'appeler des produits d'altération : ne dit-on pas couramment dans des descriptions pétrographiques par exemple, que les plagioclases sont altérés en séricite, chlorite, calcite, etc... ? Le problème ainsi posé, est confus. Mais peut-être est-il possible de l'éclaircir en considérant plusieurs faits en rapport avec le plus banal de ces minéraux : la séricite.

- La séricitisation des plagioclases et de la pâte a lieu avec un développement plus ou moins grand, dans tous les niveaux tels qu'ils se présentent actuellement.

- les paillettes de séricite sont pratiquement toujours orientées selon la direction de schistosité. Quand elles forment des filets ou de minces lits, ceux-ci sont affectés de microplissements d'où l'antériorité des cristallisations de séricite aux derniers plissements.

- Enfin, il est un autre point à considérer. Si l'on se reporte à l'époque des plissements alpins, ces formations volcaniques étaient recouvertes par de grandes épaisseurs de sédiments. Or, depuis cette période relativement proche de nous, l'érosion a accompli un travail énorme pour débayer de telles masses, sans aucun doute avec une vitesse supérieure à la vitesse de pénétration de l'altération superficielle.

Ainsi, le développement de la séricite apparaît comme étant un phénomène de profondeur et non comme le produit d'une transformation superficielle. Le fait que les paillettes soient orientées selon la schistosité, alors que les minéraux reliques ne le sont pas, montre que leur cristallisation a eu lieu sous tension. C'est là, il nous semble, la définition même du métamorphisme général normal.

Que ce métamorphisme ait eu un caractère légèrement hydrothermal, cela est possible, l'eau étant nécessaire à la mobilisation des éléments ( $K_2O$  et  $Al_2O_3$  principalement), et entrant dans la structure de la séricite. A moins tout simplement, que la roche originelle ait été suffisamment riche en eau sous forme d'inclusions liquides ou gazeuses dans les cristaux.



- Zonéographie :

Le caractère métamorphique de la séricite prouve d'autre part, que nos roches ont été placées dans de nouvelles conditions d'équilibre physico-chimique d'intensité suffisante pour modifier l'équilibre préexistant. Ce nouvel équilibre se traduit par la paragenèse déjà énumérée, paragenèse banale du métamorphisme alpin. Les cristallisations de quartz, albite, calcite, chlorite, de même que d'épidote, zoïsite, et glaucophane, sont en effet caractéristiques de ce métamorphisme, assez faible il est vrai, puisque zonéographiquement il se cantonne dans la zone des micaschistes supérieurs de Jung et Roques.

Cette terminologie de " zone des micaschistes supérieurs " correspond par définition, au faciès repère de schistes à chlorite ou séricite, pouvant renfermer de petits cristaux d'albite et de zoïsite.

La paragenèse que nous avons décrite dans nos roches correspond bien à celle définissant le faciès repère. Aussi, bien que très peu usité par les pétrographes alpins, ce terme de " zone de micaschistes supérieurs " convient-il parfaitement. On peut d'autre part, arguer que cette zone est trop vaste en ce sens qu'elle ne fait pas apparaître les variations de paragenèse. Or, justement, l'intérêt d'une telle zonéographie est de pouvoir grouper des faciès divers qui, soumis au même métamorphisme, ont pu réagir différemment en fonction de leur nature originelle propre.

Nous pouvons ainsi, pour nos roches, tracer le tableau suivant :



Zone des micaschistes supérieurs.

-	faciès à quartz,	séricite,	albite,	chlorite,	<u>calcite.</u>		
-	"	"	"	"	"	<u>épidote.</u>	
-	"	"	"	"	"	"	<u>zoïsite</u>
-	"	"	"	"	"	"	"
							+ <u>glaucothane</u>

Signification de l'albite et de l'épidote.

C'est l'association albite-épidote qui semble la plus caractéristique du métamorphisme de nos roches. Ces deux minéraux qui représentent dans ces faciès peu métamorphiques un équilibre stable, doivent leur origine aux plagioclases de la roche éruptive. Ces derniers, qui ont cristallisé à haute température, sont placés dans un nouvel équilibre. Si certaines conditions de pression, température, hydratation sont favorables, ils peuvent être détruits et remplacés par l'association albite-épidote du nouvel équilibre.

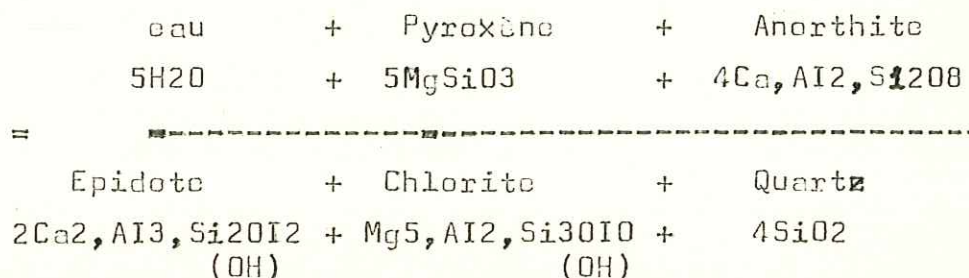
C'est ce que nous observons :

- Les vieux pnénocristaux de plagioclases (oligoclase) ont été brisés, souvent écrasés par les déformations d'origine tectonique. Le résultat en est une augmentation des surfaces cristallines, d'où une sensibilité plus grande aux actions physiques et chimiques. Notons à ce sujet, le rôle important qu'ont joué ces déformations mécaniques pour le développement du métamorphisme alpin.

- la soude qui peut être ainsi libérée est à l'origine des néoformations d'albite.

L'anorthite du plagioclase est, elle, le point de départ de cristallisations d'épidote.

La présence d'autres minéraux primaires, eux-aussi instables, peut faciliter ces réactions en s'y joignant. Les minéraux ferromagnésiens y serait particulièrement aptes. Selon W.S. Fyfe et F.J. Turner (1959-p.170) la réaction :



La formation de chlorite favorise le développement de l'épidote. Cette réaction se complique, si au lieu d'anorthite le plagioclase est relativement riche en soude, car il se forme alors de l'albite. Les diagrammes donnés par les deux auteurs cités illustrent ces réactions. On remarque sur ces figures que la réaction se fait à température et pression beaucoup plus basse lorsque le plagioclase est de l'anorthite pure, ~~est~~ que d'autre part l'instabilité des plagioclases augmente avec les intensités décroissantes des deux facteurs physiques. Le phénomène qui a lieu dans nos roches s'adapte bien sur ces diagrammes, les plagioclases et minéraux ferromagnésiens (pyroxènes ou autres), formés à haute température, perdent leur stabilité dans les conditions de basse pression et température du métamorphisme alpin. D'où les néoformations de quartz, albite, épidote et chlorite.

