

Etude structurale du versant occidental du Massif du Grand Paradis (Alpes Graies)

par J.-M. BERTRAND¹

SOMMAIRE. — Ce massif ancien est formé de deux ensembles lithologiques superposés dont les rapports sont encore mal élucidés. Une granitisation complexe a affecté, avant l'orogénèse alpine, la série la plus profonde et épargné la supérieure (« gneiss minuti » de Bonneval). Ces granites ont été transformés en orthogneiss par les déformations d'âge alpin.

L'aspect actuel du Grand Paradis doit principalement à la tectonique et au métamorphisme alpins ; les structures antégranitiques sont presque complètement effacées.

ABSTRACT. — This basement massif is made up of two lithological formations, the relations of which are not still very clear. Before the alpine orogenesis, a complex granitisation affected the deepest sequence and not the upper one (Bonneval « gneiss minuti »). These granites were transformed in orthogneiss by alpine deformations.

The actual state of Gran Paradiso formations is mainly the result of alpine metamorphism and deformations. Antegranitic structures are almost entirely disappeared.

PLAN DE L'ETUDE

INTRODUCTION.

1^{re} PARTIE : *Aperçu stratigraphique.*

- I. Les Schistes lustrés.
- II. Le « Trias ».
- III. Ensemble de Bonneval.
- IV. Ensemble des gneiss ocellés du Grand Paradis.

2^e PARTIE : *Analyse pétrographique des différentes séries.*

- I. Le problème des gneiss minuti.
 - A) Les gneiss à faciès Bonneval.
 - B) Les gneiss albitiques de la série ancienne.
 - C) Les gneiss minuti rétro-morphiques.
 - D) Les mylonit gneiss.
 - E) Comparaison de ces différents faciès.
- II. La série antégranitique.
 - A) Les séries prasinitiques.
 - B) Les séries détritiques et volcaniques acides.

III. Les gneiss ocellés et les faciès granitiques.

- A) Evolution du granite à proximité des contacts.
- B) Les enclaves.
- C) Etudes des feldspaths des gneiss ocellés.
- D) Le granite leucocrate de l'Aiguille de Bonneval.
- E) Les leptynites porphyroïdes.
- F) Conclusion : Morphologie anté-alpine des granites du Grand Paradis.

3^e PARTIE : *Tectonique et métamorphisme.*

- I. Le métamorphisme alpin.
- II. Les déformations d'âge alpin.
 - A) Grands plis de la première phase.
 - B) Plis de deuxième phase.
 - C) Evénements tardifs : microflexures et fentes alpines, failles et écaillages.
 - D) Tectonique des Schistes lustrés.
 - E) La tectonique alpine. Discussion.

III. Indices de déformations et d'un métamorphisme anté-alpin.

- A) Les minéraux résiduels.
- B) Les structures antégranitiques.

CONCLUSIONS.

¹ Attaché de recherches au C. N. R. S., C. R. Z. A., Faculté des Sciences de Montpellier.

Cet article constitue le résumé et la mise à jour d'un D. E. S. préparé au Laboratoire de Géologie structurale du Professeur F. ELLENBERGER (Orsay), et soutenu en mai 1966.

Aux arrières du pays briançonnais, entouré de toutes parts de Schistes lustrés piémontais, apparaît le grand dôme gneissique du Grand Paradis. L'étude détaillée de la partie française qui forme, en amont de Bonneval-sur-Arc, la haute Maurienne, puis de multiples reconnaissances dans les vallées de l'Orco et de la Stura de Vallegrande (province de Turin), de la Savara et du Valnontey (province d'Aoste) nous permettent de proposer un schéma structural du versant occidental du massif (se reporter à la carte géologique hors texte, commune à l'article de R. CABY et à celui-ci).

A la suite de R. MICHEL, nous avons tenté de retrouver, au travers du masque alpin, la trame des événements anciens. R. MICHEL (1953) avait distingué dans les schistes cristallins du Grand Paradis deux séries : l'une, anté-alpine, polymétamorphique, dérivée d'une série sédimentaire ancienne, transformée par le métamorphisme hercynien en migmatites (gneiss œillés) et en ectinites

(gneiss minuti) ; la seconde, affectée uniquement par le métamorphisme alpin, correspond aux Schistes lustrés. La rétro-morphose des ectinites anciennes, peu sensible (métamorphismes successifs sensiblement isozonaux), serait accompagnée par une importante métasomatose sodique liée au métamorphisme alpin.

L'étude des déformations et du métamorphisme alpin dans les Schistes lustrés, dont l'âge mésozoïque déjà connu depuis longtemps (S. FRANCHI, 1925) vient d'être confirmé par les découvertes paléontologiques de F. ELLENBERGER, A. MICHARD et C. STURANI (1964), et la confirmation du caractère « granitique » de la plupart des gneiss œillés du Grand Paradis² nous permettent de proposer un schéma sensiblement différent de celui de R. MICHEL, où les modifications de tous ordres causées par la « tempête alpine » tiennent une plus grande place.

PREMIERE PARTIE

APERÇU STRATIGRAPHIQUE

Un bref aperçu stratigraphique va nous permettre, tout en anticipant sur certaines conclusions, de poser les problèmes concernant les rapports stratigraphiques et géométriques des différentes formations. L'étude pétrographique et tectonique formera les deux autres volets de cette note.

