HAL
open science

Contribution à l'étude géologique et métallogénique de la partie sud ouest du massif des Grandes Rousses- Alpes françaises

Jean Claude Vathaire

To cite this version:

Jean Claude Vathaire. Contribution à l'étude géologique et métallogénique de la partie sud ouest du massif des Grandes Rousses- Alpes françaises. Minéralogie. Université de Paris, 1965. Français. NNT : . tel-00703298

HAL Id: tel-00703298

https://theses.hal.science/tel-00703298v1

Submitted on 1 Jun 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

F 1965 (137) in 4°

FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE PARIS

J.C VATHAIRE (Jean-Claude)

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE ET METALLOGENIQUE DE LA PARTIE SUD OUEST DU MASSIF DES GRANDES ROUSSES

3. Juin. 1965

FACULTÉ des SCIENCES
BIBLIOTHÈQUE
PARIS

F - 1965 (137) 14-4°

INTRODUCTION

1- CADRE GEOGRAPHIQUE DU MASSIF : Définitions, limites.

Le massif cristallin externe des Grandes-Rousses est situé à l'Est du massif de Belledone, à cheval sur les départements de l'Isère et de la Savoie. Il est nettement isolé par une série de dépressions qui le ceinturent: au Nord le col de la Croix de Fer qui le sépare de l'Ouillon; à l'est le col des Prés Nouveaux qui le sépare des ``Arves'' faisant communiquer la haute vallée de l'Arvan avec celle du Ferrand; au Sud de la vallée de la Romanche le sépare des contreforts du Pelvoux et à l'est celle de l'Eau d'Olle du massif de Belledone.

Si au voyageur de Pierre Termier(bibliog.1897) la `blanche muraille'' des Rousses faisait jaillir un cri d'admiration, vue d'avion aujourd'hui, elle nous apparait comme un massif aux formes lourdes et trapues se divisant d'Ouest en Est en trois étages successifs :

- un premier avoisinant 2000m et abritant la localité la plus élevée, l'Alpe d'Huez;
- un second avoisinant 2700m et constituant les Petites Rousses;
- enfin les Grandes Rousses proprement dites où sur l'arête s'allongeant du NNE au SSO se succèdent sans coupures bien marquées les cimes de la Cochette, de l'Etendard (3468m), point culminant, du pic Bayle, du pic de la Pyramide et du pic du lac Blanc.

De l'Etendard se détache vers l'Est un imposant contrefort qui s'abaissant rapidement au col des Quirlies, se relève pour former la cime bien individualisée du Grand Sauvage. Il en est de même plus au Sud à partir du Pic du Lac Blanc, pour la cime massive du Château Noir.

11- APERCU GEOMORPHOLOGIQUE.

La morphologie du massif est caractérisée par la coexistence de deux substratums de nature différente :

- l'un sédimentaire, aux formes molles et arrondies, recouvert de pâturages que le développement d'organismes torrentiels rompt ça et là, se surimposant à la morphologie glaciaire,
- l'autre, cristallin, où se reflète l'action de phénomènes contradictoires :
  - d'une part la pénéplanation antétriasique dont les trois gradins actuels du massif sont les témoins;
  - d'autre part les glaciations alpines qui ont donné au massif une allure trapue, laissant l'impression qu'il y a fort peu de temps que des glaciers de calotte ont disparu. Ce glacier primitif est maintenant divisé en plusieurs appareils dont certains n'ont pas encore eu le temps de creuser un cirque bien différencié: glaciers de la Barbarate et des Rousses à l'Ouest, glaciers de St Sorlin, des Quirlies, des Malatres et de Sarenne à l'Est; glaciers qui ont laissé d'importantes moraines, des glacis de roches moutonnées, des auges de surcreusement et des barrages morainiques donnant naissance à de nombreux lacs;
  - enfin l'orogénèse alpine qui est à l'origine d'un jeu de failles délimitant des panneaux, qui, depuis la fin des glaciations, commencent à s'ennoyer sous les éboulis.

L'altitude du massif entretient aujourd'hui un système d'érosion périglaciaire où la gélivation joue un rôle prépondérant. On observe notamment:

- dans les Petites Rousses :
  - des sols polygonaux;
  - un dallage nival, constitué d'étendues de pierres plates posées à plat sur des alluvions molles.
- dans le gradin inférieur:
  - des buttes gazonnées, dues sans doute à des ségrégations de glace;
  - des ''pieds-de-vache'', gradins sans rupture soulignant les courbes de niveaux et dus probablement à l'action de décollements par gravité lors du dégel;

- enfin de nombreuses tourbières établies le plus souvent sur des restes morainiques.

L'orographie du massif est nettement orientée par le jeu des failles. Pourtant un cours d'eau semble y échapper: la Sarenne dont la vallée rectiligne tranche le massif d'une profonde entaille; cette vallée est-elle née d'une surimposition anté-alpine, c'est possible !

Quant au cours de la Romanche il s'est établi:

- d'une part dans les gorges de l'Infernet dans un ''graben'' aux formes tourmentées dû au jeu des failles pré-citées;
- d'autre part, après son confluent avec le Véneon, dans un véritable sillon créé par le déblaiement de la vallée dans les séries sédimentaires séparant Grandes-Rousses de Belledone.

Cette vallée glaciaire typique présente une auge de surcreusement récente à flancs abrupts, bordée par des épaulements qui ne sont, pas tous, les restes d'anciennes vallées mais représentent souvent la rupture de pente due à l'ancienne surface structurale anté-triasique. Cette vallée fut accupée jusqu'au XIIIeme siècle par l'immense lac St Laurent dont Raoul Blanchard a reconstitué l'histoire (bibliog.)

Nous voyons donc que dans ce massif, l'influence de la structure domine la morphologie. Deux unités morphologiques apparaissent clairement, correspondant aux deux unités structurales:

- socle cristallin
- couverture sédimentaire

mais dans chacune de ces deux unités l'érosion différentielle, accusée par l'érosion glaciaire, permet d'individualiser les unités suivantes:

- socle cristallin, constituant en particulier l'arête culminante du massif;
- synclinaux carbonifères, généralement plus tendres et correspondant à des dépressions;
- terrains triasiques, jalonnant le plus souvent l'ancienne surface structurale anté-triasique;
- terrains jurassiques aux formes molles et arrondies.

111- INTRODUCTION A L'ETUDE DES TERRAINS.

1835: l'exploration scientifique des massifs cristallins externes des Alpes commence. P.Dausse, ingénieur des Ponts et Chaussées, explore le massif des Grandes-Rousses et décrit un ensemble gneissique et granitoïde qu'il distingue des terrains anthracifères. En 1844, E. Gueymard reprend l'interprétation des observations précédentes.

Ch.Lory, professeur à l'Université de Grenoble, lors d'une réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en 1881 donne la première coupe du massif, d'Allemont à Clavans (fig.1). Les terrains houillers apparaissent pincés dans une série isoclinale composée de gneiss granitoïdes et de schistes chloriteux.

En 1894, P.Termier publie la première étude détaillée du massif pour le Service de la Carte Géologique. Cinq faits principaux se dégagent de son étude:

1) le massif serait un faisceau de plis alpins. La crête principale correspondrait à un anticlinal. Des plis anciens antérieurs au trias auraient isolé les deux bandes houillères.

2) il serait composé de micaschistes, de gneiss, de gneiss amphiboliques, de schistes azoïques, des conglomérats, et de granulite pouvant injecter l'ensemble des terrains;

3) les orthophyres sont mis en évidence. Ces roches éruptives sont rattachées aux terrains houillers. Une tentative de paléogéographie de ces éruptions est esquissée;

4) les dolomies, cargneules et gypses, attribués auparavant à la base du lias, sont rattachés au Muschelkalk;

5) la tectonique alpine est liée à un ''dynamométamorphisme'' qui déforme mais ne transforme pas.

Une carte au 1/80.000eme et 10 coupes transversales appuient son étude (fig.3).

Après quoi il faut en arriver à ces dernières années pour que deux diplomes de géologue-pétrographe de l'Université de Clermond-Ferrant s'interessent à la pétrographie du Paléozoïque.

En 1952, P.Giraud entreprend d'appliquer au Sud du massif les idées nouvelles acquises sur les séries métamorphiques par J.Jung et M.Roques (1936) dans le Massif Central français. Il distingue ainsi d'Ouest en Est quatre groupes dans la série cristallophyllienne, dont les trois premiers en position normale (fig.4) :

1) les migmatites amphiboliques du Bourg d'Oisans;

2) les amphiboliques et chloritoschistes du groupe d'Huez (zone YI-ZI de Jung et Roques);

3) les schistes à chlorite et à amphibole du Lac Blanc (zone Y2)

et le quatrième groupe:

4) les micaschistes et gneiss de la Haute Sarenne dont il ne peut préciser les rapports avec l'ensemble décrit précédemment.

Quatre types de granites sont définis dans cette étude:

1) le granite migmatique des lacs Besson;

2) le granite protogneissique de la Fare;

3) la granulite protogneissique des Petites-Rousses et ses migmatites;

4) le granite intrusif de Pont Saint Guillerme.

Enfin il montre leur rétromorphose générale qu'il interprète comme un métamorphisme général d'âge alpin.

En 1957, J.Lameyre étudie la partie nord du massif. Son interprétation, basée toujours sur les travaux de J.Jung et M.Roques, le conduit alors au résultat inverse: il y a continuité entre le groupe du Lac Blanc et celui de la Haute-Sarenne, la structure étant celle d'un vaste synclinal dont l'axe serait représenté par les schistes du Lac Blanc. De ce fait, le groupe d'Huez devient distinct des deux précédents, car si ceux-ci sont zonéographiquement homologues, ils sont de faciès et d'origine très différents.

Entre temps, depuis 1952, Cl. Bordet et P.Bordet ont entrepris l'étude des formations cristallophylliennes des massifs externes entre l'Arc et la Bonne. Ces travaux sont encore en cours et ont déjà fait l'objet d'une thèse ingénieur-docteur (bibliog.) et de nombreuses communications (bibliog.).

Ils apportent des notions nouvelles qui bouleversent profondément les considérations précédentes:

- le groupe de la Haute Sarenne devient la série satinée la plus récente dont la base est représentée par un conglomérat d'importance très variable reposant sur...
- la série verte se subdivisant elle même en 3 niveaux:
  - les schistes verts supérieurs représentant pro parte le groupe du Lac Blanc;
  - les amphibolites le groupe d'Huez et du Bourg d'Oisans;
  - les micaschistes de base, absents dans le massif des Grandes Rousses.

Cette série verte elle-même, reposerait peut-être d'après des travaux récents (1961) sur une série ''brune'' encore plus ancienne. Indépendemment des granites, ces séries peuvent être migmatisées. Quant à ces derniers, deux types sont différenciés:

- un granite de base, apparaissant précocement dans les anticlinaux, et dans ses formes les plus différenciées, dans des accidents cassants.
- la granulite des Rousses aberrante et inassimilable aux autres granites.

Le schéma structural au 1/320.000eme (fig.5) montre deux anticlinaux à axes granitiques dans la série verte, la série satinée apparaissant à l'Est.

Les connaissances sur les Massifs externes des Alpes françaises en étaient à ce point, lorsqu'en 1958, Monsieur le professeur P.Routhier me confia l'étude de la métallogénie du massif des Grandes-Rousses dans le cadre d'une thèse de troisième cycle.

La nécessité d'un lever géologique au 1/20.000eme nous a conduit à reprendre l'étude de ces séries. Les résultats acquis précédemment nous ont amenés non pas à établir un inventaire pétrographique mais à déchiffrer dans la mesure du possible le palimpseste des anciennes structures d'après les études de terrain et de laboratoire.

Mais l'obligation d'insérer cette entreprise dans le cadre d'une thèse de troisième cycle d'une part, d'étudier la métallogénie du massif d'autre part, nous ont obligés à nous limiter à l'étude du secteur Sud-Ouest du massif des Grandes Rousses, secteur comprenant en effet la presque totalité des phénomènes métallogéniques du massif.

A ce secteur ont été rattachées la région du Villard Notre-Dame et celle située au Sud de la vallée de la Romanche, le massif des Grandes Rousses, géologiquement parlant, ne disparaissant au Sud-Ouest qu'après son ennoyage sous le Mésozoïque du Grand Renaud et au Sud, sur la vallée du Vénéon où une série complexe de cassures d'orientation Nord-Est-Sud-Ouest à Est-Ouest décroche vers l'Ouest ses séries méridionales.

Afin de simplifier la nomenclature récente nous avons repris la terminologie de P. et Cl.Bordet à quelques exceptions près pour les granites.

S C H E M A d' E N S E M B L E

-O-

Si la morphologie laisse clairement entrevoir les grandes unités :

- socle cristallophyllien
- synclinaux houillers
- couverture mésozoïque

par contre l'étude des séries métamorphiques se révèle difficile. Comme nous pouvons le voir sur les 3 coupes transversales suivantes (fig.6):

1- de l'Eau d'Olle jusqu'au Pic du Lac Blanc en passant par l'Alpetta;

11- de la Romanche au Ferrand, en passant par l'Alpe d'Huez, Brandes, le Guâ et Cassini;

111- correspondant aux deux coupes:

A. de la Balme au Prénard, au Nord de la Romanche;

B. de Villard Notre-Dame à Mizoën en passant par la Rivoire et le Freney.

les séries sont isoclinales; les charnières et les discordances angulaires ont disparu. Les contacts sont difficilement discernables, étant donné l'état d'écrasement général, que ce soient ceux entre les différentes séries lithologiques ou bien les contacts par failles. Seule l'analyse pétrographique détaillée des différents faciès permet de distinguer, dans la mesure du possible, les séries successives.

La structure (fig.7) se présente alors de la façon suivante dans le secteur étudié: deux axes anticlinaux parallèles, séparés par un axe synclinal. Mais ces structures, légèrement déversées vers l'Ouest, sont dissymétriques: généralement le flanc oriental des anticlinaux a disparu lors d'une phase tectonique précoce.

Cette tectonique isoclinale a affecté deux séries stratigraphiques différentes:

- série verte constituant les axes anticlinaux;
- série satinée formant les flancs des anticlinaux dans le secteur étudié.

Jusqu'à ces dernières années la plus grande incertitude régnait quant aux rapports entre ces deux séries, rapports qui conditionnent la structure générale.

En effet, le métamorphisme général, comme la migmatisation, ont profondément modifié ces deux séries; d'autre part une rétromorphose tardive altère ces phénomènes. De plus les granites se sont injectés au contact entre les deux séries. Il n'est guère donc possible de préciser les relations entre les deux séries dans le Sud du massif des Grandes-Rousses. Même plus au Nord, dans le secteur étudié par J.Lameyre (1958), il est encore difficile de juger, bien que la continuité entre les deux séries soit assurée.

Mais P. et Cl. Bordet (1957) ont pu montrer, à la suite d'un lever d'ensemble du massif de Belledone, que la série satinée est stratigraphiquement supérieure à la série verte. Les arguments sur lesquels ils s'appuient seront développés page lors de l'étude de la série satinée.

Compte tenu de ces différents facteurs, nous pouvons alors établir une coupe théorique (fig.8) faisant état des faits observés sur les différentes coupes transversales. En allant de l'Ouest vers l'Est nous rencontrons successivement:

1. Les restes d'une structure intéressant la série satinée; le granite du Villard Notre-Dame s'est établi dans un système de fractures séparant les restes de cette structure du compartiment des Grandes-Rousses.

II- un axe anticlinal dissymétrique représenté par le granite de Pont St Guillerme. Seul le flanc oriental, constitué par la série verte moyenne, subsiste.

III- un axe synclinal constitué par la série verte supérieure. Le flanc oriental de ce synclinal est plus ou moins laminé;

IV- un axe anticlinal représenté par le granite de l'Alpetta. Le flanc occidental de cet anticlinal a disparu;

V- enfin le flanc oriental de cet anticlinal se répète tectoniquement quatre fois. Les accidents, cause de ces répétitions, sont fréquemment l'objet de granitisations tardives. Les terrains conservés sont chaque fois plus haut stratigraphiquement. Les deux premières bandes appartiennent à la série verte supérieure; les deux suivantes, à la série satinée.

Il apparait alors que:

- les axes anticlinaux, établis dans la série verte, sont jalonnés par des granites ou par des migmatites, tous deux synclinématiques et ayant des caractères chimiques, pétrographiques, et cataclastiques analogues (granite de Pont St Guillerme; granite de l'Alpetta)
- des migmatites, présentant des caractères semblables, intéressent la série verte et la série satinée, indépendemment des granites. Elles semblent contemporaines des précédentes et contrôlées, peut-être, par des dislocations longitudinales secondaires (Plan des Cavales; Croix de Cassini);
- des granites tardifs, moins écrasés, jalonnent les fractures précoces: flancs laminés et faillés des anticlinaux (granite de Villard Notre-Dame; granite de la Cascade).
- une dernière phase de granitisation, beaucoup plus évoluée chimiquement, s'est installée soit en intrusions de style batholitique, soit sur des dislocations secondaires (granite des Rousses)

Enfin, postérieurement aux phases tectoniques majeures, certains de ces granites ont continué à se développer au détriment des séries encaissantes; leur état de conservation est alors bien meilleur.

Ce phénomène est accompagné d'un métamorphisme de contact plus visible car il semble moins affecté par la rétromorphose tardive qui intéresse l'ensemble des séries cristallophylliennes.

PRESENTATION des SERIES STRATIGRAPHIQUES.

a/ La série verte.

Elle est essentiellement ferro-magnésienne. Dans le secteur étudié elle se divise en deux séries superposées:

- série verte moyenne, constituée par des
  . schistes amphiboliques, localement des amphibolites;
  . amphibolites feldspathiques;
  . schistes chlorito-sériciteux, plus rarement.

Ces faciès sont caractérisés par:

. le pourcentage important en amphibole, zoïsite, épidote et calcite, dénotant une teneur originelle élevée en chaux.
. leur aspect rubané dû à l'alternance de différents niveaux.

Ces faits laissent supposer que la série primitive correspondait à un ensemble argilo-marneux; l'existence de niveaux volcaniques n'étant pas exclue mais non prouvée. Compte tenu de la rétromorphose il semble que le métamorphisme qui a affecté cette série appartient à la zone des Micaschistes inférieurs.

- série verte supérieure, constituée par des
  . schistes verts dont l'origine volcanique est probable (ovardites, prasinites, schistes à phénocristaux de feldspaths);
  . schistes quartzeux;

enfin il semble que vers le sommet de le série se placent des
  . schistes ardoisiers;

Ces faciès sont caractérisés par:

. leur disposition litée et l'alternance des différents faciès;
. l'origine certainement sédimentaire de quelques niveaux, en particulier celui des schistes ardoisiers associés à des schistes noirs, charbonneux ou graphiteux, en lits ou en lentilles;

. la présence d'éléments volcaniques, plus ou moins remaniés et répartis stratigraphiquement.

Ces roches correspondraient donc à des faciès de schistes, pélites et grès, alternant avec des niveaux d'origine volcanique: tufs, cinérites ou même coulées volcaniques. Ces caractères, à la fois plus détritiques et plus volcaniques, semblent aller en croissant vers le sommet de la série et pourraient être liés aux conditions d'instabilité qui ont précédées la discordance de la série satinée.

Le métamorphisme de cette série est moins intense et appartient à celui de la zone des Micaschistes supérieurs.

b/ La série satinée.

Elle correspond à une sédimentation entièrement différente. Les faciès sont beaucoup plus monotones. Seule la base de la série présente une sédimentation plus irrégulière, à la suite de la faible discordance de cette série sur la série verte.

Elle est constituée par des:

. conglomérats métamorphiques
. leptynites sériciteuses
. micaschistes

Ces faciès sont caractérisés par:

. un pourcentage en quartz important
. une certaine richesse en alumine, potasse et magnésie;
. la présence constante de calcite.

Ces roches correspondraient à une série sédimentaire pélitique. Elle serait due à une sédimentation schisto-gréseuse, légèrement carbonatée, de type flysch.

La migmatisation, comme la rétromorphose, y sont très irrégulières. Néanmoins on peut attribuer le métamorphisme, qui affecte cette série, à celui de la zone des Micaschistes inférieurs.

. . .

L'absence de parallélisme entre l'intensité du métamorphisme et la stratigraphie laissent supposer que les séries étaient déjà relativement plissées lors du métamorphisme. Ceci vient confirmer l'interprétation structurale décrite précédemment (série verte anticlina le; série verte synclinale).

.˙.

c/ Le Stéphanien.

Il représente les premiers dépots datés des massifs cristallins externes. Ils sont principalement constitués par des

- conglomérats;
- grès massifs;
- alternance de psammites, de schistes noirs et de bancs d'anthracite;
- tufs et coulées d'orthophyres;

Les éléments détritiques remanient la série verte et la série satinée. Ce Stéphanien est localisé dans deux bandes, à sédimentation synclinale, contrôlées par des dislocations tectoniques du socle.

Ces séries ne sont pas métamorphiques à moins que l'on ne considère comme critère de métamorphisme la formation de séricite dans les zones tectonisées. J.Ravier (1957) a posé le même problème au sujet de l'Albien des Pyrénnées.

.˙.

Après les dernières phases tectoniques majeures hercyniennes qui ont englobé le Stéphanien, le massif est soumis à une intense érosion qui aboutit à la formation d'une pénéplaine où va se déposer, en discordance sur les séries plissées du socle, la couverture mésozoïque.

.˙.

d/ Le Trias.

Il est constitué par des

- formations détritiques de base;

. dolomies comprenant des remaniements intraformationnels;
. cargneules, gypses, lits argileux;

Ces dépots correspondent à des faciès continentaux et lagunaires; ceux-ci ont été profondément influencés par les répliques hercyniennes tardives qui leur ont imprimées une paléogéographie caractéristique. Ces dépots sont azoïques et n'ont pu être datés que par comparaison avec les dépots analogues du Trias germanique.

Ils représentent un niveau structural important car c'est dans les gypses et cargneules que s'est fait le décollement de la couverture, lors de l'orogénèse alpine, laissant les grès et les dolomies collés à la surface du socle et soumis à ses contraintes.

e/ Le Jurassique.

Ce niveau de la couverture sort du cadre de l'étude que nous nous étions fixé, étant donné que la majorité des phénomènes métallogéniques sont inhérents soit au socle paléozoïque, soit à la couverture triasique.

Il existe, dans le Sud-Ouest du massif des Grandes-Rousses, une série sédimentaire, marine, allant du Rhétien à l'Aalénien. Localement, dans le massif du Grand-Renaud (sud-ouest du Villard Notre Dame) la série se complète et comprend en outre du Dogger, du Malm et sa ns doute une partie du Crétacé. L'épaisseur de cette série est difficile à apprécier (300-800m) mais il est remarquable de constater la réduction totale de l'épaisseur des sédiments en allant vers l'Est.

J.Reboul et M.Bornuat (1962) ont décrit en détail la couverture sédimentaire de ces secteurs.

PROBLEMES TECTONIQUES.

Outre la tectonique isoclinale que nous avons entrevue précédemment, et une fois atteint ce stade, seules les cassures longitudinales et transversales ont affecté le socle induré. Des cassures d'orientations diverses :

. Nord - Sud

. Nord-Est - Sud-Ouest
. Ouest-Nord-Ouest - Est-Sud-Est
. Ouest-Sud-Ouest - Est-Nord-Est

ont abouti à la constitution d'éléments indépendants, du socle induré, qui lors des phases alpines (et même hercyniennes tardives) ont rejoué et se sont déformés pour leur propre compte. Les alternances de compression et de détente, qui sont à l'origine de cette morphologie, ont eu de nombreuses conséquences pour la couverture, l'entrainant en profondeur ou la décollant de son substratum.

Cette dernière a subi deux phases de plissement, lors de l'orogénèse alpine, ayant eu pour résultat l'une un plissement général (direction Nord IO Est), l'autre un redressement des couches lors de l'érection du massif ancien.