Le fait que les minéraux ferromagnésiens soient entrés dans la réaction explique peut-être partiellement leur rareté actuelle. Ils seraient donc encore plus sensibles aux varia-

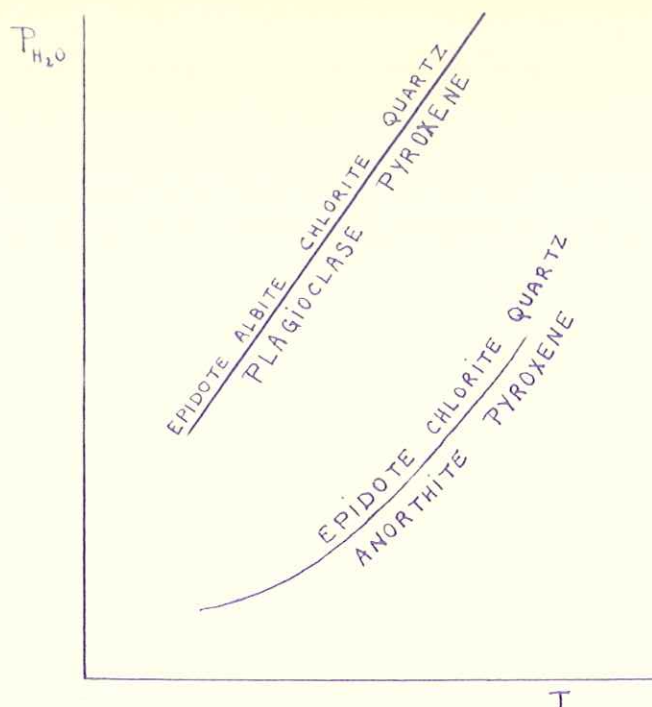


fig.1 - Diagramme hypothétique illustrant les positions relatives de transformation de l'anorthite et des plagioclases en épidotes.

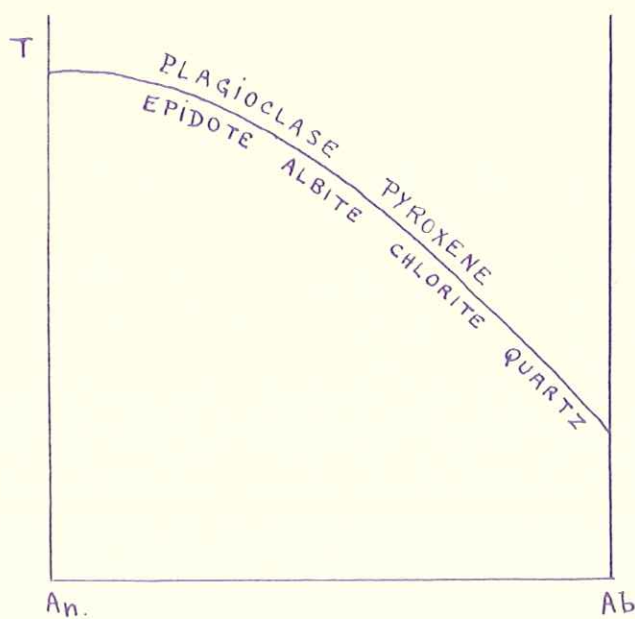


fig.2

- Relations hypothétiques entre plagioclases et épidotes à pression constante.

d'après W.S.Pyfe et F.J.Turner.



tions d'équilibre que les plagioclases. A ceci s'ajoute d'autre part leur plus faible résistance aux déformations mécaniques. On sait par exemple que la biotite de roches soumises à des déformations, même légères, se décolore, exsude son fer et donne des produits argileux ou de la chlorite suivant les conditions de recristallisations.

La schistosité : schistosité cristalloyllienne et clivage schisteux.

Dans les descriptions pétrographiques et dans ce chapitre sur le métamorphisme, nous avons constamment employé le terme de schistosité pour désigner l'orientation préférentielle des minéraux de néoformations, en particulier des phyllites. Nous employons ce terme de schistosité dans son sens descriptif de la texture des schistes cristallins dû au métamorphisme général. Il s'agit en effet, d'une schistosité cristalloyllienne, due à l'orientation qu'ont prise les minéraux lors de leur cristallisation sous tension, et non pas d'un simple clivage schisteux qui lui n'a pas de rapport avec le métamorphisme général.

Cette schistosité cristalloyllienne est essentiellement marquée dans nos roches par les faits suivants :

- la schistosité est parallèle à la " stratification ".  
Le terme de stratification est incorrect, mais nous voulons dire par là, que la schistosité est parallèle aux facès.
- l'orientation des phyllites.  
la séricite, généralement très abondante, est toujours orientée dans la pâte.  
La chlorite, soit en paillettes isolées, soit en minces lits, est elle aussi orientée.

- L'orientation des recristallisations de quartz.

Dans les faciès présentant une recristallisation assez nette de la pâte, les grains de quartz tendent à s'aligner parallèlement. Aux extrémités des phénocristaux primaires (ou reliques, par opposition aux néoformations) la mésostase est nourrie aux dépens de ceux-ci parallèlement à la schistosité. Notons d'autre part, que c'est aux extrémités de ces phénocristaux que les cristallisations sont les mieux développées, évoquant les figures de " *pressure-schadows* ". Celles-ci ne sont d'ailleurs pas rares dans nos roches : on les observe très bien dans les cristallisations de lamelles de quartz " à l'ombre " des cubes de Pyrite ou de Magnétite.

Cette schistosité cristallographique, due au métamorphisme alpin, est antérieure comme lui aux derniers contre-coups orogéniques car dans maints faciès, on observe des déformations : microplissements, clivage schisteux.

- Le clivage schisteux.

A la schistosité cristallographique se superpose parfois un clivage secondaire, qui peut être trompeur lors de l'étude sur l'affleurement. Ce clivage est oblique par rapport à la schistosité. Il se traduit par l'apparition de plans parallèles de rupture ou de glissement, déformant les plans de schistosité en agissant principalement sur les minéraux phylliteux (voir fig. ci-contre). Il semble bien que ce clivage soit la conséquence de la formation de microplissements sous une forte compression.

Remarquons toutefois, que ce clivage schisteux est assez rare et correspond à des zones particulièrement tectonisées, les déformations se limitant généralement à des microplissements.

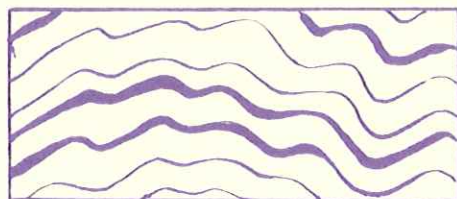


fig.1 - Microplis ementa déforment les plans de schistosité



fig.2 - Microplis en "S" et clivage schisteux.



### - Importance du Dynamométamorphisme.

Si, comme l'avait défini P. Termier, le dynamométamorphisme " déforme mais ne transforme pas ", nous devons constater qu'il a joué un rôle important dans la transformation de nos roches, rôle important pour deux faits :

- les déformations mécaniques des matériaux.
- les conséquences indéniables de ces déformations sur le développement du métamorphisme alpin.

Nous ne rappellerons pas toutes les observations montrant les déformations cataclastiques qui affectent les cristaux d'origine éruptive : par exemple, les phénocristaux de plagioclases brisés, écrasés, disloqués.

Ainsi la structure originelle des roches a été modifiée, oblitérée par cette cataclase, laquelle est due aux mouvements orogéniques qui ont précédé le développement du métamorphisme alpin. Notons que les sursauts orogéniques qui ont clos le cycle du métamorphisme alpin ont provoqué parfois des déformations : microplissements, clivage schisteux.

Il semble que l'on peut établir une certaine relation entre la cataclase et le développement du métamorphisme alpin. En effet, ces déformations cataclastiques ont sans aucun doute, facilité les recristallisations et néoformations lors du métamorphisme, par la multiplication des surfaces cristallines et des voies de circulation des solutions intercristallines.

