

LES FORMATIONS CRISTALLINES ET CRISTALLOPHYLIENNES DU MASSIF DU ROCHAIL (SECTEUR NORD-OUEST DU MASSIF DU PELVOUX, ISÈRE)

par Jean-Marie BUFFIÈRE

INTRODUCTION

Le batholite granitique du Pelvoux forme, sur une étendue de près de 200 km², les parties sommitales et centrales du haut Massif, étudié par P. BELLAIR [1948]. Il surgit encore, au sein de la série cristallophylienne encaissante, en plusieurs massifs secondaires, tels ceux du Combeynot au Nord-Est, de Fond Turbat-Muzelle à l'Ouest, du Rochail au Nord-Ouest.

Ce dernier prolonge les Grandes-Rousses vers le Sud, au-delà de la vallée de la Romanche. Il est limité à l'Est par la vallée du Vénéon, au Sud par la dépression des lacs du Lauvitel et de Plan-Vianney, à l'Ouest par le synclinal mésozoïque d'Ornon - Bourg-d'Oisans et par l'effondrement du lac du Vallon (fig. 5).

Allongé dans le sens Nord-Sud, ce massif culmine le long de la ligne de crête Rochail - Pointe de Malhaubert (3 020-3 050 m) et, dans sa terminaison Nord, s'abaisse brusquement jusqu'à 710 m.

Le périmètre étudié ici est contenu sur les cartes I.G.N. au 1/20 000^e de Vizille 7-8, La Mure 3 et La Mure 4.

Le Massif du Rochail n'a pas fait jusqu'à présent l'objet d'études pétrographiques et pétrochimiques particulières. Au contraire, les éléments du socle des Grandes-Rousses sont mieux connus ; les unités géologiques et structurales mises en évidence par P. GIRAUD [1952] se prolongent vers le Sud, où nous retrouvons dans la région étudiée : des

formations cristallophylliennes anté-houillères appartenant à la série occidentale des Grandes-Rousses ; un ensemble granitique intrusif, auquel se rattache l'intrusion du Pont-Saint-Guillaume ; le prolongement méridional de la granulite syntectonique des Petites-Rousses et du synclinal houiller occidental des Grandes-Rousses.

LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES ANTÉ-HOUILLÈRES

Le groupe des Migmatites de Bourg-d'Oisans.

Nous rattachons directement au groupe des Migmatites de Bourg-d'Oisans, défini en rive droite de la Romanche par P. GIRAUD [1952], les formations bordant le granite au NW et au NE. Il s'agit là de migmatites le plus souvent hétérogènes à texture épibolique. Mais, en plus des faciès d'embranchites finement litées, d'épibolites et d'amphibolites migmatitiques, nous avons observé dans ces migmatites des passées gneissiques.

Les Migmatites.

Au Nord-Ouest de Villard-Notre-Dame, ces formations affleurent suivant une bande isoclinale de direction N 125-135°E. De nombreuses cassures parallèles, dirigées NW-SE, déterminent autant de compartiments déplacés et basculés, à l'intérieur desquels le plongement des couches est de 30 à 40° vers le Nord-Est pour les uns, vers le Sud-Ouest pour d'autres.

Entre Romanche et Vénéon elles constituent le petit massif de Pied-Moutet. En faisant abstraction d'accidents locaux, les couches se redressent d'Ouest en Est pour devenir proches de la verticale aux abords du synclinal houiller. Leur orientation est alors de N 10° E et leur pendage de 70° E.

La migmatisation à l'origine de ce groupe s'est effectuée, selon P. GIRAUD [1952], à la base d'un « ensemble d'amphibolites avec bancs de schistes interstratifiés » dérivant d'assises sédimentaires schisteuses ou argileuses avec intercalations marneuses. Cet ensemble, avant la rétro-morphose alpine, « appartenait à la zone à biotite et probablement à celle des Micaschistes inférieurs ». Ces formations constituent le groupe d'Huez [P. GIRAUD, 1952], sus-jacent au groupe des migmatites de Bourg-d'Oisans.

Cet auteur a montré aussi que ces migmatites sont essentiellement plagioclasiques. La transformation de la biotite en chlorite y est générale ; le plagioclase (An 28-30) est séricitisé et, de plus, légèrement saussurité. Ce groupe est donc rétromorphosé.

Les septa de Gneiss dans les Migmatites.

Ces gneiss se présentent en septa isolés ou en couches concordantes. On les rencontre de la combe du Pontet jusqu'aux environs de celle de Charmonétier et, le long de la route de Villard-Notre-Dame, au point coté 1050 et avant le hameau du Creux.

Ils montrent au microscope une structure granolépidoblastique très fine, avec alternances de lits micacés et quartzofeldspathiques.

Le feldspath est un plagioclase légèrement séricitisé, petit et indéterminable. Le quartz est frais et très abondant. La biotite est en voie de chloritisation, mais de très nombreuses paillettes fraîches subsistent encore. Elle est localement décolorée (début de phengitisation) et renferme alors des aiguilles de rutile (sagénite) et de petits zircons. La chlorite, secondaire, contient également des inclusions : esquilles de rutile, granules d'anatase, de la magnétite et de l'hématite. Phengite et séricite semblent représenter la totalité du mica blanc, mais la muscovite pourrait ne pas faire entièrement défaut ; cependant l'exiguïté des minéraux phylliteux ne permet pas un diagnostic certain.

Parfois toute trace de rétromorphose est absente. La biotite est remarquablement intacte et très pléochroïque. Le plagioclase est net et pœcilitique (inclusions d'apatite, mica, quartz). Le quartz est frais, il renferme quelques inclusions lui donnant macroscopiquement une teinte bleutée. La structure est moins fine que précédemment, la texture est litée et œillée. L'absence de mica blanc dans les zones non rétromorphosées peut faire douter de la présence de muscovite dans ces gneiss. Aussi pourraient-ils appartenir à la zone des Gneiss inférieurs ou à la limite des Gneiss inférieurs et des Gneiss supérieurs.

La série métamorphique anté-alpine occidentale des Grandes-Rousses comprendrait donc un niveau zonéographique plus profond sous celui d'Huez. Localement, vers le Sud, ces gneiss auraient été épargnés par la migmatisation générale de la série. Ceci n'implique pas que le front des migmatites n'ait pas atteint, dans le groupe d'Huez, la zone des Micaschistes inférieurs. J. LAMEYRE [1958, p. 99] considère la série occidentale des Grandes-Rousses comme normale, jusqu'au groupe d'Huez, « correspondant à la zone des Gneiss supérieurs et des Micaschistes inférieurs », avec à sa base les migmatites de Bourg-d'Oisans.

Nous n'avons pas rencontré de roches correspondant exactement à la zone des Gneiss supérieurs (à biotite et muscovite). Les effets de la rétromorphose sont ici fort gênants. De plus, l'absence d'un passage contrôlable entre gneiss et micaschistes ne permet pas d'envisager une solution positive et définitive. Notons, enfin, qu'au Sud de la Romanche, le soulèvement du socle pourrait être la cause de la disparition, par éro-

sion simultanée, des assises élevées de la série métamorphique, mais aussi de l'exhumation de zones plus profondes.

A la suite de P. GIRAUD, nous admettons que cette série Bourg-d'Oisans - Huez dérive de sédiments calco-magnésiens argileux, schisteux et marneux, métamorphisés au Nord dans la zone des Micaschistes inférieurs et Gneiss supérieurs, et au Sud dans une zone atteignant les Gneiss inférieurs.

Les Gneiss du Vallon.

Ces gneiss constituent, au Sud-Ouest du massif granitique, une suite d'affleurements qui se repèrent par leur teinte gris-bleuté. Ils sont finement lités et, en masse, paraissent peu quartzo-feldspathiques. Ils sont parfois plissotés, mais de façon souple car ils ne sont jamais cataclastiques.

Au microscope, ils montrent une structure granolépidoblastique très fine.

Ils sont très riches en quartz. Le feldspath plagioclase paraît être le seul représenté; sa teneur en anorthite est d'environ 25 % (oligoclase basique). Il est séricitisé et rongé par le quartz, à la manière de ceux des migmatites. Les lits micacés sont bien individualisés, mais envahis par le quartz qui dentèle les micas. Bien que certaines travées marquent une franche tendance à la chloritisation, la biotite est généralement bien conservée. La sillimanite est présente, apparaissant le plus souvent en fibres assez fines, isolées ou en inclusion dans la biotite. Cette dernière renferme des aiguilles de rutil et de petits zircons. Notons la présence d'apatite.

Ces roches semblent correspondre aux gneiss inférieurs que nous avons décrits plus haut.

Les Diorites associées aux gneiss du Vallon.

On trouve, intercalées dans ces gneiss, des roches dioritiques à faciès lamprophyrique, mentionnées comme syénite du Lauvitel sur la carte géologique au 1/80 000^e de Briançon.

Elles peuvent se présenter sous la forme de couches à allure de sill, allongées suivant la schistosité du gneiss, comme c'est le cas, à une dizaine de mètres du contact entre les gneiss et le granite au-dessus et au Sud-Est du lac du Vallon. Le contact entre gneiss et diorite est franc.

On en retrouve au Nord-Ouest du lac, sous la forme d'un amas arrondi, au sein d'un lambeau de gneiss emballé dans le granite. Ici le passage du gneiss à la diorite est progressif, l'un et l'autre étant laminés dans le granite.

Le faciès grenu, la disposition en tous sens de la biotite, expliquent que cette roche ait pu être prise pour une enclave syénitique identique à la syénite du Lauvitel.

Le quartz, en grains nombreux mais petits, à contours irréguliers, engrenés et à extinction roulante, moule les plagioclases. Ceux-ci sont très séricitisés et difficilement déterminables. Parfois ils englobent poecilitiquement des gouttelettes de quartz. La biotite est très abondante, effilochée, quelquefois tordue et à extinction onduleuse. Son pléochroïsme est brun acajou à pâle-incolore. Elle renferme des inclusions de zircon, d'apatite et de matières ferrotitanées exsudées dans ses clivages. Elle est fréquemment chloritisée, mais de façon partielle et limitée. L'apatite, abondante, est légèrement teintée en brun. La chlorite existe aussi en baguettes isolées. Calcite, chlorite et leucoxène épigénisent une ancienne amphibole, localement reconnaissable à ses clivages. La biotite participe aussi à cette épigénisation : parfois elle semble dériver, en effet, directement de l'amphibole première. Dans les lames étudiées, le microcline n'est pas représenté.

La structure générale est granolépido-blastique mais l'orientation des phyllites est perturbée par la tendance granoblastique des autres minéraux.

Ces roches présentent donc des caractères magmatiques qui permettent de les rattacher aux enclaves homoeogènes du granite. Il pourrait donc s'agir, comme on le verra plus loin, d'un matériel dioritique mis en place avant la granitisation aboutissant à la formation du granite du Rochail et non touché par cette granitisation.

LE GRANITE

Les roches granitiques affleurent de façon continue et homogène à l'intérieur des limites définies plus haut, sur environ 30 km².

Cependant, au Nord de la vallée de la Romanche, on les voit encore disparaître sous la série cristallophyllienne des Grandes-Rousses, au Clavier d'Auris. En rive droite du Vénéon on les retrouve en apophyses de faibles dimensions dans les migmatites.

Notons, au toit, l'absence totale de lambeaux de la série encaissante et seulement deux reliquats de la couverture triasico-liasique à Côte-Belle et à la Brèche du Perrier.

Gisement.

Sur les bordures, la texture est aussi régulière qu'à l'intérieur du massif. Il n'existe pas de zone de passage aux roches encaissantes. Le contact est brutal, le plus souvent précis et régulier.

Depuis la mise en place, les contours du granite ont pu être remaniés. Aussi doit-on distinguer du style premier le style surimposé par les jeux tectoniques postérieurs.