D'emblée, quatre ensembles lithologiques peuvent être définis : les Schistes lustrés, les marbres et cargneules mésozoïques, l'ensemble de Bonneval, l'ensemble des gneiss œillés du Grand Paradis. Cette lithostratigraphie va donc être précisée (faciès et rapports des ensembles entre eux) et des hypothèses chronologiques énoncées.

I. — Les schistes lustrés.

C'est la formation mésozoïque la mieux caractérisée. Marginaux par rapport au Grand Paradis,

notre objet n'est pas de les étudier en détail : ils nous serviront néanmoins constamment comme terme de comparaison pour définir le style et les modalités des déformations et du métamorphisme alpin.

En Val de Suse, A. NICOLAS (1966) définit une stratigraphie des Schistes lustrés qui peut être étendue, aux complications tectoniques près, au versant Ouest du Grand Paradis.

D'après cet auteur, la succession stratigraphique normale est la suivante :

- A — marbres phylliteux associés à des quartzites phylliteux ;
- B — calcaires phylliteux homogènes ;
- C — calcschistes.

Il écarte l'hypothèse métasomatique pour expliquer l'abondance d'albite dans certains faciès et lie au contraire ce minéral, qui est surtout abondant dans l'ensemble C, aux premières manifestations volcaniques de la fosse piémontaise.

² Déjà suspecté depuis longtemps (H. P. CORNELIUS, 1936 ; E. RAGUIN, 1930 ; G. B. DAL PIAZ, 1928).

Pour notre part, nous retrouvons ces faciès dans la région de Bonneval, mais ils sont, en général, séparés par des accidents cisailants importants qui masquent leurs rapports. En particulier le massif de l'Albaron formé essentiellement de serpentinites, de prasinites rubanées et de calcaires, est entièrement disharmonique par rapport aux structures des Schistes lustrés de l'Iseran ; dans le premier cas on observe de lourds plis couchés souples, tandis qu'à l'Iseran prédominent les lames isoclinales avec développement d'une intense foliation de plan axial. Entre ces deux unités, le contact, visible au-dessus de Bonneval, est de type cisailant, tardif par rapport aux plis.

II. — Le « Trias ».

Un âge triasique a été traditionnellement attribué³ aux petits affleurements de marbres, souvent intimement associés à des cargneules bréchiques (brèche tectonique où l'on trouve fréquemment des éléments de calcschistes métamorphiques). En effet, l'association *locale* de quartzites, de marbres phylliteux et de cargneules ressemble fort à la trilogie triasique briançonnaise. Mais on ne la retrouve pas toujours : on a appelé « quartzites » au col des Evettes, une leptynite porphyroïde qui fait partie intégrante du socle gneissique, les quartzites sont souvent absents (col du Nivolet) ; le rôle tectonique des cargneules, déjà souligné par F. ELLENBERGER, leur permet de s'infiltrer dans toutes les surfaces de discontinuités et en particulier dans le contact des gneiss et des Schistes lustrés.

Ces remarques nous conduisent à garder une prudence extrême pour l'attribution d'un âge triasique à *tous* les lambeaux de marbres phylliteux et de dolomies épars (ils sont très discontinus) à la surface supérieure du socle gneissique. Si un âge triasique est très vraisemblable pour la petite coupe du Plan Sec (d'ailleurs unique en son genre), nous ne savons que penser des autres affleurements de calcaires, parfois associés à des quartzites (mais nous connaissons aussi de telles roches dans la série gneissique). Pour ces derniers un âge liasique ou Malm serait aussi possible.

Force nous est donc de le souligner : aucun argument définitif n'existe pour l'instant, mais

l'association quartzites-marbres nous semble souvent fortuite.

Un niveau est pourtant caractéristique. Il se retrouve, avec ou sans quartzites, à la base de presque toutes les coupes (à l'exception de celle du Plan Sec) : il s'agit d'un micaschiste vert à chloritoïde et grenat contenant accessoirement du glaucophane. Ce niveau d'épaisseur variable (quelques cm à quelques mètres) sert en général d'intermédiaire entre le socle gneissique (quartzites albitiques au plateau des Loses, gneiss œillés à la Rocca Bianca) et les marbres et dolomies plus ou moins transformées en cargneules.

Deux coupes vont nous permettre de préciser la diversité de ces séries calcaires :

A) Coupe du plateau des Loses (Trias douteux).

De bas en haut on note les niveaux suivants au-dessus des gneiss albitiques très quartzeux du sommet de « la série de Bonneval » :

- quartzites (23 m). Minéraux accessoires : albite, microcline, glaucophane, apatite, biotite acajou, épidote, calcite ;
- micaschiste à grenat et chloritoïde contenant du glaucophane et de la clinozoïsite ;
- en disharmonie sur les niveaux précédents reposent des marbres phylliteux, très recristallisés (20 m environ). Ces marbres contiennent accessoirement un mica blanc pseudo-uniaxe, du quartz, de l'épidote et une chlorite blanche à biréfringence élevée.

B) Coupe du Plan Sec (Le Montet) (Trias probable).