### Les produits d'altération.

L'altération actuelle de ces roches volcaniques métamorphosées se traduit par l'apparition d'argiles du groupe des montmorillonites, mises en évidence aux diffractogrammes de RX.

Mais il est vraisemblable que des argiles se soient également formées à une période plus ancienne, entre la mise en place des roches volcaniques et l'apparition du métamorphisme alpin. Lors du métamorphisme ces argiles ont pu servir à la cristallisation de minéraux tels que la séricite.

L'altération se traduit également par la transformation de certains oxydes de fer en limonite, laquelle donne alors une teinte jaune-rouille aux roches affectées.

#### les minéralisations annexes.

On voit dans tout le gisement nos roches parcourues par des petits filonnets obliques ou perpendiculaires à la schistosité, donnant des ramifications. Parfois, ce sont des lentilles de quelques cm. d'épaisseur, allongées dans les plans de schistosité. Ces lentilles sont affectées par les plissements comme la roche encaissante, Enfin, en certaines zones privilégiées (Pas de Chillol, Col de Mary, Saretto), les roches sont véritablement lardées par des filonnets à paragénèse bien développée. De fait, ces cristallisations semblent relever de différents processus. Nous pouvons en effet, distinguer :

- des lentilles d'exsudation de quartz.
- des filons hydrothermaux essentiellement siliceux (quartz et éventuellement chlorite).
- des filons hydrothermaux plus complexes, à paragénèse d'albite, quartz, chlorite, épidote, zoïsite, oxydes de fer.

#### - Les lentilles d'exsudation

Certaines zones très laminées, schisteuses et plissatées, qui ont subi de fortes compressions ainsi que des laminages



importants, présentent des accidents siliceux souvent mis en relief par l'érosion en raison de leur plus grande dureté. A l'affleurement, ces accidents se présentent sous forme de lentilles de quartz orientées selon les plans de schistosité. Le tout est souvent recoupé par des filonnets de quartz plus jeunes. Ces lentilles sont constituées de quartz accompagné parfois d'un peu de chlorite.

On pourrait les interpréter comme des injections, dans les plans de schistosité, de solutions siliceuses hydrothermales. Mais très souvent, ces lentilles ne présentent aucune relation avec les filons. D'autre part, leur existence dans les zones très schisteuses et plissotées semblerait montrer leur relation étroite avec ces phénomènes tectoniques. L'on peut concevoir que l'effet thermodynamique a été suffisant pour provoquer une mobilisation partielle de la silice libre de la roche. La recristallisation aurait lieu dans des zones de moindre pression matérialisées par des fissures tangentielles.

A l'appui de cette hypothèse, on observe le phénomène suivant :

.. Dans un échantillon plissé, à schistosité nette, on voit très bien une petite fissure de décollement. Cette fissure est presque complètement remplie de quartz. Alors que la pression devait être très forte (et par conséquent l'élévation de température sensible) dans la roche en cours de plissement, cette roche présentait par contre une zone de basse pression. Ces fissures ne sont peut-être que le point de départ de la formation des lentilles quartzzeuses. En effet, la cristallisation une fois amorcée, celle-ci ne cesse vraisemblablement pas après le remplissage de la fissure, mais se poursuit aux extrémités en écartant les surfaces du plan de glissement, tant que dure l'apport siliceux.



- Les filons hydrothermaux de quartz :

Les filonnets de quartz sont très fréquents. Ils affectent d'ailleurs aussi bien les formations sédimentaires encaissantes (verrucano, quartzites), que les faciès paléovolcaniques. Ils recoupent nettement la schistosité et les plissements, et ne sont que rarement déformés? Ceci indiquerait donc qu'ils se sont mis en place après les phases principales de plissement et de métamorphisme, mais avant les derniers contre-coups tectoniques. Les directions rectilignes ou en dent de scie de ces filonnets, dont l'épaisseur varie de quelques mm. à plusieurs cm. leur parallélisme fréquent avec les diaclases indiquent qu'ils remplissent des fissures dues à des cassures, diaclases etc... d'origine tectonique.

Les plus gros filons de quartz présentent parfois une bordure importante constituée par une chlorite vert-pâle, déterminée comme pennine.

Ces filons hydrothermaux de quartz ne présentent pas un intérêt particulier car ils sont toujours très communs dans les zones de fractures.

- les filons à paragenèse complexe.

Ce système filonien est relativement bien localisé dans nos roches éruptives en trois points géographiques :

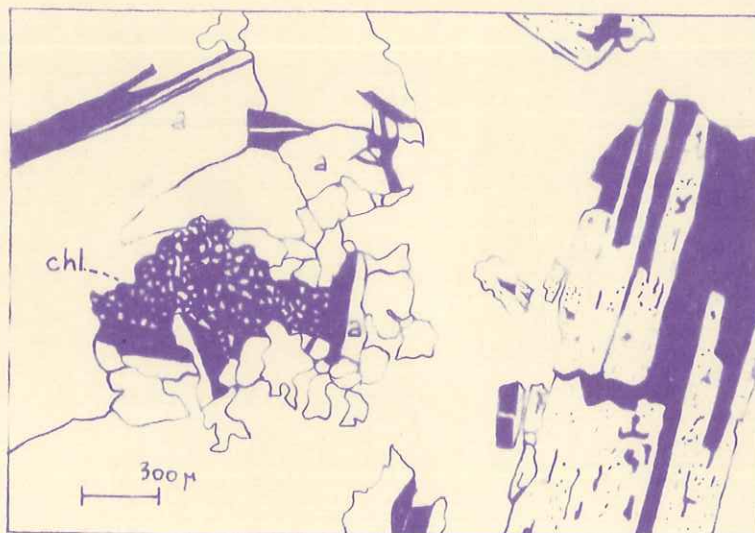
- Pas de Chillol
- Col de Mary (versant italien)
- Saretto (affleurement dominant le monastère)

Ailleurs, ces filons sont beaucoup plus disséminés et plus rares.



L.P.

L.M. 2348



Dans une pâte fine à débris plagioclasiques:  
 à droite: phenocrystal d'oligoclase altéré.  
 à gauche: albite et chlorite de neoformation.

A l'affleurement, la roche est très diaclasée, les fissures sont tapissées de limonite. Elle est littéralement lardée de filons, amas et filonnets se ramifiant dans toutes les directions de teinte blanc-rosé, accompagné d'épidote en fines aiguilles enchevêtrées, de chlorite et de petits amas d'oxydes de fer finement cristallisés. A l'échelle de l'échantillon, il semble y avoir une ségrégation entre ces divers éléments. En effet, on distingue des amas constitués essentiellement d'épidote, d'autres de chlorite mais ils sont cependant toujours associés aux éléments leucocrates dont nous allons préciser la nature.

Au microscope, on reconnaît la roche originelle, avec ces plagioclases altérés, sa pâte cryptocristalline présentant encore quelques microlites. Dans cette trame ancienne se détachent des filonnets et tâches constitués essentiellement d'albite et d'un peu de quartz. La chlorite forme de grandes plages constituées de petites lamelles arrondies de pennine. Il semble que cette chlorite ait continué à se développer après les cristallisations d'albite, car les petites lamelles arrondies de chlorite corrodent en " festons " les plages d'albite, s'insinuent entre les cristaux. Nous noterons toutefois, que certaines albites renferment un peu de chlorite.