La stratification des migmatites encaissantes, confondue avec leur schistosité cristallophyllienne, coïncide ou non avec la surface de contact.

Sur le flanc Nord du massif, le pendage isoclinal des migmatites permet justement de remarquer les deux aspects, concordant et discordant, du contact. Quand il y a discordance, on s'aperçoit qu'elle n'est pas due à une variation du pendage des couches encaissantes, mais à l'intrusion granitique qui les recoupe.

Quand, vers l'Est, le granite envoie dans les migmatites des digitations de style laccolitique, elles sont toujours de faible importance. Il en va d'ailleurs de même pour les filons d'aplite : on ne les suit pas longtemps en dehors du granite, mais suffisamment pour voir qu'ils sont discordants sur la direction des lits granitisés des migmatites. Les petits filonnets de pegmatites, réduits et sinueux, se limitent aussi au voisinage immédiat du granite. Sur la bordure Sud-Sud-Est du massif, le contact suit en gros la ligne des lacs Plan - Vianney - Lauvitel. Le granite, en rive gauche, est bien décapé. Il ne reste des migmatites que quelques langues pincées.

Le mode de gisement est donc celui d'un batholite bien homogène, à contours nettement intrusifs. La mise en place est post-tectonique, si on considère la série cristallophyllienne encaissante dont l'âge anté-houiller est évident. A tous points de vue, le granite apparaît étranger aux formations qu'il recoupe, d'autant plus qu'aucune auréole de métamorphisme de contact ne s'est développée dans les migmatites encaissantes, ce qui ne saurait surprendre ici. Au contraire, en un point du contact (combe du Pontet), une légère modification s'est opérée dans la structure du granite. Les roches encaissantes auraient donc joué le rôle de paroi froide.

Historique des recherches.

P. TERMIER [1900, p. 10] présente le granite du massif du Rochail comme un exemple du granite du Pelvoux par son gisement et sa constitution. P. BELLAIR [1948] limite ses recherches au synclinal de Venosc et n'apporte, au sujet du granite, que peu de précisions. En 1952, P. GIRAUD [p. 392] signale, à l'extrême Sud du massif des Grandes-Rousses, l'affleurement du Clapier d'Auris, déterminant ainsi le « granite du Clapier » ; il note que « l'étude du contact du granite du Clapier avec le granite hétérogène du Rochail... qu'on pourrait sans doute rapprocher du granite migmatitique des lacs Bessons... serait des plus intéressantes ». Enfin, J. RICOUR, A. VAYSSE et J. VERNET [1954, p. 15] observent en galerie, sur la rive droite du lac Lauvitel, « un granite d'anatexie hétérogène, passant sans intermédiaire à des diadysites ». Reprenant les conclusions de J. RICOUR [1948], les auteurs admettent être en présence « d'un granite d'anatexie extravasé, le centre de la

poussée ascensionnelle semblant se situer à l'Ouest du lac Lauvitel, au cœur du Rochail ».

Etude pétrographique.

Le granite du massif du Rochail présente deux faciès bien différents. Le premier, un faciès gris, leucocrate, constitue la majeure partie du massif ; nous l'appellerons : *granite du Rochail*¹ ; le second, un faciès coloré, rose et vert, affleure exclusivement sur la bordure Nord ; il s'agit du *granite du Clapier* déjà défini par P. GIRAUD [1952].

Le Granite du Rochail.

C'est un granite de grain moyen, relativement homogène. Sa texture n'est jamais orientée, même là où les conditions de gisement auraient pu le permettre.

Quant aux variations de la composition minéralogique, elles sont assez faibles. La biotite, parfois très abondante, peut localement se raréfier au point de donner un faciès hololeucocrate, dans lequel la muscovite est parfois présente. Localement aussi, par exemple au voisinage d'amas basiques importants, en particulier dans la région immédiatement au Nord du lac Lauvitel, le granite du Rochail peut se charger de hornblende verte, très claire ; mais ce faciès amphibolique est peu fréquent et il ne peut, sur une carte au 1/20 000^e, faire l'objet d'une représentation spéciale.

Ces variations ne suffisent pas à troubler l'homogénéité du massif, d'autant plus que, simultanément, feldspaths et quartz restent en proportions constantes : l'aspect de la roche varie donc très peu.

Sur un échantillon du type moyen du granite du Rochail, tel celui que nous avons prélevé sur la bordure est du massif, dans la falaise de la rive gauche du Vénéon, au-dessus des Gauchoirs, on distingue à l'œil : quartz, feldspath et biotite. Au microscope, la composition minéralogique est la suivante (fig. 1) :

quartz ;
microcline potassique ($-2V = 80-84^\circ$) ;
plagioclase (An 25) (séricite, calcite) ;
biotite (zircon, apatite, rutile), chlorite ;
apatite, minerais.

¹ Nous utiliserons ce terme dans la suite de l'exposé, afin d'éviter toute confusion et rapprochement avec le terme « granite gris » désignant dans le haut Massif du Pelvoux un granite ancien, antérieur au granite du Pelvoux normal [P. BELLAÏR, 1948].

Ces minéraux s'ordonnent suivant une structure grenue à plagioclases automorphes.

Le quartz est abondant, xénomorphe et dentelé. Il semble y avoir deux générations; l'une, extrêmement rare et la plus récente, remplit les interstices sous forme de vermicules limpides à extinction fraîche; elle est isolée en inclusions ou forme un liséré autour des feldspaths et des micas; l'autre, la plus abondante et la plus ancienne, s'insinue largement en grandes plages à extinction roulante, plutôt jointives qu'engrenées; ce quartz peut renfermer des inclusions aciculaires indéterminables. Sa genèse ancienne est attestée par des fissures que la séricite remplit, ce phénomène étant cependant très limité.

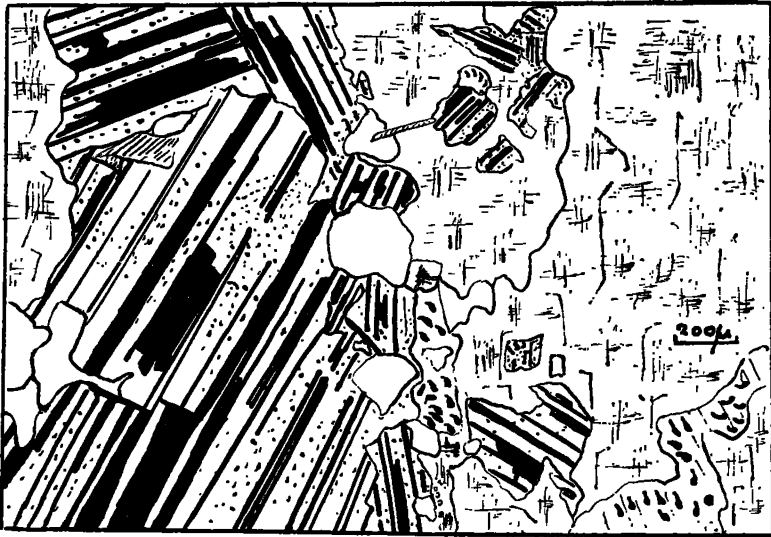


Fig. 1. — Micrographie de granite du Rochail (Im 2384).

En blanc : quartz. — Maclés albite et pointillés : plagioclases séricitisés. — Avec quadrillages : microcline. — En gouttelettes : myrmékite. — Avec clivages : biotite.

Le feldspath potassique est toujours frais et à tendance xénomorphe. Englobant souvent poëcilitiquement quartz, plagioclases et micas, il développe, au contact des plagioclases, d'importantes et belles myrmékites; le phénomène peut affecter la totalité du minéral et nous reviendrons plus loin sur son interprétation. Généralement le microcline moule les autres minéraux, s'insinuant entre les plagioclases qu'il isole. Mais on peut le voir apparaître sous une autre forme, en taches diffuses ou en traînées floues, à l'intérieur des plagioclases, réalisant ainsi une structure antiperthitique; ceci est d'autant plus remarquable que l'association de ces deux feldspaths s'opère en même temps, sous la forme perthitique : les phénocristaux de microcline sont en effet striés de veinules plus claires, indéterminables parce que toujours très fines; aussi les précédents auteurs les avaient-ils qualifiés de cryptoperthites [P. TER-

MIER, 1900]. Dans certains échantillons, la perthitisation du microcline est générale; ailleurs, elle peut n'affecter que quelques cristaux isolés.

Les feldspaths plagioclases, au cœur parfois séricitisés, ce qui souligne leur zonage, sont rongés par microcline et quartz. Localement, leurs formes automorphes tendent ainsi à disparaître. Ils sont, rappelons-le, très souvent myrmékitisés.

La biotite n'est généralement pas en paillettes automorphes, mais en sections effilochées, moulées par le quartz (soit primaire, soit secondaire) et par le microcline. son pléochroïsme est fort, mais les teintes claires sont un peu délavées. Ceci est dû aux fréquentes exsudations ferro-titanées, parmi lesquelles le rutile s'individualise bien. Notons en outre les fréquentes inclusions de quartz, d'apatite et de zircon.

La chlorite se développe par transformation du mica noir, le frangeant de vert ou l'épigénisant. La séricite apparaît dans les plagioclases, ou bien en petites lamelles isolées; elle envahit aussi les craquelures, associée alors à de la calcite, indiquant de ce fait sa formation récente. La muscovite est toujours absente.

L'apatite n'est pas rare, en inclusions dans la biotite ou en baguettes dispersées. Les minerais sont peu abondants. Il s'agit surtout d'exsudations ferro-titanées formées aux dépens de la biotite.

L'étude micrographique de nombreux autres échantillons n'a révélé que quelques variations minimales. Dans tous les cas se détachent les caractères généraux suivants : cristallisation tardive d'une faible partie du quartz et de la totalité du microcline ; recristallisation très limitée du quartz ; légère chloritisation affectant quelques micas, séricitisation sporadique des plagioclases dont la teneur en anorthite s'abaisse parfois jusqu'à 8 %.

Le Granite du Clapier.

Comme le granite du Rochail, il n'est jamais orienté. Sa coloration, signe distinctif, est due à la présence de feldspath potassique rosé, de plagioclases verdis et de paillettes de biotite chloritisée, brun-vert. Le grain est généralement plus gros que celui du granite du Rochail et a tendance porphyroïde ; les plus gros cristaux atteignent 15 mm (feldspath potassique).

Notre premier objectif, suggéré par P. GIRAUD [1952], a été la recherche des contacts du granite du Clapier avec le granite du Rochail. Or, d'un faciès à l'autre, on ne peut observer qu'un passage progressif, de l'ordre de la dizaine, voire de la centaine de mètres. Nous sommes alors en présence d'un faciès nuancé, intermédiaire entre les deux faciès, où la coloration des plagioclases subsiste peut-être plus longtemps que celle du microcline et où la décroissance du grain n'est appréciable que sur des échantillons extrêmes.

Aucune compénétration, aucune enclave d'un faciès dans l'autre, mais toujours une transition diffuse, évoquant bien moins la zone limite de deux formations étrangères, qu'une simple mais notable variation de faciès ; et c'est à cette manière de voir que nous nous en tiendrons.

Les contours du granite du Clapier sont donc très mal définis et on ne peut les cartographier.

Il se rencontre fréquemment au Nord de la ligne joignant l'affleurement du Clapier à son vis-à-vis sur la rive gauche du Vénéon, notamment à la cascade de la Pisse ; le long de la route de Villard-Notre-Dame, il n'apparaît qu'au niveau de la combe d'Essart et, vers le Sud, il forme le soubassement de Côte-Dure, affleurant dans le ruisseau du Vallon jusqu'au point coté 1 593 m. Ceci le limite bien à la périphérie Nord du massif.