PROBLEMES METALLOGENIQUES :

Différentes formes de minéralisation ont été mises en évidence, en particulier des

. filons hydrothermaux dans le socle cristallophyllien avec des apophyses dans la couverture triasique soit franches mais très réduites, soit disséminées en veinules et alors plus étendues.
. amas minéralisés essentiellement pyriteux dans le Trias et qui semblent contrôler par la paléogégraphie contemporaine des dépots.

Si les minéralisations correspondant aux amas dans les couches triasiques apparaissent syngénétiques, les manifestations filoniennes sont liées spatialement et chronologiquement au jeu des fractures affectant le matériel hercynien. L'analyse des minéralisations et surtout des gangues, l'étude structurale des filons et de leur terminaison supérieure révèlent une évolution longue et complexe dont on connaît seulement avec précision l'âge terminal (Crétacé-Eocène de la Brannérite de la Gardette; J.Geffroy, 1954).
En fait l'évolution métallogénique apparaît continue, s'étendant depuis les phases tardives hercyniennes jusqu'à l'orogénèse alpine(S.l.).

L A S E R I E V E R T E

-O-

TRAVAUX ANTERIEURS -

Cette série métamorphique, entrevue par P.Giraud (1952), a été définie par C. et P.Bordet dans le massif de Belledone (1953). Elle comprend les termes suivants :

- série verte inférieure : micaschistes de base;
- série verte moyenne : généralement des amphibolites;
- série verte supérieure, constituant un ensemble très varié.

Dans le massif des Grandes-Rousses, la série verte inférieure est inconnue; Seuls les termes moyens et supérieurs existent, fréquemment migmatisés; outre les granites mis en place dans les ectinites et migmatites de cette série (décrits au chapitre ''Granites''), différentes roches éruptives lui sont propres.

-ECTINITES-

SERIE VERTE MOYENNE.

Cette série affleure principalement depuis Huez, au Nord, jusqu'au Sud de la vallée de la Romanche, suivant une bande monoclinale de direction NNO, légèrement déversée vers l'Ouest. Elle est constituée de roches stratifiées où alternent différents faciès pétrographiques classés ici par ordre d'importance décroissante :

- faciès à amphiboles dominantes
  .. schistes amphiboliques
  .. amphibolites feldspathiques
- faciès à chlorite dominante
  ..schistes à chlorite et séricite
- faciès à biotite dominante
  .. schistes à biotite
  .. micaschistes à grenat

a/ Faciès à amphiboles dominantes.

- Schistes amphiboliques.

A l'affleurement ce sont des bancs verts, durs, finement lités. Ils sont interstratifiés avec des schistes chloriteux et des niveaux plus quartzeux, la répartition étant très irrégulière.

Au microscope (fig.9), des lits d'amphiboles à structure nématoblastique alternant régulièrement avec des lits quartzo-feldspathiques à structure granoblastique. Le pourcentage en quartz est variable, mais reste peu élevé. Les feldspaths, très séricitisés, sont indéterminables. L'amphibole, aciculaire, est de la hornblende légèrement pléochroïque (vert bleuâtre à vert jaune clair; angle d'extinction: 20 - 22 degrés). On observe également: zoïzite, épidote, sphène, pyrite. La chlorite reste très rare.

Localement la teneur en amphibole devient élevée, on observe alors de véritables amphibolites.

- amphibolites feldspathiques.

Elles se présentent en bancs verts foncés, durs, interstratifiés avec les schistes amphiboliques. Le litage est le plus souvent indistinct. Le pourcentage en amphiboles est sensiblement identique à celui en feldspaths. Le sphène est abondant, par contre le quartz est peu représenté ou même totalement absent.

b/ Faciès à chlorites dominantes.

- Schistes à chlorite et séricite.

Comme les schistes amphiboliques, ceux-ci sont finement lités, mais ont en plus un aspect rubané caractéristique: des lits vert clair parfois gris verdâtre, alternent avec des lits vert foncé. l'aspect général reste massif. Des amygdales et des lits de quartz sont visibles parallèlement à la stratification.

Au microscope, la structure est granoblastique. On voit alors que les variations de couleur sont dues aux variations du pourcentage en quartz et en chlorites. Si le quartz est toujours présent en plus ou moins grande quantité, la chlorite peut disparaître au profit d'un développement plus considérable de la séricite. Le feldspath, peu abondant, est de l'albite (An 6 On observe également de la biotite verte encore pléochroïque, de l'épidote, de la zoïzite, du sphène, de la pyrite, de l'ilménite et de la magnétite. La calcite est abondante.

c/ Faciès à biotite dominante.

- schistes à biotite.

Certains bancs, interstratifiés dans les faciès précédents, présentent un pourcentage élevé en biotite brune pléochroïque. La structure reste identique à celle des schistes à chlorite et séricite. Ces schistes semblent représenter des niveaux épargnés par la rétromorphose.

- micaschistes à biotite et grenat.

Ce faciès est rare et toujours en bancs minces. Il est facilement reconnaissable car il est beaucoup plus altéré que les schistes à amphibole ou à chlorite encaissants. Entre les bancs quartzo-feldspathiques, les lits micacés contiennent de la biotite brune pléochroïque en courtes lamelles, de la séricite et en outre apatite, tourmaline, sphène en lits, rutile, pyrite hématisée. Le grenat possède des inclusions de pyrite et des fractures recimentées par de la séricite. Les feldspaths sont très séricitisés et indéterminables.

SERIE VERTE SUPERIEURE.

Elle constitue un ensemble aux faciès variés. Ce sont généralement des roches dures, litées, satinées suivant les plans de schistosité. La texture est fine. L'identification pétrographique en est pratiquement impossible sur le terrain malgré les alternances apparentes de lits à patine claire et de lits à patine foncée. Sur la carte tous ces faciès ont été groupés. Seuls ont été distingués les ''schistes ardoisiers'' facilement localisables, étant donné leur plus faible degré de métamorphisme. Ces derniers faciès, accompagnés de schistes noirs ou charbonneux, semblent devoir occuper une position stratigraphique élevée dans la série verte supérieure.

Nous avons distingué les types suivants, en tenant compte de leur aspect macroscopique et de leurs constituants:

- schistes verts dont l'origine volcanique paraît probable;
- schiste quartzeux gris ou verdâtre, plus ou moins liés aux faciès précédents;
- schistes ardoisiers, dont le métamorphisme présente un degré plus faible;
- schistes ayant subi un métamorphisme de contact.

L'épaisseur de cette série est difficile à apprécier étant donné les redoublements tectoniques qui l'affectent. Elle ne semble guère dépasser 700 à 800 mètres dans le secteur étudié.

a/ Schistes d'origine volcanique probable.

- groupe des Prasinites et des Ovardites.

Ces faciès sont représentés par des roches schisteuses vert foncé, interstratifiées dans les autres faciès, sans jamais atteindre des épaisseurs conséquentes.

Le métamorphisme, comme la migmatisation irrégulière, qui affecte ces séries, font que nous ne pouvons rattacher les différents faciès à des faciès typiques.

Ovardites .- Ces roches ont été rencontrées principalement en amont de la bergerie du Guâ (vallée de la Sarenne) et dans la vallée de la Romanche sous le hameau de la Rivoire.

Macroscopiquement ce sont des schistes vert foncé, plus ou moins massifs selon l'intensité de la migmatisation irrégulière qui les affecte.

Au microscope la structure est ocellaire (fig 10). L'albite forme des yeux arrondis dans un feutrage de chlorite orientée. Sur la figure, le feutrage est curieusement orienté perpendiculairement à l'allongement principal des albites. Cette nouvelle direction se superpose à l'ancienne, encore représentée par l'alignement des albites et des restes de séricite et de chlorites parallèles à cet alignement. On observe également du rutile dans les chlorites, du sphène, de la zoïsite et du zircon.

Certains faciès présentent un pourcentage moins important en chlorites, alors que le quartz et la séricite deviennent plus abondants.

Prasinites .- Nulle part nous n'avons rencontré de faciès vraiment typiques. Par contre, au Plan des Cavales (au-dessus du Lac du Milieu) et dans la vallée de la Romanche près de la Rivoire, nous avons observé des faciès que nous ne pouvons que rattacher à ce groupe pour expliquer la composition. Ce sont généralement des faciès de passage aux migmatites, mais mieux conservés que les terrains encaissants, les amphiboles résistant relativement mieux à la migmatisation. Ces niveaux sont interstratifiés avec des schistes chloriteux migmatisés et des aplites à microline et à tourmaline.

Ce sont des roches vertes, massives, dont l'aspect ''truité'' est facilement reconnaissable sur le terrain (fig 11). Plus généralement elles sont vert foncé avec des passées plus claires

Au microscope (fig.11), on observe des phénocristaux d'amphiboles (hornblende) et d'andésine sericitisée, cette dernière provenant sans doute du remplacement de l'albite et de l'épidote. La structure est alors diablastique, avec des résidus d'albite. Apatite et clinozoïzite sont abondantes. On observe également: chlorite, biotite brune, biotite verte chloritisée, séricite, sphène, pyrite, ilmenite squelettique. Quartz et calcite proviennent de recristallisations secondaires.

Groupe des schistes verts à phénocristaux de feldspaths.

Ces roches ont un aspect plus massif et plus clair que les faciès précédents avec lesquels ils s'interstratifient. On les observe principalement depuis le flanc Ouest de la crête qui constitue la bordure orientale de la combe Charbonnière, jusque dans la vallée de la Sarenne au Sud et dans la vallée de la Romanche sous le hameau de la Rivoire. Dans le Plan des Cavales il semble que ces faciès soient également présents mais la migmatisation oblitère les structures.

Les feldspaths sont visibles macroscópiquement dans un fond chloritisé relativement clair. Mais le faciès peut se charger en oxydes de fer et prendre alors un aspect rouillé.

Au microscope, la structure est porphyroïde. Des phénocristaux d'oligoclase, parfois d'andésine, saussuritisés, avec une frange d'albite fraiche, sont entourés par des cloisons de chlorites et de séricite. La biotite est quelquefois présente et semble liée à des phénomènes de métamorphisme de contact. Le quartz est généralement absent. On observe également de l'apatite automorphe avec des pressure shadows de séricite du sphène, du zircon, de la pyrite, de l'hématite; parfois de l'épidote et de la sidérose.

Ces roches semblent être d'origine éruptive mais les phénomènes métamorphiques et cataclastiques les ont profondément altérées. Il se peut que ce soit d'anciens trachytes ou même des tufs trachytiques.

b/ <u>Schistes quartzeux gris ou verdâtres</u>.

Ces faciès quartzo-phylliteux sont très variés et consti-

tuent l'essentiel de la série verte supérieure dans le massif des Grandes-Rousses. les faciès décrits ici représentent des types extrêmes, les termes intermédiaires étant de loin les plus fréquents. Nous avons distingué les types suivants:

- microconglomérats. Ces faciès sont particulièrement visibles sur la crête occidentale de la Combe Charbonnière, ainsi qu'au pied même de cette crête, et près de la bergerie de Guâ.

Sur le terrain, ils sont très reconnaissables, les éléments les plus grossiers atteignant la taille d'un galet ,dans la pâte sériciteuse de couleur ocre.

Au microscope, on voit que ces conglomérats sont polygéniques. Les éléments sont constitués de quartz à extinction roulante, de quartzites, de leptynites, de roches volcaniques très diverses et indéterminables, à feldspaths très séricitisés. Autour de ces éléments le ciment est orienté, de la séricite et du quartz lamellaire, accompagnés de muscovite et de pyrite, donnant une structure analogue à celle des pressure-shadows.

- Schistes sériciteux et chloriteux. Ces schistes se présentent en bancs finement lités. Le pourcentage variable en chlorite provoque des alternances de bandes claires et de bandes sombres. Parfois même ils se chargent en hématite et prennent une couleur lie de vin ou violine. Ils sont en général très quartzeux et présentent des plans de schistosité satinés. Comme minéraux accessoires se rencontrent le sphène, l'ilménite, l'épidote, le zircon, la pyrite et l'hématite.

- Schistes chloriteux et sériciteux à éléments d'origine éruptive.

L'aspect extérieur de ces schistes est le même que celui des précédents. On les observe particulièrement bien près des Lacs de Neyza sous le Col de Couard et près de la bergerie de Guâ (vallée de la Sarenne).

Ils sont associés aux faciès précédents. Des lits clairs à éléments détritiques plus grossiers alternent avec des lits plus sombres séricitéux, chargés en ilménite et en hématite. Les éléments d'origine éruptive sont le plus souvent des quartz corrodés en doigts de gant (fig.12), de petits galets granitiques. On observe en outre albite, muscovite, zoîsite et calcite.

- schistes feldspathiques. La localisation stratigraphique ainsi que l'aspect des phénocristaux d'oligoclase séricitisés (an 10-20)laissent supposer qu'ils sont détritiques.

La structure est généralement granoblastique avec des cloisons de muscovite, de séricite, et de quartz engrené et écrasé. La biotite, rare, semble liée à des phénomènes de contact. On observe également: tourmaline, apatite, zircon, pyrite, hématite et ilménite.

- schistes quartzeux. Parfois ces faciès schisteux se chargent en quartz, suivant des niveaux peu épais, de couleur vert clair. Le pourcentage en feldspath est variable. Le quartz y est presque toujours recristallisé. La séricite est constante.

- schistes amphiboliques. Ces niveaux sont rares; on les rencontre interstratifiés avec des faciès du groupe des prasinites. Leur pourcentage en quartz leur donne un aspect plus gneissique qui permet de les différencier.

c/ <u>Schistes ardoisiers</u>.

Sous ce terme nous avons groupé les roches moins métamorphiques qui semblent localisées à un niveau stratigraphique élevé de la série verte supérieure.

Nous verrons en étudiant le Carbonifère la difficulté qu'il y a à différencier les schistes noirs appartenant à ces faciès.

Seuls des arguments structuraux permettent de les assimiler à l'une ou l'autre des formations. Tout au plus, s'ils paraissent identiques au microscope, peut-on les différencier sur le terrain par un certain nombre de nuances dans les caractères physiques -(dureté,débit,etc).

Dans le secteur étudié, les schistes ardoisiers affleurent sur deux bandes distinctes:

- la première dans le torrent de Flumet, en amont de l'Enversin, et remontant en direction de Vaujany.
- la seconde allant de l'Herpie jusqu'au sud de la Romanche, constituant une zone de glissement préférentielle, dans laquelle la bande carbonifère occidentale est profondément enchassée, accompagnée parfois de sédiments triasiques comme c'est le cas dans la Combe charbonnière.

Ces faciès passent progressivement aux schistes typiques de la série verte. Nous avons distingué les termes suivants:

- schistes noirs
- schistes noirs à dragées
- schistes charbonneux à graphite
- schistes fins, verts, ocres ou violine
- schistes gréseux.

- schistes noirs.

Ils sont particulièrement abondants dans la bande de Vaujany. Par contre dans la bande de l'Herpie ils forment généralement des lentilles dans les schistes fins à patine ocre, en particulier au-dessus du Lac Blanc et de la bergerie de Guâ (vallée de la Sarenne).

Ce sont des schistes fins, noirs mat. Des filonnets de quartz et de pyrite sont abondants. Cette dernière, oxydée en surface donne un aspect typique à la roche.

Au microscope, la structure est le plus souvent cataclastique et fluidale. Le quartz est présent ainsi que la séricite, s'intercalant entre les ilots de matière charbonneuse, opaque. Celle-ci arrive parfois à former des lits ou des lentilles

irrégulières. La pyrite est prolongée dans le sens de la schistosité par des ''pressure-shadows'' de quartz lamellaire et de séricite (fig.13).

- schistes noirs à ''dragées''. Ces schistes finement lités sont analogues aux précédents, mais ils montrent sur la tranche des taches blanches lenticulaires en forme de dragées qui atteignent au maximum 2cm. Ces faciès sont typiques des schistes carburés et ne se rencontrent jamais dans le Stéphanien. Ils se présentent soit en lentilles, soit également en bancs minces sous le conglomérat de base du Stéphanien.

Au microscope,(fig.14) ces dragées se révèlent être des galets aplatis de quartzites ou de schistes quartzeux qui sont noyés dans une pâte analogue à celle des schistes noirs.

- Schistes charbonneux ou graphiteux.

Ces faciès, rares, forment des horizons discontinus, le plus souvent des lentilles dans les schistes noirs.Ils sont en général très durs.

Au microscope, la structure est schisteuse. La pâte est charbonneuse avec de nombreux débris de quartz et de feldspaths très altérés. La séricite est également présente.

- Schistes fins, verts, ocres ou violines.

Ces schistes très finement lités, forment des niveaux relativement épais et homogènes. Leur surface est satinée, et ils sont particulièrement friables. Ils constituent l'essentiel du faciès ''schistes carburés'' dans le secteur étudié. Ils sont particulièrement visibles sur la R.N. 91 dans les gorges de la Romanche, en amont de l'oratoire. Le quartz, la séricite, et la calcite y sont abondants. La muscovite, la chlorite et la pyrite y sont en pourcentage très variable.

- Schistes gréseux.

Le faciès précédent contient des lentilles ou des niveaux minces de schistes gris verdâtre. Ce sont des schistes gréseux, renfermant parfois des éléments détritiques écrasés. On y note également la présence de l'apatite, du zircon, de l'épidote, dans une pâte de quartz, de séricite et de chlorite.

d/ Schistes ayant subi un métamorphisme de contact.

Tous les faciès précédents sont plus ou moins, localement, affectés par un métamorphisme de contact en relation avec les migmatites et les granites.

Dans le cas des migmatites, nous en avons vu un exemple dans le cas des prasinites décrites précédemment.

Dans le cas de la granulite, un exemple particulièrement net est donné par le métamorphisme de schistes du faciès ''schistes charbonneux'' au voisinage de la granulite des Rousses en amont de l'oratoire.

Macroscopiquement, on voit apparaître un pourcentage croissant de feldspaths et de lentilles en quartz d'exsudation, dans les schistes verts très fins.

Au microscope on voit dans une pâte schisto-gréseuse apparaître des plagioclases (oligoclase: 15 20 An), de la tourmaline et de la muscovite en grandes fibres. Le quartz et la séricite ont généralement recristallisé.

Il y a donc nettement apport d'éléments en provenance du granite : alcalins et éléments volatils.

M I G M A T I T E S

La Série Verte dans le Massif des Grandes-Rousses est migmatisée suivant trois grandes bandes parallèles à la direction générale des séries isoclinales.

- La première bande, la plus à l'Ouest, affleure depuis La Garde jusqu'à Pont St Guillerme, constituant les falaises abruptes des Rochers d'Armentier. Cette bande représente l'auréole à faciès de migmatite du granite axial de Pont St Guillerme. Cette auréole s'est établie dans les ectinites chloriteuses et amphiboliques de la série verte moyenne.

- La deuxième bande représente l'auréole du granite axial de la Série Verte de l'Alpetta. Cette bande se voit régulièrement depuis Le Villette au Nord, jusqu'à la Rivoire au Sud, en passant par l'Alpetta, le Col de Poutran, Bandes et Auris. Elle s'est établie particulièrement dans les ectinites de la série verte supérieure et parfois dans la série verte moyenne, à la faveur de dislocations tectoniques jalonnant un axe anticlinal. Le passage du granite aux migmatites est diffus, et l'on trouve tous les termes de passage.

- La troisième bande affleure depuis le Col de Couard, jusqu'au dessus du Lac Blanc, en passant par le lac de la Jasse et le Col du lac Blanc. Elle disparaît plus au Sud, mais on la retrouve ensuite à l'Est de Brandes puis dans les gorges de la Romanche à la hauteur de l'Oratoire sur la R.N. 91. Cette bande s'est établie dans les ectinites de la série verte supérieure. La migmatisation y est beaucoup plus hétérogène.

Ces migmatites sont le plus souvent des embréchites, oeillées ou non. Les phénocristaux et microline peuvent atteindre une grande taille, (supérieure à 10cm.) et présenter un aspect automorphe comme c'est le cas au Plan des Cavales (troisième bande). Les migmatites

rubanées sont fréquentes mais cet aspect est souvent dû à des alternances de lits d'embréchites et d'ectinites peu transformées. On observe également des anatexites, celles-ci pouvant tendre vers des nébulites, avec parfois présence de plis ptygmatiques (fig.15), comme c'est le cas près du Lac de Balme Rousse (troisième bande).

Le passage aux ectinites est généralement progressif. Lorsque la série verte moyenne est migmatisée, les niveaux amphiboliques résistent généralement mieux. Dans la série verte supérieure, les faciès sont beaucoup plus variables, alors que la série verte moyenne est nettement plus monotone.

Il est difficile de classer les différents types de migmatites étant donné la complexité de leur évolution. Aussi avons-nous repris la classification arbitraire, basée sur la nature des minéraux colorés, déjà adoptée par C. Bordet.

Les différents types distingués sont les suivants:

a- Migmatites leptyniques.
b- Migmatites à séricite.
c- Migmatites à micas.
d- Migmatites amphiboliques.

a/ Migmatites leptyniques .

La couleur est toujours claire, presque blanche. La structure est variable, grenue à cataclastique. Ces migmatites forment des lits peu épais concordant avec la stratification générale. Ceux-ci sont particulièrement fréquents dans la première bande et la troisième bande.

Au microscope, la structure est cataclastique, parfois granoblastique, le quartz est recristallisé en peigne entre les phénocristaux de microline perthitique et d'oligoclase, tous deux très séricitisés. L'oligoclase forme parfois des myrmékites au contact du microline

qui l'englobe souvent. Les pourcentages variables de muscovite, de séricite et de tourmaline donnent leurs caractèrespropres à la roche. Les autres minéraux sont la chlorite, secondaire, parfois suffisemment abondante pour donner une couleur vert clair à la roche; la biotite, très rare, est toujours détritique ou presque; l'[illegible]te, l'épidote, le zircon, le sphène, la pyrite et l'hématite. Des recristallisations secondaires de quartz et de calcite sillonnent la roche.

b/ Migmatites à séricite .

Ces faciès, généralement oeillés, n'ont été rencontrés que dans la troisième bande. Leur couleur est généralement grise. La pyrite y est abondante et souvent visible macroscopiquement. Les feldspaths sont très sericités et indéterminables, accompagnés d'apatites et de zircons.

c/ Migmatites à micas.

Il en existe plusieurs variétés. Les migmatites à 2 micas sont rares: elles ont été observées dans la partie supérieure de la troisième bande. Les faciès les plus courants sont les suivants:

- migmatites à biotite: ces roches représentent des faciès épargnés par la rétromorphose. La biotite y est très pléochroïque.

- migmatites à biotite chloritisée: c'est de loin le faciès le plus abondant; il s'agit soit de migmatites, soit d'anatexites où les feldspaths sont souvent rosés. Le feldspath potassique est très sericitisé, le plagioclase est de l'oligoclase également sericitisé. La biotite, saussuritisée, est de plus en voie de chloritisation. On observe également: épidote, zircon, apatite, sphène, pyrite.

Certains faciès, rares, présentent un pourcentage très faible en quartz. La calcite y est par contre très abondante, accompagnée de pyrite.

d/ Migmatites amphiboliques .

Il en existe 2 types bien différents :

- le premier représente un faciès d'amphibolites qui est quartzeux, mais avec un très faible pourcentage d'orthose. C'est le cas en particulier dans la première bande où les gneiss rubannés ont la composition suivante (fig.16) :

Quartz souvent recristallisé, à extinction onduleuse.
Oligoclase (25-30 an), saussuritisé, souvent maclé albite péricline.
Hornblende pléochroïque (jaune verdâtre à bleu pale).
Biotite chloritisée ou en voie de chloritisation, souvent sous forme de lamelles accolées chlorite-biotite. La chlorite a souvent une auréole noire. (sphène).
On observe accessoirement: apatite, sphène, zircon, épidote, pyrite, ilménite.
Il existe de recristallisations secondaires de quartz, épidote, calcite et séricite.