Les affleurements triasiques jalonnent le contact entre la série du Montet et le coussinet de cargneules qui, du plateau des Reys au col de Gontière, forme la base tectonique des Schistes lustrés. Au fond du cirque de Plan Sec on observe un petit synclinal couché (d'axe N 310) dont le flanc normal montre la coupe suivante :

1° à la base, affleurent, sous forme de boudins discontinus, des *quartzites* très légèrement albitiques où l'on trouve, accessoirement, en très faible quantité :

- de la zoïsite, du mica blanc pseudo-uniaxe, de la chlorite, du rutile et de la calcite, et du grenat.

³ E. RAGUIN ; F. HERMANN, 1930.

Ces quartzites ont environ 1 m de puissance au lac de Gontière.

2° 10 cm de *micaschistes rouges* colorés par de l'hématite et composés de :

— quartz prépondérant ; albite poecilitique en très petite quantité ; mica blanc pseudo-uniaxe non déformé, très abondant. Accessoirement : petits grenats, leucoxène, apatite, calcite et ankérite ;

3° quelques mètres de *marbre* blanc très laminé à granules et filets dolomitiques ;

4° 1 m de marbre clair à zones siliceuses séparé des précédents par un délit occupé par un micaschiste albitique ;

5° un niveau très fin, laminé, de *micaschiste vert* composé de :

— quartz et albite poecilitique relativement peu abondants (proportions variables suivant les échantillons) ; amphibole bleu-vert (actinote), chlorite verte en lamelles, biotite vert-kaki-brun, mica blanc pseudo-uniaxe et clinozoïsite formant à peu près les deux tiers de la roche ; accessoirement on y trouve des grenats, de la calcite et de la magnétite. Il s'agit donc d'un véritable micaschiste prasinitique, très peu différent de certains faciès de la Série verte du Montet ;

6° 1 m de *marbre saccharoïde* à nombreux délits phylliteux ;

7° 5 m de *marbres et dolomies* finement zonées (dolomies « varvées »).

D'après des renseignements oraux de J. GALLI et R. CABY, certains faciès de cette dernière coupe ressemblent beaucoup à ceux de l'Anisien briançonnais. En particulier les marbres blancs à petits délits et granules dolomitiques et les dolomies « varvées ». Le niveau de micaschiste prasinitique pourrait être l'équivalent du niveau d'émergence à composition cinéritique décrit par ces auteurs (1964). Mais cet « air de famille » ne doit pas faire oublier le fait que ce Trias est extrêmement réduit : en additionnant le « Werfénien » et l'Anisien on ne trouve que 25 m d'épaisseur totale, alors qu'ils atteignent plusieurs centaines de mètres dans le Briançonnais le plus interne. Si ce Trias présente certaines similitudes avec celui du domaine briançonnais, il en diffère donc notablement par son épaisseur.

III. — Ensemble de Bonneval.

Parmi les « gneiss minuti » des auteurs⁴ il est nécessaire de distinguer, par ses faciès et par son extension, une série qui correspond à une unité structurale particulière. En effet, en gardant le sens communément admis par les géologues alpins au terme de « gneiss minuti » (gneiss fin riche en albite et en mica blanc verdâtre), ce faciès existe partout et nous verrons plus loin qu'il s'agit d'une convergence due à la rétro-morphose alpine, les roches originelles pouvant être fort différentes.

L'ensemble de Bonneval affleure exclusivement dans le compartiment le plus occidental du massif, séparé du corps principal de celui-ci par la grande faille de l'Ecot. Il peut être défini :

- par la monotonie relative de ses faciès ;
- par l'absence de granitisation ;
- par l'allure monométamorphique des assemblages minéraux.

On peut y distinguer trois sous-ensembles de bas en haut :

a) Les gneiss à *faciès Pont de la Lame* dont le type est pris dans le lit de l'Arc en aval de l'Ecot. Ce sont des gneiss œillés clairs, dépourvus de biotite, alternant avec des gneiss albitiques fins.

b) Les gneiss « à *faciès Bonneval* », définis par R. MICHEL, sont des gneiss albitiques à petits yeux de microcline peu abondants.

c) La partie supérieure de la série de Bonneval, de composition moins homogène, est formée de roches de teinte souvent brune où alternent des faciès riches en quartz, des micaschistes albitiques et des gneiss albitiques. Ce faciès passe progressivement vers le haut par enrichissement en quartz, en quelques dizaines de mètres, aux quartzites réputés triasiques.

L'âge de cet ensemble pose un problème délicat (dont le massif du Grand Paradis n'a pas l'exclusivité). Il apparaît, sans qu'une discordance basale ait pu être observée (la faille de l'Ecot nous masque les rapports de cet ensemble avec celui des gneiss œillés), comme un « plastron » de roches monométamorphiques d'âge alpin, dont l'origine volcanique ou volcano-détritique acide est probable (voir 2^e partie), reposant sur un socle granitisé. Il semble

⁴ Carte géologique d'Italie, feuilles Aoste, Gran Paradiso, Ivrea.

donc s'agir d'un complexe volcanique acide post-orogénique : A. AMSTUTZ (1964) pour les gneiss albitiques du Grand Paradis et P. VIALON (1966) pour les gneiss de Luserne (ensemble de Dronero), dont la ressemblance avec les gneiss de l'ensemble de Bonneval est frappante, admettent un âge permien pour ces ensembles. Nous émettrons simplement, sans vouloir prématurément choisir, une autre hypothèse : il existe, non loin de nous, au rebord oriental du Massif Central, un complexe volcanique acide très bien daté par des flores fossiles (Viséen) qui présente, semble-t-il, des caractères très semblables, au métamorphisme alpin près, aux « gneiss minuti » des Alpes internes.