La composition minéralogique du granite du Clapier est la suivante :

quartz ;
microcline potassique ($-2V = 80-84^\circ$) ;
oligoclase (An 14-25) ;
biotite ;
chlorite et séricite ;
épidote, zoïsite et calcite ;
apatite, sphène (leucoxène) ;
minerais.

Le quartz est xénomorphe, à extinction irrégulière, en plages arrondies, souvent cassées, ou en débris interstitiels d'écrasement local et recristallisés. Le grain moyen est légèrement supérieur à celui des plagioclases entre lesquels il s'insinue. Là encore, une deuxième génération est représentée sous une forme analogue à celle observée dans le granite du Rochail.

Le microcline potassique, parfois automorphe, s'insinue de façon générale. Il est largement perthitique et pœcilitique : il englobe des plagioclases souvent cassés et des gouttes de quartz secondaire. Lorsqu'il est fissuré, il est cimenté par de la calcite. Ses clivages sont constamment soulignés par une fine poussière brune, apparaissant bien en lumière naturelle. Il s'agit, sans doute, d'un produit ferrugineux que nous tiendrons pour responsable de la coloration en masse. Cette matière, indéterminable en lame mince, échappe également à l'analyse aux Rayons X, effectuée cependant sur des individus de feldspaths isolés². Une étude à de très forts grossissements, faite récemment sur le granite du Clapier par J.-C. VATHAIRE [1961], a révélé la présence dans les feldspaths « d'un alignement secondaire de cavités allongées ou triangulaires... rempli de particules solides... et de grains sans forme propre, de couleur orangé à rouge ». Mais, effectuées à la « limite de la microscopie ordinaire », ces observations n'ont pas abouti à la détermination exacte de ce pigment. Une étude micro-chimique serait peut être plus concluante.

L'oligoclase, dont la teneur en anorthite reste au-dessus de 14 %, est automorphe, mais rongé par le microcline, au contact duquel apparaissent des auréoles de myrmékite très développées ; elles paraissent bien contemporaines du microcline, et comme lui cataclastiques. Souvent tordu et fracturé, il est très souvent séricitisé, surtout au centre, et zoné. Des granules de calcite, d'épidote et de zoïsite

² Il est possible que cette matière ait, modifié l'orientation des plans réticulaires du feldspath, puisqu'une raie importante inconnue pour le microcline apparaît sur l'enregistrement.

marquent un début de saussuritisation. Chlorite, séricite et saussurite sont responsables de la coloration verte observée macroscopiquement.

La biotite peut se rencontrer fraîche, mais le plus souvent elle est totalement chloritisée et effilochée. L'exsudation du fer s'est faite le long des clivages ou s'est concentrée en amas aboutissant à la formation de leucoxène et d'ilménite.

L'apatite est constante et relativement abondante, en inclusions dans la biotite ou en baguettes dispersées. Un seul échantillon nous a révélé la présence d'une amphibole vert clair, associée à la biotite qui la pseudomorphose. Minerais : pyrite et exsudations ferro-titanées.

Le granite du Clapier présente souvent une structure cataclastique qu'il doit, sans doute, à son gisement limité en bordure du massif ; mais, pour les échantillons intacts, la structure est du type grenu à plagioclases subautomorphes, marquant une légère tendance au cloisonnement de certains phénocristaux de microcline. A peu de chose près elle est identique à celle du granite du Rochail.

Nous retiendrons comme caractères distinctifs par rapport au granite du Rochail : les traces de cataclase, les inclusions ferrugineuses dans le microcline, la chloritisation plus avancée et quasi générale des micas, la saussuritisation commençante des plagioclases séricitisés, où l'épidote est associée à des phyllites, un pourcentage en anorthite plus élevé dans les plagioclases, la présence de calcite en dehors des zones de fractures.

Etude chimique.

L'analyse 1 (Tableau I) du granite du Rochail permet de calculer les paramètres suivants :

- Paramètres de Niggli : $si = 356$; $al = 50,5$; $fm = 14,0$; $c = 9$;
 $alc = 26,5$; $ti = 1,8$; $p = 0,3$; $k = 0,36$; $mg = 0,26$.
- Paramètres C.I.P.W. : I.(3)4.2.3' ; $\Sigma b = 4,84$; $Or/Pl = 0,66$.

L'analyse 2 (Tableau I) du granite du Clapier permet de calculer les paramètres suivants :

- Paramètres de Niggli : $si = 325$; $al = 41$; $fm = 22$; $c = 5,5$;
 $alc = 31,5$; $ti = 1,1$; $p = 0,42$; $mg = 0,53$; $k = 0,42$.
- Paramètres C.I.P.W. : I.4.(1)2.3 ; $\Sigma b = 7,72$; $Or/Pl = 0,65$.

Ces deux analyses présentent quelques différences. Dans le granite du Clapier on note une prépondérance du fer ferrique sur le fer ferreux, ce qui est peut-être en relation avec les inclusions ferrugineuses colorant le microcline ; une teneur moindre en alumine et en chaux contrebalancée par une teneur plus grande en alcalins, parmi lesquels la potasse est toujours dominante.

Cependant, dans les deux cas les valeurs des paramètres sont caractéristiques d'un granite hololeucocrate calco-alkalin monzonitique à tendance akéritique. L'analyse chimique souligne donc la proche parenté des deux faciès, ce qui correspond bien à ce qui a été observé en lames minces.

Les deux faciès du granite du massif du Rochail se rangent donc dans la famille des *granites monzonitiques*.

TABLEAU I.
Analyses chimiques du granite.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
SiO ₂	69,80	69,30	74,40	76,20	76,00	70,84	74,92	69,50
Al ₂ O ₃	16,80	14,80	13,91	12,73	13,00	14,53	13,58	16,30
Fe ₂ O ₃	1,30	1,90	1,39	1,85	1,50	2,46	0,63	0,76
FeO	1,30	0,90					0,64	1,40
MgO	0,50	1,70	0,28	0,52	0,50	1,17	0,42	1,10
CaO	1,60	1,10	0,61	0,85	0,80	1,45	0,53	1,90
Na ₂ O	3,15	4,05	4,65	3,33	3,50	3,04	3,57	3,60
K ₂ O	3,50	4,35	4,36	4,66	4,50	5,12	4,80	4,60
TiO ₂	0,45	0,30					0,24	0,36
P ₂ O ₅	0,20	0,20						
MnO	0,00	0,00					0,12	0,07
H ₂ O +	0,70	0,65	0,65	0,78		0,71	0,66	1,00
H ₂ O —	0,15	0,10						
Total	99,45	99,35	100,25	100,92	99,80	100,32	100,11	100,59

- (1) Analyse nouvelle : granite du type Rochail (falaise à l'Ouest des Gauchoirs, vallée du Vénéon). Analyste : J.-M. BUFFIÈRE, Clermont, mars 1960.
- (2) Analyse nouvelle : granite du type Clapier (cascade de la Pisse, près la Rive). Même analyste.
- (3) Analyse ancienne de P. TERMIER (moyenne de 5 analyses de granites du Pelvoux), in P. BELLAIR [1948 - p. 127].
- (4) Analyse ancienne de P. TERMIER (moyenne de 6 analyses de granites du Pelvoux). *Ibid.*, p. 127.
- (5) Analyse ancienne de P. TERMIER (moyenne d'analyses du granite du Pelvoux). *Ibid.*, p. 127.
- (6) Analyse ancienne de P. TERMIER (granite du Combeynot). *Ibid.*, p. 121.
- (7) Analyse ancienne de P. BELLAIR (moyenne de 10 analyses du granite du Pelvoux). *Ibid.*, p. 127.
- (8) Analyse ancienne de P. BELLAIR (granite ancien). *Ibid.*, p. 96.

Ce résultat est en accord avec les analyses anciennes de P. TERMIER, données la plupart du temps sous forme de moyennes, et que nous rappelons dans le Tableau I (analyses 3 à 6). Les paramètres C.I.P.W. de ces analyses sont les suivants :

	Σb	Or/Pl
An. 3 : I.4.1'.3(4)	2,09	0,61
An. 4 : I.(3)4.(1)2.3	3,15	0,85
An. 5 : I.(3)4.1(2).3	2,75	0,80
An. 6 : I.4.2.3	5,39	0,93

En effet, les valeurs obtenues pour le paramètre r et le rapport Or/Pl indiquent des granites calco-alcalins monzonitiques, à l'exception de l'analyse 3 qui, cependant, dans le triangle de concentration K-N-C (fig. 2) se place très près de la limite entre granites alcalins et calco-alcalins.

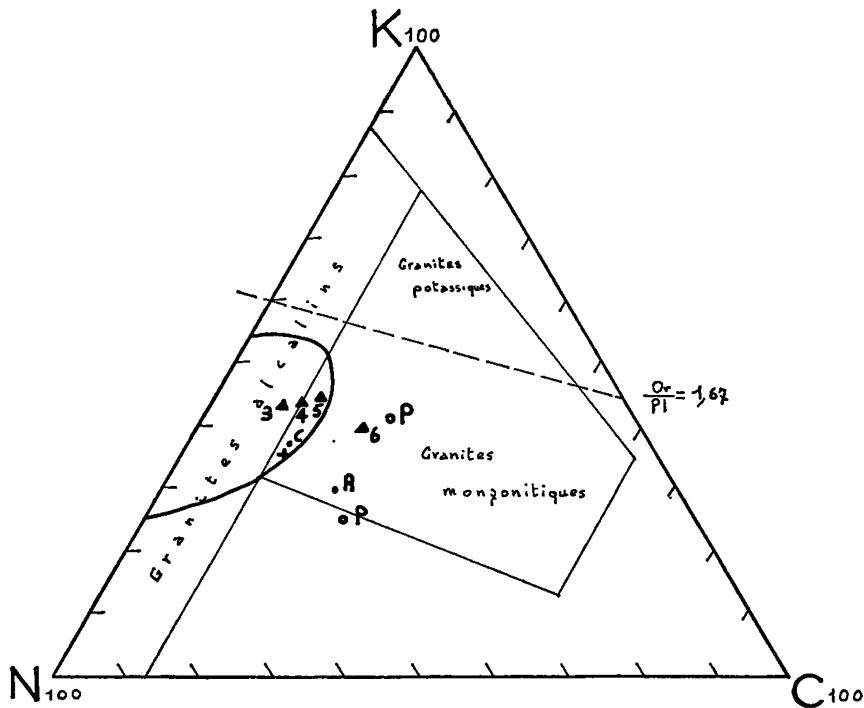


Fig. 2. — Triangle de concentration Potasse-Soude-Chaux feldspathisable (K-N-C).
 Analyses P. TERMIER : 3, 4, 5, 6 (cf. Tableau I). Analyses P. BELLAIR : + (Fond Turbat Muzelle), P (granite ancien des Petits-Pics-Sans-Nom). Analyses nouvelles : R (granite du Rochail) et C (granite du Clapier). — L'aire déterminée par la courbe correspond aux analyses de P. BELLAIR, effectuées sur le granite du Pelvoux.

Par contre, nos résultats sont en désaccord avec les analyses plus récentes de P. BELLAIR [1948]. La plupart d'entre elles lui permettent de conclure que le granite du Pelvoux est un « granite alcalin très pauvre en chaux et en magnésie, et aussi potassique que sodique ». C'est le cas, en particulier, pour la moyenne de 10 analyses de granite du Pelvoux que cite cet auteur et que nous rappelons dans le tableau I (An. 7) et dont les paramètres C.I.P.W. sont les suivants : $I.(3)4.1'.3$; $\Sigma b = 2,93$; $Or/Pl = 0,86$.

Par ailleurs, le même auteur distingue aux Petits-Pics-Sans-Nom un « granite gris », plus ancien que le granite du Pelvoux actuel, « caractérisé par une teneur assez élevée en chaux » et dont les paramètres C.I.P.W. sont (An. 8, Tableau I) : $I.4.2.3$; $\Sigma b = 6,01$; $Or/Pl = 0,66$. Il s'agit donc d'un granite monzonitique.