L'albite se présente en tablettes de dimensions variables enchevêtrées, et qui n'ont généralement pas de formes automorphes. Les mâcles sont simples, parfois même absentes. Les contacts entre les cristaux sont dentelés. Certains cristaux sont tordus, mais d'une façon souple, sans cassure. D'autre part, cette albite présente une légère pigmentation rosée, vraisemblablement due à des oxydes de fer; mais elle n'est jamais altérée et sa fraîcheur remarquable la met au contraire en valeur par rapport aux vieux phénocristaux d'oligoclase de la roche originelle.



L'épidote, localement abondante, se présente en grains ou en aiguilles, ainsi que la zoïsite B. Ces minéraux du groupe de l'épidote renferment une certaine quantité de fer, car lorsqu'ils sont altérés (altération superficielle, météorique), ils prennent un aspect terreux et se chargent en limonite.

Les minéralisations métallifères sont représentées par de l'oligiste qui cristallise dans les petites anfractuosités de la roche, ou dans les fissures des diaclases, et s'altère en limonite.

On trouve, parfois, quelques traces de sulfures sous forme de pyrite et de chalcopyrite.

- Age de ces filons ou veines à paragénèse complexe.

L'âge de ces minéralisations apparaît récent d'après les observations suivantes, tant à l'échelle de l'affleurement que de la lame mince.

- les veines recoupent la schistosité de la roche. Elles sont très ramifiées mais peu déformées.
- Alors que la roche volcanique originelle présente une pâte et des phénocristaux altérés, les minéralisations de ces veines ont un aspect très frais.
- Les lattes d'albite ne sont que rarement déformées; lorsqu'elles le sont, c'est d'une façon souple : elles sont courbées mais jamais cassées, alors que les vieux phénocristaux sont brisés, écrasés.

Le fait que les veines recoupent la schistosité de la roche sans être déformées par elle, est significatif. Le développement de la schistosité datant du métamorphisme alpin, les

veines se sont donc mises en place postérieurement. Mais comme d'autre part, certaines lattes d'albite présentent de légères déformations, c'est que leur cristallisation est antérieure ou contemporaine des derniers contre-coups de l'orogénèse alpine.

Ainsi, la venue de ces veines serait contemporaine de la phase terminale du métamorphisme alpin.

- Caractères métamorphiques de l'albite. Origine des veines.

L'albite constituant les veines ne possède pas du tout les caractères de feldspaths de haute température des roches éruptives, mais ceux de feldspaths d'origine métamorphique pour les raisons suivantes :

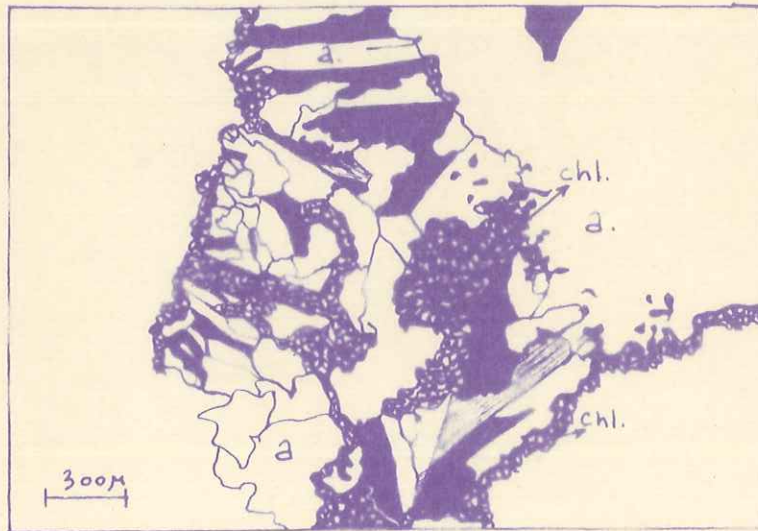
- les cristaux d'albite ne sont pas automorphes.
- les cristaux mâclés ne présentent qu'un petit nombre d'individus, souvent réduits à deux.
- les mâcles sont simples, du type mâcle de l'albite. Nous n'avons pas trouvé de mâcles complexes, type albite-péricline par exemple, alors que cette mâcle albite-péricline est par contre, caractéristique des plagioclases des roches éruptives.

Ces observations sont confirmées par les travaux de certains auteurs (F.J. Turner 1951 - Goldschmidt 1911, 1921 - F.C. Phillips 1930 - Donnay 1943) qui se sont attachés à l'étude des mâcles des feldspaths d'origine métamorphique. Turner (op. cité) notamment a étudié les phénocristaux d'albite des faciès schistes verts (Greenschists) à albite de Nlle-Zélande, du Japon et de Californie. Ces faciès sont d'un degré de métamorphisme assez faible, comparable au métamorphisme alpin de nos roches. L'auteur montre que les cristaux d'albite de ces schistes peu métamorphiques présentent des mâcles simples, généralement à deux individus, et



L.P.

L.M. 2348



Veine d'albite et de chlorite de néoformation.



suivant la mâcle de l'albite contrairement aux idées plus anciennes selon lesquelles il s'agirait de la mâcle de Carlsbad.

Et comme Goldschmidt (op.cité), Read(1927), Anderson(1934) il admet la possibilité d'une relation étroite entre ce type d'albite et une métasomatose sodique.

Cette dernière remarque est des plus importantes pour nous en ce qui concerne l'origine de cette albite. Etant donné l'abondance de cette albite et son gisement en veines s'insinuant dans toute la roche, il est difficile d'admettre qu'elle provient de la destruction des vieux plagioclases de la roche volcanique. D'autre part, l'albite est associée dans les veines à un peu de quartz, mais surtout à de la chlorite et de l'épidote, ainsi qu'à des minéralisations métallifères. Or, ces minéraux en gisement filonien sont assez caractéristiques d'une phase hydrothermale, avec circulations importantes dans les fissures de la roche. En faveur également de l'origine hydrothermale, il y a le mode de cristallisation des minéraux. L'épidote par exemple, forme fréquemment des amas de grandes aiguilles, surtout dans les cavités de la roche.

Ainsi, ces veines albitiques proviennent d'une phase hydrothermale sodique. Les minéralisations sont de l'épizone, donc d'une même intensité de métamorphisme que le métamorphisme alpin et sont contemporaines de la phase terminale de ce dernier.

## C O N C L U S I O N S   G E N E R A L E S

---

Cette étude du volcanisme permien du Guil, de la Haute Ubaye et Haute Maira, nous a permis, outre l'apport pétrographique, de faire certaines découvertes d'ordre stratigraphique que nous rappellerons brièvement.

- Présence de grès présumés westphalien supérieur à la base de l'unité inférieure des nappes du Guil.
- Présence d'éléments pyroclastiques dans la partie supérieure de ces grès.
- Présence de grès présumés westphaliens à la base de la klippe cotée 2826 (zone du Marinnet). Ces grès sont emballés dans des cargneules triasiques. (Pour M. Gidon la base de cette klippe se rattache à la nappe II du Guil).
- Présence d'une brèche volcanique à ciment rhyolitique (Guil) dont certaines parties du ciment sont identiques aux fragments rhyolitiques contenus dans les conglomérats permien du Verrucano.