IV. — Ensemble des gneiss œillés du Grand Paradis.

Les gneiss du Grand Paradis forment un dôme : nous avons déjà montré qu'il s'agissait d'un dôme de foliations qui correspondent tantôt à l'agencement de la lithologie, tantôt au plan axial des grands plis couchés alpins⁵. Le versant occidental se présente donc comme un ensemble de structures isoclinales complexes où les surfaces lithologiques sont d'ailleurs tronquées au sommet du dôme par le contact de base des Schistes lustrés sans qu'il y ait pour autant discontinuité de foliation : de vastes feuillets de gneiss œillés (nous verrons plus loin qu'il s'agit surtout d'orthogneiss dérivant d'anciens granites) et des séries non granitisées à grand développement latéral dessinent les structures plissées.

La série antégranitique, qui occupe un volume très restreint en comparaison des faciès œillés, peut être divisée en 5 groupes sans qu'il soit possible, pour l'instant, de la classer en un ensemble cohérent⁶ :

1) *La série du Carro* présente la plus grande extension : on la suit en effet, sans discontinuité notable, depuis l'Ouille de Trièves (vallée de l'Arc) jusqu'à Cogné en passant par le col du Nivolet, la punta Chandelly et la punta Leiser.

On y trouve, en association constante :

— un niveau de gneiss fins rétro-morphiques (type

gneiss minuti) associé à des gneiss œillés pauvres en biotite ;

— un ensemble de prasinites, de gneiss prasinitiques et de gneiss albitiques.

2) *La série des Evettes.*

Localisée au pourtour du Mont Seti et à l'Aiguille de Bonneval, elle est formée de roches claires, bien stratifiées, où les termes d'origine volcanique sont abondants. Un niveau caractéristique de chloritite à chloritoïde et grenat permet de la suivre.

3) *La série prasinitique du col de la Disgrazia et du col de Sea.*

Cette série peut être l'équivalent de la série du Carro, mais elle est beaucoup plus riche en roches vertes (prasinites) et contient localement des marbres.

4) *La série de Valsavaranche.*

Cette série est formée essentiellement de mica-schistes de teinte rose (riches en hématite) et accessoirement de prasinites et de gneiss albitiques.

5) *La série du Montet.*

Par sa position structurale elle constitue un cas particulier : en effet, elle semble en contact anormal sur les autres termes du socle. Ce contact, souligné par des mylonites, se suit depuis la Mandetta (au-dessus de l'Ecot) jusqu'à la Cime du Carro et se retrouve à la punta del Inferno. Par contre les faciès sont tout à fait semblables à ceux des autres séries prasinitiques du Grand Paradis : très riche en roches vertes, elle ressemblerait plutôt à la série du col de la Disgrazia et du col de Sea.

Ces éléments représentent les restes d'une série ancienne antérieure aux granites (contacts de granitisation à enclaves fréquentes). Elle peut être comparée aux paragneiss qui affleurent, associés aux orthogneiss et aux gneiss œillés d'autres massifs : ensemble des « gneiss glanduleux » de Dora Maira (P. VIALON, 1966) et zone de Furgg dans le Massif du Mont Rose (P. BEARTH, 1952 ; G. V. DAL PIAZ, 1966), et peut être, plus loin de nous, à la « série de la Brevenne » définie par J. M. PETERLONGO (1958) qui est caractérisée par un volcanisme de type spilite-kératophyre, un métamorphisme faible et une granitisation importante.

⁵ J. M. BERTRAND, P. SALTOT (1966).

⁶ Nous garderons pour chacun des termes décrits (qui affleurent en feuillets isolés au sein des gneiss œillés) le terme commode de « série ». L'ensemble de ces séries constituant la série antégranitique du Grand Paradis.

DEUXIEME PARTIE

ANALYSE PÉTROGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTES SÉRIES

I. — Le problème des gneiss minuti.

R. MICHEL (1954) considérait ces faciès comme résultant du métamorphisme ectinitique hercynien d'une série détritique, affectée ultérieurement par une intense métasomatose sodique d'âge alpin. Dans les Alpes autrichiennes, des faciès identiques ont été étudiés par C. EXNER qui conclut au rôle prépondérant du laminage tectonique en conditions de métamorphisme (phylloinites), dans la genèse de ces roches. Dans le cadre limité du Grand Paradis nos observations nous conduisent à distinguer, pour un même faciès pétrographique, quatre types de gisement qui correspondent à des types génétiques différents.

Les composants principaux de toutes ces roches sont toujours : du quartz, de l'albite, du microcline, un mica blanc légèrement pléochroïque vert pâle-blanc à angle d'axe très faible (phengite). Certains critères microstructuraux ou paragenétiques permettent cependant de les définir plus précisément et d'émettre quelques hypothèses quant à leur origine.

A) Les gneiss à faciès Bonneval.