Mais P. BELLAIR semble vouloir réserver ce caractère au seul granite ancien. C'est ainsi qu'il fait toutes sortes de réserves sur les résultats obtenus par P. TERMIER lorsque ceux-ci permettent de ranger dans les monzonites le granite du Pelvoux. Il en est de même pour deux des analyses nouvelles qu'il cite (*op. cit.*, p. 119, analyses 21 et 26) et qui donnent un paramètre r caractéristique des granites monzonitiques. Or, au moins pour l'analyse 26, il s'agit d'une roche prélevée non pas dans le haut massif du Pelvoux, mais dans le massif adventif Fond Turbat - Muzelle, qui s'étale au Sud-Sud-Est du massif du Rochail. Signalons qu'il semble en être de même pour le massif adventif du Combeynot : l'analyse de P. TERMIER (Tableau I, An. 6), conduit à calculer des paramètres de granite monzonitique, comme on l'a vu plus haut.

Il est bien certain que seule une étude chimique systématique, portant sur l'ensemble des granites du massif du Pelvoux, aurait une valeur significative. C'est pourquoi nous avons voulu faire un usage très prudent des données actuelles. Nous retiendrons donc simplement des travaux antérieurs la tendance calco-alcaline et monzonitique des granites de bordure (Combeynot, Fond Turbat - Muzelle) auxquels semblent s'apparenter chimiquement les granites du massif du Rochail.

Quoi qu'il en soit, les deux types étudiés ici s'intègrent assez bien dans un diagramme K-N-C, représentant les variations d'alcalinité contrôlées jusqu'à présent sur des échantillons de granite du Pelvoux *sensu lato* (fig. 2). Le granite du Rochail (point figuratif R), comme celui du Combeynot (6), s'éloigne de l'aire définie par le granite du Pelvoux dit normal, et rejoint le domaine de celui des Petits-Pics-Sans-Nom (P). Le granite du Clapier (C) se place, lui, entre les deux, comme celui de Fond Turbat - Muzelle (+).

Etude géochronologique.

Nous donnons ici les résultats de deux mesures d'âges, déterminés au spectromètre de masse de Clermont-Ferrand, suivant la méthode au strontium [M. BONHOMME, J. PHILIBERT, M. ROQUES et Y. VIALETTE, 1961].

Détermination de l'âge du Granite du Clapier.

Echantillon prélevé à la Cascade de la Pisse, près La Rive ($x = 893,10$; $y = 308,63$).

La biotite utilisée provient d'échantillons sains et non cataclastiques. La chlorite, cependant, y est toujours présente : elle forme un liséré fin autour du mica et, dans certains cas, est plus envahissante.

L'âge obtenu est de : 319 ± 9 millions d'années.

Détermination de l'âge du Granite du Rochail.

Echantillon prélevé dans la falaise à l'Ouest des Gauchoirs, rive gauche du Vénéon ($X = 893,90$; $Y = 306,0$).

La biotite utilisée provient d'échantillons frais et non cataclastiques. Elle se présente en plaques brunes très bien conservées.

L'âge obtenu est de : 327 ± 16 millions d'années.

Les teneurs sont exprimées en microgrammes au gramme de biotite. Le pourcentage de Strontium 87 radiogénique dans le Strontium 87 total est de 40 % pour le granite du Clapier et de 45 % pour le granite du Rochail. Les constantes de calcul sont :

$$^{87}\text{Rb} = 0,2785 \text{ pour un atome de Rubidium normal ;}$$

$$^{87}\text{Sr} = 0,0702 \text{ pour un atome de Strontium normal ;}$$

$$\lambda \text{ } ^{87}\text{Rb} = 1.47.10^{-11} . \text{an}^{-1} \text{ [FLYNN et GLENDENIN, 1959].}$$

Il apparaît que la biotite du granite du Clapier donne l'âge le plus faible, ce qui semble logique en raison de sa chloritisation. Mais la différence obtenue entre les âges des biotites des deux granites reste dans la limite tolérée pour dire qu'ils sont identiques, aux erreurs de mesure près. Les valeurs trouvées, replacées dans l'échelle d'HOLMES [1960], indiquent un âge namurien inférieur, très proche de la limite Viséen supérieur — Namurien, qui se situe, selon Y. VIALETTE [1962], à 328 ± 3 millions d'années.

Les arguments tectoniques développés par P. BELLAIR [1948] lui avaient permis d'attribuer un âge antéstéphanien au batholite du Pelvoux. Pour le massif du Rochail, dont la liaison avec ce batholite est évidente,

TABLEAU II.
Mesures géochronologiques.

Essai chimique n°	Rb total	Sr primaire	⁸⁷ Sr radio- génique	Ages en millions d'années	
<i>Granite du Clapier (B 181).</i>					
1	1 202	14,9	1,612	322	} 319 ± 9
2	1 122	13,8	1,466	314	
				314	
3	1 122	14,0	1,460	312	
				312	
3	1 118	13,7	1,544	332	
				332	
3	1 116	13,6	1,471	317	
				316	
<i>Granite du Rochail (B 182).</i>					
1	1 014	27,1	1,458	345	} 327 ± 16
2	1 030	24,3	1,374	320	
				305	
3	1 083	24,5	1,386	323	
				307	
3	1 009	24,3	1,432	341	
				327	
3	1 052	24,6	1,448	345	
				331	

nos résultats confirment cet âge et nous permettent même de préciser que la mise en place de ce granite post-tectonique a dû s'effectuer à l'issue de la phase des plissements sudètes de l'orogénèse hercynienne [M. BONHOMME *et alt.*, 1963].

Filons d'Aplite associés au granite.

Les roches en gisement filonien recoupant le massif granitique du Rochail appartiennent exclusivement à la famille des aplites.

Elles se présentent le plus souvent sous la forme de lames continues et parfois assez importantes pour devenir cartographiables. Leurs épones

sont toujours nettes. Sans vouloir limiter leur zone d'affleurement à la partie Nord-Ouest du massif, nous dirons seulement qu'elles y sont plus fréquentes. Les aplites débordent rarement du cadre granitique et sont, dans ce cas, franchement discordantes sur la schistosité cristallophyllienne des migmatites encaissantes, ce qui confirmerait, s'il en était encore besoin, l'indépendance de deux phénomènes : migmatisation régionale et mise en place du granite et des aplites.

Le faciès est banal, à grain homogène et fond blanc, parfois moucheté de biotite chloritisée, brun-vert, et de paillettes de muscovite. Dans le domaine du granite du Clapier, ce fond est légèrement teinté.

La composition minéralogique et la structure du type le plus courant sont les suivantes : le quartz en larges plages xénomorphes, ou en gouttelettes pœcilitiques dans les feldspaths, moule les autres minéraux. Le microcline ($2V = 72-78^\circ$) est très frais, rare, petit et rongé par le quartz. La plagioclase (An. 12-15), moulé par le microcline et le quartz, souvent séricitisé et zoné, a des formes automorphes; une auréole de myrmékite se développe fréquemment au contact du microcline. Quelques rares paillettes de muscovite, un peu de biotite souvent chloritisée, sont présentes. L'apatite est très rare.

Quartz et microcline xénomorphes sont bien engrenés. Mais la structure équi-granulaire n'est pas toujours réalisée. La dimension des grains de quartz dépasse souvent celle des autres minéraux et, en particulier, celle des plagioclases automorphes en petites sections carrées. Nous pourrions voir là une forme classique de bordure peu profonde (tendance à filon de quartz seul). Ailleurs, au contraire, le plagioclase est très développé évoquant des conditions de cristallisation plus profondes; il s'agirait plutôt, dans ces cas-là, d'un granite très fin hololeucocrate.

Nous avons analysé un échantillon d'aplite associée au granite du type Rochail et provenant de Côte-Dure (Tableau IV) : Paramètres C.I.P.W. : I . 4 . 1 . 3'.

Les valeurs de ces paramètres sont bien caractéristiques d'une aplite alcaline.

LES ENCLAVES

Dans les deux faciès de granite précédemment décrits, on distingue deux types d'enclaves : des enclaves de matériel cristallophyllien, en fragments le plus souvent anguleux et de grosseur variable; des enclaves de type grenu, plus basiques que le granite et à faciès lamprophyrique.

Les enclaves de matériel cristallophyllien.

Il s'agit d'enclaves énallogènes, réduites à de simples pincées ou sous forme de blocs anguleux pouvant atteindre la dizaine de mètres. Des

seules observations sur le terrain, on peut déduire qu'il s'agit de fragments de même nature que l'encaissant voisin et déplacés par rapport à lui. Toutes ces enclaves sont disposées de façon quelconque. Le contact granite-enclave est toujours net et, dans l'enclave, n'apparaît aucun métamorphisme de contact.

Parfois cependant, la texture varie. Ainsi, à l'intérieur d'un granite homogène, on observe des enclaves très plissotées, mimant l'anatexite (extrémité Sud-Ouest de la Combe de Malhaubert). Or, l'environnement du granite est généralement constitué de migmatites bien litées. Quand le contact entre ces dernières et le granite est net, sans être tectonique, elles ne sont pas déformées. De plus, autour du bloc enclavé, le granite n'est pas tectonisé. Ces enclaves proviennent sans doute d'un niveau profond ; mais le problème, s'il est tectonique, est de savoir si les migmatites étaient plissotées avant ou si elles se sont plissotées une fois enclavées. Dans le premier cas, ces enclaves seraient les témoins de roches cristallophylliennes plus profondes, à texture différente de celles observées en surface. Dans le second cas, qui n'exclut pas la provenance d'un niveau profond, on observerait le résultat d'une tectonique engendrée par l'emballement ou d'une adaptation facile aux mouvements d'ensemble. Ces enclaves auraient joué à l'intérieur de la masse granitique le rôle de capsules manométriques, ayant enregistré les tensions exercées sur le granite pendant ou après sa mise en place.

Les enclaves de type grenu (syénite du Lauvitel).

La distribution de ces enclaves homogènes, connues sous le nom de *syénite du Lauvitel*, est quelconque dans le massif. Cependant, sur la bordure Sud-Ouest elles font défaut, tandis que sur le flanc Sud-Sud-Est, en particulier aux abords du lac du Lauvitel, elles se présentent en amas assez nombreux de quelques dizaines ou, plus rarement, de quelques centaines de mètres ; ces masses importantes sont de plus en plus rares vers le Nord. Dans cette direction la syénite se présente en lentilles réduites, arrondies, ovoïdes ou fuselées, d'une taille de l'ordre du décimètre, voire du mètre, isolées ou groupées en essaims et alors distantes entre elles de quelques décimètres.

En bordure des enclaves lenticulaires de faibles dimensions, il est souvent facile d'observer un passage rapide et progressif de la syénite au granite. Cette zone, d'une épaisseur de l'ordre du centimètre, paraît relativement enrichie en feldspaths, biffés par quelques fines baguettes de biotite ou d'amphibole. Elle peut être réduite, mais n'est jamais brutale. Son importance n'est pas fonction de la grosseur de l'enclave. Dans les zones très riches en syénite, le granite conserve son allure générale homogène, mais il peut contenir des nodules arrondis et estompés de

même nature que la zone de passage (enclaves totalement assimilées). De petits filonnets d'aplite ou de pegmatite peuvent recouper ces enclaves sans les contourner. Même près du contact avec l'encaissant métamorphique, on n'a pas rencontré d'enclaves énallogènes de cet encaissant dans les syénites.