La découverte de ces grès westphaliens confirme donc l'âge fini-Carbonifère et Permien des matériaux volcaniques qui les surmontent. Toutefois l'existence de fragments volcaniques dans la zone supérieure des grès pose un problème en effet on ne connaît pas dans le Carbonifère Briançonnais de manifestations volcaniques anté-stéphaniennes. Deux hypothèses sont donc possibles :

ou bien ce niveau de grès à éléments pyroclastiques représente le Stéphanien, auquel cas les éléments pyroclastiques peuvent être du même âge.



- ou bien ce niveau de grès est encore d'âge Westphalien auquel cas ce serait la première fois qu'on signale des traces de volcanisme anté-Stéphanien dans le Briançonnais.

Par l'étude pétrographique et chimique du volcanisme permien nous avons mis en évidence plusieurs caractères ;

- la nature sub-aérienne des épanchements, et l'abondance des produits de projection : lappilli et cendres ayant donné des tufs, brèches entièrement constituées d'éléments volcaniques.

- la tendance acide de ces épanchements, donnant des matériaux rhyolitiques ou dacitiques.

Il est intéressant de sortir du cadre régional de cette étude en la rapprochant des résultats obtenus dans la partie plus septentrionale de la zone Briançonnaise, ainsi que dans d'autres régions alpines.

- Au Stéphanien se rattachent les schistes rhyolitiques du Rocher de la Loze dans la vallée des Allues (assise de Courchevel, Stéphanien moyen probable), la rhyolite du Col de la Lune (en Tarentaise, au Nord de St. Martin de Belleville), une rhyolite ou dacite près de Valloire en Maurienne.

- Dans un Stéphano-Autunien présumé, à l'Est de Galibier sur le crête de Roche-Chateau, M. Lemoine signale la présence de tufs rhyolitiques et des brèches à éléments volcaniques.

- Au Permien appartiennent les andésites ou dacites du Vallon de la Ponsonnière, surmontées par des conglomérats violets et un banc de rhyolit<sup>o</sup>ïde.

Alors que les fragments volcaniques de la brèche à ciment rhyolitique du Guil datent vraisemblablement d'éruptions stéphanien<sup>o</sup> ou même peut-être westphaliennes, le ciment rhyolitique, les tufs rhyodacitiques et les dacites de ce gisement datent du Permien, ainsi d'ailleurs que les épanchements



de dacites de la Haute-Ubaye et Haute-Maira, et les formations rhyolitiques plus ou moins remaniées de la Haute-Maira.

On voit que les divers épanchements qui se sont succédés présentent un caractère commun : l'acidité, qui varie entre les rhyolites et les dacites-andésites. Mais la pétrochimie permet de distinguer deux phases :

- une phase alcaline potassique, représentée par les rhyolites et porphyres quartzifères.

- une phase calco-alcaline sodique, représentée par les andésites et dacites de la Ponsonnière, du Guil, de la Haute-Ubaye et Haute-Maira.

Donc en fonction de l'acidité et de la calco-alcalinité, le chronodiagramme des épanchements décrit une droite régulière dans le temps, marquée par une brusque discontinuité pendant une courte période, ce qui se résume de la façon suivante :

- Stéphanien-Autunien (Phase Asturienne?) : Volcanisme acide alcalin potassique.

- Permien (Phase Saalienne) : Volcanisme moins acide, calco-alcalin sodique.

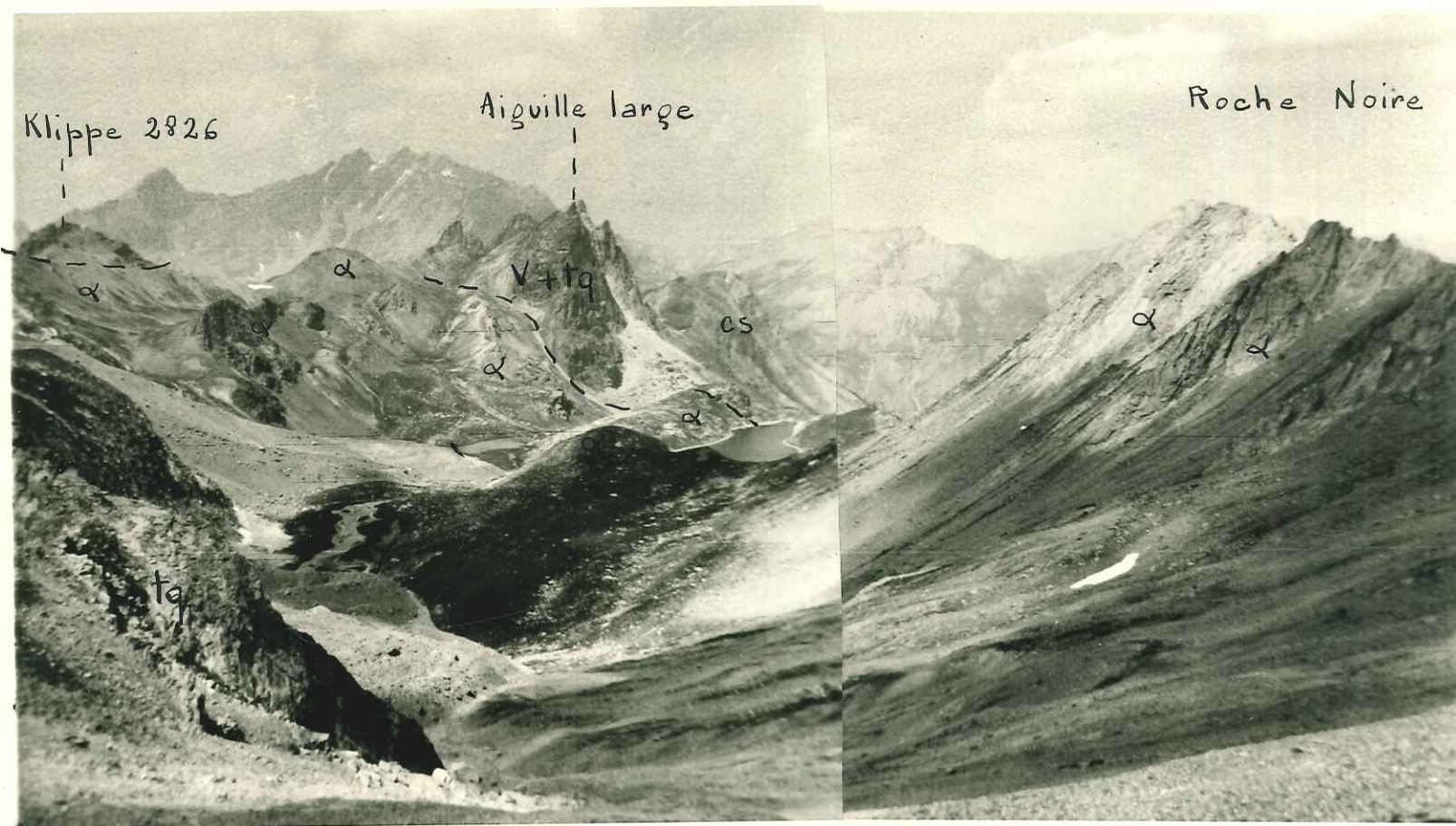
- Permien terminal (Phase Palatine?) : Volcanisme acide, alcalin potassique.

Ceci montre d'autre part, la relation qui existe entre la phase Saalienne, qui est une phase de détente dans l'orogénèse hercynienne de la zone briançonnaise, et le magmatisme calco-sodique.