Cet ensemble qui a, peut-être, une valeur stratigraphique est, nous l'avons déjà dit, caractérisé par l'association de gneiss albitiques fins, parfois ocellés, et de gneiss ocellés à phengite avec prédominance du premier terme.

1) Les gneiss albitiques fins (faciès Bonneval).

Du point de vue pétrographique, il s'agit de gneiss albitiques, pauvres en phyllites, leur composition est la suivante :

— le *microcline* est toujours présent, en petits ocelles de taille voisine du centimètre, disséminés dans la mésostase quartzo albitique. Il se présente sous deux formes : 1° ocelles alignés dans la foliation, présentant des pseudomacles en échiquier, soulignées par l'exsolution d'albite. Ce minéral est antérieur à la recrystal-

lisation de l'albite ; 2° plages xénomorphes microscopiques, à quadrillage bien régulier, non cataclasées, formant avec le quartz et l'albite un assemblage de type granoblastique : il s'agit de microcline « récent » contemporain ou sub-contemporain de la recrystallisation de l'albite ;

- l'albite forme toujours de petits poeciloblastes de 1 à 2 mm, de forme arrondie, à contours amiboïdes, englobant de la séricite, de la chlorite, de l'apatite, de la clinozoïsité, du rutile. Par ailleurs, elle contribue avec le quartz et les microclines xénomorphes à la constitution de la mésostase quartzo feldspathique d'âge alpin ;
- le *mica blanc*, vert pâle macroscopiquement, présente parfois un léger pléochroïsme vert pâle incolore. L'angle d'axe est presque nul ;
- la *biotite* est toujours présente en très petite quantité. Comme dans la série du Montet, c'est une biotite acajou, non rétro-morphosée, souvent associée au mica blanc, et d'âge alpin très probable ;
- on trouve accessoirement de la *chlorite*.

2) Gneiss ocellé du Rocher des Lisières.

C'est un gneiss albitique clair, massif, pauvre en phyllites, constellé de petits ocelles gris-noir de 2 mm de diamètre environ. Leur répartition est quelconque. Au microscope ces ocelles s'avèrent être des feldspaths potassiques, microclines peu quadrillés de forme ovoïde. Ce sont des cristaux automorphes (corrodés ?) ; certains sont complètement albitisés à la périphérie (albite finement maclée). Le passage insensible du microcline à l'albite semble indiquer qu'il s'agit plutôt d'un microcline sodique à l'origine que d'un apport extérieur d'albite. Le reste de la roche est un gneiss albitique, de composition normale, avec une proportion un peu plus grande de sphène et d'apatite.

On observe donc trois groupes de minéraux :

- les microclines résiduels, seuls témoins d'une paragenèse originelle ;

- une première paragenèse alpine, formée de petits minéraux, souvent cassés, réduits en miettes ; biotite acajou, chlorite, mica blanc pseudo-uniaxe, clinozoïsite, apatite ;
- une seconde paragenèse alpine formée d'albite poecilitique, de microcline et de quartz.

Les microclines résiduels sont nettement anté-tectoniques, tandis que la paragenèse (II) peut se diviser en minéraux légèrement déformés (biotite, chlorite, clinozoïsite) et en minéraux syncinématiques, formant des arcs polygonaux (voir A. DEMAY), autour des plis d'axe N 305° et d'axe N 210°. Ces deux phases de plissement se sont donc accompagnées de recristallisations importantes. Par contre, l'albite poecilitique est indemne de cataclase et englobe indifféremment tous ces minéraux. Elle correspond manifestement au stade ultime de l'histoire cristalline de ces roches et oblitère toutes les structures antérieures.

L'existence des microclines résiduels et en particulier des ocelles de microcline gris-noir est le seul élément qui peut nous renseigner sur l'origine de ces gneiss albitiques. En effet, ces minéraux sont les seuls qui peuvent provenir d'une phase anté-alpine de cristallogénèse. Il peut s'agir d'anciens phénocristaux (primaires ou remaniés) de laves ou de tufs acides. L'idée d'une telle origine n'est pas nouvelle : A. AMSTUTZ (1960) attribue à la masse des gneiss minuti du Mont Emilius une origine ignimbritique et étend cette hypothèse aux gneiss minuti du Grand Paradis.

3) *Les gneiss œillés clairs* (gneiss à faciès « Pont de la Lame »).

Ce sont des gneiss lités où d'un lit à l'autre les différences dans les proportions entre feldspath potassique et albite sont notables, ils sont constitués de :

- *microcline I* (toujours perthitique) en grandes plages sub-automorphes (le « moirage » est souvent irrégulier) et albitisé : des facules d'albite parsèment le microcline et une ceinture de quartz-albite, fine, entoure chaque plage. Il est souvent cassé et les morceaux sont disséminés dans l'assemblage granoblastique (de recristallisation tardive) quartz - albite - microcline ;
- *microcline II* : petits microclines régulièrement quadrillés, xénomorphes, qui semblent

être contemporains de la recristallisation du quartz et de l'albite ;

- *quartz* : en assemblage granoblastique ou quelquefois en fuseau ;
- *albite* : elle se rencontre sous trois formes : facules dans les grands microclines I, en assemblages xénoblastiques avec le quartz, en porphyroblastes poecilitiques de petite taille, maclés ;
- *micas blancs* : pseudo-uniaxes, légèrement différents de ceux des gneiss minuti *sensu stricto* : le pléochroïsme y est nul ;
- accessoirement on trouve en petite quantité de la clinozoïsite, de l'épidote, de la chlorite, du sphène et de l'apatite.