Ces faciès, interstratifiés dans les migmatites chloriteuses, représentent des niveaux amphiboliques qui ont mieux résisté à la migmatisation.

- le deuxième type, que l'on observe dans les deuxième et troisième bandes, présente une orthose parfois visible à l'oeil nu, mais alors le quartz disparaît. Il en existe un terme voisin, représentant un faciès de passage, que nous avons décrit dans les Ectinites. Il se rapproche par la composition d'une diorite.

Au microscope, l'orthose accompagne la hornblende; la biotite est en voie de chloritisation. On observe aussi de l'apatite, du sphène, du zircon, de la calcite et de la pyrite.

ROCHES ERUPTIVES ASSOCIEES .

a/ Lamprophyres :

Ces roches se présentent soit en filons ayant au maximum 2m d'épaisseur et recoupant la série métamorphique, soit en amas plus ou moins lenticulaires pouvant atteindre dans leur plus grande largeur une quinzaine de mètres. Macroscopiquement, la roche est constituée par une pâte grumeleuse allant du gris verdâtre au vert foncé, où se détachent des lamelles de mica noir, plus ou moins orientées.

Au microscope, on observe une structure microgrenue dans une pâte dévitrifiée. La disposition des phénocristaux rappelle la structure intersertale. Ceux-ci sont constitués par de la biotite automorphe, brun-rouge, pléochroïque, chloritisée sur sa périphérie ou en sandwich dans le cristal lui-même. Celui-ci renferme de nombreuses inclusions de rutile, alignées suivant les directions cristallographiques (fig.17). Les phénocristaux sont également constitués par de l'amphibole incolore (trémolite-actinote), par de gros cristaux allongés de forme octogonale (sans doute d'anciens pyroxènes) remplacés par un enchevêtrement de baguettes de trémolite-actinote, enfin par de l'apatite. La mésostase est constituée par des microlithes de feldspaths alcalins, des amphiboles et par une pâte dévitrifiée microcristalline.

Etant donné ces caractéristiques, ce type de lamprophyre se rapproche beaucoup de la ''minette''. Ces filons provoquent un enrichissement notable en pyrite des épontes des filons. Les affleurements les plus caractéristiques ont été repérés sur la carte au 1/20.000ème.

b/ Microsyénite alcaline :

Ce type de roche reste assez rare dans le secteur étudié. Le type en a été rencontré dans le ruisseau du Roubier, vers 1345m, au Sud du Bessay. Comme pour les lamprophyres, cette roche se présente en filons recoupant les séries encaissantes, l'épaisseur moyenne étant de l'ordre du mètre. Macroscopiquement, c'est une roche massive, à grain fin, gris verdâtre, où de petits feldspaths rosés

donnent un aspect soyeux à la roche.

(fig.18) Au microscope, la structure est très particulière, voisine de la structure dite ''tinguaïtique'' de la Grorudite (Brögger; 1885), où nous voyons une mosaïque de grains équidimentionnels de feldspaths et de quartz entre lesquels ou à l'intérieur desquels sont dispersées de nombreuses aiguilles de pyroxène. Or dans le cas présent, le quartz représente sensiblement 10% environ de la roche, et d'autre part ce n'est pas un pyroxène mais une biotite verte automorphe extrêmement altérée (chlorite, rutile, calcite, et leucoxène sur la bordure). De la biotite verte, pléochroïque et peu altérée, ainsi que de la chlorite, toutes deux xénomorphes, sont également présentes entre les cristaux d'orthose subautomorphes et le quartz. On observe également: calcite, pyrite, apatite et quelques feldspaths calco-sodiques.

Par sa composition cette roche se rapproche des nordmarkites. Ce serait donc une micronordmarkite à structure tinguaïtique.

- O -

CONCLUSIONS à L'ETUDE DE LA SERIE VERTE .

Ectinites . Elles proviennent du métamorphisme d'une série très variée. Dans le secteur étudié, la base est riche en minéraux calciques, mais pauvre en quartz. Etant donné l'évolution pétrographique complexe que ces roches ont subie , il est difficile de juger si les faciès amphiboliques correspondent à d'anciennes marnes ou à des roches d'origine volcanique. La partie supérieure de la série est beaucoup plus variée, certains niveaux sont d'origine volcanique: prasinites, ovardites; quant aux roches à phénocristaux de feldspaths, la morphologie comme la répartition stratigraphique de ces dernières, leur association à des niveaux à éléments volcaniques, laissent penser qu'il s'agit également de roches à éléments d'origine volcanique.

Le métamorphisme qui les affecte correspond aux zones des Micaschistes supérieurs et de Micaschistes inférieurs. Elles ont subi des phénomènes cataclastiques importants, ainsi qu'une rétromorphose tardive et irrégulière.

Migmatites . Le plus souvent associées aux granites, elles se présentent soit en coupole, associant ainsi des faciès profonds aux structures de dimensions réduites des faciès de métamorphisme de contact.

Elles sont syncinématiques; la base de la série a relativement bien résisté: les alternances de lits de différentes natures sont beaucoup plus évidentes que dans les ectinites, les lits moins amphiboliques ayant servi de chenaux à la migmatisation.

Roches éruptives . Les lamprophyres de type Minette, comme les Micronordmarkites, recoupent en filons ou en cheminées (Ouest de Brandes) la série verte. Elles correspondent vraissemblablement à des faciès de différentiation des granites calco-alcalins de la série verte.

. L A S E R I E S A T I N E E .

-O-

LOCALISATION .

Cette série métamorphique a été pour la première fois distinguée par P.Giraud en 1952 sous le vocable de ''Groupe de la Haute Sarenne''. Dans le secteur que nous avons étudié la série satinée constitue 3 grandes zones d'Affleurement:

- une première bande, migmatisée, reposant sur un granite, et formant la partie supérieure de la falaise qui va du Pontet à Villard-Notre-Dame. La direction moyenne des couches est NO-SE et leur pendage de 40-50 degrés vers le NE.
- une deuxième bande, essentiellement constituée par des micaschistes, formant la crête sommitale des Grandes-Rousses depuis le pic de la Pyramide, par le Pic du Lac Blanc , l'Herpie, le sommet de Grange Pellorce jusqu'à la Romanche.
- une troixième bande, formée surtout de migmatites, qui, venant du Chateau noir, constitue ensuite le flanc ouest de la Croix de Cassini et descend jusqu'au Frency.

La direction moyenne de ces dernières bandes varie de N. 10 E à N. 12 E, avec un pendage moyen de 60 degrés vers l'est.

POSITION DE LA SERIE SATINEE PAR RAPPORT A LA SERIE VERTE .

Nous avons vu au chapitre 11 que la plus grande incertitude régnait jusqu'à ces dernières années sur la position de la série satinée par rapport à la série verte. Or dans notre secteur la série sati-

née est séparée le plus souvent de la série verte par des granites qui se sont injectés au contact des deux séries; d'autre part, le métamorphisme comme la migmatisation ont affecté ces ensembles. Il n'est guère possible en tous cas, dans le Massif des Grandes Rousses de préciser les relations entre les deux séries.

Mais C. et P. Bordet (1957) ont pu montrer à la suite de leur lever d'ensemble du Massif de Belledonne que la série satinée est stratigraphiquement supérieure à la série verte. Les arguments sur lesquels ils s'appuient sont les suivants:

- Si nous considérons l'ensemble des massifs cristallins externes, la série satinée s'appuie sur des éléments variés de la série verte: dans les Grandes Rousses ce sont les schistes de la série verte supérieure, mais dans le massif des Sept-Laux plus au Nord, c'est sur les amphibolites de la série verte moyenne.

-La série satinée présente une structure synclinale dans le rameau externe de Belledonne.(dans les Grandes Rousses, cette condition n'est pas réalisée: à l'Ouest nous n'avons qu'un seul flanc; à l'Est, la série semble plutôt se dédoubler tectoniquement).

- La série verte montre une disposition anticlinale. Nous avons démontré le fait dans les Grandes-Rousses, bien qu'il y ait des redoublements tectoniques.

- La base de la série satinée présente localement un conglomérat d'importance variable. Dans le secteur que nous avons étudié, ce conglomérat se manifeste sur la R.N 91, dans la vallée de la Romanche, au contact de la granulite des Rousses. Dans le Nord du massif, on retrouve ces conglomérats à la base du redoublement de la série de l'autre coté du pseudo-synclinal médian.

E C T I N I T E S

Les ectinites de la série satinée constituent nous l'avons vu, la bande centrale formant la crête sommitale des Rousses. Ce sont surtout des micaschistes, dont l'aspect luisant, satiné et rouillé est caractéristique sur le terrain. Ils donnent leur couleur originale aux Grandes-Rousses. L'abondance des niveaux phylliteux, fait que les phénomènes de glissement et de fauchage sont particulièrement fréquents, donnant cet aspect délité et pourri à l'arête sommitale, en rendant l'escalade peu sûre.

Nous n'avons pas fait la distinction, sur la carte, des différents faciès pétrographiques que nous allons décrire maintenant. En effet, les variations dans le degré du métamorphisme dû à une rétromorphose très irrégulière ne permettent pas de faire une classification bien précise.
A la différence de C.Bordet, nous n'avons pas rencontré d'ectinites à structure ocellaire et nous n'avons pu nous en servir comme critère de classification. Ainsi dans cette série qui atteint au maximum, dans le massif, 2000 mètres de puissance, nous avons distingué les faciès suivants:

- conglomérats métamorphiques
- leptynites sériciteuses
- micaschistes à muscovite et chlorite
- micaschistes à muscovite et biotite.

Nous n'avons pas distingué les gneiss, ceux-ci n'étant jamais évidents, et représentant le plus souvent des variations latérales de micaschistes qui sont feldspathiques (gneiss albitique des auteurs suisses).

a/ <u>Conglomérats métamorphiques</u> .

Ces conglomérats sont d'importance très variable, parfois

même inexistants. La granulométrie est relativement régulière, les plus gros éléments que nous ayons pu observer étant des galets. Dans le secteur étudié, la majorité des éléments est représentée par des graviers, en particulier sur la R.N 91, au contact de la granulite des Rousses. Ces éléments sont essentiellement quartzeux, parfois gneissiques. Le ciment est composé de quartz à structure engrenée et écrasé,e,et de muscovite. Ces conglomérats sont le plus souvent localisés à la base de la série, mais on en rencontre aussi en affleurements discontinus et limités interstratifiés dans la série. Sur la R.N 91, passée la granulite, les niveaux à gravier sont très écrasés, le quartz et la muscovite présentent une recristallisation du genre des ''pressure-shadows'' du carbonifère, mais sur une bien plus grande échelle, et s'établissant d'une manière continue autour des différents minéraux. On trouve également dans le ciment: plagioclases séricitisés et difficilement déterminables, séricite, chlorite, calcite, apatite, ilménite squelettique et pyrite automorphe.

b/ Leptynites sériciteuses.

Associées aux micaschistes, on observe localement des lits de roches feldspathiques gris-verdâtre plus ou moins foncé -leur grain est plus, ou moins fin -

Au microscope, dans une structure grano-lépidoblastique, on observe du quartz recristallisé, engrené, à extinction roulante, voisinant avec des plagioclases séricitisés (10 An). Ils se localisent entre des lits phylliteux, lamines et plissotés, composés de muscovite, séricite et chlorite. On observe également apatite, calcite, sphène, zircon et pyrite. Il semble qu'il s'agisse d'anciens grés peu feldspathiques.

c/ Micaschistes .

Ces micaschistes constituent le faciès le plus fréquent de la série satinée. Ils se délitent facilement et présentent des plans de schistosité brillants où la muscovite prend un grand développement. Leur composition minéralogique est assez constante, le pourcentage en quartz restant toujours important. Les plagioclases montrent une composition moyenne à la limite de l'albite et de l'oligoclase.

La calcite est constante mais n'excède jamais en volume le cinq ième de la roche. On observe des amygdales de quartz d'exsudation avec association locale de disthène. Très fréquemment on rencontre des fentes isolées présentant un remplissage de quartz fibreux, souvent chloriteux, avec de l'oligiste et de la sidérose.

Nous avons distingué 2 types de micaschistes :

-micaschistes à muscovite et chlorite (fig.19)

Leur structure est granoblastique, cataclastique, finement plissotée. Des lits quartzeux y alternent avec des lits phylliteux. La muscovite prend un grand développement dans ces derniers alors que dans les lits quartzeux, séricite et chlorite séparent les unes des autres les plages dentelliformes de quartz à extinction roulante. J.Giraud (1952) a signalé dans ces micaschistes l'existence de phengite, attribuant ce nom à un mica blanc verdâtre de petit angle d'axes. Le plagioclase est très saussuritisé et forme de grandes épaves, difficilement déterminables, discordantes par rapport à la stratification. On observe également: tourmaline brune ou verte, épidote, zoïzite, calcite, sidérose, sphène, oligiste et limonite. Dans le massif du Chateau Noir, des grenats de taille macroscopique sont visibles dans ces micaschistes.

-micaschistes à muscovite et biotite .

Ces faciès se localisent au sein des micaschistes sans que leur répartition puisse être reliée à des niveaux constants. La biotite est le plus souvent chloritisée, avec des inclusions de rutile, et ne ressemble guère à la chlorite primaire des micaschistes précédents. La structure est identique et la composition minéralogique, relativement constante, présente en outre: quartz à extinction roulante, plagioclases séricitisés (An 16), séricite, zoïzite, tourmaline , zircon, ilménite et limonite.

Il est probable que certains des micaschistes à muscovite et chlorite dérivent des micaschistes à muscovite et biotite par altération de la biotite.

MIGMATITES

Dans le secteur étudié, les migmatites forment 2 bandes :

- la bande du Villard Notre Dame, directement liée au granite sous-jacent.
- la bande de la Croix de Cassini où la migmatisation est plus irrégulière.

Ces migmatites sont le plus fréquemment constituées par des embréchites oeillées ou non. Dans la bande du Villard Notre-Dame, ces embréchites vont jusqu'au contact du granite qui est ici remobilisé et qui comporte des enclaves de ces embréchites. Au voisinage même du granite, la migmatisation devient plus hétérogène, de nombreux filons aplitiques s'insinuant entre les bancs d'embréchites. Par contre dans la bande de la Croix de Cassini, la partie centrale est formée d'anatexites, encadrée d'embréchites rubanées. La migmatisation semble y être beaucoup plus diffuse.

Différents types ont été distingués :

a/ migmatites à séricite
b/ migmatites à 2 micas
c/ migmatites à biotite
d/ migmatites à amphibole.

Parmi ces différents types, les migmatites à biotite sont localisées soit au contact du granite, comme c'est le cas dans la bande du Villard Notre Dame, soit dans les faciès axiaux où nous trouvons des anatexites à biotite souvent chloritisée. Les migmatites à amphiboles n'ont été observées que dans la bande du Villard Notre Dame, à l'est de cette localité.

a/ Migmatites à séricite .

Elles sont fréquentes dans la bande de la Croix de Cassini. Leur structure est cataclastique. La séricite envahit tout et s'insinue entre les plages de quartz à extinction roulante et les phénocristaux de feldspaths, très altérés et indéterminables. Elle forme également des lits phylliteux plus ou moins contournés donnant une structure fluidale à l'ensemble. On observe également: albite, chlorite, calcite, tourmaline et pyrite.

b/ Migmatites à 2 micas .

Elles constituent l'essentiel des migmatites de la série satinée. Sur le terrain, elles ont l'aspect de gneiss à phénocristaux de feldspaths. Le quartz y est en grandes plages à extinction roulante. Le feldspath potassique est du microline très séricitisé. Le plagioclase, à tendance automorphe, est également très séricitisé (An 20). De la muscovite de néoformation prend parfois une grande extension. On observe également: chlorite, épidote, apatite, zircon, sphène et ilménite.

c/ Migmatites à biotite .

Elles sont de 2 types :

- migmatites à biotite chloritisée -elles ont le plus souvent l'apparence de gneiss amphiboliques sur le terrain, comme c'est le cas dans la bande du Villard Notre Dame. La composition minéralogique est analogue à celle des migmatites à biotite.

A la Croix de Cassini affleure une anatexite où la biotite est en voie de chloritisation. Le quartz, en grandes plages à extinction roulante, est peu écrasé. Les biotites, en voie de chloritisation, sont saussuritisées avec des inclusions de rutile. Orthose et plagioclases sont entièrement séricitisées et indéterminables. On observe également: apatite, sphène, épidote et pyrite.

- migmatites à biotite -on les observe surtout au voisinage du granite du Villard Notre Dame. La roche se présente sous l'aspect d'un gneiss rubané vert foncé, à amygdales de quartz, où les biotites sont visibles macroscopiquement. Le quartz est en grandes

plages à extinction roulante. Les orthoses et les plagioclases sont très séricitisés. La biotite forme la plus souvent des alignements continus entre les lits quartzo-feldspathiques. Elle est pléochroïque (brun-rouge à beige pâle). On observe également: apatite, sphène, épidote et pyrite.

d/ Migmatites à amphiboles .

Ces faciès n'ont été rencontrés que dans la bande du Villard Notre Dame, en particulier à l'Est de cette localité, sous forme de gneiss rubannés. L'amphibole est de la hornblende (pléochroïsme faible); inclusions nombreuses: epidote, apatite, sphène. La biotite est assez fréquente, accompagnée de chlorite. La pyrite est abondante.

ROCHES ERUPTIVES ASSOCIEES

a/ Diorite quartzique .

On observe une lentille de diorite quartzique, interstratifiée dans les migmatites de la série satinée, presqu'au sommet de la Croix de Cassini. C'est une roche grenue, dure, massive, où les minéraux ferro-magnésiés vert sombre, tranchent sur le fond plus clair.

Au microscope, la structure est grenue (fig.20). Les minéraux principaux sont l'andésine, abondante, très séricitisée; la hornblende à tendance automorphe, vert pâle pléochroïque, s'altère largement en chlorite bordée de minerais opaques; le quartz est rare et peu écrasé. On trouve également: calcite, épidote, apatite automorphe, allanite, sphène, ilménite, leucoxène, pyrite.

Etant donné le mode de gisement et la position de cette lentille interstratifiée dans les faciès axiaux des migmatites de la série satinée, il n'est pas impossible que la formation de cette diorite soit due à l'endomorphisme d'un banc d'amphibolites. Celles-ci sont en effet présentes dans la série satinée (bande du Villard Notre Dame).

b/ Lamprophyres .

Des filons-lamprophyriques sillonnent en maints endroits les migmatites de cette série. En particulier on les observe sur la route de Villard Notre Dame, un peu plus haut que la côte 962, ainsi que dans le flanc Ouest de la Croix de Cassini.

Ces filons sont constitués par une roche gris-vert-sombre, grumeleuse, compacte. Sur la cassure fraîche, des lamelles de biotite apparaissent dans un fond vert-olive.

Au microscope, dans une pâte à structure microgrenue, on observe des phénocristaux de biotite brune, parfois chloritisée, et d'amphibole altérée (actinote), ainsi que des fantômes d'anciens feldspaths. La calcite est abondante et secondaire. L'apatite est également présente .

CONCLUSIONS à l' ETUDE de la SERIE SATINEE .

La série satinée provient d'une ancienne série sédimentaire pélitique. L'abondance de la muscovite traduit en effet la richesse en alumine caractéristique des roches argileuses. D'autre part l'importance du quartz ainsi que la présence de conglomérats souligne l'apport détritique. La présence constante de calcite laisse présumer que ces sédiments étaient cependant légèrement carbonatés.

La base de la série semble correspondre à une sédimentation plus irrégulière à l'approche de la discordance sur la série verte. L'ensemble de la série satinée montre donc des faciès monotones qui rappelle les séries de type flysch.

Cette série appartient, du point de vue métamorphisme, à la zone des micaschistes inférieurs de Jung et Roques(1936), mais ces faciès sont affectés d'une rétromorphose très irrégulière, provoquant la chloritisation de la biotite et la séricitisation des plagioclases et de la muscovite.

L'étude des migmatites comprises dans cette série met en évidence l'existence d'une métasomatose potassique dont témoignent la présence d'orthoclases. Ces migmatites sont identiques à celles de la série verte. Seules en diffèrent les migmatites liées directement à des granites tardifs.

Les roches éruptives sont moins fréquentes que dans la série verte : ce sont principalement des diorites quartziques et surtout des lamprophyres de type minette.

- O -

LES GRANITES

- O -

TRAVAUX ANTERIEURS .

P.Dausse (1835) signale le premier l'existence de roches granitiques dans le massif des Grandes-Rousses. P.Termier ensuite(1894 rattache tous les types de granites du massif à la granulite qui représente pour lui le granite originel, les autres n'étant que des variétésplus ou moins pures de celui-ci. Nous avons vu d'autre part les classifications adoptées par P.Giraud (1952) puis par P.Bordet (1957)

LOCALISATION .

Nous distinguerons trois types principaux :

1) Les granites syntectoniques de la série verte formant les axes anticlinaux de Pont St Guillerme, de l'Alpetta (constituant le prolongement de l'axe granitique de St Colomban dans le massif de Belledonne (fig.5).

2) Les granites tarditectoniques localisés dans les fractures précoces du socle: granite de la Cascade; granite du Villard Notre Dame, prolongeant le granite des Sept Laux.

3) Les granites tardifs très évolués chimiquement et plus ou moins contemporains des grandes fracturations. Ils apparaissent soit

a/ sur des zones de fractures: granulite des Rousses, de l'Herpie, des gorges de l'Infernet (vallée de la Romanche)

b/en apophyse de style batholitique: Cimes de la Barbarate, Maison Angot (vallée de la Sarenne).

mais il faut remarquer que:

- les granites de type 1 et 11 ont été l'objet de phénomènes rhéomorphiques postérieurement à la phase tectonique majeure. C'est le cas pour les granites de Pont St Guillerme et de Villard Notre-Dame.
- La formation des granites de type 11 (b) et 111 (a) est plus ou moins continue suivant les endroits.

GRANITES SYNTECTONIQUES de la SERIE VERTE .

Nous avons vu que ces granites forment les axes anticlinaux de

1 l'Alpetta

11 Pont St Guillerme.

1- GRANITE DE L'ALPETTA .

Il se présente au centre d'une auréole de migmatites, jalonnant l'axe anticlinal de la série verte. On observe d'ailleurs un passage très progressif aux migmatites. Cette bande se suit très régulièrement depuis la Villette au Nord jusqu'à la Sarenne au Sud. Dans la vallée de la Romanche, à l'ouest de La Rivoire, nous ne rencontrons plus que des migmatites recoupées par des filonnets granitiques de nature identique. Nous assistons donc soit à l'ennoyage périclinal vers le Sud de cet axe granitique, soit à un phénomène identique à celui du granite de la Pointe des Aveugles, à l'est du Mont Bellachat dans le massif de Belledonne.

Le granite de la Pointe des Aveugles forme un affleurement de 600m de large, localisé dans un axe anticlinal constitué par les migmatites de la série verte; il n'a pas été rencontré 1500m plus bas par la galerie Isère-Arc (Cl.Bordet 1961). La granitisation se serait localisée dans un volume de terrains réduit sans racines en profondeur.

Macroscopiquement c'est un granite leucocrate, orienté,à phénocristaux de microline, parfois rosé, dont la taille peut dépasser 10 centimètres et qui gardent une orientation moyenne NIoO (fig.20). Le fond de la roche est vert-sombre, schisteux, mais ''aphanitisé'' en surface, au voisinage de la paléosurface hercynienne. Ce granite comprend de nombreux septas constitués par des bancs schisteux verdâtres et d'amphibolites, plus ou moins feldspathisés. Il ne faut pas confondre ces septas avec les zones de failles qui forment des bandes sombres phylliteuses, silicifiées, et qui sont généralement alignées suivant une direction NIOE. Ce granite est recoupé localement par de minces filonnets d'un matériel aplitique, légèrement chloritisé.