On retrouve un tel cycle magmatique à la fin du Permien, comme le signale J.Fabre (1958), dans de nombreuses régions voisines : Les Grandes Rousses (Lameyre J., 1958), dans l'Estérel (P.Bordet 1951), dans les Cévennes (Grand Eury 1890, P.Termier, 1888), en Roumanie (R.Dimitrescu 1959).

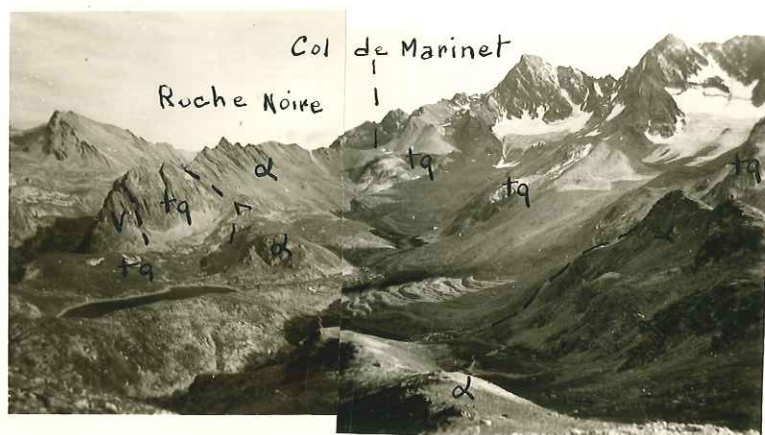






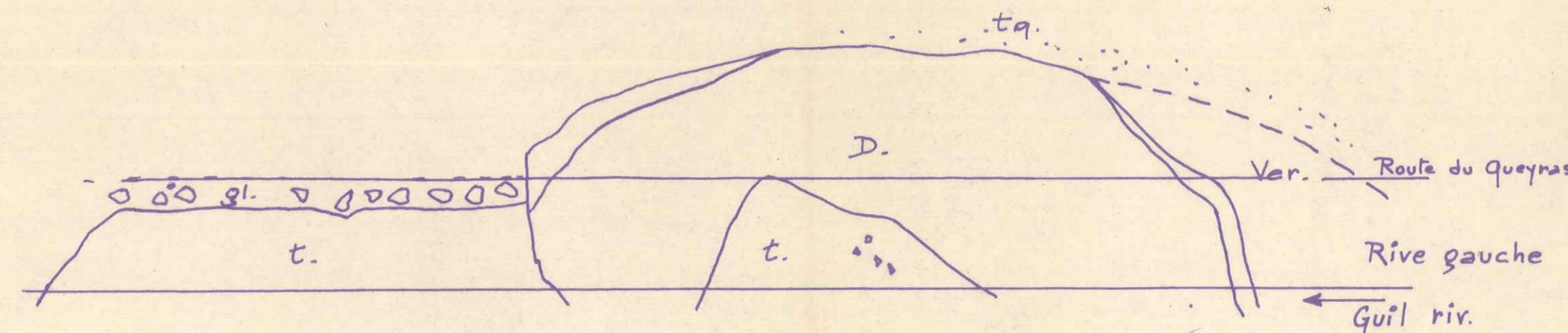
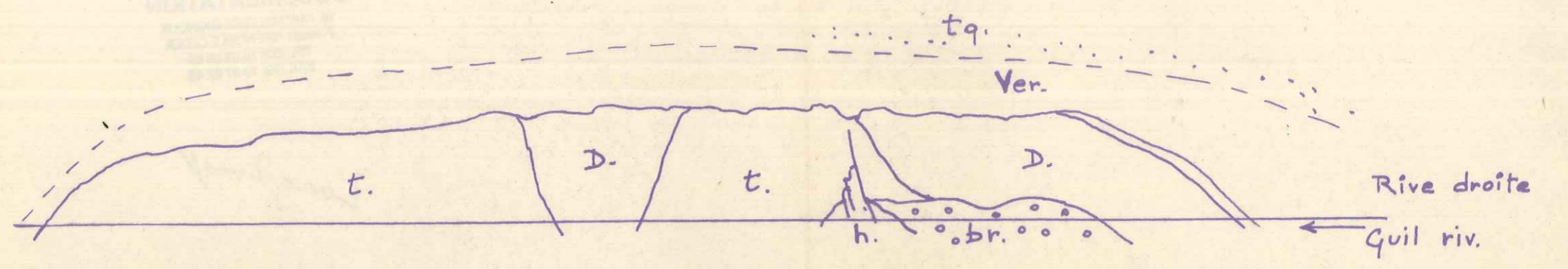
Zone du Marinnet : - Vue prise du Col de Marinnet vers le N-W  
 cs : marbres en plaquettes - tg : quartzites triasiques  
 V : Verrucano - α : roches volcaniques -





Zone du Marinnet : Vue prise  
du Pas de Chillol vers le S-E

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DOCUMENTATION  
15, RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TÉL. (33) 76 63 59 66  
FAX. (33) 76 87 82 43



— Les Rives du Guil : Coupes Geologiques naturelles —

tq: quartzites triasiques - Ver.: Verrucano - D.: dacites  
 t: tufs rhyo-dacitiques - br.: brêche rhyolitique - h: Houiller