Une étude macroscopique sur une surface « S » (plan de feuilletage de la roche, souligné par la disposition planaire des phyllites) montre les faits suivants : *deux linéations* sont bien visibles, orientées N 310° et N 210° : la première est marquée par un alignement préférentiel des phyllites, des microclines, etc., c'est la linéation principale, l'axe pétrographique de la roche ; la seconde (bien mieux visible dans les faciès fins) correspond à un gondolage de la surface « S » et replisse la linéation N 310°.

Les microclines I ne se comportent pas tous de la même façon vis-à-vis de cette direction N 310° (L. I) :

- de grands microclines presque automorphes sont régulièrement allongés, parallèles à L. 1. En lame mince ils s'avèrent fracturés et recimentés, mais leur forme reste semblable géométriquement ;
- des microclines en amas arrondis plus ou moins plissés en S tendent à former des nodules. Ils semblent avoir des directions statistiques différentes de N 310°. En lame mince ce sont eux qui sont cassés, avec torsion et disjonction de débris entraînés dans la mésostase quartz-albite. De plus les poches d'étirement y sont particulièrement développées.

Ceci confirme les conclusions précédentes concernant les feldspaths potassiques : les microclines I sont *antérieurs* à la tectonique responsable de la linéation L. 1. *Ils n'étaient pas orientés* avant cette phase qui a eu pour effet :

- d'allonger les microclines de direction voisine de la linéation ;

— de tordre et de casser les microclines de direction trop différente.

Si nous excluons la possibilité d'une migmatite homogène anté-alpine qui n'aurait laissé aucune autre trace que les porphyroblastes de microcline, une origine volcanique ou volcano-détritique est la plus vraisemblable pour ce type de roches.

B) Les gneiss albitiques de la série ancienne.

La comparaison de ces faciès, beaucoup plus variés et qui présentent des structures volcaniques mieux conservées, avec ceux de l'ensemble de Bonneval permet d'appuyer l'hypothèse proposée.

Les gneiss albitiques, associés ou non à des faciès plus basiques, forment une part importante des résidus de la série ancienne épargnés par la granitisation. Ces roches peuvent se présenter en niveaux homogènes, assez épais (série des Evettes, série du Valsavaranche) ou bien en association (rubanement centimétrique à métrique) avec des prasinites et des gneiss prasinitiques (séries du Carro, de la Disgrazia et de Sea).

1) Dans le premier cas, il faut mentionner particulièrement un faciès qui forme une bonne part de la série des Evettes. Il s'agit de roches blanches, que l'on pourrait confondre avec des quartzites sans la présence d'un très fin litage et de petits ocelles gris de feldspath potassique.

On observe au microscope :

- un assemblage granoblastique très fin de quartz et de feldspath où il est difficile de faire la part de l'albite et du feldspath potassique, ni l'un ni l'autre n'étant maclés. La méthode de coloration au cobaltinitrite de sodium nous a permis, dans ces roches, de mettre en évidence la proportion importante de feldspath potassique. Dans l'échantillon correspondant à la photographie, la proportion de feldspath potassique est de 30 à 40 %, le reste de la roche étant constitué surtout de quartz et d'albite ;
- des ocelles arrondis de microcline très finement quadrillé, passant à leur périphérie (progressivement semble-t-il) à de l'albite (exsudation de l'albite d'un feldspath sodi-potassique ou albitisation métasomatique ?) (v. fig. 1) ;
- de minuscules mais relativement abondantes clinozoïsites ;

- des zircons ;
- de la séricite.

Quelle était la texture initiale de cette roche ? L'aspect actuel (et en particulier le litage très fin) suggère qu'il s'agissait d'une *cinérite* ou d'un tuf plutôt que d'une roche effusive. Les ocelles de microcline seraient alors d'anciens phénocristaux potassiques (sanidine) remaniés dans le tuf, ce qui peut expliquer, pour une part, leur habitus arrondi.

Ces « tufs » sont associés à des gneiss albitiques gris constitués de :

- quartz ; microcline ; albite prépondérante ; grenat hélicitique éclaté et recimenté par de la chlorite ; chlorite en lamelles et en rosettes ; muscovite biaxe en grandes lamelles tordues ; calcite relativement abondante ; clinozoïsite rare ; ilménite ; sphène et leucoxène ; apatite. Il faut signaler aussi quelques minuscules biotites acajou, associées à de la chlorite.

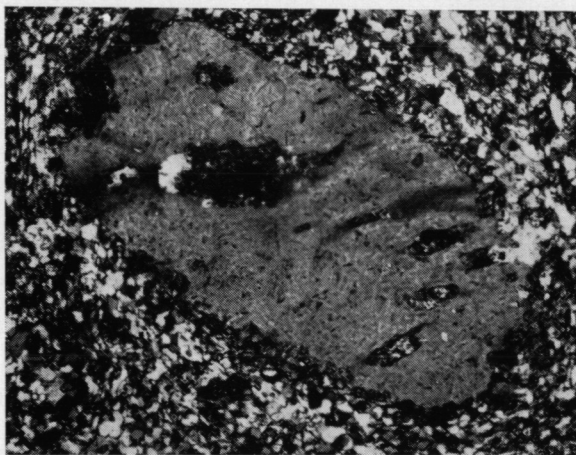


Fig. 1. — Tuf « rhyolitique » de l'arête du Grand Méan. Ocelle de feldspath potassique corrodé, emballé dans une mésostase formée d'un assemblage granoblastique très fin de quartz-albite-microcline (Lum. polarisée; $\times 22,5$).