Microscopiquement, c'est un protogine (fig.21). La structure est orientée, cataclastique. Les phénocristaux sont cassés et les fissures cimentées par du quartz, des feldspaths, de la chlorite. Les plagioclases, contemporains de ces cassures, sont tordus. Des bandes de quartz, de chlorite, de séricite et de calcite ont recristallisé secondairement.

Les phénocristaux de feldspaths sont du microcline perthitique,poécilitique, parfois zoné, peu altéré, ayant un angle d'axe compris entre -74 et 80 degrés. Le plagioclase est sericitisé et difficilement déterminable. Certains de ces plagioclases qui forment un contact du microcline des myrmékites semblent être de l'albite. On en trouve également dans les cassures et dans la pâte. Les plagioclases inclus dans le microcline sont beaucoup plus altérés: certains semblent être de l'oligoclase(An: 15-20).Le quartz est abondant, en passées écrasées, a extinction roulante. La biotite, polychroïque, épidotisée, est en voie de chloritisation.Sphène et leucoxene sont idiomorphes et relativement abondants. On trouve également: chlorite, séricite, apatite, allanite avec inclusions d'épidote, zircon, pyrite, limonite.

Il faut surtout noter l'albitisation tardive et la chloritisation de la biotite, le développement du sphène, phénomènes qui dénotent une rétromorphose. Ce type de granite est très proche des migmatites.

11- GRANITE DE PONT St GUILLERME .

L'axe anticlinal de Pont St Guillerme est constitué par un granite leucocrate à texture grenue. Il apparait dans la vallée de Bourg d'Oisans,avec une auréole de contact à faciès de migmatites

qui s'établit dans la série verte moyenne, entre les Alberges et Le Clapier et forme ensuite les affleurements abruptes de la rive droite du Véneon jusqu'en amont de Pont Escoffier. Ce granite constitue la partie orientale du massif granitique du Lauvitel. A la suite de phénomènes rhéomorphiques tardifs, ce granite s'est confondu avec le granite du Villard Notre Dame, granite axial de la série satinée. L'ensemble a pris un caractère intrusif, recoupant les migmatites et les engloba nt souvent. Néanmoins ce granite a été affecté par des fractures de direction NIoO. Au voisinage de ces fractures le granite est orienté, écrasé et devient alors une protogine.

Macroscopiquement, c'est un granite leucocrate à grain moyen. Les éléments visibles sont des feldspaths rosés, du quartz et de la chlorite. Microscopiquement la texture est cataclastique.

Le quartz, xénomorphe est recristallisé. Son extinction est onduleuse. Le feldspath est du microcline (2V -74 à -78 degrés) la bordure en est poécilitique, le centre étant séricitisé. Le plagioclase à tendance idiomorphe contient 14 à 16 d'anorthite. La biotite est en voie de chloritisation, souvent avec des inclusions d'épidote. On observe également: sericite, zoïzite,calcite, apatite automorphe, zircon.

Ce granite a été également rétromorphosé.

Compte tenu d'un certain nombre de facteurs:

- position structurale (axes anticlinaux)
- association avec des migmatites disposées en auréoles
- parenté pétrographique avec ces migmatites
- enfin degré d'écrasement.

ces roches apparaissent nettement comme des granites contemporains de la tectonique isoclinale, donc typiquement syntectonique.

GRANITES TARDITECTONIQUES .

1- Granite du Villard Notre-Dame.

Les escarpements du Villard Notre-Dame sont constitués par un granite leucocrate, à texture grenue, sans phénocristaux. Ses affleurements apparaissent au Nord dans la Combe du Pontet, à la

hauteur du Bourd d'Oisans. Ils se poursuivent par la falaise du Villard Notre-Dame, jusqu'au Sud du Lac Lauvitel où il s'homogénéise avec le granite axial de la série verte (granite de Pont St Guillerme)

De même pour ce dernier, les phénomènes rhéomorphiques expliquent les contacts nets de ce granite (fig.22) avec les roches encaissantes constituées par les migmatites de la série satinée. Le granite est immédiatement homogène au contact de celles-ci.

Macroscopiquement, c'est un granite clair, à texture grenue et régulière. De nombreuses passées schisteuses sont dues à des phénomènes tectoniques. Les éléments visibles sont le quartz, le feldspath souvent rosé; la biotite, parfois de l'amphibole vert clair. Microscopiquement, la structure est grenue (fig 23).

Le quartz est en grandes plages de même dimensions que les feldspaths et semble peu écrasé. L'étude des inclusions au fort grossissement montre qu'en fait ce quartz est entièrement recristallisé: les cavités primaires ont totalement disparu; par contre les cavités secondaires sont nombreuses, formant des alignements correspondant à de multiples fractures. Les feldspaths ont tendance à être automorphes. Le feldspath potassique est du microcline perthitique (2V -80 degrés) avec parfois une frange albitique. Le plagioclase (10 An) est séricitisé, parfois maclé albite-péricline, avec des myrmékites au contact du microcline.La biotite, accompagnée souvent de sagénite, est soit pléochroïque dans les brun-rouges, associée à des lamelles de biotite verdie,soit dans les verts. Les lignes de clivage sont soulignées par du leucoxene. On observe également de la séricite. Le sphene est rarement idiomorphe, l'apatite et l'épidote rares, la pyrite et le rutile abondants.

Les faciès de bordure de ce granite sont presque toujours beaucoup plus clairs. L'étude microscopique au fort grossissement du quartz de ces faciès montre que les inclusions à libelle mobile sont beaucoup plus nombreuses et plus riches en constituants fugaces que les faciès plus internes (Vathaire 1961). Statistiquement, les fentes ''alpines'' semblent en relation avec les bordures de ces massifs granitiques qui ont subi des phénomènes de mobilisation tardive (voir p.).

11- GRANITES de la CASCADE .

Ce granite, leucocrate, sans phénocristaux, constitue principalement le ressaut oriental de la grande faille des Petites-Rousses (fig. 40).Ses affleurements peuvent se suivre depuis le Col de Couard au Nord jusque dans la vallée de la Romanche au Sud en passant

par les Petites-Rousses (où il acquiert son maximum de puissance) et Brandes. D'autres affleurements apparaissent sur des fractures moins importantes, en particulier au nord-est du Dôme des Petites-Rousses.

Certains affleurements montrent une texture orientée, même une tendance schisteuse dont l'intensité varie avec le degré tectonique local.Suivant les endroits, le granite se charge soit en chlorite, soit en amphibole. Des septas de roches schisteuses subsistent, mais beaucoup moins feldspathisés que ceux rencontrés dans le granite axial de la série verte. Au voisinage des fractures affectant ce granite et ces bordures, on observe de nombreux filonnets siliceux à grain très fin, de couleur variable; vert, violet, parfois rouge sombre ou lie-de-vin. Ces silicifications dans bien des cas semblent tardives, oblitérant des fractures qui ont rejoué lors de l'orogénèse alpine, comme c'est le cas à l'est de la station intermédiaire du téléphérique.

Macroscopiquement c'est un granite clair, à gros grains. Les éléments visibles sont le quartz, le feldspath (le plus souvent rosé), la chlorite et parfois l'amphibole, ces deux derniers éléments étant souvent orientés.

Microscopiquement la structure est cloisonnée (fig.24).

Le quartz s'étire entre les plages de feldspaths, en petits cristaux à extinction onduleuse. Les feldspaths ont tendance à être automorphe: c'est un microcline poécilitique (2V -80 degrés), parfois zoné, avec des fractures recimentées par du quartz et du plagioclase. Celui-ci est de l'albite; le centre de la plage est souvent plus calcique et saussuritisé. Ces cristaux sont légèrement tordus et forment des myrmékites au contact du microcline. La biotite est chloritisée. On observe également: séricite, épidote, zoïzite, apatite, sphene, leucoxène, zircon, calcite, pyrite, hématite.

Ces deux types de granites localisés, tous deux sur de grandes fractures semblent représenter un faciès intrusif plus récent tant par leur composition, leur degré d'écrasement plus faible, que leurs conditions structurales et leurs contours.

GRANITES TARDIFS .

a) Aspect macroscopique.

Granulite est pris ici au vieux sens français du terme, c'est à dire de granite à muscovite. La granulite des Rousses se présente sous la forme d'une roche blanche à grain fin. Suivant les auteurs et suivant son degré d'écrasement, on la compare à une aplite blanche à grain fin, à un quartzite blanc, à une leptynite, sa cassure devenant parfois silexoïde et la transparence de ses éclats égale à celle d'une opale blanche. Les seuls minéraux visibles sont des petits feldspaths, parfois de la muscovite; les joints de la roche sont sériciteux, quelquefois chloriteux, ou chargés d'oxydes de fer. De nombreuses recristallisations à grain fin recoupent en tous sens la roche. Le quartz y a recristallisé en peigne et n'y est pour ainsi dire pas écrasé. Dès que la roche est écrasée, elle prend l'aspect d'un quartzite à grain très fin, finement lité.

En profondeur, à la faveur par exemple de travaux de déroctage (comme cela a été le cas lors des travaux de la gare terminale du second tronçon du téléphérique)on s'aperçoit que cette roche devient bleu-verdâtre, mais l'ensemble reste relativement clair. Cette altération superficielle semble correspondre, d'après les analyses, à un départ des ferro-magnésiens et à une augmentation relative des alcalis. Ce type d'altération paraît devoir être assez générale, dans le massif des Grandes-Rousses, pour les roches qui se trouvent au voisinage de la paléosurface hercynienne. Mais cette altération prend son aspect le plus caractéristique dans la granulite, étant donné le faible pourcentage des ferro-magnésiens à l'origine. La roche devient ainsi totalement blanche.

Ce type d'altération est certainement météorique mais ne correspond en rien aux phénomènes d'altération climatique, lié à l'émersion permienne, que J.Debelmas et R.Michel ont décrits (1961) et qui conduisent à la formation ''d'aphanites''. On constate en effet un enrichissement en ferro-magnésiens qui va à l'inverse de ce que nous avons pu observer.

b) Localisation .

Compte tenu du schéma structural, la localisation des affleurements de granulite semble aberrante. Dans le secteur que nous avons étudié ces affleurements sont les suivants :

1- La bande principale que l'on peut suivre depuis le Col de Couard jusque dans la vallée de la Romanche au Sud, en passant par le Plan des Cavales, le Dôme des Petites-Rousses et l'extrémité orientale de Brandes.

11- Une bande étroite, bordant le synclinal stéphanien occidental à l'Est et que l'on peut suivre depuis l'Herpie jusque dans la vallée de la Romanche où la R.N.91 la traverse en tunnel, en passant par le col de Cluy et le Châtelard. Cette bande métamorphise les schistes verts de la série verte supérieure situés à son contact à l'Ouest (muscovite, tourmaline, oligoclase, quartz d'exsudation).

111- Une apophyse de style batholitique qui recoupe la vallée de la Sarenne à mi-chemin entre la bergerie du Guâ et Maison-Angot, à l'Est de la bande (11).

enfin plus au Nord, dans la partie septentrionale du Massif de Belledonne, ces mêmes granulites ont été décrites par Cl.Bordet (bibliog.). Mais elles sont plus rares. Elles présentent en général les mêmes caractéristiques.

A chacun de ces affleurements, la granulite apparaît au sein d'une unité structurale et ne semble liée ni à un axe anticlinal ni à un axe synclinal. Elle apparaît aussi bien dans la série verte que dans la série satinée, ou même au contact des deux séries comme c'est le cas pour la bande (11). Les contacts avec les roches encaissantes sont soit nets si la roche est peu écrasée, soit difficilesà préciser si elle est écrasée. Mais chaque fois des dislocations tectoniques semblent contrôler les affleurements de la granulite.

c) Aspect microscopique (fig. 25,26 et 27)

Que la roche soit très écrasée ou peu, la texture est toujours orientée. Si la roche est peu écrasée la structure est cataclastique, la muscovite et le quartz dentelliforme à extinction onduleuse formant des cloisons autour des phénocristaux de feldspaths. Plus le degré d'écrasement augmente, plus la mosaïque de la pâte devient fine et fluidale, ne laissant subsister que des phénocristaux de feldspaths. Ceux-ci sont arrondis et souvent leur grand axe reste discordant par rapport à la linéation générale, la schistosité de 'flux'' s'étant superposée à la schistosité de ''fracture''. Dans son aspect ultime, la roche prend un aspect porphyrique, de grandes épaves cataclastiques de feldspaths flottant dans une pâte crypto-cristalline finement litée. Enfin des veinules de quartz cristallisé en

peigne, postérieures aux phases d'écrasement, sillonnent la roche.

Les phénocristaux sont soit :

- un microcline sodique (2V -76 à - 80 degrés), arrondi, souvent zoné, parfois perthitique et poécilitique. Les phénomènes de mylonitisation qui l'affecte sont postérieurs au développement du phénocristal. Des fractures recimentées par du quartz, à l'intérieur du phénocristal sont également antérieures aux phases d'écrasement majeures.
- de l'oligoclase (10 à 20 d'An), saussuritisé, en proportion moindre et en cristaux plus petits. On en observe également sur la bordure des microclines, associés à des myrmékites et à du quartz ou même englobé dans le feldspath.
- du sphène automorphe, en petits cristaux allongés dans le sens de l'écrasement.

Lorsque la roche n'est pas trop écrasée, on distingue dans la pâte les constituants suivants :

- quartz à extinction onduleuse, le plus souvent recristallisé.
- plagioclase : albite
- muscovite en courtes fibres, chlorite, biotite très rare
- séricite, épidote, zircon, sphène, leucoxène, apatite, pyrite, calcite.

Lorsque la roche est écrasée, la pâte crypto-cristalline est difficilement déterminable au microscope. Les analyses faites aux rayons X ont montré que la composition ne changeait guère: quartz, albite et minéraux micacés coexistent toujours.

d) Analyses chimiques : (Analyste: Paturaud)

Les analyses faites dans ce matériel, l'une sur un échantillon prélevé au Col de Couard, près des Lacs de Neyza, l'autre près du Lac Blanc, montrent une grande parenté (fig.28), ainsi qu'avec les analyses faites précedemment par J. Lameyre sur un échantillon provenant de la Croix de Picheux dans le Nord du massif des Grandes-Rousses, et par Cl.Bordet sur une granulite provenant du massif de la Pointe de Comborsier dans la partie septentrionale du massif de Belledonne.

Les paramètres C.I.P.W. de l'échantillon provenant du Col de Couard sont les suivants:

P I ; q (3)4 ; r I' ; s 2'.

fig.28- TABLEAU COMPARATIF des ANALYSES EFFECTUEES sur des GRANULITES d'ORIGINE DIFFERENTE

	1	2	3	4
SiO_2	73,08	74,80	75,60	74,25
Al_2O_3	13,31	13,80	14,35	13,35
Fe_2O_3	1,85	0,40	1,10	1,77
TiO_2	0,52	0,30	0,10	0,16
CaO	0,41	0,28	0,40	0,72
MgO	0,92	0,30	0,50	0,86
Na_2O	2,15	2,91	2,90	3,52
K_2O	6,52	6,58	4,35	3,03
Perte au feu	1,03	0,55	0,90	1,91
	99,79	99,43	100,20	100,38

1- Col de Couard Sud des Grandes-Rousses
2- Lac Blanc Sud des Grandes Rousses
3- Croix de Picheux Nord des Grandes-Rousse
4- Pointe de Comborsier Belledonne.

ils sont voisins de ceux de l'échantillon provenant de la Croix de Picheux.

p I ; q 3' ; r I' ; s 3

et de la pointe de Comborsier :

p I ; q (3)4 ; r I(2) ; s 3(4)

Chimiquement, cette roche se présente donc avec une norme de granite hololeucocrate alcalin.

Etudiées en diagrammes de Niggli (fig.29); ces différentes analyses montrent une parenté étroite, quoique l'échantillon provenant du Lac Blanc soit légèrement discordant. Celle-ci provient, comme nous l'avons vu, d'un phénomène d'altération météorique superficielle plus intense.

Mises en parallèle avec les analyses faites par Cl.Bordet sur des granites de la série verte et de la série satinée, dans le Nord du massif de Belledonne, celles-ci montrent que les granites de type (1), (11), et (111) proviennent d'un même magma originel qui s'est différencié progressivement.

e) Conclusions à l'étude de la granulite:

Etant donné son degré d'écrasement souvent intense et sa position structurale aberrante, de nombreuses hyptohèses avaient été formulées. Mais compte tenu de :

- l'analogie entre les roches écrasées qui pouvaient prêter à confusion et les roches peu écrasées où la structure est encore discernable;
- de sa localisation dans des zones de dislocations tectoniques;
- du contact brusque avec les roches encaissantes; les contacts diffus, étant à mettre au compte de zones très mylonitisées (on y trouve d'ailleurs les mêmes feldspaths ''roulés'' mais plus petits, alors que la pâte est encore plus fine et se charge en chlorite: l'exemple le plus frappant en est la zone mylonitique, à aspect de schistes verts, qui sépare le granite de la Cascade de la bande granulitique des Petites-Rousses, à l'Ouest du Lac Blanc);

- de la composition minéralogique et chimique qui nous donne une norme de granite alcalin ;

- des phénomènes de continuité qui existent entre les différents magmas granitiques, la granulite représentant le type le plus différencié, nous sommes personnellement conduits à penser que cette granulite constitue la différenciation tardive d'un magma granitique sursaturé en silice.

Le fait que cette granulite apparaît dans des dislocations tectoniques, que certains faciès soient très écrasés, d'autres peu, laissent supposer que :

- le style isoclinal était déjà acquis;

- ces intrusions sont postérieures par conséquent à la phase tectonique majeure, mais en ont subi les répliques.

Le grand degré d'écrasement de ce type de roche est à mettre en relation avec sa composition hypersiliceuse, le quartz étant certainement le minéral résistant le moins bien à l'écrasement.

La granulite a également subi la rétromorphose générale à tout le massif. Signalons d'autre part qu'on la retrouve fréquemment en galets dans le conglomérat de base du Stéphanien.

----oOoo----

LE STEPHANIEN

-0-

TRAVAUX ANTERIEURS.

L'existence de terrains anthracifères est connue depuis longtemps dans le massif des Grandes-Rousses par les travaux de Héricart de Thury (1803), de Scipion Gras (1837), de Dausse (18[illegible]) de Gueymard (1844) et de Ch.Lory(1894).

P.Termier (1894), a précisé les contours du synclinal occidental, l'importance des conglomérats et des orthophyres dans le synclinal oriental, la discontinuité entre le cristallophyllien et le houiller; ce dernier point a de nouveau été signalé par L.Giraud (1952),

Fabre, Feys, et Greber (1950) ont étudié la mine de l'Herpie. J.Lameyre (1957) a analysé d'une manière plus précise les roches éruptives de la partie septentrionale du synclinal oriental. Enfin J.Bellet, P.Corsin et J.Sarrot-Reynauld se sont intéressés à ces terrains.

LOCALISATION : Les conglomérats, grès et schistes du synclinal occidental affleurent tout au long du flanc Ouest du massif des Grandes-Rousses, dans les arêtes rocheuses délimitant les bassins glaciaires de ce versant. Ils s'étendent depuis la base du pic de l'Étendard, au Nord, jusqu'à Vaujany, au Sud, en passant par l'Herpie et le Ponteil. Leur largeur dépasse rarement 500m; ils prennent leur plus grande extension dans la concession de l'Herpie.

Le synclinal oriental s'étend depuis le col de la Croix de Fer, au Nord, jusqu'au Mont de Lans, au Sud. Dans le secteur étudié, il constitue plus particulièrement le flanc oriental de la Croix de Cassini. Il atteint au maximum 1500m. Plus complexe que le premier, il se dédouble, donnant parfois des synclinaux secondaires.

AGE .

La flore abondante des niveaux schisteux et psammitiques permet de dater ceux-ci du stéphanien.

Ch.Lory, Se.Gras et P.Termier signalent les espèces suivantes, trouvées à l'Herpie.

Pecopteris plockeneti
Neuropteris Eordata
Annularia Brevifolia
Annularia sphenophylloides

J.Bellet (1933) trouve dans le synclinal oriental (col de la Croix de Fer ;déterm. Corsin), en plus des espèces précédentes:

Pecopteris polymorpha
Pecopteris eyathea
Lin[illegible] brongniarti
Callipteridium pteridium
Annularia stellata
Sigillaria brardi (fig. 31)
Calamites cisti

Fabre, Feys et Greber (1950) recueillent en outre :

Pecopteris unita

et P.Bordet (1951 ; synclinal oriental; déterm. Corsin) :

Pecopteris hemitelioides
Neuropteris triangularis
Alethopteris grandini
Sphenophyllum emarginatum
Sphenophyllum oblongifolium
Mixoneura Flexvosa
Callipteridium gigas

Enfin, sur l'arête ouest de l'Herpie, j'ai pu recueillir en plus les espèces suivantes (1958 ; det. Greber):

Sphenopteris matheti
Asterophyllites equisetiformis
Cordaïtes
Dorycordaïdes.

Cette flore date de la fin du Stéphanien A, début du Stéphanien B.

PROBLEME DU WESTPHALIEN D.

Des notes récentes de J.Maudour et J.Sarrot Reynauld (1956) tendent à démontrer l'existence de Westphalien D dans le bassin de La Mure. Ces observations ont été étendues aux régions voisines et en particulier aux Grandes-Rousses.

Se basant sur les observations de P.Bertrand, ils distinguent un niveau inférieur au Stéphanien daté, niveau qu'ils jugent westphalien, d'après la flore suivante:

Mixoneura alpina abond.
Pecopteris polymorpha
Pecopteris arborescens ou eyathea
Linopteris sp. Stigmaria sp.
Sphenophyllum majus.

Dans le bassin de la Sarre, le Westphalien D est défini par la présence de :

Mixoneura ovata
Mariopteris

et l'absence de :

Callipteridium pteridium.

Le Stéphanien inférieur, au-dessus du conglomérat de Holz, par la présence de Callipteridium et l'absence de Mariopteris.

P.Bertrand (1926) reconnaissait qu'il était très gênant de ne pouvoir énumérer à côté des Mixonevra des Alpes, un certain nombre d'espèces communes soit au Gard et aux Alpes, soit aux Alpes et à la Sarre. Néanmoins il avait parallélisé ces zones en établissant un niveau à Mixonevra européen, les différentes espèces n'étant, d'après lui, que de simples variétés du type Mixoneuvra ovata Hoffmann sp., originaire de Westphalie.

Depuis P.Corsin et P.Pruvost (1949) ont montré que les différentes espèces correspondent aux stades d'évolution d'une même plante dans le temps: les niveaux du Gard (Molières, Gagnières) sont contemporains du Stéphanien inférieur de la Sarre; les deux niveaux de la Mure sont en conséquence Stéphaniens.

Ces faits sont confirmés par les observations récentes de Bouroz (1950; La Mure), Feys et Greber (1950; Oris et Entraygues), Cl. et P.Bordet (1956; Cevins).

PROBLEME DES SCHISTES CARBURES .

Nous avons déjà signalé l'existence, dans la série cristallophyllienne, de niveaux de schistes carburés, en particulier dans la partie supérieure de la série verte. Ces niveaux ont généralement mieux résisté au métamorphisme; ils ont, de ce fait, entraîné de nombreuses confusions; ces niveaux, de plus, constituent des zones faibles, tectoniquement parlant, et le stéphanien y est souvent trouvé entraîné à la faveur de glissements différentiels (voir chapitre tectonique).

Ce fait est particulièrement visible sur les coupes (fig.30). L'existence d'un métamorphisme de contact dans les schistes ardoisiers, contemporains des schistes carburés, a pu faire croire, ainsi, à la formation de granites post-stéphaniens.

Il faut signaler d'autre part, que des confusions ont été faites souvent entre le conglomérat de base de la série satinée et celui du stephanien, parfois même avec les niveaux détritiques de la série supérieure.

STRATIGRAPHIE .