Les enclaves associées au granite du Rochail ont un fond grenu gris, tandis que celles du granite du Clapier ont un fond teinté. Aucune

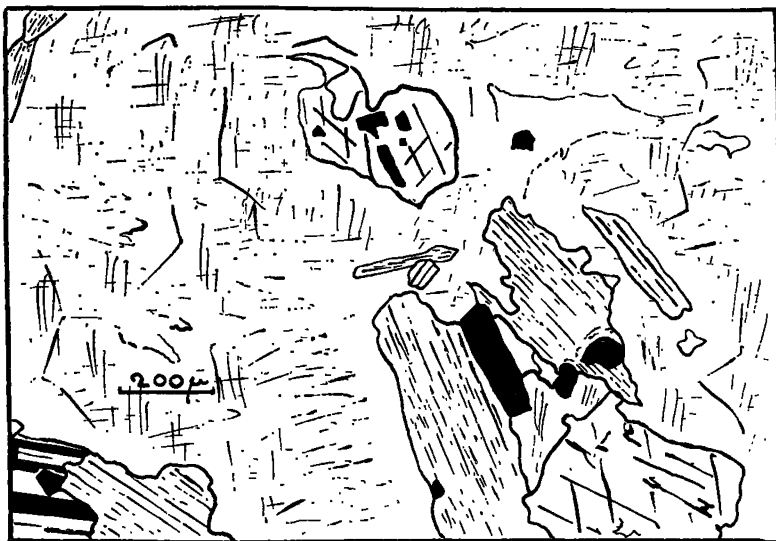


Fig. 3. — Micrographie de Syénite du Lauvitel (lm 2520).

Fond de microcline perthitique.

En blanc : quartz. — Maclé albite : plagioclase. — Avec clivages allongés : biotite. — Avec clivages losangiques : hornblende verte. — A l'extinction : apatite.

orientation de la trame n'a été observée. La plupart ont un caractère franchement grenu et lamprophyrique. Leur granulométrie n'est pas liée à celle du granite qui les englobe, mais fonction de la dimension des minéraux ferro-magnésiens rarement inférieurs au millimètre et pouvant atteindre le centimètre (surtout pour la biotite). Elle est toujours assez grossière pour qu'on puisse distinguer à l'œil : le feldspath potassique, blanc ou rosé, la biotite, brun-noir, à frange verte quand elle est chloritisée, l'amphibole vert sombre et souvent de petits cristaux de sphène jaunes. L'étude micrographique révèle en outre la présence d'apatite, peu de plagioclases, un peu de quartz (fig. 3).

L'agencement des ferro-magnésiens est particulièrement remarquable : les cristaux de mica noir et d'amphibole s'entrecroisent, s'intriquant les uns dans les autres; les faces *p* ne restent jamais parallèles. Le quartz est soit en petites plages xénomorphes, soit interstitiel ou englobé pœcilitiquement dans le microcline, souvent à extinction roulante. Le plagioclase (An. 20-30) est en petites plages toujours prises dans le microcline. Le mica noir est très abondant, renfermant de fréquentes inclusions d'apatite et présentant des exsudations ferrugineuses. Il s'agit plutôt de phlogopite que de biotite ($ng =$ brun jaune pâle, $np =$ incolore; $ng-np = 0,035$; $-2V = 8-10^\circ$). Le mica noir se prolonge parfois dans l'amphibole. Cette dernière est une hornblende verte, riche en magnésium et pauvre en fer. Le microcline, largement perthitique et pœcilitique forme le fond de la roche, enveloppant tous les autres minéraux. Le sphène, le plus souvent automorphe, et l'apatite, sont constants et abondants.

La structure est grenue, lamprophyrique; mais il existe des enclaves où l'on peut distinguer des traces de structure microgrenue et même doléritique.

Toutes les plaques minces étudiées présentent la même structure et la même composition minéralogique, certaines contenant cependant un peu plus de quartz.

De l'étude comparée de ces plaques minces avec celles décrites dans les Monts Lyonnais par J.-M. PETERLONGO [1958] et dans les Cévennes médianes par Q.-A. PALM [1954] au sujet d'enclaves et amas basiques de vaugnérite, nous déduisons que la similitude quant à l'aspect grenu est parfaite, que l'analogie est frappante dans l'agencement en tous sens des cristaux de biotite et d'amphibole, dans l'habitus envahissant du microcline, et dans l'abondance caractéristique d'apatite.

Etude chimique de la Syénite du Lauvitel.

On a choisi un type très éloigné du granite, à caractère franchement mésocrate³ (Analyse 9, Tableau III).

- Paramètres de Niggli : $si = 135$; $al = 21,5$; $fm = 50,5$; $c = 15,5$; $alc = 12,5$; $ti = 2,4$; $p = 0,7$; $k = 0,66$; $mg = 0,69$.
- Paramètres C.I.P.W. : (II) III . 5 . '3 . 2' ; Or/Pl = 0,51.

Reprenons le parallèle entre syénite du Lauvitel et vaugnérite, roche définie à Vaugneray, près de Lyon.

La composition chimique de la vaugnérite a été donnée par A. LACROIX [1917, p. 158]. Ses paramètres sont les suivants :

- Analyse 10. — Paramètres C.I.P.W. : II' . 5 . 3 . '3 ; Or/Pl = 0,71 ;
- Analyse 11. — Paramètres C.I.P.W. : II (III) . 5 . 3 . 2' ; Or/Pl = 0,77.

³ Ces résultats diffèrent de ceux obtenus par P. TERMIER [1900, p. 12], mais son analyse est incomplète et certainement inexacte. L'analyse nouvelle citée par P. BELLAIR [1948, p. 153] est aussi différente, mais l'auteur lui-même conteste sa valeur et n'en tient pas compte.

TABLEAU III.

Analyses chimiques de syénites et vaugnérîtes.

	(9)	(10)	(11)	(12)	(12 bis)
SiO ₂	53,70	49,00	49,50	53,80	58,15
Al ₂ O ₃	14,15	17,70	16,10	19,20	14,75
Fe ₂ O ₃	2,75	0,93	1,14	8,36	1,10
FeO	4,60	6,30	6,04	—	4,30
MgO	9,00	9,40	11,01	4,80	5,85
CaO	5,60	6,00	6,70	5,70	3,60
Na ₂ O	1,75	2,21	1,55	5,08	1,70
K ₂ O	5,10	4,85	4,71	2,16	4,10
TiO ₂	1,30	1,76	2,10	0,77	0,40
P ₂ O ₅	0,70	0,45	0,11	1,20	0,90
MnO	0,05		0,57 = F		0,15
H ₂ O ⁺	0,40	2,00	0,89	1,28	4,10
H ₂ O ⁻	0,15		0,05		0,20
Total	99,25	100,60	100,47	102,35	99,30

(9) Analyse nouvelle : syénite du Lauvitel. Echantillon prélevé en aval du lac Lauvitel, dans l'escarpement rive gauche. Analyste : J. ORLIAC, Clérmont, 1960.

(10) Analyse de vaugnérîte, A. LACROIX [1917, p. 159].

(11) Analyse de vaugnérîte, A. LACROIX [*Ibid.*].

(12) Analyse ancienne de la syénite du Lauvitel, P. TERMIER [1900, p. 12].

(12 bis) Analyse nouvelle : diorite associée aux gneiss du Vallon. Echantillon prélevé rive droite, au Sud-Est du lac du Vallon. Analyste : B. LIVEBARDON, Grenoble, 1963.

La syénite du Lauvitel a donc des paramètres fort voisins de ceux de la vaugnérîte. Mais la composition virtuelle de notre roche, comportant un peu de silice libre (7 molécules), est très proche de la composition minéralogique réelle. Or dans la vaugnérîte de Vaugneray le quartz exprimé minéralogiquement n'apparaît pas dans la composition virtuelle [A. LACROIX, 1917]. Notre « syénite » est donc une forme canonique de vaugnérîte, alors que la vaugnérîte de Vaugneray est une forme dolio-morphe. La parenté minéralogique et la coïncidence des caractères chimiques sont de bons arguments pour ranger la roche du Lauvitel dans le groupe des vaugnérîtes. Mais le terme de « syénite » est cependant consacré par l'usage, c'est pourquoi nous le conserverons.

Origine.

Le caractère accidentel et aberrant de ces enclaves a déjà été interprété de façons très différentes. D'après P. TERMIER [1900], la syénite du Lauvitel est « une roche largement recristallisée... produit de différenciation du granite ». P. BELLAIR [1938] pense qu'il s'agit d'un accident pétrographique, le granite ayant digéré sur place les roches existantes. P. GIRAUD [1952] la considère comme une variation locale du faciès du granite par diminution de la teneur en quartz dans certaines zones amphiboliques.

En ce qui concerne l'origine de cette roche, on peut dire tout d'abord qu'elle n'a aucun rapport avec les schistes cristallins dans lesquels s'est mis en place le granite du Rochail. Il ne fait d'ailleurs aucun doute pour nous qu'il s'agit d'une ancienne roche éruptive ; on peut en avoir la preuve dans les proportions relatives des diverses macles des plagioclases, qui placent notre roche dans le champ des roches éruptives du diagramme de MASO GORAI. Par ailleurs, si on tient compte de l'existence d'une très nette métasomatose silico-potassique, caractéristique de la phase terminale de mise en place du granite du Rochail, et qui se traduit ici par l'habitus envahissant du microcline, il est probable qu'il s'agissait à l'origine d'une roche dioritique, équivalente à celles intercalées dans les gneiss du Vallon. Nous avons procédé à l'analyse chimique d'un échantillon de diorite provenant du lac du Vallon (Analyse 12 *bis*, Tableau III) dont voici les paramètres :

- Paramètres de Niggli : $si = 193,8$; $al = 28,8$; $fm = 44,4$; $c = 12,8$; $alc = 14$; $ti = 0,91$; $p = 1,18$; $k = 0,62$; $mg = 0,65$.
- Paramètres C.I.P.W : $II . 2 . (2)3 . (2)3 . Or/Pl = 0,60$.

Il s'agit bien d'une diorite quartzique. Si la valeur du paramètre s est élevée, c'est parce que le feldspath potassique, apparaissant dans la composition virtuelle, n'existe pas dans la roche où la potasse (4,10 %) appartient au mica noir réel. En comparant les analyses 9 et 12 *bis* du Tableau III, on note des teneurs moindres en K_2O , CaO et MgO et des teneurs plus élevées en SiO_2 dans la diorite (12 *bis*). Le passage de la diorite à la vaugnérite semble donc avoir lieu par apport alcalin et concentration de ferro-magnésiens avec mouvement de silice, confirmant ainsi les observations micrographiques.

LA GRANULITE DE LA RIVOIRE

La granulite s'injecte dans la série cristallophyllienne de Bourg-d'Oisans, sur sa bordure Est. Elle constitue, en gros, les affleurements situés entre la Romanche et le C.D. 213, formant le petit pointement du Moutet, au-dessus du Garcin. Elle disparaît vers l'Ouest sous les alluvions glaciaires. Vers le Sud, elle réapparaît en lentilles allongées suivant l'axe Nord-Sud du Synclinal houiller, non loin de son contact avec les schistes cristallins.

Il s'agit d'une roche énergiquement orientée et presque toujours mylonitique. Aussi ses joints rouillés et minéralisés par la pyrite de fer contrastent-ils avec la trame leucocrate, localement jaunie par des traînées d'altération de sulfures, et à paillettes de muscovite orientées. Sauf dans quelques zones épargnées sur lesquelles nous reviendrons, ce faciès est constant, montrant bien l'homogénéité de la formation autant que son entière participation aux mouvements tectoniques.

Quand ils ne sont pas oblitérés par les remaniements tectoniques, ses contours sont du type intrusif, discordants au Nord, concordants vers le Sud. Nous pensons donc qu'il s'agit d'une formation intrusive, syntectonique, et non d'une forme de bordure « aplitique » du massif granitique du Rochail, comme le suggéraient P. TERMIER [1899] et P. BELLAIR [1948].