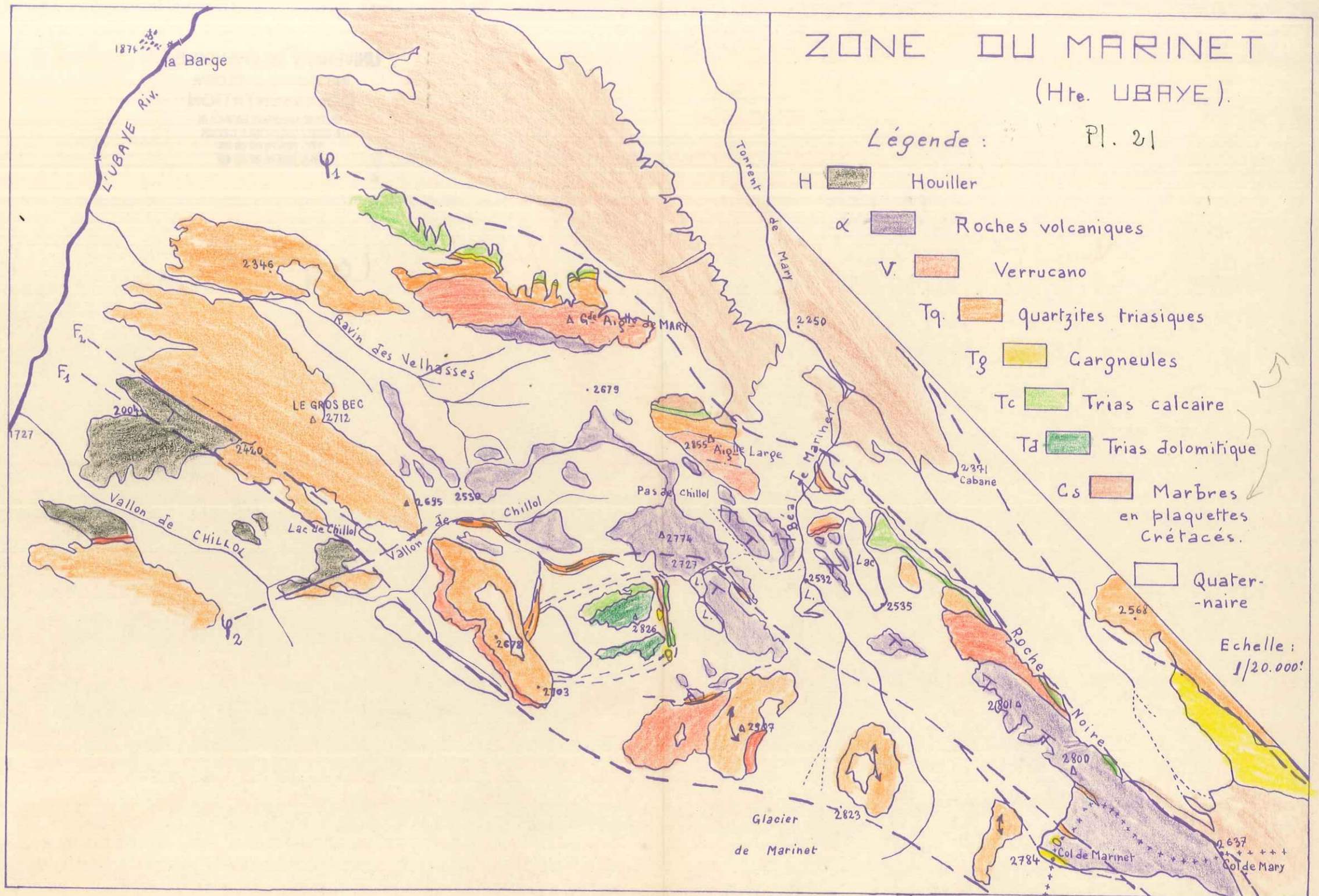
*Échelle*



# ZONE DU MARINET (Hte. UBAYE).

Légende : Pl. 21

- H Houiller
- α Roches volcaniques
- V Verrucano
- Tq. Quartzites triasiques
- Tg Gagneules
- Tc Trias calcaire
- Td Trias dolomitique
- Cs Marbres en plaquettes Crétacés.
- Quaternaire





- BIBLIOGRAPHIE -

- 
- AMSTUTZ A. - 1951 - Sur le Paléozoïque des Pennides au Sud d'Aoste. Archives des Sciences. Genève. vol.4, fasc.5.
- 
- - 1955- Permocarboneux des Pennides. C.R.A.S. t.241, p.1150.
- AUNIORD M. - 1952 - Etude sur la brèche andésitique du Cantal. Bull.Serv.Carte Geol. Fr.N°237, t.50.
- BASCOM F. - 1896 - The ancient volcanic rocks of South Mountain, Pennsylvania. Bull.U.S.Geol. Survey N°136.
- BLANDHET F. - 193 - Etude géologique des Montagnes d'Escrains (Htes.Alpes et Basses alpes).T.L.G. Grenoble, t.19.
- BLYTH F.G.H. - 1940 - The nomenclature of Pyroclastic deposits. Bull.Volcanologie (2) t.6, p.145.
- BORDET P. - 1951 - Etude géologique et pétrographique de l'Estérel.Mem.Serv.Carte geol.FR.
- BOUT P. - 1958 - Considérations à propos des ignimbrites. C.R.s.S.G.F. N°9 p.189.
- BROUSSE - 1960 - Mineralogie et pétrographie des roches volcaniques du Massif du Mont-Dore. Thèse, Paris.
- CAROZZI A.V. - 1960 - Microscopic Sedimentary Petrography. J.Wiley, N.York.
- CONTI S. - 1948 - Sulle besimanditi delle Alpi Liguri. Atti.Acc.Naz.Leincci.Rend.Sc.Fis.Mat. nat.(8),vol.5, fas.3-4.
- DEBELMAS J. - 1955 - Les Montagnes entre Vallouise et Guillestre.Mem.Serv.Carte Geol.Fr.
- DEBELMAS J. et GIDON M. - 1958 - Coupes du Guil et de l'Ubaye au travers de la zone briançonnais.Essai de corrélation tectonique.

- DEMANGEOT - 1939 - Relief de la Hte.Ubaye. Annales de Géographie, p.343.
- DEICHA G. - 1952 - Réactions à l'état solide et métamorphisme alpin. C.R.s.S.G.F. p.234.
- - 1958 - Contribution à l'étude des témoins d'actions pneumatolytiques d'âge alpin : résultats d'observations dans les Alpes Lépointiennes. B.S.G.F.(6), t.8, p.633.
- DIMITRESCU R. - 1959 - Le volcanisme Permien en Roumanie. Geol.Rundschau t.48, p.172.
- DONNAY - 1940 - Width of albite-twinning lamellae. American Miner. Vol.25, p.578-586.
- - 1943 - Plagioclase twinning. Geol.Soc.Am., Bull.54,p.1645.
- DOZY J.J. - 1935 - Uber der Permien der Sud Alpen. Leidsche geol.Meddel.t.7,p.41.
- DUPARC L. et - 1895 - Note sur une collection de roches recueillies par M.G.Tardieu dans les Alluvions actuelles de la Durance. B.S.G.F. (3) t.23, p.349.
- KIILIAN W.
- ELLENBERGER F.- 1956 - Etude géologique du pays de Vanoise. Mem.Serv. carte Geol.Fr.
- ESKOLA P. - 1920 - The mineral facies of rocks. Norsk Geol. Tidsskrift bind6, Hefte I-2, p.143.
- FABRE J. - 1955 - Volcanisme dans le Permocarbonifère de la zone Briançonnaise. C.R.A.S. t,24I, P.1795.
- - 1958 - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise. (Alpes de Savoie) Thèse-Paris.
- FABRE J. FEYS R. Relations du Westphalien et du Stéphani-  
GREBER Ch. - 1953 - nien dans la zone houillère Briançonnaise.C.R.s.S.G.F., p.270.
- - 1955 - L'importance de l'Érogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales.B.S.G.F.(6) t.5, p.233.

- FEYS R. - 1957 - Etude géologique du Carbonifère briangonnais. Thèse-Paris.
- FEYS R. et GREBER Ch. - 1949 - Les rapports du Permien et du Houiller au Sud de Briançon (Htes-Alpes). C.R.s.S.G.F. p.32.
- - 1950 - Les conglomérats du Verrucane dans la région de Briançon (Htes-Alpes) et leurs rapports avec le Carbonifère. B.S.G.F.(5), t.20, p.231.
- FISCHER R.V. - 1958 - Definitions of volcanic breccia. Geol.Soc.Am.Bull., vol.69, p.1071.
- FRANCHI S. - 1898 - Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali. Boll.R.Com.Italia,(3), v.1.9, fasc.3-4.
- FREY R. - 1937 - La classification moderne des roches éruptives. Serv.Mines et Geol.Marcq, Mem.44.
- FYFE W.S., TURNER F.J. Metamorphic Réactions and Metamorphic Facies. VERHOOGEN J. - 1959 - Geol.Soc.Am. Mem.73.
- GEZE B. - 1957 - Réflexions sur les ignimbrites et les laves acides. C.R.s.S.G.F. N°15, p.348.
- GIDON M. - 1958 - Sur l'existence du Stéphanien probable dans la vallée de la Hte. Ubaye (zone briangonnaise, Basses-Alpes). C.R.s.S.G.F. p.235.
- GIGNOUX M. - 1951 - Discontinuités dans le Houiller et le Permien des Alpes françaises. C.R.S.G.F. p.89.
- GIGNOUX M. et MORET L. - 1937 - Description géologique du Bassin supérieur de la Durance. T.L.G.Grenoble t.21.
- GILBERT C.M. - 1938 - Welded tuff in eastern California. Bull.Geol.Soc.Amer.vol.49, p.1829.
- GROSSER G. - 1938 - Die Veränderungen im Chemismus der Eruptivgesteine durch die Verwitterung. Chemie der Erde, v 1.II.
- HARKER A. - 1952 - Metamorphism. 3<sup>e</sup> édition repr.1952. Methuen and C<sup>o</sup> London.
- HEINRICH E.W? - 1956 - Microscopic Petrography. Mac ~~Gr~~ Grow-Hill Books, N.York.