Celle-ci a été particulièrement étudiée dans le synclinal occidental grace aux trois coupes suivantes (fig.30):

1- à l'est du Lac Blanc, de la cote 2916 vers la cote 3133 (crête des Grandes-Rousses; voir également panorama, fig.)

11- sur la rive droite de la Sarenne, de la cote 1741 vers la cote 2210 (crête)

111- dans les gorges de l'Infernet (vallée de la Romanche) sur la RN 91, entre les cotes 996 et 956.

L'étude de ces coupes fait ressortir ce que nous disions au paragraphe précédent. En effet :

- L'existence de bancs sédimentaires parallèles sur 2000m de dénivellation alors que les séries cristallophylliennes avaient déja acquis leur isoclinalisme;

- l'asymétrie qui ressort de ces coupes;

conduisent à supposer un entraînement de ces couches dans le socle grace à des glissements différentiels dans une zone tectonisée (voir chapitre tectonique). Nous avons néanmoins conservé le terme de synclinal, étant donné ses caractéristiques sédimentologiques.

Dans le synclinal oriental, de structure moins complexe les conglomérats et les coulées volcaniques prennent une grande extension, au détriment des schistes et des niveaux anthracifères.

L'épaisseur totale de ces niveaux n'atteint pas 500m. Nous avons distingué, de bas en haut, un certain nombre de séries:

- conglomérat de base (encore appelé ''gratte'') associé à des arkoses et à des schistes (rares).
- grès massifs, arkosiques.
- alternance de schistes noirs, de psammites et de niveaux d'anthracite.
- tufs et coulées d'orthophyres (uniquement dans le synclinal oriental).

a) Conglomérat de base.

Ces conglomérats polygéniques sont d'épaisseur et de granulométrie variables. Ils sont généralement écrasés. Les éléments vont du bloc de l'ordre du mètre cube jusqu'au gravier. Mais pour un secteur déterminé la granulométrie des éléments grossiers est homogène. Ceux-ci sont de même nature que les roches du socle anté-stéphanien.

Les éléments sont constitués par des galets de quartz blanc, de granulite écrasée, de schistes verts, de quartzite et également de roches sédimentaires (remaniement de sédiments encore meubles). La pâte est arkosique. Nous y trouvons du quartz, de l'oligoclase séricitisé, du microcline, de la chlorite, de la tourmaline, de la séricite, de la calcite, et plus ou moins fréquemment de la pyrite, du rutile, de l'ilménite et du zircon. La majorité des éléments de la pâte sont détritiques.

b) Grès arkosiques .

Ces grès, gris clair à gris sombre, sont souvent associés au conglomérat, plus rarement au conglomérat à blocs. Ils représentent la grande masse des sédiments du synclinal oriental. Nous y retrouvons à peu près la composition de la pâte du conglomérat, avec en plus: biotite chloritisée ou non, muscovite et apatite.

Le quartz est parfois recristallisé autour de certains minéraux et surtout de la pyrite. Ces ''pressure-shadows'', déjà décrits par Harker (1932) et J.Ravier (1957), sont également fréquents dans les séries cristallophylliennes, comme nous l'avons vu, et dans le Trias. J.Ravier interprète ce phénomène comme le remplissage d'une poche d'étirement due à la rotation du cube de pyrite. Pour Harker la pyrite crée une zone ''à l'ombre'' de la pression où le quartz peut recristalliser.

c) Psammites.

Leur composition minéralogique n'est guère différente de celle des grès arkosiques mais les minéraux phylliteux et la tourmaline sont plus abondants. On observe également: biotite et plagioclase plus ou moins séricités.

d) Schistes noirs .

On y observe, au microscope de très fines lamelles de séricite dans une pâte brune, parfois opâque, sans doute argileuse. Cette pâte moule des nodules de minéraux détritiques: quartz, plagioclases, biotite, muscovite, chlorite, zircon, tourmaline et apatite. Ces schistes contiennent des empreintes végétales plus ou moins conservées, et épigénisées le plus souvent par de la séricite. On observe également des ''pressure-shadows'' de quartz autour de la pyrite.

Ces schistes contiennent des couches d'anthracite plus ou moins laminées, d'une épaisseur moyenne de 30 à 40 cm. Ces niveaux ont été également rencontrés en poche, sans doute d'origine tectonique, dans la mine de l'Herpie. L'anthracite exploité était très pur et comportait jusqu'à 96 de carbone fixe et 2 de cendre (analyse B.R.G.M) mais il décrépitait souvent à l'allumage. R.Feys et Ch.Greber ont rencontré à la mine de l'Herpie (niveau 160) des poches de ''molle'', charbon mat, terreux et pulverulent.

e) Complexe volcanique.

Nous pouvons distinguer des coulées et des tufs. Ces roches n'ont jamais été rencontrées dans le synclinal occidental. Les laves sont vert clair; leur éclat est cireux, la cassure est esquilleuse. Les tufs sont souvent mêlés à des apports détritiques.

Au microscope, la structure des laves est microlitique et porphyrique, avec des microlites d'orthose. Les phénocristaux d'oligoclase (An 28) sont saussuritisés. La chlorite est abondante, sans contour précis, épigénisant d'anciennes biotites. Le quartz est visible soit en petits cristaux corrodés entourés de calcite, soit en plages entre les microlites.

Deux analyses anciennes extraites de la monographie de P.Termier (1894), provenant toutes deux d'orthophyres du Chateau Noir, fournissent les chiffres suivants:

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	CaO	MgO	Na2O	K2O	H2O	total
Ech.1	63,4	17,9	8,4	tr.	1,02	1,4	3,96	4,2	0,72	101,00
Ech.2	59,50	11,8	13,1	tr.	2,20	2,7	3,96	4,32	1,55	99,13

Les paramètres magmatiques calculés suivant la méthode CIPW-Lacroix sont:

Ech.1	p 1-11'	q 4	r (1) 2	s 3'
Ech.2	p 1	q 4	r 2	s 3'

ces paramètres rangent ces laves dans le groupe des rhyolites latitiques. Mais ni la composition minéralogique ni la structure ne laissent prévoir un tel resultat. P.Bellair (1948) avait déjà signalé ce fait à propos d'orthophyres du Pelvoux. Dans le Nord du massif J.Lameyre (1957) distingue un ensemble trachytique et un ensemble rhyolitique, accompagné de tufs, qui semble identique à celui situé dans notre secteur.

PROBLEME DU METAMORPHISME.

P.Termier (1894), P.Giraud (1952) et J.Lameyre (1957) ont soulevé le problème du métamorphisme du stéphanien. Pour eux, l'analyse pétrographique met en évidence un métamorphisme superficiel se traduisant par les faits suivants :

- développement de la séricite;
- recristallisation du quartz;
- formation de ''pressure-shadows''.

La présence de minéraux rétromorphosés ne peut constituer un argument, étant donné les apports détritiques. Si nous adoptons le point de vue des auteurs anglo-saxons: A.Harker (1832), F.J Turner, C.Gilbert (1955), et E.Heirich (1956), un métamorphisme léger s'élèverait alors, dans le cas présent, jusqu'aux couches inférieures du Lias. Pour U.Ravier (1957), ces phénomènes sont le fait de roches mécaniquement déformées. Ainsi a-t-il pu montrer que le développement de la séricite était indépendant du métamorphisme pyrénéen, dans les calcaires de l'Albien.

Les sédiments stéphanien des Grandes-Rousses ont subi un écrasement considérable, entrainant les phénomènes suivants: recristallisation du quartz et néoformation de séricite. Ils n'ont pas subi les conséquences de la rétromorphose qui leur est antérieure.

CONCLUSION.

Au stéphanien, la phase intense d'érosion passée, il s'établit un régime cyclique de sédimentation avec un rythme beaucoup plus rapide dans le centre du bassin que sur les bords, signe d'une subsidence relativement importante. La richesse en feldspaths peu roulés, en minéraux phylliteux témoigne de la proximité de la chaîne cristalline en voie d'érosion. La différence des faciès entre les synclinaux occidental et oriental conduit à penser qu'il s'était formé une ride au centre du bassin, les reliefs les plus importants dominant le synclinal oriental. C'est à leurs abords que devaient se situer les volcans qui ont donné lieu aux coulées volcaniques, celles-ci étant inconnues à l'Ouest de cette ride.

De l'étude de ces terrains nous pouvons retirer les conclusions suivantes :

- après le dépot du stéphanien, il y a eu des phases d'écrasement mais non de métamorphisme;
- avant le dépot du stéphanien, il y a eu des phases de métamorphisme, de granitisation, d'écrasement et de rétromorphose, étant donné les caractéristiques des éléments détritiques du conglomérat;
- les séries cristallophylliennes, du moins la série satinée, date au plus du Westphalien.

LE TRIAS

-O-

TRAVAUX ANTERIEURS .

En l'absence d'argument paléontologique la base de la série sédimentaire du massif des Grandes-Rousses a toujours été l'objet de controverses. Par analogie avec des formations similaires du Briançonnais, de la Maurienne et de la Tarentaise, P.Termier (1894) rattache les assises sédimentaires du massif au Trias. Il y différencie trois ensembles :

- poudingues, grès et quartzites
- dolomies et calcaires dolomitiques
- cargneules, schistes bariolés et gypses

et date respectivement les deux premiers du Muschelkalk et le troisième du Keuper.

L'existence du Trias n'avait pas été reconnue par les premiers géologues du massif, P.Dausse (1835) et E.Gueymard (1844) qui attribuaient ces couches à la base du lias. Ch.Lory (1860-64) les suivit, quoique datant déjà les cargneules et les gypses du Trias. Ce n'est que plus tard qu'il y classera également la plus grande partie des calcaires magnésiens. W.Kilian et J.Revil (1904-12) rattachent quant à eux toutes ces formations au Keuper. M.Gignoux et L.Moret (1952) définissent un Trias de ''type vosgien ou germanique réduit''composé:

- à la base de'grès bigarrés''continentaux peu épais
- de Muschelkalk à calcaire dolomitique prédominant
- de Keuper, avec des marnes irrisées accompagnées de dépots salins, de spilites et de cinérites.

Plus recemment J.Lamayre (1958), puis M.Bornuat (1962) et J. Reboul (1962) distinguent de bas en haut un certain nombre de niveaux

- brèches, arkoses et dolomies siliçeuses
- calcaires dolomitiques gris-bleu à patine rousse
- cargneules ocre et lie-de-vin
- brèches à éléments d'argiles indurées
- calcaires dolomitiques gris et blanc
- formations fini-triasiques variées : calcaires oolithiques, calcaires à entroques, argilites, gypses, spilites, cinérites.

Paléogéographiquement, différents auteurs dont R.Barbier (1944-56), arrivent à substituer à l'ancienne notion de ''chaîne virdélicienne ''imaginée'' par Gümbel celle d'une'série de paléoreliefs en perpétuelle évolution'' et dont les effets se poursuivent jusqu'au jurassique moyen.

LOCALISATION .

Sur la bordure ouest du massif des Grandes-Rousses le Trias est constamment présent. Il jalonne la base de la série liasique et de plus on le retrouve en plaçages plus ou moins importants collés à la surface de l'ancienne pénéplaine antétriasique lorsque l'érosion l'a préservée. Sur le pourtour du massif, le Trias recouvre comme un manteau la surface antétriasique et au sommet des hautes falaises cristallines de la vallée de Bourg d'Oisans, il constitue un étroit ruban horizontal de couleur jaune-rougeâtre qui le différencie facilement et du socle et du Lias.

Son épaisseur n'atteint pas 100 mètres et les faciès y sont variés et nombreux. Des roches détritiques, des dolomies, des schistes, des spilites et des cinérites constituent ce premier groupe d'affleurements. Des cargneules y sont également présentes mais leurs caractéristiques mécaniques font qu'elles peuvent aussi bien ''bourrées'' et prendre des épaisseurs assez conséquentes que disparaître.

Les cargneules, gypses , anhydrites et même parfois les dolomies constituent un deuxième groupe d'affleurements. Ces roches ont été soumises à des migrations tectoniques soit vers le bas, dans des fractures du socle, soit vers le haut dans des zones de contact anormal de la couverture.

STRATIGRAPHIE .

En aucun endroit, le Trias de la partie Sud-Ouest du massif des Grandes-Rousses n'offre une coupe complète pour les raisons que nous avons vues précédemment. Néanmoins il est facile de reconstituer la série suivante de bas en haut :

1) brèches, arkoses et parfois dolomies siliceuses;

2) calcaires dolomitiques gris-bleu à patine rousse renfermant fréquemment des niveaux siliceux ou gréseux surtout vers la base

3) calcaires dolomitiques gris, beiges ou blancs;

4) formations finales variées comprenant des argilites et schistes versicolores, gypses, spilites, cinérites, grès, calcaires.. Ces trois derniers niveaux passent souvent latéralement à des cargneules de faciès variés qui peuvent remplacer tout eu partie des niveaux (2) et (3) et ceci d'une manière très irrégulière.

Nous allons décrire maintenant les principaux faciès :

1- Formations détritiques de base .

Leur épaisseur peut atteindre au maximum une quinzaine de mètres mais en moyenne elle est de l'ordre de deux à trois mètres Ces variations soulignent les faibles ondulations de la surface antétriasique, ainsi que les conditions de sédimentation locales régnant alors.

Tout ou partie de ces termes peuvent manquer et la formation immédiatement supérieure repose alors directement sur le socle. Lorsque la série est complète elle comprend de bas en haut :

- une ''arène'' indurée provenant de la décomposition sur place de la pénéplaine hercynienne. Elle peut atteindre au maximum 3 à 4 mètres. Son aspect est celui d'un grès massif, parfois coloré en jaune et dont le mimétisme avec le socle est si souvent parfait qu'il arrive que l'on passe sur ces affleurements alors que l'on croit être encore sur le socle.

Des lambeaux existent disséminés presque partout à la surface de la pénéplaine. Cette arène n'a été que peu transportée car l'on retrouve dans l'ancien cours du Rif Brillant vers 1990 mètres des éléments de quartz filonien dans un grès arénacé très blanc à 20cm du quartz filonien encore en place. Sa composition moyenne comprend du quartz, des phyllites, des feldspaths très altérés et de la limonite. On observe également ces affleurements sur la route D 211 A d'une part à la traversée de la Sarenne au point coté 977 (fig.32) d'autre part entre Armentier et Auris sous les falaises de la côte du Seignet (fig.33).

- des brèches le plus souvent monogèniques, également indurées et atteignant en moyenne une trentaine de centimètres d'épaisseur et au maximum quatre à cinq mètres. Des éléments anguleux de 1 à 20 cm. de diamètre moyen, provenant en général de la roche sous-jacente, y sont reliés par un ciment arkosique parfois ferrugineux, la roche prenant alors une couleur brun-rouge. On y trouve également du quartz filonien en éléments plus ou moins arrondis. Bien souvent ces brèches reposent directement sur le socle comme entre le col du Lac Blanc et le Lac Blanc ou comme au dessus du lac Besson où elles comblent toutes les irrégularités de la surface (fig.34). Leur induration font qu'elles mimétisent parfois le socle sous-jacent. On observe également ces brèches au-dessus de la Villette, sur la route D 211 A lors de la traversée de la Sarenne au point coté 977 (fig.32) ainsi que sous les falaises de la côte du Seignet entre Armentier et Auris (fig.33), dans la combe descendant de la Roche du Pontet vers le point coté 812 sur la route D 211 C (alt. 955m; épaiss. 5m.), et à la croix de Côte-Dure (2420m.) au pied du Grand-Renaud.

- des arkoses dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à 1 m. en moyenne mais pouvant atteindre 10m. comme dans la combe descendant de la Roche du Pontet vers le point coté 812 sur la route D 211 C (fig.35). Elles sont le plus souvent grises; parfois brunes lorsque le ciment est ferrugineux, ou bien bigarrées avec des zones vertes de réduction. Ces minéraux ferrugineux se matérialisent souvent sous la forme de cubes de pyrite pseudomorphosée en limonite. Leur compacité est variable suivant les affleurements mais la granulométrie reste assez régulière. Elles présentent quelquefois un clivage schisteux comme c'est l. cas dans le ruisseau du Roubier vers 1690m au pied des côtes de Poutran. Leur composition moyenne est la suivante: quartz roulé, feldspaths altérés, phyllites (mais en proportion beaucoup moindre que dans l'arène de base), minéraux lourds. J. Lameyre (bibliog.) mentionne des pressure-shadows de quartz autour de cubes de pyrite. A la différence de l'arène de base, le contact avec le socle est relativement net. Parfois comme c'est le

cas près du Lac Noir ou comme au col de Grange Pellorce la teneur en feldspaths diminue et l'on passe à des grès blancs à ciment siliceux. Ces arkoses s'observent au-dessus de La Villette dans la région des Lacs, à la Roche de Jean Barral au Nord-Est de Maronne, sur la route D 211 A au point cote 977 lors de la traversée de la Sarenne (fig.32), à La Ville près d'Auris.

Comme les brèches auxquelles elles passent quelquefois latéralement ces arkoses traduisent des apports détritiques.

- des dolomies siliceuses, compactes et dures, pouvant atteindre une épaisseur de 2m en lits de 10 à 30cm. Les surfaces soumises à l'érosion présentent des aspérités quartzeuses, dégagées par la dissolution de la calcite dont la teneur reste relativement faible. La silice s'y observe en grains détritiques à contours nets ou en amas diffus authigènes. La pyrite plus ou moins altérée y est abondante et donne à la roche une couleur marron foncé. Par endroit ces dolomies peuvent devenir des dolomies sableuses comme c'est le cas dans le ruisseau du Roubier vers 1690m au pied des côtes de Poutran. On y observe alors un certain pourcentage de feldspaths détritiques. Ces dolomies siliceuses sont visibles à l'affleurement dans les gorges du Flumet mais elles prennent leur plus grande extension dans la région des Lacs.

Dans le cas de l'affleurement du ruisseau du Roubier (fig.36) la couche de base du Trias est représentée par un calcaire dolomitique microcristallin siliceux beige clair formant une couche régulière (11) de 1 à 5cm d'épaisseur qui est restée collée sur le socle, ici le granite de la série verte, alors que le reste du Trias a été érodé et forme une petite ''cuesta'' en retrait. Cette couche forme comme une mosaïque sillonnée par des joints détritiques de 1 à 3cm de largeur. Il semble que ces joints correspondent à d'anciens ''mud-cracks'' qui auraient été comblés par une invasion gréseuse rapide représentée par (111).

11- <u>Calcaires dolomitiques à patine rousse</u> :

Ces calcaires dolomitiques sont le niveau le plus constant et le plus caractéristique du Trias du massif des Grandes-Rousses. Ces calcaires se présentent en bancs de 0,15m à 2m et atteignent la puissance maximum de 25m, la puissance moyenne étant de 5 à 10m. Leur couleur varie suivant le pourcentage et le degré d'oxydation de la pyrite cryptocristalline, et va des calcaires dolomitiques à patine jaune (dolomie ''nankin'' des anciens auteurs) à des

calcaires dolomitiques à patine brune (dolomie ''capucin''). Sur la cassure, la roche est gris-bleu clair à gris-bleu foncé.

> Au microscope, on voit une pâte carbonatée très fine avec des amas quartzeux diffus certainement authigènes. La teneur en silice ne descend jamais d'ailleurs en dessous de 15, d'apres Gueymard. La pyrite y est plus ou moins abondante, parfois accompagnée de galènes et de blende en cristaux automorphes. Des éléments détritiques (quartz, feldspaths) sont quelquefois visibles.

On assiste parfois à une transgression directe de ces calcaires dolomitiques sur le socle comme c'est la cas à la Garde et dans la Combe du Pontet. On y observe une véritable incrustation du clacaire dolomitique dans la micromorphologie du socle cristallin. La roche renferme alors des éléments détritiques en abondance provenant le plus souvent du bed-rock ainsi que des quartz et des feldspaths détritiques et parfois des nodules barytiques.

Latéralement ces calcaires dolomitiques à patine rousse passent souvent à des brèches monogéniques à éléments et ciment calcareo-dolomitique. Ces éléments ont un diamètre moyen variant entre quelques cm. et 20cm. maximum. Elles constituent des bancs massifs dont l'épaisseur va de 0,10m à 15m (combe descendant de la Roche du Pontet vers la cote 812 sur la route D 211 C (fig.35). Le ciment se caractérise par une teneur légèrement plus grande en pyrite teneur qui peut exceptionnellement atteindre 90 avec un faible pourcentage de galène et de blende comme c'est la cas dans la combe citée plus haut. Les brèches prennent leur plus grande extension sur le plateau des Lacs mais elles sont également visibles à La Garde, à La Ville, à La Croix de Côte-Dure sous la tête du Grand-Renaud, ainsi que près de la cabane de La Clochette. Ces brèches correspondent à un remaniement du fond marin, suivant un processus décrit par J.Debelmas (biblio. dans le Trias supérieur du massif du Gaulent.

Ces calcaires dolomitiques à patine rousse renferment fréquemment des niveaux de grès intraformationnels assez grossiers, particulièrement plus fréquents et plus importants vers la base de la formation. Ces bancs forment des entablements en relief, le calcaire dolomitique étant plus facilement érodé(fig.37). Ils se présentent soit en lits ayant de 1 à 5cm d'épaisseur qui forment souvent des chenaux avec des figures de stratification entrecroisée particulièrement nettes (fig.37) soit en lentilles pouvant atteindre 2m d'épaisseur.

Ce sont des grès siliceux proches des arkoses, sans phyllites à la différence des roches détritiques de base. On y trouve parfois des galets de dolomie, des nodules de baryte(Lac Cerrelet;Col du Lac Blanc), des minéraux lourds. Ils sont parfois minéralisés (limonite,pyrite). Il arrive même que l'on ait de véritables grès a ciment pyriteux (Combe du Pontet; combe de Leyre; combe de l'Erette).

Ces faits laissent supposer que ces grès correspondent à des formations alluvionnaires qui ont remanié les formations détritiques de base. Ils prennent leur plus grande extension sur le plateau des Lacs.

111- Calcaires dolomitiques gris, beiges ou blancs :

Ces faciès semblent prendre une extension caractéristique dans le nord du massif des Grandes-Rousses. Au nord du col du Glandon J.Lameyre (bibliogr)a pu distinguer ainsi dans le ravin de Techette trois niveaux de calcaires dolomitiques clairs :

1- calcaires dolomitiques blancs à patine grise (0 à 10m)
11- calcaires dolomitiques gris à patine grise (0 à 2m)
111- calcaires dolomitiques blancs à patine blanche (0 à 5m)

Par contre dans le sud du massif, en aucun endroit on ne peut observer des faciès analogues. En fait les faciès équivalents sont nettement moins homogènes, beaucoup plus complexes, correspondant sans doute à une instabilité plus grande des conditions de sédimentation et par conséquent du fond marin. De nombreux phénomènes sont là pour en attester. On observe 5 faciès principaux :

1) des calcaires dolomitiques à patine blanche, en bancs de 0,10 à 2m d'épaisseur et qui peuvent atteindre l'épaisseur maximum de 10m dans la Combe Blanche au-dessus de la route D 211 A entre l'Armentier et Auris. Le pourcentage en dolomie, silice et pyrite est moins élevé que dans les calcaires dolomitiques à patine rousse.

2) des brèches monogéniques, analogues à celles des calcaires dolomitiques à patine rousse mais dont les éléments de calcaire dolomitique sont souvent plus gros. Comme dans celles-ci la proportion de pyrite dans le ciment peut être élevée. On observe ces brèches principalement dans la Combe Blanche et près de La Ville.

3) des alternances de petits bancs de calcaires dolomitiques avec des lits d'argilites brunes, vertes ou violettes. Ce faciès prédominerait plutôt à la base de la série. Il se transforme facilement en une cargneule ''bréchique'' à éléments d'argilites. Ces brèches à éléments d'argilites semblent avoir une extension générale, l'épaisseur croissant régulièrement vers le Nord. Elles sont absentes dans le Sud.