Il est d'ailleurs logique d'en faire le prolongement méridional de la granulite protogneissique des Petites-Rousses, décrite par P. GIRAUD [1952], dont le gisement est aussi intrusif et lenticulaire dans les schistes du Lac Blanc. Il en est de même pour ses prolongements dans la partie Nord des Rousses [J. LAMEYRE, 1958].

Il faut ajouter que l'adaptation aux efforts tectoniques et que les faciès pétrographiques de notre granulite sont comparables à ce qui a pu être observé dans les Rousses et n'ont rien de commun avec la tenue mécanique et la constitution des aplites du Rochail.

Les conditions de gisement indiquent un âge postérieur à la série cristallophyllienne. Mais la granulite de la Rivoire est antérieure au conglomérat houiller, si on en juge par corrélation avec le gisement des Rousses, car dans notre secteur l'intensité du laminage interdit toute vérification directe.

En effet, la granulite a toujours des textures franchement orientées, allant du type protogneissique franc au type parfaitement laminé.

Cette variation est encore plus sensible dans les structures où elle est plus intimement enregistrée. Elle y est conditionnée par le degré d'intensité des phénomènes mécaniques qui jouent un rôle prépondérant

mais non exclusif, car leur influence varie en fonction des particularités de gisement s'adaptant plus ou moins aux déformations.

Nous illustrerons cette évolution en décrivant trois échantillons, présentant trois types de structures bien différenciés, mais se chevauchant.

Le premier (fig. 4, I), pris à l'intérieur du petit massif du Moutet, montre une structure légèrement cataclastique et à tendance cloisonnée. Le quartz granoblastique est hétérogranulaire.

Le deuxième (fig. 4, II), prélevé près du contact intrusif discordant, à l'affleurement de la Rivoire (bifurcation R.N. 91 et C.D. 213) est plus fortement cataclastique, à cloisons. Le quartz du fond est granoblastique et isogranulaire, il s'étire dans le sens du laminage.

Le troisième (fig. 4, III), provenant d'une lentille de faibles dimensions, étirée et pincée à l'intérieur des schistes cristallins, au Sud de Travers-de-Lans, présente une structure à mortier. Quartz et feldspaths sont cloisonnés et isolés sur un fond étiré et trituré, à traînées d'hématite.

Au cœur du gisement, la granulite est donc restée relativement fraîche. Sur sa bordure, elle a enregistré un premier degré de cataclase. En lentilles isolées, elle s'est fortement laminée. Dans tous les cas, le caractère granoblastique de la pâte est évident.

La composition minéralogique est la suivante :

Le quartz est abondant et à extinction irrégulière, à l'exception des gouttelettes tardives en inclusions poëciliques. Le feldspath potassique est cassé, tordu (mesure d'angle d'axes impossible). Le feldspath plagioclase (An. 8-10) est séricitisé, cassé et tordu. La chlorite, rare, est légèrement effilochée. La muscovite aussi est étirée. On remarque de la calcite et de la séricite dans les échantillons les plus évolués. L'apatite est rare.

Le quartz granoblastique recristallisé, frais, mais légèrement cataclastique, est la marque la plus évidente d'un métamorphisme épizonal, contemporain de perturbations tectoniques. Signalons aussi la séricitisation des plagioclases et l'apparition de chlorite. La présence de gouttelettes limpides, échappant à la cataclase et à l'orientation générales, témoigne de la continuité du phénomène au-delà des derniers mouvements (donc alpins). Nous insisterons encore sur le fait que les déformations n'ont eu aucune influence sur la recristallisation; celle-ci apparaît, en effet, d'une intensité remarquablement constante, que l'on s'adresse aux zones les plus exposées ou aux zones les plus tranquilles.

L'étude chimique de la granulite de la Rivoire n'a pratiquement jamais été abordée. Nous n'avons connaissance que d'une seule analyse due à P. TERMIER et qui est probablement inexacte (Tableau IV, An. 15). P. BELLAIR [1948] a étudié une aplite, « en filon injectant les gneiss », en provenance du tunnel d'amenée des eaux du Vénéon, en rive droite du Vénéon, à l'aval du Synclinal de Venosc. L'auteur identifie cette formation à la granulite de la Rivoire, ce qui est d'ailleurs fort possible. Mais le manque de précisions dans la description de la roche elle-même et surtout de son gisement est gênant pour l'utilisation des résultats de l'analyse qu'il en donne (Tableau IV, An. 16). Ces deux analyses ne sont

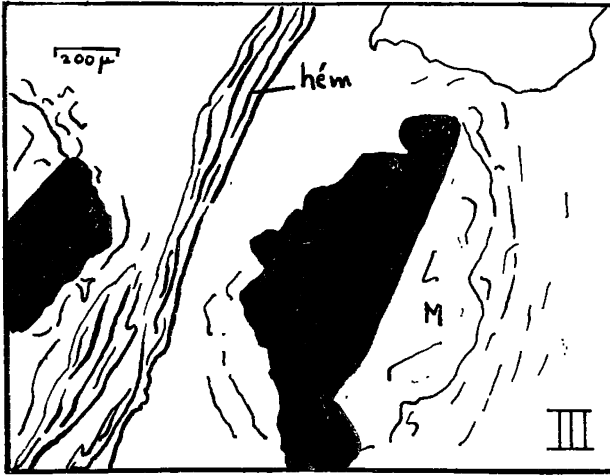
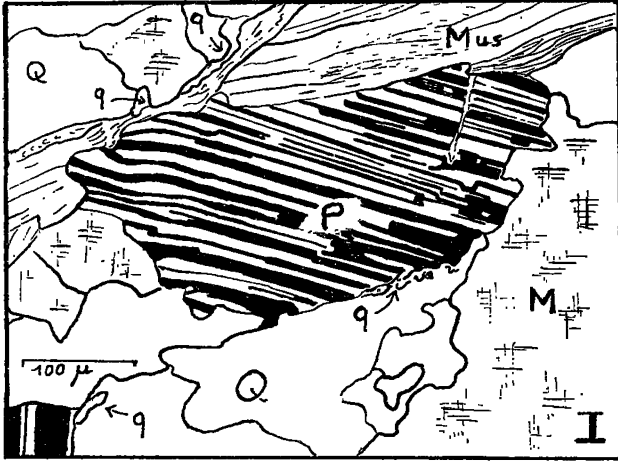


Fig. 4. — Evolution des structures dans la granulite de la Rivoire.

I (Im 2387). On remarque la présence de lisérés cataclastiques autour de minéraux tordus et étirés, et la recristallisation limitée du quartz (q).

II (Im 2388). La structure est fortement cataclastique, ébauche d'une structure à mortier. On reconnaît dans le ciment les minéraux de la roche, allongés dans le sens de l'éirement, triturés et cassés.

III (Im 2810). Le stade de broyage est plus avancé, l'orientation de la trame est soulignée par des traînées d'hématite. Sculs, de gros minéraux, réduits à des flots, sont encore reconnaissables.

Quartz : Q, q; Microcline : M; Muscovites : Mus; Hématite : hém.

d'ailleurs pas comparables entre elles, si ce n'est par les teneurs élevées en soude qu'elles révèlent. Aux fins de vérification, un dosage des alcalins a été fait sur un échantillon de granulite de la Rivoire (Tableau IV, An. 17) : l'abondance de soude, caractéristique des analyses anciennes, ne semble pas se vérifier, ce qui ne milite pas en faveur du « front sodique » des précédents auteurs.

Ces derniers ont, par ailleurs, toujours confondu les aplites du Rochail et la granulite de la Rivoire. On peut constater, en comparant

TABLEAU IV.

Analyses chimiques d'aplites et de granulites.

	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)	(19)
SiO ₂	71,70		75,30	73,90		74,30	73,80
Al ₂ O ₃ . . .	16,60		13,40				16,10
Fe ₂ O ₃ . . .	0,25		1,12	0,76			0,71
FeO	0,30			0,06			
MgO	0,65		0,60	0,07			
CaO	0,50		1,01	0,70		0,85	0,10
Na ₂ O . . .	4,05	3,80	8,82	6,60	4,00	4,20	4,90
K ₂ O	4,90	3,55	2,97	3,90	2,50	4,45	4,07
TiO ₂	0,05			0,10			
MnO	0,00			0,03			
H ₂ O ⁺ . . .	0,60		1,18	0,80			0,40
H ₂ O ⁻	0,10						
Total . . .	100,25		102,01	100,32			100,59

(13) Analyse nouvelle : Aplite du granite du Rochail (Côte-Dure). Analyste : J. M. BUFFIÈRE, Clermont, mars 1960.

(14) An. nouvelle partielle : Aplite du Granite du Clapier (Côte-Belle). Analyste : J. ORLIAC, Clermont, mars 1961.

(15) Aplite (= granulite) de la Rivoire. Analyse de P. TERMIER, in P. BELLAIR [1948, p. 138].

(16) Aplite (tunnel d'amenée des eaux du Vénéon). *Ibid.*, p. 118.

(17) Analyse nouvelle partielle : Granulite de la Rivoire (Petit-Moutet, R.N. 91). Analyste : J. ORLIAC, Clermont, mars 1961.

(18) An. nouvelle partielle : Lit quartzo-felspathique des migmatites de Bourg-d'Oisans (route de Villard-Notre-Dame, point coté 1272 m). Analyste : J. ORLIAC, Clermont, mars 1961.

(19) Aplite (Pont-Saint-Guillerme). [P. TERMIER, 1900, p. 11].

les analyses des aplites liées au granite du Rochail ou au granite du Clapier (Tableau IV, An. 13 et 14) et les analyses de granulite (An. 15, 16, 17), qu'il y a de très nettes différences entre ces deux catégories de roches, ce que laissait d'ailleurs pressentir l'étude pétrographique.

Pour P. TERMIER, entre autres, ces roches, sans distinction, étaient à l'origine de la feldspathisation (migmatisation selon nous) des schistes cristallins encaissants. Les résultats d'une analyse partielle (Tableau IV, An. 18) du matériel granitique des migmatites ne peuvent être rapprochées systématiquement des aplites ou de la granulite. Par contre, l'analyse 19 (Tableau IV) d'une aplitite du Pont Saint-Guillaume pourrait bien, par sa composition, ne pas correspondre aux lits quartzo-feldspathiques des migmatites, et être considérée comme une aplitite vraie, à notre sens.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'homogénéité en grand du batholite.

Le granite du Rochail et le granite du Clapier furent, longtemps, sans distinction, désignés par le terme, très large, de granite intrusif du Pelvoux.

En général, les descriptions de ce granite du Pelvoux s'appliquent à une roche colorée, rose et vert, parfois fauve, de grain assez grossier. Ainsi, le gisement très accessible du Clapier d'Auris en représentait assez bien le type. Mais, depuis les travaux de P. GIRAUD [1952], le granite du Rochail, de grain plus fin et clair, souvent très altéré, paraissait s'en différencier. Il avait, en plus, la particularité de contenir des enclaves assez spéciales et très abondantes. Replacée dans le cadre géologique des Grandes-Rousses, l'intrusion du Clapier était considérée par cet auteur comme la plus récente. Le massif du Rochail, au contraire, passait pour être constitué par un granite relativement plus ancien.

L'étude micrographique, l'étude chimique, l'étude géochronologique ont confirmé qu'il s'agissait bien d'une seule et même formation.

Les différentes coupes que nous avons étudiées (route de Villard-Notre-Dame, ruisseau du Vallon du Rochail, Côte-Dure, falaise rive gauche du Vénéon) ont suffisamment démontré le passage progressif qui existe entre les deux granites.

Revenons sur deux autres faits : le comportement vis-à-vis de l'encaissant et le comportement vis-à-vis des enclaves grenues.