- HOWELL W. - 1926 - Note of the characters and classification of Pyroclastic Rocks. Proc. of Liverpool Geol. Soc. t.14, p.223.
- JOHANSEN A. - 1951 - A descriptive Petrography of the igneous Rocks. The Un. of Chicago Press.
- JUNG J. - 1946 - Geologie de l'Auvergne et de ses confins Bourbonnais et Limousins. Mem. Serv. Carte Geol. FR.
- JUNG J. et VACHIAS - 1937 - Sur la nature volcanique du complexe dit des Cornes Vertes dans le Forez et la Montagne Bourbonnaise. C.R.s.S.G.F. p.81.
- KILIAN W. - 1891 - Notes sur l'histoire et la structure géologique des chaines alpines de la Maurienne etc... B.S.G.F.(3)t.19, P.571.
- KILIAN W. et TERMIER P. - 1895 - Sur quelques roches éruptives des Alpes Françaises. B.S.G.F.(3), t.23, p.395.
- KILIAN W. et TERMIER P. - 1901 - Nouveaux documents relatifs à la géologie des Alpes Françaises. B.S.G.F. (4) t.1. p.385.
- KAECH M. - 1903 - Geologisch-petrographische untersuchung des Porphyrgebietes zwischen Lago Maggiore und Valsesia. G.Brides et Co Lausanne.
- LACROIX A. - 1930 - Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la gènesc des roches pyroclastiques qu'ils constituent Liv. Jubil. S.G.F. t.2, p.431.
- LAFFITTE P. - 1957 - Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gites métallifères. Masson et Co - Paris.
- LAMEYRE J. - 1957 - Le complexe volcanique de la partie Nord du synclinal hercynien oriental du massif des Grandes Rousses. C.R.S.S.G.F. p.157.
- - 1958 - La partie Nord du Massif des Grandes Rousses. T.L.G. Grenoble, t.34. p.83.
- LAPPARENT J. de - 1909 - Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises. B.S.F.M. t.32.

- LINDGREN W. - 1933 - Mineral Deposits -4° Edition  
Mac Graw-Hill Book C° N.York.
- LORENZONI S. - 1958 - Studio chimico-petrographico della serie  
permiana del Bric Colmè (Alpi Marittime)  
e delle mineralizzazioni uranifere  
connesse. C.N.R.N. Roma.
- LORENZONI S. et ZANETTIN E. - 1958 - Contributo alla conoscenza del giaci-  
mento uranifero di Preit (Alpi Cozie)  
C.N.R.N. Roma.
- LORY Ch. - 1883 - Note sur deux faits nouveaux de la géo-  
logie du Briançonnais. B.S.G.F. (3) t.12  
p.117.
- MICHARD A. - 1959 - Contribution à l'étude géologique de la  
zone Acceglio-Longet dans la Hte-Varaita.  
B.S.G.F. (7), t.1, N°1, p.52.
- MICHEL R. - 1953 - Lesschistes cristallins des Massifs du  
Grand Paradis et de Sesia-Lanzo. Sc; de  
la Terre t.1, N°3-4. Nancy.
- MICHEL-LEVY A. - 1874 - De quelques caractères microscopiques  
des roches anciennes considérées dans  
leurs relations avec l'âge d'éruption.  
B.S.G.F. (3), t.3, p.1.
- MITTEMPERGHER M. - 1958 - La série del Monte Bosimauda ed il giaci-  
mento uranifero di Peveragno.  
C.N.R.N. Roma.
- MUGGE O. - 1930 - Bewegungen von Porphyroblasten in phy-  
lliten und ihre Messung. Neues Jahrb.  
BB : 61A p.469.
- NOVARESSE V. - 1895 - Nomenclatura e sistematica delle rocce  
verdi nelle Alpi occidentali. Boll.R.  
Com.Geol.Ital.(3), 2° trim. vol.6.
- OLIVER R.L. - 1954 - Welded tuffs in the Borrowdale volcanic  
series, English Lake District, with a  
note on similar rocks in Wales.  
Geol. Magaz. vol.91, p.473.
- OULIANOFF N. - 1954 - Ecrasement sans trituration et myloni-  
tisation des roches. Ecl.Geol.Helv.  
vol.47, N°2, p.377.
- - 1958 - Le métamorphisme des roches dans ses  
rapports avec les mouvements tectoniques.  
Bull.Lab.Geol.Univ.Lausanne N°123.



- PABST. A. - 1931 - Pressure-shadows in rocks. Amer.Miner 16,55
- PERRIN R. - 1954 - Dynamométamorphisme et métamorphisme régional : quelques observations dans la région briançonnaise. B.S.G.F. (6) t.4, p.67.
- PETERLONGO J.M. - 1958 - Les Terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif central français). Thèse clermont-Ferrand.
- PETTIJOHN F.J. - 1948 - Sedimentary rocks. Harper and Broth. N.York.
- PHILLIPS F.C. - 1930 - Some mineralogical and chemical changes induced by progressive regional metamorphism in the green bed group of the Scottish Dalradian. Miner.Magaz.22, P.239.
- PIRSSON L.V. - 1915 - The microscopical characters of volcanic tuffs. Amer.Journal of Sc. p.191.
- QUENSEL P. - 1916 - Zur Kenntniss der Mylonitbildung erläutert an Material aus dem Kobnekaisergebiet. Bull. of the geol. Inst. of Upsala. vol.15 p.91.
- RAMBERG H. - 1952 - The origin of metamorphic and metasomatic rocks. University of Chicago Press. (Traduction de J.Y.Scarnvic).
- RITTMANN A. - 1952 - Nomenclature of volcanic rocks. Bull. Volc.(2) t.12, p.75-102.
- ROQUES M. - 1941 - Les schistes cristallins de la partie Sud du Massif Central Français. Mem. Serv. Carte Geol.Fr.
- ROSS C.S. - 1928 - Altered paleozoic volcanic material and criteria for their recognition. Bull.Am.Ass.Petr.Geol. 12, p.143.
- SADRAN G. - 1956 - Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell Oranais. Thèse-Nancy.
- SAUCIER H. - 1959 - Les ignimbrites permienes de la région du Nidock (Vosges-Alsace).  
MILLOT G.-JOST R. Bull.Serv.Carte Geol Alsace-Lorraine t.12, fasc.2.
- SCHAER J.P. - 1959 - Les porphyres quartzifères et les roches volcaniques prétriasiques de la nappe du Gd.St.Bernard, Valais Suisse. Geologische Rundschau. P.147.