4) des niveaux gréseux gris foncé à patine brune due à l'oxydation du ciment calcaire plus ou moins chargé en pyrite. Ces niveaux prennent une extension considérable dans le secteur du Pontet (fig.35) où ils dépassent parfois 10m d'épaisseur. Par contre il semble qu'ils soient inexistants plus au Nord.

5) des alternances de petits bancs de calcaires dolomitiques avec des lits bréchiques à ciment gréseux. Ces alternances ont une extension paléogéographique légèrement plus grande que les niveaux gréseux précédemment cités. Dans la Combe de l'Erette, à l'est de la Combe Blanche, le ciment devient presque entièrement pyriteux.

Ces 4 derniers niveaux sont affectés parfois par des phénomènes de ''slumping'' et de ''collapse structure'' contemporain ou pénécontemporain de la sédimentation. Les secteurs où s'observe ce phénomène sont généralement les plus minéralisés en pyrite.

IV- Formations finales.

Les faciès sont extrêmement nombreux et varient très rapidement, rendant les corrélations difficiles. Leur épaisseur comme leur position est donc sujette à caution.

On observe les faciès suivants :

1) des faciès détritiques représentés par des conglomérats des grès, des dolomies siliceuses. Ces niveaux forment souvent de petits bancs en alternance avec des calcaires dolomitiques. Les conglomérats sont à galets soit de quartz, de grès rosé ou rougeâtre (témoins d'une émersion probable), soit de dolomies grises ou jaunes.

Le ciment est siliceux, pyriteux, ou parfois cinéritique. Les grès sont généralement très pyriteux et d'extension limitée.

2) des faciès calcaires: calcaires cristallins à débris de Crinoïdes, calcaires oolithiques, calcaires à Entroques, calcaires dolomitiques gris ou jaunes.

3) des faciès schisteux soit calcareo-dolomitiques, soit calcaires avec des cristaux de pyrite qui parfois s'entourent de ''pressure-shadows'' de calcite.

4) des faciès résiduelles constitués par du gypse que l'on ne retrouve que rarement en place (col de Poutran). Il y est alors associé à des cargneules en formations finement rubanées. Le plus souvent il forme des masses chaotiques qui ont ''bourré'' à la faveur des conditions tectoniques (Le Bessay; gorges du Flumer; Les Aiguillettes) On observe également des argilites vertes ou lie-de-vin.

5) des faciès paléovolcaniques: les assises terminales du Trias sont souvent représentées par des coulées volcaniques plus ou moins altérées ainsi que par des cinérites. Ces faciès prennent une extension particulière dans le sud du massif où les coulèes s'épaississent et deviennent plus nombreuses (4 à 5 couches; certaines couches dépassant 10m). On peut les observer en particulier depuis le col de Cluy jusqu'au Petit-Châtain, ainsi que dans le secteur allant du Pontet au Villard Notre-Dame. Les cinérites quant à elles, se présentent sous forme de schistes verts et semblent avoir eu une extension périphérique par rapport aux coulées. On en trouve depuis l'Armentier jusqu'à Petit-Châtain. Ces coulées sont représentées par :

a) des basaltes à faciès paléovolcaniques (''mélaphyres') roches sombres, vertes, rougeâtres, parfois violettes, aux vacuoles nombreuses (diamètre moyen de l'ordre du cm) remplies de calcite et de silice en proportion beaucoup plus faible. Au microscope, dans une structure intersertale, on observe de grands fantômes d'un minéral ferro-magnésien (probablement olivine)chloritisé et serpentinisé soulignés par un liseré noir d'oxydes de fer. On trouve parfois de l'olivine encore conservée. Les feldspaths vont de l'andésine au labrador. On observe également de la calcite, du sphène, de la chlorite fraîche.

b) dans une coulée, des baguettes de néphèline altérées en cancrinite ont été mises en évidence. Les autres constituants sont identiques à la roche précédente. Ce faciès se rapprocherait des ''basanites'' à néphéline.

c) plus fréquemment ce sont des ''spilites'' que l'on rencontre (fig.38). Les feldspaths sont alors des microlithes d'albite que l'on observe dans un fond de calcite et de chlorite. Les autres minéraux sont identiques.

Ces spilites correspondent à l'altération des mélaphyres. Gueymard (1850) a donné une analyse d'un spilite venant de La Gardette, analyse faite après dissolution de la calcite des vacuoles par un acide faible. En comparaison nous donnons la composition moyenne d'un mélaphyre:

	La Gardette	''mélaphyre''
SiO_2	45,50	46-55
Al_2O_3	15,00	18-24
FeO (MnO)	22,50	7-12
MgO	3,00	4-13
CaO	2,50	6-12
Na_2O (K_2O)	non dosée	0,25-1 (K_2O)
Perte au feu	7,40	3,5-6,5(Na_2O)
	95,90	

Nous voyons donc que les minéraux claciciques de la roche (feldspaths surtout) ont cédé leur carbonate de chaux qui s'est ensuite déposé dans les vacuoles. Il se produit en même temps une introduction de Fer qui conduit jusqu'à l'apparition de cristaux de pyrite relativement importants.

d) plus rarement on trouve des faciès paléovolcaniques de dolérites. Au microscope on observe une ''diabase'' à structure ophitique (fig.39). Des fantômes d'anciens pyroxenes chloritisés, des feldspaths alcalins, de la calcite secondaire sont encadrés par de grandes baguettes d'ilménite accompagnées de leucoxène secondaire.

e) ou encore des faciès paléo-volcaniques andésitiques sous forme de ''porphyrites'' à olivine serpentinisée comme c'est le cas à La Gerdette.

Quant aux cinérites, elles sont devenues des schistes vert clair à gris-vert foncé où l'on trouve des minéraux d'origine volcanique.

V- Cargneules -

Ces trois derniers faciès passent fréquemment à des cargneules. Ce sont des roches vacuolaires, friables, de couleur claire (jaune, ocre, brune, parfois lie-de-vin), sans trace de stratification. Elles sont très calcaires mais comportent encore un pourcentage notable de dolomite. Leur teneur en silice peut dépasser 40 (Termier;bibliogr.).Leur forte teneur en calcite laisse supposer qu'il s'agit d'une dédolomitisation des calcaires dolomitiques par des eaux séléniteuses. En surface elles forment des affleurements constitués par une terre jaunâtre de décomposition où les entonnoirs de dissolution et les loupes de glissement sont fréquentes. Ces cargneules passent latéralement et le plus souvent à la partie supérieure à des calcaires dolomitiques à patine rousse et à la partie inférieure à des calcaires dolomitiques gris, beiges ou blancs. Elles s'y confondent d'ailleurs avec les brèches à éléments d'argilites provenant de ce dernier niveau.

Les formations finales du Trias comportent également des cargneules qui sont fréquemment associées à des gypses et à des argilites sous forme de lits finement rubanés. Il semble que ces dernières ne dérivent pas de l'altération d'un niveau dolomitique déterminé mais correspondent à des conditions de sédimentation particulière.

Les cargneules ne doivent pas être confondues avec des ''tufs'' calcaires récents déposés par des sources au voisinage des affleurements triasiques, comme c'est le cas entre La Garde et Huez ou dans le secteur de Grand-Chatain.

Ces faciès qui semblent peu fréquents dans le Sud du massif prennent une extension de plus en plus grande en allant vers le Nord où elles atteignent 20m d'épaisseur et plus.

CONCLUSIONS A L'ETUDE DU TRIAS .

Les faciès triasiques sont donc caractéristiques d'une sédimentation épicontinentale. Mais celle-ci a été particulièrement mouvementée: en effet les niveaux détritiques nombreux, les brèches monogéniques, les phénomènes de slumping et de collapse structure montrent l'instabilité du fond de la mer triasique. Les phases hercyniennes tardives ont donc crée des micro-subsidences autour des hauts fonds balayés par les courants (en particulier La Garde et le Pontet) corroborant les observations de Reboul (1962) sur le synclinal d'Ornon, ces hauts fonds semblent s'aligner suivant une direction Nord-Sud). Ces faits ont des conséquences métallogéniques (chap. Metallogénie p.)

Ces déformations de la paléosurface hercynienne s'accentuent ensuite, donnant naissance au seuil vindélicien, caractérisé dans le secteur étudié par un ennoyage vers le Sud et vers l'Ouest. En effet, nous observons que:

- les niveaux lagunaires sont plus importants au Nord qu'au sud;
- les coulées spilitiques, plus épaisses au Sud qu'au Nord et correspondant vraissemblablement à des épanchements sous-marins (étant donnée les intercalations franchement marines);
- il se produit avec réduction générale d'épaisseur d'Ouest en Est (Grand-Renaud et Croix de Cassini : très faibles épaisseurs du Trias).

Par analogie avec les faciès germaniques, nous attribuons :

- les arènes de base peut-être au Permien ( )
- le début de la transgression au Grès bigarré
- les calcaires dolomitiques à patine rousse, associés à des niveaux détritiques et à des niveaux lagunaires au Wellenkalk - Anhydritgrup.
- le maximum de la transgression au Muschelkalk (calcaire dolomitique gris ou blanc)
- les faciès terminaux au Keuper.

Enfin des émersions locales (Rhétien peu abondant) précédent la transgression liasique.

EVULUTION TECTONIQUE

-o-

TRAVAUX ANTERIEURS.

P.Termier (1897) distinguait un système de plis hercyniens peu accusés, d'un système de plis alpins parallèles et orthogonaux aux précédents, ayant eu pour conséquence le resserrement de l'ensemble. M.Gignoux et P.Lory (1937,1948,1952) redonnent une certaine importance aux failles qui ont littéralement écaillé le socle cristallin, ce que Ch.Lory (1861-64) avait pressenti. J.Lameyre(1958) puis J.Reboul et M.Bornuat (1962) dans leur étude de la couverture sédimentaire, travaillèrent dans cette voie.

Depuis 1950, grâce à Cl. et P.Bordet, l'analyse structurale des massifs cristallins externes a considérablement progressé avec l'interprétation de la structure isoclinale et la notion de ''claveau''.

TECTONIQUE HERCYNIENNE (s.L.)

Nous avons vu lors des chapitres précédents le faciès des différentes formations et leur état d'écrasement souvent intense, il en est de même pour les contacts qui les séparent car ceux ci sont le plus souvent écrasés, ayant fait l'objet de cassures, glissements et laminages multiples. Le principal phénomène tectonique est donc ce resserrement Est-Ouest, ayant eu pour conséquence la formation de séries isoclinales. De ce fait les structures ont disparu, en particulier les charnières et les discordances angulaires, rendant difficile, sinon impossible une interprétation tectonique normale.

Seule l'analyse pétrographique des différents faciès permet de reconstituer la structure dans le massif des Grandes-Rousses; il devient alors necessaire d'avoir recours également aux rapports qui existent entre des faciès semblables, en particulier plus au Nord, dans le massif de Belledonne où les séries sont moins écrasées (Bordet Cl.).

x
x x

Compte tenu de ces différentes données, nous avons essayé de faire une classification chronologique des phénomènes tectoniques:

1- Dépot en faible discordance de la série satinée sur la série verte ayant donc subi des mouvements tectoniques peu prononcés. La série satinée commence localement par un conglomérat de base.

2- phénomène majeur: plissement intense et formation des séries isoclinales. Nous avons vu que la migmatisation et les premières granitisations étaient contemporaines de cette phase. En particulier ces granites se sont développés dans les axes anticlinaux et sont particulièrement écrasés.

La structure isoclinale, légèrement déversée vers l'Ouest est constituée par des bandes Nord-Nord-Est - Sud-Sus-Ouest. Si nous effectuons une coupe théorique, faisant état des faits observés sur les différentes coupes transversales (fig.6 et 8), nous observons un anticlinal double dont les flancs ont subi des laminages ou des répétitions tectoniques. Cette coupe est décrite en détail page dans le shéma d'ensemble.

Ce plissement est du à une poussée dont des témoins précis nous donnent la direction, en particulier les phénocristaux de feldspath du granite syntectonique de la série verte (granite de l'Alpette). L'allongement principal de ces feldspaths est orienté suivant une direction moyenne Nord IO Ouest. Si nous admettons le principe de Riecke, nous devons admettre que la poussée était orientée Nord 80 Est. Cette orientation est d'ailleurs parallèle à la microlineation des roches cristallophyliennes, lorsque le secteur n'est pas trop tectonisé.

Etant donnés les laminages et les répétitions tectoniques qui affectent les flancs des anticlinaux, nous sommes conduits à supposer l'existence de fracturations précoces importantes, représentées principalement par les cinq grandes failles suivantes, parallèles aux axes du plissement (fig.7 et 8) :

I- faille de Bourg d'Oisans (dont l'existence est probable mais qui n'apparaît pas à l'affleurement), séparant la série verte de la série satinée;

II- faille de l'Alpe d'Huez, séparant l'anticlinal de l'Alpetta du synclinal situé plus à l'Ouest;

III- faille des Petites-Rousses, redoublant la série verte supérieure. Elle a fait l'objet de granitisations tardives. Elle a rejoué lors de l'orogénèse alpine et a été plus ou moins silicifiée suivant les secteurs. Elle constitue actuellement une magnifique muraille (fig.40);

IV- zone fracturée des Grandes-Rousses, irrégulière, s'établissant soit entre la série satinée et la série verte, soit dans les schistes ardoisiers de la série verte supérieure. Elle a fait l'objet de granitisations tardives;

V-pseudo-synclinal médian redoublant la série satinée.

3- sur une surface que l'érosion attaque brutalement, le Stéphanien se dépose aussi bien sur la série verte que sur la série satinée. Mais sa répartition est contrôlée par les accidents anté-stéphaniens: ce sont généralement des dépressions de style ''graben'', affectées par des phénomènes de micro-subsidence, où le début de la sédimentation a été relativement violente (cf. conglomérat de base du Stéphanien).

4- ces grabens ont été repris dans une phase postérieure et les sédiments stéphaniens s'y sont trouvés écrasés. Mais ce n'est pas leur seul mode de gisement: ainsi, dans le cas du synclinal occidental de l'Herpie, force nous est de reconnaître qu'il ne s'agit pas véritablement d'un synclinal mais plutôt d'un entrainement de ces terrains, sur une grande hauteur, dans une zone de glissement qui s'établit à la faveur d'un secteur faible du socle (en l'occurence les schistes ardoisiers).

5- puis succède une période d'érosion continentale qui aboutit à la formation de la pénéplaine anté-Triasique. Nous avons vu précédemment que les dépots triasiques étaient conditionnés par des mouvements tardifs hercyniens. Ceux-ci se traduisent par des niveaux détritiques, des phénomènes de slumping et de collapse structure ducs à des microsubsidences contrôlées par le rejeu des accidents hercyniens.

x^x x

Nous verrons d'ailleurs que les mouvements alpins n'ont fait que rejouer suivant les anciens accidents hercyniens. Une fois, en effet, la phase majeure du plissement finie, une fois atteint le stade isoclinale, contemporain de la migmatisation et de la granitisation, eux-mêmes postérieurs au métamorphisme régional, on conçoit que l'ensemble de ces séries ait atteint un degré de rigidité élevé. Compte tenu des fracturations précoces de direction Nord-Sud, seules les cassures longitudinales ou transversales ont eu alors la possibilité de jouer dans ce socle induré.

x^x x

TECTONIQUE ALPINE (S.L)

Il n'y a guère eu de discontinuité entre les mouvements hercyniens tardifs et les mouvements alpins précoces. L'étude des filons hydrothermaux le prouve.

Les études de J.Lameyre et de M.Bornuat ont montré que dans un premier temps la couverture sédimentaire s'était plissée, indépendemment de tout mouvement du socle. L'axe de ce plissement est orienté suivant une direction moyenne Nord IO Est. Puis dans une phase ultérieure, les massifs cristallins externes se soulèvent et se déforment sous l'effet d'une poussée qui a une orientation différente de celle datant de l'orogénèse hercynienne.

x
xx

L'analyse du réseau de failles et de la direction de la schistosité des séries cristallophylliennes montre l'adaptation de la tectonique alpine aux anciennes structures hercyniennes.

Qu'observe-t-on

- des accidents longitudinaux orientés Nord IO Est
- des cassures transversales orientées Nord-Est - Sud-Ouest
- des cassures transversales Ouest-Nord-Ouest - Est-Sud-Est
- des cassures transversales Ouest-Sud-Ouest - Est-Nord-Est

a/ les accidents longitudinaux Nord IO Est.

Selon l'image de M.Gignoux et L.Moret, ils ont dénivelé la pénéplaine anté-triasique en une série de ''marches d'escalier''. La majorité d'entre elles correspond au rejeu d'anciennes fractures hercyniennes. Pour certaines, le compartiment oriental s'est relevé de plusieurs centaines de mètres par rapport au compartiment occidental (fig.40), mais d'autres ont joué aussi en sens inverse, avec un rejeu plus faible. Au fur et à mesure que l'on gagne vers le Sud le rejeu de ces failles s'atténue pour devenir limité au niveau des gorges de la Romanche. La majorité de ces accidents est légèrement déversée vers l'Ouest.

b/ les cassures transversales Nord-Est - Sud-Ouest.

Elles sont particulièrement nombreuses. Elles sont accompagnées de zones broyées, exceptionnellement de minéralisations. Elles décrochent plus fortement les séries cristallophylliennes que la couverture mésozoïque. Ce sont par conséquent d'anciennes fractures hercyniennes.

Le rejeu de ces failles s'imbrique chronologiquement avec celui des failles longitudinales. Ce fait est particulièrement visible dans le cas de la faille des Petites-Rousses et d'une cassure Nord-Est - Sud-Ouest la recoupant à la hauteur de la cascade située à l'Est de la gare terminale du premier tronçon du téléphérique. Le rejeu de la cassure Nord-Est - Sud-Ouest est à la fois plus ancien et plus récent que le jeu de la faille longitudinale.

Il est remarquable de constater que ces cassures ont d'abord joué horizontalement, puis après le dépôt du Trias, ont rejoué verticalement. Cette tendance s'accentue vers le Sud, en particulier dans la vallée de la Romanche. Celle ci s'est d'ailleurs installée dans une zone d'effondrement crée par le rejeu vertical de ces cassures Nord-Est - Sud-Ouest. Les rejets, déterminés par le décalage du Trias sub-horizontal, sont de l'ordre de 300mètres dans le secteur de la Rivoire. Ces cassures s'atténuent dans le Nord du massif, à l'approche de la grande cassure Nord-Est - Sud-Ouest qui décale le massif de Belledonne par rapport au massif des Grandes-Rousses. Le Trias est fréquemment pincé dans ces cassures.

c/ <u>les cassures Ouest-Nord-Ouest - Est-Sud-Est</u>.

Elles sont si nombreuses que nous avons du renoncer à les indiquer sur la carte au 1/20000ème. Nous n'y avons fait figurer que les principales. La majorité d'entre elles n'ont pas de rejet appréciable ni dans le socle ni dans la couverture où elles se prolongent. La plupart des filons sont établis dans ces cassures, mais ceux-ci ne se prolongent pas directement dans la couverture (ou bien sur une très courte distance): un ''chevelu'' filonien s'établit dans la couverture, à l'aplomb du filon ou à proximité.

Dans des secteurs très localisés, ces cassures ont des rejets relativement importants, en particulier celle qui limite le dôme des Petites-Rousses au Nord de celui-ci. Dans certains cas (fig.41, secteur du Villard Notre-Dame), les mouvements verticaux semblent antérieurs au Trias; les mouvements horizontaux, correspondant alors fréquemment à des miroirs de failles horizontaux dans les filons, sont postérieurs et ont du être épisodiques (miroirs de failles parallèles séparés par des remplissages filoniens; La Gardette,Vaujany).

d/ <u>les cassures Ouest-Sud-Ouest - Est-Nord-Est</u>.

Ces cassures qui sont particulièrement nombreuses dans le Nord du massif (J.Lameyre), sont encore fréquentes dans notre secteur. Elles sont minéralisées moins souvent que les cassures précédentes et ne sont jamais accompagnées de miroirs de failles. Leur rejeu est inappréciable.

Individualisation d'éléments du socle: ''les claveaux''.

Si nous nous référons soit aux photographies aériennes, soit à la carte géologique, corroborant les observations faites sur le terrain, on constate que certaines de ces failles ou de ces cassures individualisent des éléments du socle induré qui vont alors jouer pour leur propre compte.

Chacun de ces éléments constitue ce que Cl.Bordet a appelé un ''claveau''. Voici la définition qu'il en donne :''les claveaux sont des blocs essentiellement constitués par le matériel cristallin du socle. Ils sont allongés suivant une direction privilégiée, souvent déformée dans leur masse, limités latéralement par des failles et vers le haut par une surface tectonique de glissement.''

On voit alors que les accidents longitudinaux Nord IO Est correspondent aux flancs des claveaux. Leur terminaison, dans le secteur étudié est soit :

- en coins, par suite de la jonction de deux failles longitudinales;
- en biseaux, le claveau étant sectionné par des cassures transversales Nord-Est - Sud-Ouest (le plus souvent) ou bien Ouest-Nord-Ouest - Est-Sud-Est.

Chaque claveau est ainsi individualisé. On aboutit alors à un débitage du socle en éléments qui peuvent se décaler les uns par rapport aux autres, soit transversalement, soit suivant un processus en '' touches de piano'' contribuant à la surrection du socle.

D'autre part chaque claveau se déforme intimement. La déformation la plus courante se produit par glissement différentiel suivant les plans de schistosité, quelquefois par écrasement. On aboutit ainsi à une déformation en touches de piano poussée à l'extrême, où les lits de la roche se déplacent les uns par rapport aux autres. Généralement le claveau se déforme en voûte, donnant ainsi une fausse apparence d'anticlinal. Le phénomène est particulièrement net dans la falaise du Ribaut (fig.42)

Mais dans le massif des Grandes-Rousses, les claveaux sont déformés en plus par un micro-jeu de cassures orientées de la manière suivante :

- Ouest-Nord-Ouest - Est-Sud-Est
- Ouest-Sud-Ouest - Est-Nord-Est

Ces cassures ne sont souvent espacées que de quelques centimètres. Elles aboutissent ainsi à déformer les claveaux dans leur ensemble d'une façon très progressive. La roche garde généralement la direction de sa schistosité originelle Nord IO Ouest, direction qui est celle également, nous l'avons vu précédemment, de l'allongement principal des phénocristaux de feldspaths du granite axial de la série verte et des migmatites encaissantes. Par le jeu de ces micro cassures, les claveaux tendent à s'orienter suivant une direction Nord IO Est; on a ainsi l'impression que le schistosité du claveau a une direction moyenne oblique par rapport à celle de ses flancs (ce fait est particulièrement net sur la panorama du secteur du Lac Blanc, pris de l'arête de l'Herpie : le flanc du claveau des Petites-Rousses est discordant par rapport à la linéation des schistes de la série verte supérieure, situés à l'Est de ce claveau fig.43).

Joints tectoniques : pseudo-synclinaux.

Les claveaux sont séparés latéralement par des accidents complexes que Cl.Bordet a appelé des''joints tectoniques''. Le plus souvent, ces joints, correspondant dans le secteur étudié aux directions :

- Nord IO Est
- Nord-Est - Sud-Ouest

sont comblés par des terrains sédimentaires: Stéphanien, Trias, parfois Lias.

Il ne faut pas confondre ce mécanisme avec celui du remplissage''per descensum'' de sédiments encore plastiques dans des fissures ouvertes du socle. Le cas a été signalé par P.Bordet (1961) dans le flanc ouest de la Croix de Cassini où de profondes fissures sont comblées par une boue liasique, fossilifère, fluidale, entraînant des éléments de roches appartenant au socle. Le même phénomène se produit sur le plateau inférieur des lacs, au Sud-Est du Lac Besson, où l'on voit les arkoses du Trias comblées des fissures étroites et profondes localisées dans les schistes de la série verte supérieure.