2) Gneiss albitiques des séries prasinitiques.

Ces faciès, très semblables à l'œil nu au « faciès Bonneval », sont néanmoins très différents quant à leur composition minéralogique. Le feldspath potassique est presque absent tandis que les minéraux du groupe de l'épidote, le grenat, le sphène (et parfois l'amphibole) sont toujours présents, parfois en quantité infime. Les variations de pro-

portions de ces divers minéraux ménagent un passage graduel aux gneiss prasinitiques. On trouvera donc : des quartzites albitiques, des albitites pauvres en quartz, des gneiss albitiques à minéraux, des micaschistes albitiques à tendance prasinitique.

Ces roches, toujours finement rubanées, évoquent une série de type volcanique ou volcano-sédimentaire.

Au plateau des Losières un échantillon montre l'assemblage suivant :

- l'albite et le quartz forment les 2/3 de la roche ;
- le 1/3 restant est constitué par un mica blanc pseudo-uniaxe, de la clinozoïsite et de la chlorite ;
- accessoirement, en quantité infime, on trouve : épidote, zoïsite, amphibole bleu-vert à faible biréfringence, grenat, sphène, biotite verte, apatite.

Du point de vue des paragenèses ce faciès est donc très différent du « faciès Bonneval » ; l'association gneiss albitique - prasinite et l'existence de termes intermédiaires caractérise ces « gneiss minuti » des séries prasinitiques.

C) Les « gneiss minuti » rétro-morphiques.

Ces roches forment une part importante de la « Série du Carro » ainsi que des septums sans continuité très nette dans les gneiss œillés ; elles sont à grain fin et possèdent une foliation et une linéation intense. Parfois œillées (les « yeux » sont alors peu abondants, disséminés dans la roche et très aplatis), elles sont toujours de teinte gris verdâtre et se débitent en belles lauzes.

Au microscope (échantillon provenant de la punta Violetta) on observe une structure fibreuse soulignée par des fuseaux et des amas de minéraux calciques et ferro-magnésiens (fig. 2). Ces amas, de forme étirée (ou parfois globulaire), sont formés par un assemblage de « phengite » et sont cernés de clinozoïsite et de biotite verte. Les « phengites » sont bourrées d'inclusions de rutile (maclé sagénite) qui dessinent un *réseau indépendant des éléments micacés* (fig. 3). Ce réseau est, de plus, oblique par rapport au plan (001) des micas (le rutile est absent des biotites vertes). De l'ilménite et du leucoxène sont associés au rutile.

On peut donc supposer, étant donné la forme de ces agrégats, qu'il s'agit d'anciennes biotites qui ont subi une rétro-morphose d'un type particulier débutant sans doute par une phase de décoloration (avec expulsion du fer et du titane (ce type de décoloration est fréquent dans les gneiss œillés), suivie d'un remplacement par de la phengite (fixation de potassium et peut-être de sodium).

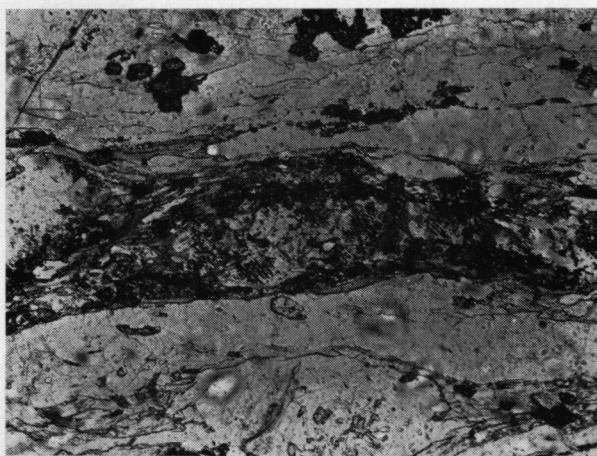


Fig. 2. — Punta Violetta. Fuseau correspondant à une biotite anté-alpine dans un gneiss minuti rétro-morphique. On remarque la concentration de clinozoïsite et d'ilménite à la périphérie du fuseau dont le cœur est constitué d'un assemblage phengite-biotite verte (on y devine le réseau dessiné par le rutile) (Lum. naturelle ; $\times 35$).