Le comportement des deux faciès est le même vis-à-vis des migmatites encaissantes. Sur la totalité du gisement, la nature du contact montre

bien qu'au stade de la mise en place il s'agissait d'une formation homogène, uniformément intrusive. Sur le bord Sud du massif, seulement, le contact entre granite et terrains encaissants est peu net. Il est le plus souvent concordant. De plus, les émanations du granite, combinées aux formations qui l'environnent, peuvent mimer de vraies diadysites. Les observations en galerie faites par J. RICOUR, A. VAYSSE et J. VERNET [1954] ne correspondent pas à celles que nous avons effectuées sur le terrain. Il est vrai que dans cette région un levé précis (aussi précis que les observations en galerie) est très délicat. Cependant, en aucun cas, il ne peut s'agir d'un « granite d'anatexie extravasé » comme le pensaient ces auteurs.

Le granite du Clapier et celui du Rochail contiennent tous les deux les mêmes enclaves grenues lamprophyriques. Si, dans le faciès du Clapier, elles sont peu abondantes et réduites, il ne s'agit pas d'un caractère propre au faciès du Clapier. En effet, dans la partie Nord du massif, associées à l'un ou l'autre des deux granites, les enclaves de syénites nous apparaissent toujours en lentilles isolées ou groupées en essaims. Aussi envisageons-nous, plus loin, le problème de ces enclaves sur l'ensemble du granite, sans distinction de faciès.

La variation de faciès du granite s'est donc faite sur un matériel homogène, sans doute pendant la mise en place des aplites, simultanément avec la fin de la mise en place du granite.

L'histoire géologique du Granite.

L'agencement des minéraux du granite ne présente rien de remarquable. L'ordre de cristallisation est normal. Nous distinguerons une *première phase* : cristallisation d'apatite, biotite, plagioclases et quartz. Ensuite, une *deuxième phase* achève la granitisation : apparition du microcline perthitique, développement de myrmékites, accompagnées ou ou devancées par la cristallisation de quartz. Il s'agirait donc d'une phase de métasomatose silico-alkaline.

Le microcline potassique pœcilitique est rarement automorphe. De façon générale il est perthitique ; ce qui pourrait indiquer un remplacement par lui du plagioclase, ou une exsolution, sans pour autant faire intervenir un apport albitique. Mais quand le microcline est antiperthitique, apparaissant en « flaques » à l'intérieur des plagioclases, il met bien en valeur le temps d'apport feldspathique qui apparaît lié au développement de nombreuses et importantes myrmékites. Nous avons signalé ces myrmékites dans tous les faciès : elles se présentent soit en bordure ou sur la totalité des plagioclases, soit en bourgeons dans le microcline. M. ROQUES [1955] a montré que, dans les deux cas, il s'agis-

sait d'un phénomène « qui fixe la silice, libère de l'alumine et de la chaux et paradoxalement aussi de la potasse ». L'auteur expliquerait par là le développement de microcline dans le plagioclase comme « réutilisation de la potasse ainsi libérée ».

Ainsi lors de l'élaboration du granite, la phase métasomatique alcaline s'individualise bien, mais elle apparaît encore plus nettement à la considération des enclaves grenues du type syénite du Lauvitel.

Ces enclaves syénitiques diffèrent du granite par une plus faible teneur en quartz, par leurs plagioclases plus basiques et par la présence d'amphibole. Elles contiennent des myrmékites et le même microcline, pœcilitique, perthitique ou antiperthitique.

L'élaboration du granite semble donc correspondre à l'assimilation d'un matériel antérieur granité par envahissement de microcline. Ce processus, principe même de la granitisation qui engendrait le batholite actuel du Rochail, explique en même temps la présence et la nature des enclaves qu'il contient. On peut donc imaginer, postérieurement au métamorphisme régional anté-houiller, la mise en place d'un matériel *prégranitique* dont les diorites du lac du Vallon, en sill dans les gneiss, seraient les seuls témoins actuels et intacts. Après une première phase de cristallisation des minéraux du granite il reste encore, à l'intérieur du futur batholite, des zones dioritiques originelles où les plagioclases apparaissent maintenant plus basiques que ceux du granite et où l'on note la présence d'amphibole.

Intervient ensuite une métasomatose alcaline, au cours de laquelle s'opère un mouvement de silice : l'ensemble se granitise, les zones dioritiques originelles incluses dans le batholite sont transformées en vaugnérites et réduites à l'état d'enclaves ; celles isolées dans la série cristallophyllienne demeurent intactes.

Enfin, ne débordant toujours pas du cadre granitique, une phase tardive pneumatolytique provoque de légères variations de faciès déterminant le faciès du Clapier à partir du granite du Rochail.

Puisque entre ces deux faciès il n'apparaît aucune différence fondamentale (les seuls critères distinctifs, à l'œil, sont la coloration et la légère différence de grain), il est difficile de parler de « différenciation magmatique », d'autant plus qu'ils sont chimiquement semblables. Une légère diffusion, ou même recristallisation, a dû provoquer ces variations sur un matériel déjà homogène. Pour ce faire, ce matériel aurait localement subi les effets d'un autométamorphisme, en synchronisme avec la phase tardive pneumatolytique. Certains granites internes des Alpes italiennes présentent ce phénomène d'autométamorphisme magmatique (granites de Baveno, de la Valsesia, du lac d'Orta [P. GALLITELLI, 1941]), mais la phase pneumatolytique et hydrothermale proprement dite s'y révèle beaucoup plus intense. En tout cas, dans le massif du Rochail,

la genèse de zones à structure plus grossière témoigne bien des transformations internes du granite. Ce processus d'autométamorphisme aurait donc favorisé une plus grande croissance des minéraux, aboutissant à la structure plus grossière du faciès du Clapier.

En même temps s'opérait dans ces zones la fixation d'oligo-éléments, reflués vers la périphérie. La recherche et l'étude des oligo-éléments, responsables en particulier de la pigmentation du feldspath potassique, éclaircirait le problème. Le phénomène de séricitisation des plagioclases et aussi de chloritisation de la biotite, qui sont très intenses dans le faciès du Clapier, sont vraisemblablement contemporains de cette phase tardive. En outre, la myrmékite et la perthite, qui en sont de remarquables représentants, indiquent bien l'importance du phénomène et ne le limitent justement pas à la formation du Clapier, puisqu'elles se retrouvent partout.

Il est à noter, cependant, que dans l'état actuel des recherches, ces manifestations paraissent limitées au granite, sans affecter l'encaissant. D'autre part, certains aspects du phénomène (chloritisation de la biotite, séricitisation des plagioclases) pourraient relever des effets d'un métamorphisme rétrograde, processus bien différent.

En effet, les pétrographes alpins s'accordent pour attribuer à une rétro-morphose d'âge alpin la chloritisation des biotites, la séricitisation et un début de saussuritisation des plagioclases, la recristallisation de quartz et de séricite et, enfin, l'apparition de phengite.

Cette paragénèse est à replacer dans la zone des Micaschistes supérieurs de JUNG et ROQUES. L'étendue du phénomène, et sa complexité, ne sont pas à mettre en doute. Elles ont été décrites dans les Massifs cristallins internes [R. MICHEL, 1953], sur les schistes cristallins et les granites du Mont Blanc [P. CORBIN et N. OULIANOFF, 1938], des Aiguilles Rouges [R. DHELLEMMES, 1954 ; J. BELLIERE, 1958], de Belledonne [P. et C. BORDET, 1952 ; R. MICHEL et P. BERTHET, 1958 ; D. DONDEY, 1960], du Pelvoux [P. BELLAIR, 1948 et 1957] et des Grandes-Rousses [P. GIRAUD, 1952 ; J. LAMEYRE, 1958]. Les recherches géochronologiques ont confirmé l'âge alpin de ce métamorphisme rétrograde. E. JAGER et H. FAUL [1959] l'ont précisé dans les granites de l'Aar et dans les gneiss du Tessin. Les mesures effectuées par D. KRUMMENACHER et J.F. EVERNDEN [1960] sur les granites du Mont Blanc, des Aiguilles Rouges et sur les migmatites du Grand Paradis l'ont également confirmé.

En ce qui nous concerne plus particulièrement, ces manifestations sont très sensibles dans le granite du Clapier. Leur observation avait permis à P. GIRAUD [1952] d'insister sur le fait que dans les Grandes-Rousses, même les granites, et en particulier « le granite intrusif tardif du Clapier était métamorphisé postérieurement aux plissements hercy-

niens majeurs », et qu'il ne pouvait s'agir que d'une phase légère du métamorphisme alpin.

D'un autre côté, le faciès « gris » du Rochail, tout en présentant une légère séricitisation des plagioclases, conserve généralement de très belles biotites. Ainsi, si on admet l'action d'une rétromorphose alpine, on doit considérer qu'elle a épargné le granite du Rochail et qu'elle a affecté le seul granite du Clapier.

La rétromorphose alpine serait alors responsable dans ce granite de la protogénisation conduisant à une modification de la structure et à des transformations minéralogiques importantes (pigmentation des feldspaths, séricitisation des plagioclases, chloritisation des biotites) [P. BELLAIR, 1957].

Mais il est difficile d'admettre cette interprétation, car il faut tenir compte de l'existence, à l'intérieur de la masse granitique, de zones de transformations préférentielles, individualisées, comme on l'a dit plus haut, au cours de la phase ultime de formation du batholite. La chloritisation des biotites, en particulier, nous est apparue comme bien liée à cette phase. La détermination de l'âge absolu des deux granites confirme pleinement cette manière de voir.

En effet, les mesures d'âge absolu ont été effectuées par la méthode au strontium sur des biotites provenant les unes du granite du Rochail, absolument exemptes de chloritisation et aussi fraîches que possible, les autres du granite du Clapier, légèrement mais assez constamment chloritisées. Si cette chloritisation était d'âge alpin, on aurait dû obtenir, pour le granite du Clapier, un âge beaucoup plus récent. Or, on l'a vu, les âges obtenus sont très voisins, respectivement $[327 \pm 16]$ et 319 ± 9 millions d'années. La chloritisation des biotites, et probablement aussi les autres transformations minéralogiques subies par le granite du Clapier, relèvent donc bien de la phase d'autométamorphisme qui a accompagné ou suivi de très près la mise en place du batholite granitique du massif du Rochail. Bien entendu, il serait erroné de généraliser ces conclusions, non seulement à l'ensemble des massifs cristallins externes, mais même à tout le massif du Pelvoux. Il se peut donc fort bien que le massif du Rochail, au moment de l'orogénèse alpine, se soit trouvé épargné par la rétromorphose d'âge alpin, alors que d'autres massifs cristallins étaient affectés plus ou moins par elle. J. LAMEYRE [1958] a d'ailleurs montré dans les Grandes-Rousses que le front de rétromorphose alpine pouvait s'élever à des niveaux très différents dans un même massif cristallin.

L'apport des méthodes géochronologiques, couplées à l'argumentation géologique et pétrographique traditionnelle, permettra certainement d'y voir plus clair.