Mais le plus souvent ce phénomène est en rapport avec le mécanisme de [illegible] intime des claveaux. Les terrains sédimentaires son entraînés en profondeur, sur plusieurs centaines de mètres parfois, par le glissement différenciel intéressant un à un les lits du socle. Le fait est fréquent en ce qui concerne le Trias; le Lias plus rarement.

Dans le cas des accidents Nord-Sud, le phénomène est particulièrement visible dans :

- le claveau du Ribaut, au-dessus de La Garde;
- la vallée de la Romanche, à la hauteur de la Rivoire;
- le pseudo-synclinal médian, à l'Ouest de la Croix de Cassini.
- Le secteur situé à l'Est de Bessay (commune d'Oz)

Nous avons vu que le phénomène est analogue pour le Stèphanien. Il faut remarquer à ce sujet que les fractures qui ont englobé ce dernier, ont souvent rejoué à une époque ultérieure. C'est le cas à la mine de l'Herpie où R.Feys et Ch.Greber (1950) ont observé, en galerie, du Trias pincé.

Dans le cas des accidents Nord-Est -Sud-Ouest, on l'observe plus particulièrement dans :

- le déversoir du Lac Blanc
- la combe descendant de la gare d'arrivée du second tronçon du téléphérique.

Localement, certains claveaux peuvent se chevaucher. C'est le cas, en particulier, près du Villard Notre-Dame, où la couverture sédimentaire se trouve coincée sous le granite du Villard Notre-Dame (fig.44).

Diagramme de failles.

Si l'on reporte l'ensemble de ces failles et cassures sur un diagramme, on observe des directions privilégiées (fig.45). Compte tenu de ce que nous savons de la direction de l'ancienne linéation du socle (Nord 10 Ouest), nous pouvons en déduire que:

- la pression maximum était alors orientée Nord 80 Est (''stress maximum!')
- les fractures Nord-Est -Sud-Ouest correspondent à des cisaillements (''shearing stress maximum'')
- les cassures Ouest-Sud-Ouest - Est-Nord-Est fonctionnent en fractures de tension et sont minéralisées. (''stress maximum'').

Mais lors de l'orogénèse alpine, nous avons vu que les plis de la couverture sédimentaire, indépendants du socle, sont orientés suivant une direction Nord IO Est. La direction de la pression maximum a donc changé. Il en résulte une nouvelle orientation du diagramme de failles. On assiste alors à :

- la déformation des claveaux par le jeu des micro-cassures transversales. Les flancs des claveaux deviennent parallèles ou tendent à devenir parallèles à la direction Nord IO Est;
- mais les nouvelles tensions sont contrôlées par les anciennes fractures hercyniennes: en particulier les fractures Nord-Est - Sud-Ouest subsistent toujours en fractures de cisaillement mais avec une amplitude moindre;
- les cassures Ouest-Nord-Ouest - Est-Sud-Est deviennent des fractures de tension importantes (''stress maximum'') et correspondent à des minéralisations.

  Mais les réajustements consécutifs aux déformations intimes des claveaux font que ces fractures de tension fonctionnent épisodiquement en fractures de cisaillement (miroirs de failles dans les filons).

  Des expériences pratiques (menées sur modèle réduit) nous ont montré que lors du réajustement des claveaux, il devait apparaître, en plus du cisaillement, des décalages en ''touches de piano'' dans un plan horizontal (les compartiments occidentaux se décalant vers le Sud par rapport aux compartiments orientaux).

  Or l'étude structurale des filons, en particulier à La Gardette et au Pontet, montre très nettement ces décalages. Ceux-ci ont du d'ailleurs être très progressifs car le filon se ramifie souvent à la hauteur de ces accidents.

COMPORTEMENT DE LA COUVERTURE .

Généralement le Trias reste collé à la surface des claveaux. Le décollement ne s'est fait qu'au niveau des cargneules et des gypses du Trias supérieur. Le Trias inférieur subit, en conséquence, les contre-coups dus à la déformation des claveaux. Il en résulte souvent une fracturation intense qui a favorisé, dans certains secteurs, la minéralisation alpine de ces niveaux.

Au dessus de la surface tectonique de décollement, la couverture n'a subi que les contre-coups de la déformation en grand du socle: bombement Est-Ouest et Nord-Sud s'effectuant suivant de grandes fractures. Ce phénomène va se surimposer au plissement précoce de la couverture.

M E T A L L O G E N I E

-O-

TRAVAUX ANTERIEURS :

Jusqu'ici les minéralisations du massif des Grandes-Rousses n'ont fait l'objet que de descriptions, soit de la part de mineurs comme Schreiber (1784), Hericart de Thury (1807), d'ingénieurs des Mines dont on retrouve les rapports à la Direction des Mines de Grenoble, soit de minéralogistes comme Guettard (1779), Caillaux (1875), Lacroix (1893-1919), ou bien de géologues comme Ch.Lory (1864) ou même des géographes comme Allix (1929). Le plus souvent ce sont des auteurs régionaux, curieux de l'histoire de leur région, qui s'interessèrent à ces vieilles exploitations : Sc.Gras (1837) et surtout Chabrand (1900-14).

Les études récentes sont très spécialisées : Chervet, Geffroy et Weber (1954-62) sur la brannérite de la Gardette. Signalons, bien qu'elle s'interesse au massif de Belledonne, l'étude très approfondie de Ypma (1963) basée sur l'interprétation génétique des inclusions fluides contenant de l'anhydride carbonique.

x^x x

Les indices minéralisés sont nombreux dans le flanc sud-ouest du massif des Grandes-Rousses. Les phénomènes sont complexes et s'étendent, à la fois, dans le socle cristallophyllien et dans

la couverture sédimentaire, affectant des formes très variées. Mais ces gisements sont surtout riches en légendes et pauvres en minerais : aussi dans la recherche de critères génétiques, serons-nous appelés à nous servir d'arguments structuraux plutôt que linéralogiques.

x^x x

DESCRIPTION :

A cette fin, nous adopterons la classification suivante :

leur localisation..... socle cristallophyllien
couverture sédimentaire

leur forme ..... filons
fentes
réseaux filoniens
amas

leur composition minéralogique.

a/ socle cristallophyllien.

I- filons hydrothermaux

Caractères externes : -- localisation --

Ces filons sont répartis suivant trois bandes dirigées Nord-Sud (voir la carte gitologique au 1/50000ème) :

- une bande occidentale, axée sur la vallée de Bourg d'Oisans ;
- une bande centrale établie le long du granite de l'Alpetta ;
- une bande orientale située entre la granulite des Rousses, à l'Ouest, et la série satinée, à l'Est.

Dans ces trois bandes, les filons présentent des caractères analogues. Mais il faut remarquer que les granites les plus tardifs ne contiennent aucun filon minéralisé.

-- orientation --

Nous avons vu au chapitre Tectonique l'orientation des filons minéralisés. Le diagramme de failles montre que ce sont des fractures de tension : elles se répartissent entre une direction Ouest-Nord-Ouest - Est-Sud-Est et une direction Ouest-Sud-Ouest - Est-Nord-Est. Certains filons montrent des miroirs de failles parallèles séparés par des remplissages filoniens dus à des recouvertures successives. Ces phénomènes correspondent, nous l'avons vu, aux réajustements des claveaux lors de l'orogénèse alpine (s.l.). Le pendage de ces filons est généralement vertical ou subvertical,

déversé légèrement vers le Sud.

-- épaisseur --

Elle est généralement très réduite, en moyenne de l'ordre de 5 à 10cm. Mais à la faveur des décalages latéraux dus aux réajustements progressifs des claveaux, ils s'installent des épaississements souvent importants (8 à 10m) correspondant alors parfois à de grandes geodes (La Gardette; St-Victor).

-- hauteur --

Celle-ci reste limitée, la moyenne étant de 80mètres et le maximum de 300mètres. Ils atteignent, engénéral, leur maximum d'épaisseur à l'approche de la paleo-surface hercynienne. Vers la profondeur, ils diminuent d'épaisseur et deviennent rapidement stériles.
Lorsque la couverture triasique est encore en place, on peut constater les faits suivants :

- ces filons sont établis sur des failles qui affectent également la couverture sédimentaire;
- le cortège filonien disparaît généralement au contact de la couverture triasique; parfois on peut le suivre sur 1m ou 2 mais avec une épaisseur qui diminue très rapidement (voir page).
- le plus souvent il s'établit un ''chevelu'' filonien dans la couverture, à l'aplomb des apophyses filoniennes du socle.

Ces phénomènes ne sont pas limités à notre secteur : J.Lameyre, dans le Nord du massif des Grandes-Rousses, l'a déjà remarqué au sujet d'un filon CNO-ESE traversant l'Aiguille Rousse. Cette faille affecte à la fois le socle et la couverture mais ne possède un cortège filonien que dans le socle. P.Ypa fait les mêmes constatations dans le massif de Belledonne, où des filons (region d'Allevard) disparaissent une fois arrivés dans le Trias.

Caractères internes : -- association minéralogique --

Trois phases primaires ont été mises en évidence. Ces phases représentent la succession théorique déduite de l'ensemble des observations faites sur les filons de la partie sud-ouest du massif des Grandes-Rousses. Pour un endroit déterminé on ne rencontre qu'exceptionnellement les trois phases réunies. Par contre une

même phase peut présenter plusieurs récurrences. La phase (111), quant à elle, est généralement incomplète et, d'autre part, ne se répète jamais.

- PHASE (1), correspondant à la paragénèse

Quartz
Pyrite
(Chalcopyrite)
Galène
(Cuivres gris)

-Quartz : toujours laiteux, blanchâtre, souvent gris. Observé à de forts grossissements, il apparaît que les inclusions secondaires sont predominantes. Elles sont généralement vides. Ce phénomène est en liaison avec l'état cataclastique intense de ce quartz. Cet écrasement peut être si poussé que le quartz devient noir, mat, et opaque. Il semble que cette opacification soit due à la multiplicité des cassures. Les constituants fugaces sont inexistants.

-Pyrite : en micro-cristaux, rarement en masses réniformes.

-(Chalcopyrite): rare, subordonnée.

-Galène : en traînées ou en mouchetures fines.

-(Cuivres gris): généralement Tetraedrite argentifère, très rare.

- PHASE (11), correspondant à la pargénèse

Quartz-Barytine
(Pyrite)
Chalcopyrite
Galene
Bournonite
Cuivres gris
Blende

-Quartz : laiteux, blanchâtre, souvent hématoïde et rougeâtre. Les phénomenes d'écrasement sont toujours présents, avec prédominance d'inclusions secondaires. Mais lors des essais d'écrasement, les constituants fugaces s'échappent en abordance et forment des précipités en présence d'eau de baryt ainsi qu'en présence de nitrate d'argent (anhydride carbonique, chlorures).

-Barytine: laiteuse, blanchâtre; formant plutôt des alternances que des associations avec le quartz. Elle semble prédominer dans les parties basses des filons.

-(Pyrite): rare.

-Chalcopyrite: abondante, parfois massive, le plus souvent en mouchetures. Elle a été exploitée à St Victor et à St Florentin pour le cuivre.

Mais on y trouvait un certain pourcentage d'or (20g/T) et d'argent (100g/T)(Mercier;1897).

-Galène : massive, avec des tendances idiomorphes. Des analyses anciennes montrent qu'elles contenaient des pourcentages faibles d'argent et de bismuth.

-Bournonite: en pourcentage faible, mais souvent présente en inclusions dans la galène ou fréquemment en auréole de contact(''réaction rim'') entre la galène et la tetraedrite ou entre la galène et la chalcopyrite (fig.46)

-Cuivres gris: généralement représentés par un tétraedrite argentifère dont l'abondance semble liée à l'existence de la barytine. Cette tetraedrite est en mouchetures fines dans la guangue, parfois massive, jamais automorphe. Elle constituait le principal minerai d'argent dans le cas des mines de Brandes et du lac Blanc.

-Blende : rare, en mouchetures isolées. Elle est très foncée, ferrifère, mais sans exsolutions.

- PHASE (111) correspondant à la paragénèse

Quartz-Calcite-Barytine
Brannérite
Chalcopyrite
(Galène)
Or

-Quartz . hyalin, en cristaux allongés, la face p étant très développée et donnant naissance au faciès ''bec de flûte'' caractéristique du gisement de la Gardette. Il faut remarquer à ce sujet que les faces p sont sensiblement parallèles entre elles pour une même géode. Le mâcle de la Gardette y est rare (mâcle du Japon). Les géodes sont remplies d'argiles ocres ou l'on trouve des cristaux de quartz bipyramidés longs et très fins.

-Calcite : peu abondante par rapport au quartz mais peut former des cristaux rhomboédriques assez volumineux.

-Barytine: crêtée, tardive, souvent implantée sur les cristaux de quartz.

-Brannérite: titanate complexe contenant en particulier de l'uranium et du thorium; cristaux prismatiques noirs, pouvant atteindre 1cm de long et 1mm de large. On l'observe généralement en gerbes dans le quartz (fig.47 et 48) mais on la trouve également dans les sulfures ou associée à l'or. Cette brannerite a été découverte en 1954 par J.Geffroy à la Gardette. Les mesures d'âge effectuées par dosage Pb/U ont donné un résultat de 50 à 60 millions d'annees (Crétacé-Eocène). Les méthodes isotopiques étaient impraticables en raison des faibles quantités traitées.

-Chalcopyrite: elle forme des amas granulaires à tendances automorphes A la Gardette, implantés sur les cristaux de quartz, on a trouvé des sphénoèdres striés pouvant attiendre 8cm.

- (Galène) : rare, à tendance automorphe.
- Or : granuleux ou lamellaire, parfois ramuleux ou dendritique mais alors il est d'origine supergène. On l'observe implanté sur le quartz ou englobé dans celui-ci. Fréquemment il se développe au voisinage de la brannérite ou sur la galène, ou il s'insinue à la faveur des clivages.

-- structure et texture --

La phase (1) montre une structure cataclastique intense;
La phase (11) montre également des caractères analogues mais beaucoup moins développés. Dans les structures les plus écrasées, les minerais sont très finement disséminés dans la gangue écrasée.

La phase (111) est caractérisée par sa fraîcheur et la beauté de ses phénocristaux.

Dans la phase (1) la texture est toujours rubannée.

La phase (11) est quelquefois rubannée, le plus souvent mouchetée par des plages minéralisées de dimentions réduites.

La phase (111) présente des formes drusiques. Le pourcentage des minerais y est très faible. Ceux-ci sont sous forme de mouchetures.

Les microstructures montrent essentiellement des successions simples.

Les phénomènes de remplacement sont généralement dus à des altérations supergènes.

-- altération --

- zone oxydée: à ce niveau il se forme de la goethite et de la lépidocrocite qui pseudomorphosent la pyrite (fig.49), entourent d'un halo la chalcopyrite, ou bien s'insinuent en veinules entre les grains de quartz. On observe également la formation de malachite, d'azurite et d'autre part de cérusite et de pyromorphite.
- zone de cémentation: le phénomène le plus courant est la formation supergène de chalcocite et de covellite, remplaçant sélectivement la chalcopyrite en veinules indentées. D'autre part la covellite peut remplacer la galène (fig.50; Brandes) sélectivement, la chalcocite remplacer la pyrite.

Bien souvent il s'est produit des oscillations et l'on voit par exemple (fig.51; Les Jasses) :
-une première phase de cémentation : des veinules de covellite et de chalcocite remplacent sélectivement la chalcopyrite en grandes plages; la chalcocite a commencé à remplacer la pyrite automorphe à la faveur des fissures.
-une phase ultérieure d'oxydation : les pyrites automorphes sont pseudomorphosées par un gel d'hydroxydes de fer (goethite et lépidocrocite).

Plus rarement on assiste à un phénomène de concentration supergène de l'or, associé à de la chalcopyrite, bornite, chalcocite et covellite, enrichies d'une manière identique. Le cas en est typique dans les niveaux supérieurs de la Gardette. Ces enrichissements se produisent particulièrement dans les étranglements du filon.

-- salbandes, épontes --

Les salbandes sont pratiquement inconnues dans tous ces filons Par contre nous avons vu que les géodes sont presque toujours comblées par des argiles ferrugineuses.

Les épontes sont généralement pyritisées, parfois silicifiées. La disparition des ferro-magnésiens, au contact du filon, est fréquente et est en relation avec la phase (1). Il arrive que le mur ou le toit du filon soit constitué par une zone mylonitisée; cette zone écrasée est alors séparée du filon lui-même par une zone silicifiée (Les Jasses).

11- fissures à quartz, sidérose et oligiste

On rencontre presque exclusivement dans la série satinée des fissures minéralisées par l'association suivante :

- quartz en prismes allongés, généralement de petite taille et très chargés en chlorite ;
- oligiste en lamelles, associées en ''eisenroses'';
- sidérose massive.

Ces fissures se rencontrent particulièrement, dans le secteur étudié sur la crête de l'Herpie, sur le flanc oriental, et au col de Sarenn. Leur épaisseur n'excède jamais une vingtaine de centimètres et leur longueur une dizaine de mètres généralement.

111- fentes ''alpines''

Ce type de minéralisations a fait l'objet de recherches et descriptions de Groth (1885), associé au guide Albertazzo de Bourd d'Oisans. Ces fentes, larges au plus de quelques dizaines de centimètres et longues de quelques mètres, semblent localisées dans

les bordures des massifs granitiques ayant subi des phénomènes de mobilisation tardive (granite du Villard Notre-Dame; granite du Clapier) ou a des migmatites (Plan des Cavales). Dans le secteur étudié, ces fentes n'ont jamais été rencontrées dans la couverture mésozoïque.

Les principaux gisements sont ceux de la falaise du Villard Notre-Dame, des Rochers d'Armentier au-dessus du Vernis, des gorges de la Romanche sous le hameau de la Balme et au-dessus du Clapier, dans la région du lac de Lafare.

Trois types principaux de paragénèses ont été mis en évidence et sont cités ici par ordre décroissant de fréquence:

1- Minéraux guides : épidote
Minéraux accessoires : pyrite
Minéraux ubiquistes : quartz, chlorite, calcite, orthose, adulaire, albite.

11- Minéraux guides : épidote, axinite
Minéraux accessoires : prehnite, stilbite, heulandite, muscovite.
Minéraux ubiquistes : orthose, adulaire, quartz, calcite, chlorite, albite.

111- Minéraux guides : anatase, brookite
Minéraux accessoires: sphène, ilménite
Minéraux ubiquistes: quartz, orthose, adulaire, calcite, albite, chlorite.

Ces fentes restent relativement rares et ne peuvent se comparer en densité à celles que l'on observe dans le massif de l'Aar-Gothard et dans la vallée de Binnenthal. D'autre part nous n'avons jamais observé d'altérations au voisinage de ces fentes. Les études entreprises sur le quartz généralement hyalin de ces fentes, montrent l'importance des constituants fugaces dans leur constitution.

L'absence totale de ces minéralisations dans la couverture sédimentaire, leur répartition, leur richesse en constituants fugaces semblent indiquer que ces phénomènes sont en relation avec une séquence pneumatolytique tardive (Deicha ; 1960).

x^x^x

b/ couverture sédimentaire.

1- amas pyriteux dans les couches triasiques.

Tous les auteurs qui nous ont précédé ont signalé l'existence de la pyrite dans l'ensemble des faciès triasiques des massifs cristallins externes. C'est un phénomène général, régulier, qui prend parfois une extension considérable. Les amas minéralisés, que nous avons découverts, sont situés à des niveaux différents du Trias mais semblent liés entre eux par des phénomènes résultant des déformations de la paléosurface hercynienne. Aussi reprendrons-nous l'étude du Trias niveau par niveau :

-1- formations détritiques de base: nous avons vu l'existence d'arènes où l'on assiste, par endroit, au démantèlement de filons quartzeux préexistants. Il n'existe pas de concentrations importantes mais en bordure de zones où il y a lacune de ces formations (haut-fonds), la teneur en pyrite augmente.

-11- calcaires dolomitiques à patine rousse: ce niveau est constant et est aussi celui qui contient le pourcentage de minéraux ferrugineux le plus régulier, donnant à la formation sa couleur caractéristique. La pyrite crypto-cristalline est accompagnée exceptionnellement de galène.

Ces calcaires dolomitiques précèdent ou passent latéralement à des brèches monogéniques ou à des grès intraformationnels. Ces faciès contiennent par endroit des amas très importants

- les brèches contiennent de la pyrite dans leur ciment. Sa teneur peut atteindre, en certains cas 90 , accompagnée d'un faible pourcentage de galène et de blende.
- les grès sont de deux types:
  . un grès à petits galets de quartz reliés par un ciment plus ou moins pyriteux avec des traces de galène. Parfois des nodules de barytine crêtée s'y développent, atteignant 7 à 8cm de diamètre.
  . des éléments pyriteux arrondis, plus ou moins fragmentés, reliés par un ciment siliceux plus ou moins chargé en pyrite, avec très rarement de la galène.

-III- calcaires dolomitiques gris ou blancs : la teneur en pyrite y est beaucoup moins élevée que dans les calcaires précédents. Mais nous observons, de même, des brèches monogéniques et des grès intraformationnels, tous deux minéralisés d'une manière identique et parfois importante.

-IV- les formations finales montrent également la présence de pyrite dans des niveaux détritiques, des schistes à nodules de calcite entourant un noyau pyriteux, des niveaux spilitiques.

Les amas minéralisés les plus importants se trouvent donc dans des brèches monogéniques et des grès intraformationnels de deux

formations différentes :

- calcaires dolomitiques à patine rousse
- calcaires dolomitiques gris ou blancs

Ces faciès se sont développés en eaux peu profondes; les courants sous-marins remaniaient soit des vases dont la diagénèse avait à peine commencé (brèches monogéniques), soit d'anciennes formations détritiques. L'apparition de phénomènes de slumping, de collapse structure, associés à des épaississements rapides (microsubsidences), révèlent l'instabilité de ces fonds marins. Or ces secteurs instables sont les plus minéralisés.

Si nous relions ces faits à la paléogéographie de la pénéplaine hercynienne, on constate que :

- ces faciès se localisent en bordure des haut-fonds;
- lorsqu'on s'éloigne du haut-fond, ce sont des niveaux de plus en plus haut stratigraphiquement qui sont minéralisés, si bien que sur une même verticale les deux niveaux cités précédemment ne sont jamais minéralisés également.

Ces faits semblent indiquer que les minéralisations se localisent à l'aplomb des flancs des haut-fonds et qu'au fur et à mesure des dépots successifs le haut-fond s'élargit et rejette vers l'extérieur les zones de pente instables. Ce type de formations est particulièrement significatif autour des haut-fonds de la Garde et du Pontet, sans que l'on puisse les mettre en relation, étant donné la coupure de la vallée de Bourg d'Oisans.

II- filons et réseaux filoniens dans les couches triasiques

Ces filons et réseaux filoniens sont localisés au voisinage des apophyses filoniennes du socle cristallophyllien. Deux types qui peuvent coexister ou non, ont été mis en évidence :

1- la continuation sur une très faible distance de certains des filons du socle cristallophyllien (à la faveur de la continuation des accidents dans la couverture). Cette distance n'excède guère 1 ou 2 mètres tandis que l'épaisseur diminue rapidement. Ce phénomène est sans doute lié à la différence de compétence entre les roches cristallophylliennes et les roches triasiques.

Les minéralisations sont identiques à celles rencontrées dans les filons du socle, mais nous n'observons que les paragé

nèses de type (11). Les paragénèses de type (1) ne continuent pas dans le Trias. La paragénèse la plus couramment observée est la suivante :

Quartz-Barytine
(Pyrite)
Chalcopyrite
Galène
(Bournonite)
Cuivres gris(argentifères)

mais il se produit de nombreuses oxydations :

Goethite, Lépidocrocite, malachite, azurite

et parfois des enrichissements supergènes :

Covellite, Chalcocite

La blende n'a jamais été rencontrée. Pyrite et galène restent rares. Les filons présentent les mêmes structures : rubannées ou bien mouchetées. La roche encaissante, et principalement la dolomie, est recristallisée et silicifiée sur une faible épaisseur.

11- la présence d'un réseau de veinules et veines minéralisées rayonnant dans les couches triasiques autour des apophyses filoniennes du socle et pouvant se développer assez loin (plus de 30m). Ces veines et veinules dont l'épaisseur va du mm au dm, n'ont généralement pas de directions privilégiées mais sont guidées par les cassures, les diaclases, ou même les contacts entre les différentes couches de la couverture (fig.52; Plan des Cavales). Bien souvent elles recoupent les formations minéralisées antérieurement. La paragénèse observée est la suivante :

Quartz
Pyrite
Blende
Galène
(Bournonite)

Le quartz y est très limpide. La structure montre une recristallisation en peigne, souvent drusique. Les textures en cocarde sont fréquentes. On observe généralement plusieurs récurrences, les veinules se recoupant les unes les autres. Au fur et à mesure les blendes deviennent moins ferrifères; les dernières sont jaune très clair. (fig.53 et 54).

III- filons à quartz, calcite, dolomie et barytine.

Des filons tardifs sont fréquents dans le Trias et le Lias. Ils sont le plus souvent liés à des fissures de tension. La paragénèse la plus courante est la suivante :

Quartz
Calcite
Dolomie
Barytine

Les textures géodiques sont courantes. Les minéraux peuvent y atteindre des tailles relativement grandes, en particulier le quartz et la calcite. Nous avons ainsi mis à jour des cristaux de quartz atteignant plus de 10cm de diamètre et 15 cm de long, des cristaux de calcite ayant jusqu'à 30 cm d'arête. Le quartz est généralement soit en cristaux courts, trapus, limpides, soit en cristaux courts également mais plats et minces. La calcite est soit en rhomboèdres blancs, soit en scalénoèdres blancs-jaunâtres. La dolomie est en rhomboèdre, ou bien en assemblages à faces gauches (dolomie en selle). La barytine est en cristaux tabulaires ou en intercroissances avec le quartz.

Les inclusions à libelle mobile observées montrent des températures de formation faibles (moins de 100 degrés).

CONCLUSIONS à l'étude de la METALLOGENIE .

Deux grands types de minéralisations ont donc été mis en évidence :

1- filons hydrothermaux.
11- amas minéralisés dans le Trias.

Les filons hydrothermaux sont liés à des fractures d'extension qui sont apparues lors de l'orogénèse hercynienne.

La structure écrasée des premiers dépots, leur absence dans le Trias, la zonalité des filons, tout porte à supposer que les premières minéralisations (phase 1) datent de l'orogénèse hercynienne, les minéralisations plus tardives (phase 11 et 3), en majeure partie ont été contrôlées par ces fractures antérieures. Les phases 2 et 3 montrent une évolution longue et complexe dont on connait le point terminal (Crétacé - Eocène : Braunérite de la Gardette).
Les phases 11 et exceptionnellement 3, se continuent dans le Trias, mais la différence de compétence les a considérablement amoindries.
La masse filonnienne principale s'arrête généralement très vite mais elle irradie autour d'elle un réseau de veinules qui s'insinue à la faveur des cassures provoquées par la déformation structurale des claveaux.

Il semble que l'ordre de cristallisation soit inverse dans le Trias et dans le socle.

La paragénèse du socle semble indiquer, d'après sa teneur en anion, que des minéraux de haute température se soient déposés après des minéraux de basse température; le phénomène est inverse dans les veinules minéralisées qui rayonnent autour des apophyses filonniennes dans le Trias. Cette inversion de température semble pouvoir être mise en liaison avec les faits observés plus à l'Ouest par P.Ypma : celui-ci a mis en évidence, grâce en particulier à l'interprétation génétique des inclusions fluides contenant du CO_2, et à l'analyse de la teneur en Manganèse des sidéroses, la rejuvénation lors de l'orogénèse alpine des anciens gîtes hercyniens.
En résumé, il serait possible de retracer l'évolution métallogénique suivante :

1- phase hydrothermale en liaison avec les phénomènes granitiques tardifs de l'orogénèse hercynienne.

Ecrasements tardifs.

..... Démantèlement des filons par l'érosion permo-triasique.

2- Concentration sédimentaire des minéralisations à la faveur des courants autour des haut-fonds de la mer triasique.

..... Enfouissement sous la mer mésozoïque.

Phases posthumes hercyniennes.

3- Phase II et rejuvénation progressive.
Infiltration des minéralisations dans la couverture.

..... entrecoupées de phases d'écrasement et d'ouverture dues aux phases alpines précoces.

4- Phase III tardive

..... Surrection des massifs externes.

FACULTE des SCIENCES BIBLIOTHEQUE PARIS

CONCLUSIONS GENERALES

-O-

On peut résumer ainsi les principaux traits de l'histoire géologique du massif des Grandes-Rousses :

OROGENESE HERCYNIENNE (S.L.) :

Existence probable d'un socle ancien (antécambrien ou Paleozoïque inférieur). On en retrouve les traces dans les conglomérats des séries vertes et satinées.

Dépot de la série verte, série mixte en partie sédimentaire, en partie volcanique. Les caractéristiques de cette série la placent sur la bordure d'un geosynclinal en voie d'affaissement.

Elle ressemble fortement à la série de la Brevenne décrite par J.Peterlongo dans les Monts du Lyonnais (1958). La série verte serait alors, par analogie, devonienne.

xxxxx Discordance : phase bretonne ( )

Dépot de la série satinée, commençant localement par un conglomérat de base; série de type flysch.

Cette série représente sans doute le Culm. Il y a fort peu de chances que cette série soit du Westphalien car celui-ci n'est pas métamorphique dans le Briançonnais.

FACULTE DES SCIENCES BIBLIOTHEQUE PARIS

xxxxx Phase majeure sudète :

1- Métamorphisme général et développement de structures orientées qui favorisent la migmatisation d'une fracturation précoce, contemporains

2- Granitisation et Migmatisation contrôlées par la formation des grandes structures isoclinales. Ecrasement intense.

xxxxx Phase asturienne ( ), décelée dans le Briançonnais ... dans l'accomplissement de la phase majeure, granitisations tardives. Métallogénie : phase (1). Rétromorphose tardive. Préformation des claveaux.

Erosion importante et brutale : dépot du STéphanien dans des grabens contrôlés par la structure isoclinale. Activité volcanique dans le secteur oriental.

xxxxx Phase saalienne :

Pincement des synclinaux stéphaniens et entrainement en profondeur à la faveur de glissements entre les claveaux. Ecrasement important.

Erosion (permienne) conduisant à la formation d'une pénéplaine et dépot du Trias épicontinental. Métallogénie : amas syngénétiques contrôlés par les haut-fonds. Mouvements posthumes hercyniens contemporains de ces dépots.

Invasion progressive de la mer jurassique. Enfouissement du socle au fond d'une mer lentement comblée par les sédiments secondaires. Métallogénie : les filons subissent les contrecoups des mouvements briançonnais; ceux-ci vont aller en s'amplifiant jusqu'à l'Eocène. Formation des phases (11) et (111)

xxxxx Plissement autonome de la couverture (phase anténummulitique)

xxxxx Surrection du massif, accompagnée d'écaillages et de décollements de la couverture, à partir de l'Eocène.

- 0 -

B I B L I O G R A P H I E

ALLIX (A.), 1929.- Un pays de haute-montagne: l'Oisans. Etude géographique. Paris, A.Colin.

ALLIX (A.), 1929.- Métaux précieux et chercheurs de fortune en Oisans.Rev.Univer. Lyon- T.II- p.127.

BARBIER (R.), 1948- Les zones ultra-dauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère.Mém.serv.carte geol.Fr.

BARBIER (R.), 1956.- L'importance de la tectonique anté-nummulitique dans la zone ultra-dauphinoise au Nord du Pelvoux: la chaîne arvinche. Bull.soc.geol. Fr. p. 335.

BELLAIR (P.), 1948.- Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois.T.1-le haut massif.Mem.serv.Carte geo.

BELLAIR (P.), 1957.- Les métamorphismes superposés des massifs cen traux alpins.C.R.A.S. t.245, n 25, p.2337.

BELLET (J.), 1933.-Note sur la flore stéphanienne des Grandes-Rousses.Assoc.fr. avancem. des sc.- Congrès de Chambéry.

BELLIERE (J.), 1951.- Les équilibres minéralogiques alpins dans le massif du Mont-Blanc.Ann.soc.geol.Belg.T.74,p.143.

BERTRAND (P.), 1926.- Les gisements à Mixoneura de la région de St Gervais-Chamonix.Bull.soc.geol.fr.T.26, p.38.

BERTRAND (P.),1935-37.- Tableaux des flores successives du Westphalien supérieur et du Stéphanien.2 cong. avanc.stratigr carbonifère, Heerlen.- T.1. p.73. Maestricht.

BLANCHARD (R.), 1943.- Les Alpes occidentales.T.III Grenoble Artha

BORDET (P.etCl.), 1952.- Sur la géologie des massifs des Grandes-Rousses et de Belledonne. C.R.A.S.T.234,n.11, p.1187.

BORDET (Cl.), 1952.- Sur l'interprétation comme diapirs descendants de certaines bandes de terrains secondaires pincées dans les massifs cristallins externes des Alpes. C.R.A.S. T.235, n 14, p.732.

BORDET (P. et Cl.), 1953.- Sur la présence de carbonifère anté-stéphanien dans la série cristallophyllienne du massif de Belledonne. C.R.A.S. T.236, n 3, p.305.

BORDET (P. et Cl.), 1953.- Sur la structure des massifs cristallins externes des Alpes françaises. CRAS, T.236, n 5, p.500.

BORDET (P. et Cl.),1953.- Remarques sur l'orogénèse hercynienne dans les Alpes. C.R.A.S. T.236, p.722.

BORDET (P. et Cl.), 1954.- Sur l'existence d'un élément structural hercynien commun aux massifs de Belledonne, des Grandes-Rousses et du Pelvoux. C.R.A.S T.238, n 7, p.830.

BORDET (P. et Cl.), 1955.- Sur la géologie de la galerie Isère-Arc. (Savoie). Bull. soc.geol. fr. (6), T.5. p.349.

BORDET (P. et Cl.), 1956.- Répétitions isoclinales et granitisations dans deux séries cristallophylliennes anciennes(Alpes françaises et Maures).C.R.A.S. T.242, p.387.

BORDET (P. et Cl.), 1956.- Les formations cristallophylliennes des massifs externes entre l'Arc et la Bonne.Bull.serv.carte geol. Fr. T.54, n 250, p.17.

BORDET (P.), 1961.- Particularités géologiques du ''synclinal médian dans le Sud du massif des Grandes-Rousses.C.R.Somm.Soc.Geol. Fr. (2), p.44.

BORDET (Cl.), 1961.- Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne.Mem. serv. carte geol. Fr.(These ing. Doct.).

BORDET (P.) et CORSIN (P.), 1951.- Flore stéphanienne dans le massif des Grandes-Rousses. C.R somm. soc.Geol. Fr., p.73.

BORNUAT (M.), 1962.- Etude de la couverture sédimentaire de la bordure sud-ouest du massif des Grandes-Rousses.Trav.Lab.Geol.Grenoble, T.38, p.146.

BOUROZ (A.) et CORSIN (P.), 1950.- Sur l'âge du Houiller du bassin de La Mure (Isere) et de la zone externe des Alpes. C.R.A.S. T.230, p. 2035.

BUFFAULT (P.), 1936.- Minerais et exploitations minières du Dauphiné. Rev. gen. des sciences (15/7/36)

BUFFIERE (J.M.), 1961.- Les formations cristallines de l'extrêmité nord-ouest du massif du Pelvoux. D.E.S., Grenoble.

CAILLAUX (A.), 1875.- Minéralisations de la France. T.1, p.162 et 178. Paris, J.Baudry.

CHABRAND (E.), 1900.- Les mines d'or des Alpes dauphinoises.Biblioth. scientifique Dauphiné. Grenoble, Drevet.

CHABRAND (E.), 1906.- Venues métallifères des Alpes delphino-savoisiennes.Essai de synthèse métallogénique. Assoc.fr.pour l'avanc. des sciences. Congrès de Lyon.

CHABRAND (E.), 1914.- Coup d'oeil général sur la géographie minière des Alpes dauphinoises.Ann.soc.tourist. dauph. p.193.Grenoble.

CHERVET (J.),GEFFROY (J.)et WEBER (R.),1954.- La brannérite du gisement aurifère de la Gardette (Isere).Sa signification géologique.Bull.soc.fr.min.cristall. T. 77, p.LIV.

CHERVET (J.),GEFFROY (J.)et WEBER (R.), 1957.- Précisions sur la brannérite de la Gardette (Isère).Présence possible de turnérite. Bull.soc.fr.min.cristall. T.80, p.Ll.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.),1925.- Continuité de la tectonique hercynienne dans le massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. Bull.soc.geol.Fr. T.25,p.541.

CORBIN (P.),et OULIANOFF (N.),1926.- Sur les éléments de deux tectoniques hercynienne et alpine observables dans la protogine du Mont-Blanc. C.R.A.S. T.182, p.935.

CORBIN (P.) et OULIANOFF(N.),1926.- Les contacts éruptifs et mécaniques de la protogine et leur signification pour la tectonique du Massif du Mont-Blanc. Bull.soc.géol.Fr. T.26,p.153.

CORBIN (P.) et OULIANOFF(N.),1929.- Zone mylonitique à orientation hercynienne dans le massif du Mont-Blanc. C.R.A.S. t.188, p.642.

CORBIN (P.) et OULIANOFF(N.),1934.- Signification tectonique des filons de quartz dans les massifs granitiques. C.R.somm.Soc. geol. Fr., p.102.

CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.), 1930.- Observations sur le métamorphisme de contact produit par la protogine du Mont-Blanc. Bull.soc.geol. Fr., p.563, t.30.

DAUSSE (R.), 1835.- Essai sur la constitution et la forme de la chaîne des Rousses en Oisans. Mem. soc.geol.Fr. T.II, n 6.

DAUSSE (R.), 1840.- Forme et conditions de la chaîne des Rousses en Oisans. Bull.soc.Scient. de l'Isère. T.1, p.216.

DEBELMAS (J.), 1953.- Les brèches du Trias supérieur dans le massif du Gaulent au Sud de Brainçon pres de l'Argentière. Trav.Lab. Geol. Grenoble.

DEICHA (G.A), 1955.- Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Paris, Masson.

DEICHA (G.A), 1958.- Contribution à l'étude de terrains d'actions pneumatolytiques d'âge alpin: résultats d'observations dans les Alpes lépontiennes.Bull.soc.geol.Fr.(6),T.8, p.633.

DEICHA (G.A),1960.- Distillations et condensations fractionnées des fluides géochimiques d'origine profonde.Bull.soc.geol.Fr., (7) T.II, p.64.

ELLENGERGER (F.),1954.- Migmatites d'âge permien dans la zone houillere briançonnaise.C.R.somm.Soc.Geol.Fr., p.54.

FABRE (J.),FEYS (R.) et GREBER (Ch.),1950.- Rapport B.R.G.M. A 241. (Mine de l'Herpie, Isere).

FABRE (J.),FEYS (R.) et GREBER (Ch.),1955.- L'importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales.Bull.soc.geol.Fr. (6), T.5, p.233.

FAURE-MURET (A.), 1955.- Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mem. serv. carte geol. Fr.

FLUSIN (G.), JACOB (Ch.)et OFFNER (J.), 1909.- Etudes glaciaires, géo graphiques et botaniques dans le massif des Grandes-Rousses. E.G.I., p.33.

FLUSIN (G.), JACOB(Ch.), 1910.- Travaux topographiques et glaciologiques dans le massif des Grandes-Rousses. La Géographie, T.21 p.1.

GEFFROY (J.), 1963.- La brannérite du filon aurifère de la Gardette. Bull.soc.Fr.min.cristall. T.86, n 2.

GIDON (P.), 1952.- Les embûches des massifs cristallins. Ecailles et synclinaux inapparents. Trav. Lab.Geol. Grenoble,T.30,p.127.

GIDON (P.), 1954.- Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientales et méridionales du massif du Pelvoux. Trav.Lab.Geol.Grenoble. T.31.

GIGNOUX (M.), 1946.- Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des massifs cristallins de la zone alpine exrene. Bull.soc.geol.Fr. (5), t.16, p.631.

GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1940.- Les conditions géologiques du barrage du Chambon-Romanche. Trav.Lab.Geol.Grenoble.T.22, p.45.

GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1944.- Géologie dauphinoise. Grenoble, Arthaud ed.

GIRAUD (P.),1952.- Les terrains métamorphiques du massif des Grandes Rousses.Bull.soc.Geol.Fr. (6), t.II, p.379.

GONNARD (F.),1906.- Observations sur le quartz du Dauphiné. Bull.soc, fr.min.cristall. T.29, p.294.

GONNARD (F.) et OFFRET (A.),1893.- Note cristallographique sur l'axinite de l'Oisans.Bull.soc.Fr.Min.Cristall. T.16, p.75.

GRAS (Sc.), 18 .- Mémoire sur le terrain anthracifère des Alpes de la France et de la Savoie. Ann.Mines.

GRAS (Sc.), 1837.- Notice historique sur l'exploration des Mines de l'Oisans. Extr. Rev.Dauphiné.

GRIGORIEV (D.P.), 1960.- The origin of quartz as a fissure mineral of the Alpine type with special reference to occurences in the U.R.S.S. Cursillos y referencias.Fasc.VII, Instituto Lucas Mallada (Espana). p.63.

GROTH (P.),1885.- Die Minerallagerstätten der Dauphiné.Sitzungsber. der math. phys. Klasse d. Bayer. Akad.d.Wissensch.

GUETTARD (M.), 1779.- Mémoire sur la minéralogie du Dauphiné.Paris.

GUEYMARD (E.), 1844.- Statistique générale de l'Isère.

HAUDOUR (J.) et SARROT-REYNAULD (J.), 1956.- Sur l'âge et l'extension des terrains houillers dans la terminaison sud de Belledonne (dôme de la Mure et régions annexes). Leurs rapports avec le socle cristallophyllien.Bull.soc.geol.Fr. (6), T.6, p.335.

HAUDOUR (J.),et SARROT-REYNAULD (J.),1956.- Le houiller et les schistes carburés du dôme de la Mure et des régions annexes (âge et extension). C.R.A.S. T.242, n 19, p.2381.

HERICART de THURY (L.), 1807.- Exploitations immémoriales des montagnes d'Huez en Oisans. Journ. Mines. T.22, n 130.

KILIAN (W.), 1908.- Révision de la feuille de Lyon au 1/320000ème. (étude des dépots de transport dans la vallée de la Romanche).C.R collab. carte geol. n 68, p.160.

KILIAN (W.) et REVIL (J.), 1904.- Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Mem.serv.carte geol. Fr.

LACROIX (A.), 1893-1913.- Minéralogie de la France. Paris, Béranger.

LAMEYRE (J.), 1957.- Etude de la partie nord du massif des Grandes Rousses, Trav.lab.geol.Grenoble. T.34, p.83.

LORY (Ch.), 1860-64.- Description géologique du Dauphiné. Bull.soc. scienti.Isère. T.V,VI,et VII

LORY (Ch.), 1889.- Etude sur la constitution et la structure des massifs cristallins des Alpes occidentales. Mem. rédigé sur l'inv. du congrès geol. interN. Londres;1888.- bull. soc. sc. Isère (3), t.14, p.175.

LORY (Ch.), 1929.- Sur la structure de la chaîne de Belledonne et de sa bordure. C.R somm.soc.geol.Fr. p.234.

LUGEON (M.), 1911.-Sur l'existence de deux phases de plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales.C.R.A.S. t.153, p.842.

LUGEON (M.), 1946.- À propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin. Bull.soc.geol.Fr. (5), t.16, p.609.

MICHEL (R.) et DEBELMAS (J.), 1961.- Silicifications par altérations climatiques dans les séries alpines. Trav.lab.geol.Grenoble. T.37, p.7.

MORET (L.), 1951.- Un nouveau style tectonique: les synclinaux fermés et inapparents des massifs cristallins externes des Alpes occidentales. C.R.A.S. t.233, p.1404.

MOUGIN (P.), 1927.- Variations historiques du glacier des Rousses. E.G., t.VI, p.139.

ORCEL (J.), 1924.- Révision de la feuille de St Jean de Maurienne. Bull.serv.carte geol.Fr. T.28, n 155.

PARKER (L.R.),1960.- The fissure deposits of the Swiss Alps. Cursillos y conferencias, fasc. VII, p.91,Instituto Lucas Mallada. Espana.

PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.), 1944.- Nouvelles observations sur la carrière de Feug (Haute-Savoie).C.R.somm. soc.geol.Fr.p.129

PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.),1951.- Les idées nouvelles en pétrographie et l'étude du métamorphisme alpin. Extr.Bull.suisse de min. et pétrogr. t.31.

PETERLONGO (J.),1956.- Les schistes cristallins de la région lyonnaise. Bull.facul.sc. Univer.Clermont.

PRUVOST (P.) et CORSIN (P.) 1949.- Westphalien supérieur et stéphanien inférieur. C.R.A.S. T.229, p.1284.

RAVIER (J.), 1957.- Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. These, Paris.

REBOUL (J.), 1962.- Etude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du massif du Grand-Renaud et du Pic d'Ornon. Trav.lab.geol.Grenoble. T.38, p.121.

RICOUR (J.),1952.- A propos de la chaîne vindélicienne.C.R.somm. soc. geol.Fr., p.242.

RICOUR (J.),1961.- Contribution à une révision du Trias français. These Paris.

ROUTHIER (P.), 1963.- Les gisements métallifères. Paris, Masson.

SAUTEREAU (G.), 1897.- Les mines d'or en France. Note sur la situation géographique et la valeur des gisements aurifères et argentiferes de la Gardette. Paris, Dubuisson.

SCHREIBER , 1784.- Plusieurs notes provenant du Journ. de Physique (mai 1784) et du bull.soc.Sc.Isère (1), T.1.

STALDER (A.H), 1961.- La minéralisation et les inclusions du quartz des ''fentes alpines'' de la région de la Grimsel (massif de l'Aar). Conf.inéd.à la soc.fr.géochimie (22/4/61).Paris.

TERMIER (P.), 1894.- Le massif des Grandes-Rousses.Bull.serv.carte geol.Fr. T.lV, p.169.

TERMIER (P.), 1897.- Sur le graduel appauvrissement en chaux des roches éruptives basiques de la région du Pelvoux.C.R.A.S., t.124, p.633.

TERMIER (P.), 1898.- Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. Bull.soc.geol.Fr. (3),t.26, p.165.

TERMIER (P.), 1903.- Sur les trois séries cristallophylliennes des Alpes occidentales. C.R.A.S. t.133, p.964.

TOBI (A.C), 1958.- Sur les roches cristallophylliennes de la bordure ouest du massif de Belledonne. C.R.A.S. T.247, p.104.

VATHAIRE (J.Cl.), 1958.- Synclinal houiller occidental du massif des Grandes-Rousses. Rapport B.R.G.M.

VATHAIRE (J.Cl.), 1961.- Observation de quelques phénomènes de recristallisation dans les massifs cristallins externes (Oisans). Trav.lab.geol.Grenoble. t.37, p.129.

VERNET (J.), 1950.- Aspects structuraux de la surface du Cristallin dans la partie occidentale du massif du Pelvoux. Bull.serv. carte geol.Fr.n t.49, n 232.

VERNET (J.), 1952.- Au sujet du comportement des massifs cristallins externes dans l'orogénèse alpine.C.R.somm.soc.geol.Fr., p.114.

YPMA (P.), 1963.- Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metalliferous province.(thèse).Leyden Univer.