Déjà, dans les domaines alpins externes et internes, d'après les résultats de E. JAGER et H. FAUL [1959], de C. PANGAUD, J. LAMEYRE et

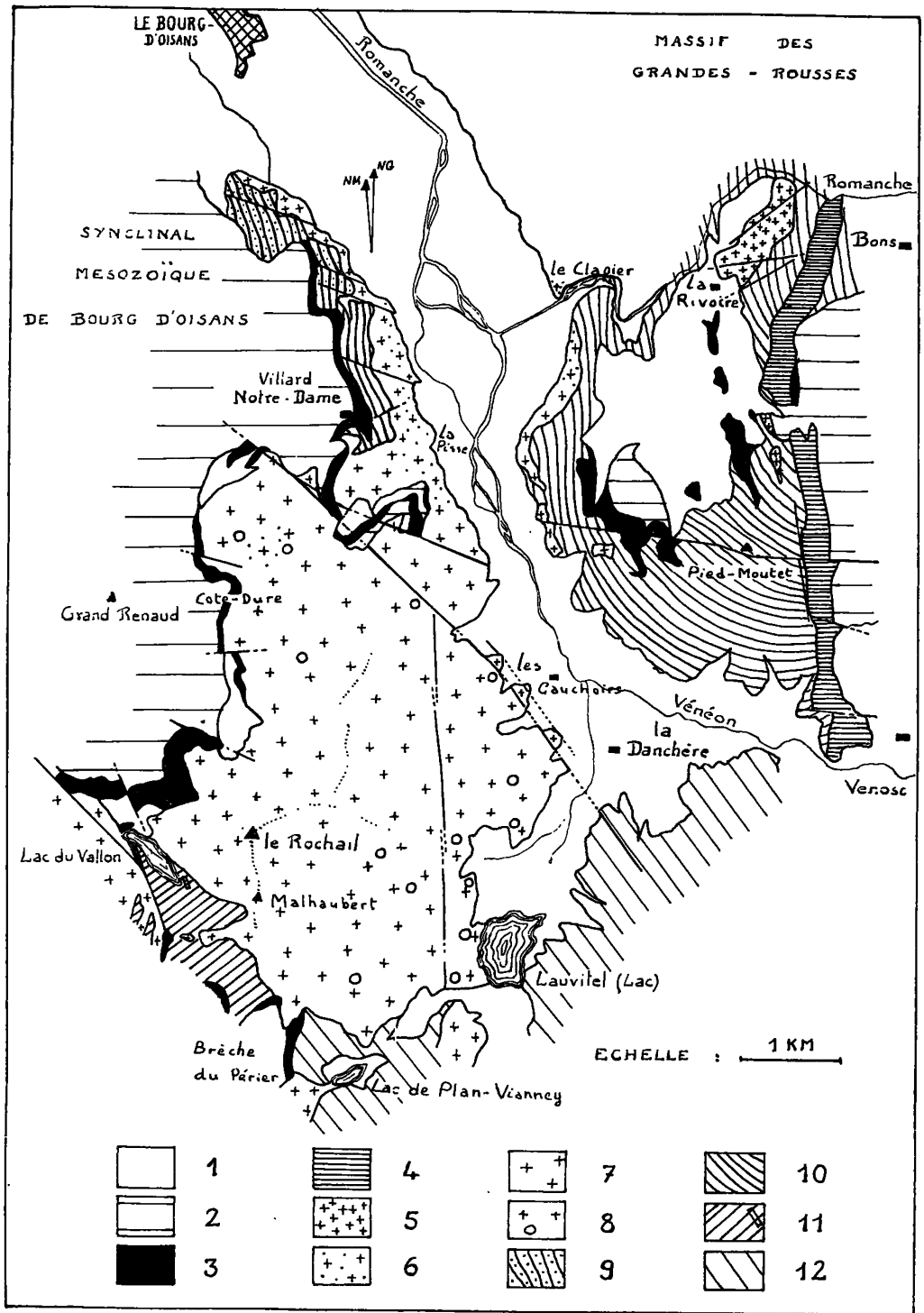
R. MICHEL [1957], D. KRUMMENACHER et J.F. EVERNDEN [1960] entrevoient trois événements distincts : le premier, autour de 340 MA (Viséo-Namurien, formation générale des grandes séries métamorphiques : Grand-Paradis et analogues, Aiguilles Rouges et Aar (?), le second autour de 250 MA (Permo Carbonifère supérieur, granites intrusifs surtout : Mont Blanc (?), Aar, Baveno, Orfano, Grandes-Rousses) ; le troisième tertiaire (métamorphisme alpin plus ou moins accentué).

Nous devons donc rattacher la formation des granites du Pelvoux au premier de ces trois événements, en reconnaissant à cette classification les caractères d'une synthèse provisoire.

Fig. 5. — Carte géologique du massif du Rochail.

1, Alluvions glaciaires anciennes, récentes, et éboulis; 2, Lias; 3, Trias et spilites; 4, Terrains houillers; 5, Granulite de la Rivoire; 6, Granite du Clapier; 7, Granite du Rochail; 8, Zones à enclaves de vaugnérites du type Lauvitel; 9, Gneiss du Bourg-d'Oisans; 10, Migmatites du Bourg d'Oisans; 11, Gneiss du Vallon, avec intercalations dioritiques; 12, Formations cristallophylliennes du domaine du Pelvoux.

MASSIF DES
GRANDES - ROUSSES



BIBLIOGRAPHIE

- BELLAIR (P.) (1938). — Sur l'origine du granite du Pelvoux (C. R. A. S., t. 124, p. 189-190).
- (1948). — Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. I, Le haut Massif (*Mém. Expl. Carte Géol. Fr.*).
- (1957). — Les Métamorphismes superposés des massifs centraux alpins (C. R. A. S., 245, p. 2337-2339).
- BELLIÈRE (J.) (1958). — Contribution à l'étude pétrographique des schistes cristallins du Massif des Aiguilles Rouges (Hte-Savoie) (*Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 81, p. 1-198).
- BONHOMME (M.) (1962). — Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain (*Ann. Fac. Sc. Univ. de Clermont*, 5).
- BONHOMME (M.), PHILIBERT (Mme J.), ROQUES (M.) et VIALETTE (Y.) (1959). — Technique de la détermination des âges absolus par la méthode au Strontium (*Trav. Lab. Géol. et Min., Fac. Sc. Clermont, Série documentation*, n° 10).
- BONHOMME (M.), PHILIBERT (Mme J.) et VIALETTE (Y.) (1960). — Tables des âges apparents (*Ibid.*, Série documentation, n° 2).
- BONHOMME (M.), PHILIBERT (Mme J.), ROQUES (M.) et VIALETTE (Y.) (1961). — Ages absolus dans le Viséen et le Stéphaniens du Massif Central Français (C. R. A. S., 252, p. 3084-86).
- BONHOMME (M.) et VIALETTE (Y.) (1962). — Mode de calcul de l'erreur sur l'âge par la méthode au Rubidium-Strontium (*Coll. int. sur la datation au moyen de radio-isotopes*, SM 33/40, Athènes; à paraître in : Publ. Agence int. Energie atomique).
- BONHOMME (M.), BUFFIÈRE (J.-M.), MICHEL (R.), PHILIBERT (Mme J.), ROQUES (M.) et VIALETTE (Y.) (1963). — Age absolu du granite du massif du Rochail (secteur NW du Pelvoux, Isère) (C. R. A. S., t. 256, p. 2649-2651).
- BORDET (P. et C.) (1952). — Sur la structure des massifs cristallins externes des Alpes françaises (C. R. A. S., t. 236, p. 500).
- CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.) (1938). — Carte géologique détaillée du Mont Blanc.
- DELHEMMES (R.) (1954). — Etude géologique du massif cristallin des Aiguilles Rouges (*T. L. G. Grenoble*, t. 32, p. 67).
- DIDIER (J.) et ROQUES (M.) (1959). — Sur les enclaves des granites du Massif Central Français (C. R. A. S., t. 248, p. 1839).
- (1960). — Nature des enclaves dans les différents types de granites du Massif Central Français (*Intern. Geol. Congress*, t. 14, p. 194-206).
- DONDEY (D.) (1960). — Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale (*T. L. G. Grenoble*, t. 36, p. 285-368).
- FAUL (H.) et JAGER (E.) (1959). — Age measurements on some granites and gneisses from the Alps (*Bull. Geol. Soc. America*, vol. 70, p. 1553).
- GALLITELLI (P.) (1937). — Ricerche petrografiche sul granito di Baveno (*Atti della Società Toscana di Scienze naturali, Pisa*, vol. 46).
- (1941). — Ricerche geo-petrochimiche sul massiccio eruttivo compresso fra la Valsesia ed il lago d'Orta (*Atti e Memorie della reale Accademia di Scienze, Lettere ed Arti di Modena, Seria V*, vol. 4).
- GIRAUD (P.) (1952). — Les terrains métamorphiques du Massif des Grandes-Rousses (Isère) (*B. S. G. F.* [6], t. 2, p. 299).

- HOLMES (A.) (1960). — A revised geological time scale (*Trans. Edin. Geol. Soc.*, 17, part 3, p. 183-216).
- JUNG (J.) et ROQUES (M.) (1952). — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes (*B. S. Carte géol. F.*, n° 235).
- KRUMMENACHER (D.) et EVERNDEN (J. F.) (1960). — Déterminations d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon (*Bull. suisse Min. et Pétr.*, vol. 40, p. 267-277).
- LACROIX (A.) (1917). — La composition chimique de la vauugnérîte et la position de cette roche dans la systématique (*B. S. F. Min.*, t. 11, p. 158-162).
- LAMEYRE (J.) (1958). — La partie Nord du massif des Grandes-Rousses (*T. L. G. Grenoble*, t. 34, p. 83-152).
- MICHEL (R.) (1953). — Les schistes cristallins des massifs du Grand-Paradis et de Sezia-Lanzo (Alpes franco-italiennes) (*Sciences de la Terre, Nancy*, I, n° 3-4).
- MICHEL (R.) et BERTHET (P.) (1958). — Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère) (*C. R. A. S.*, t. 246, p. 1888).
- MICHEL (R.) et BUFFIÈRE (J.-M.) (1963). — Sur la nature et l'origine de la syénite du Lauvitel (Massif du Rochail, secteur NW du Pelvoux, Isère) (*C. R. A. S.*, 256, p. 225-227).
- (1963). — Caractères pétrographiques et pétrochimiques du granite du massif du Rochail (secteur NW du massif du Pelvoux, Isère) (*C. R. A. S.*, 256, p. 1812).
- PALM (Q. A.) (1954). — Vauugnérîtes et amphibolites (*B. S. G. F.* [6], t. 4, p. 627-641).
- PANGAUD (C.), LAMEYRE (J.) et MICHEL (R.) (1957). — Age absolu des migmatites du Grand-Paradis (*C. R. A. S.*, t. 245, p. 331).
- PETERLONGO (J.-M.) (1958). — Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central Français) (*Thèse*, Clermont-Ferrand).
- RICOUR (J.), VAYSSE (A.) et VERNET (J.) (1954). — *Rapports B. R. G. M.*, A 626-11 (Inédit).
- ROQUES (M.) (1955). — Etude quantitative des myrmékites, *in* : Colloque internat. de Pétrographie (*Sciences de la Terre*, n° hors série, Nancy).
- TERMIER (P.) (1894). — Le massif des Grandes-Rousses (*B. S. Carte géol. Fr.*, t. 4, p. 169-286).
- (1896). — Sur le sphène de la syénite du Lauvitel (*B. S. F. Min.*, t. 19, p. 81-85).
- (1897). — Sur le granite du Pelvoux (*C. R. A. S.*, t. 114, p. 317-320).
- (1897). — Sur le graduel appauvrissement en chaux des roches éruptives basiques de la région du Pelvoux (*C. R. A. S.*, t. 114, p. 633-666).
- (1898). — Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux (*B. S. G. F.* [3], t. 26, p. 165-192).
- (1899). — Microgranites de la vallée de la Guisane (*B. S. G. F.*, [3], t. 26, p. 165-192).
- (1900). — Le Massif du Pelvoux et le Briançonnais (*Livret-Guide Congrès géol. internat.*, n° 13).
- VATHAIRE (J.) (1961). — Observation de quelques phénomènes de recristallisation dans les Massifs cristallins externes de l'Oisans (*T. L. G. Grenoble*, t. 37, p. 129).
- VIALETTE (Y.) (1962). — Les âges apparents des principaux massifs de granite et de migmatites du Massif Central Français (*Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont*, 6).