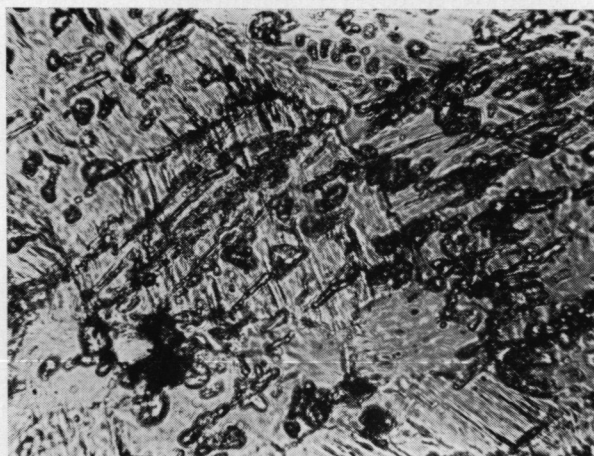


Fig. 3. — *Idem*. Grossissement plus fort. Réseau de cristaux de rutile indépendant de la structure des éléments de phengite (Lum. naturelle ; $\times 322$).

Entre ces agrégats, on retrouve un assemblage quartzo-feldspathique de type habituel où l'on peut cependant noter :

- le microcline, en général non maclé et déformé, est rempli d'albite en échiquier. Parfois les bords des plages de microcline bourgeonnent (formation de microcline frais, quadrillé) ;
- l'albite se présente en blastes poecilites tardifs ;
- la clinozoïsite, parfois éparsée dans la roche, se groupe de préférence à la périphérie des fuseaux phylliteux.

Le processus suivant peut donc être imaginé : la destruction (par écrasement) du feldspath potassique libère du potassium qui va contribuer à l'enrichissement de la roche en mica blanc. Parallèlement, le plagioclase originel (oligoclase probablement) qui n'était plus stable dans le faciès « schistes verts » a donné de l'albite et de l'épidote. Les anciennes biotites, pour leur part, se sont transformées en fuseaux de phengite à résidus ferrotitanés cernés de petites néobiotites vertes⁷.

Dans un faciès identique provenant du lac du Nivolet, on observe en outre des grenats complètement dilacérés et chloritisés qui pourraient appartenir à une paragenèse ancienne.

L'origine de ces roches est problématique : il n'est pas douteux qu'il s'agisse d'un faciès de rétro-morphose, mais on ne peut pas affirmer absolument qu'il s'agit d'une ancienne roche métamorphique : ce faciès peut aussi bien provenir de la déformation et de la recristallisation d'un faciès volcanique ou « périgranitique ». La présence de grenat dilacéré n'est pas suffisante pour lever l'indétermination, car nous verrons plus loin que le métamorphisme alpin, polyphasé, a pu donner dans certains faciès des grenats précoces, antérieurs ou contemporains, de la phase majeure des déformations.

D) Les « mylonit gneiss ».

Nous citerons pour mémoire ce type de gneiss fin qui forme localement des volumes importants (sentier du refuge des Evettes). Ce faciès, décrit par A. DEMAY sous le nom de « mylonites schis-

teuses » et par C. EXNER sous le nom de « phyllonites », est le résultat d'un laminage intense de roches d'origines diverses. Le quartz y présente toujours un habitus particulier : de grands fuseaux, à extinction roulante, parallèles à la foliation, parcourent toute la roche en y dessinant parfois des structures en losange. Entre ces fuseaux de quartz on retrouve, irrégulièrement broyés, les autres minéraux. Dans certains faciès à tendance bréchique, des éléments plus ou moins grands de la roche originelle sont conservés en îlots entre les fuseaux de quartz (fig. 4).

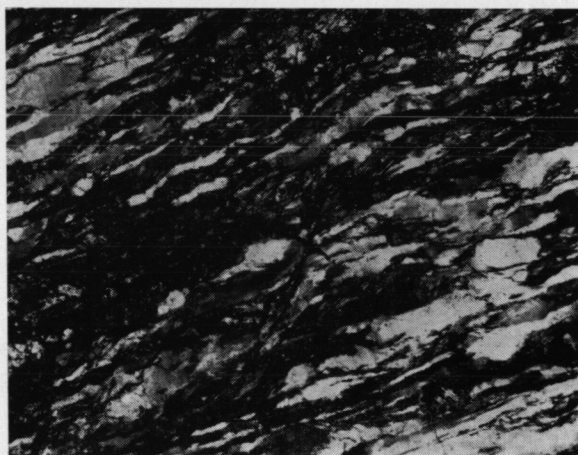


Fig. 4. — Torrent de Picherse. Mylonite schisteuse. De grands rubans de quartz à extinction onduleuse séparent des lits où subsistent des morceaux de feldspath. Certaines phyllites, bien conservées, semblent syntectoniques (Lum. polarisée ; $\times 15$).

Ce faciès est donc caractérisé :

- par la destruction incomplète (îlots résiduels) des feldspaths et des phyllites ;
- par la recristallisation complète sous forme de « rubans », accompagnée de néoformation de chlorite, séricite et petits éléments feldspathiques (microcline et albite) qui proviennent vraisemblablement de la recristallisation des « miettes » des anciens feldspaths.

E) Comparaison de ces différents faciès.

Nous avons donc mis en évidence la pluralité d'origine de roches que, souvent, on ne peut pas

⁷ Un tel processus est envisagé par A. AMSTUTZ (1966) pour la genèse de certains gneiss minuti du Permo-Carbonifère.

distinguer macroscopiquement. A la faveur de quelques analyses chimiques nouvelles⁸ nous allons comparer ces roches à des faciès identiques provenant d'autres massifs des Alpes internes ainsi qu'à des gneiss œillés (provenant souvent d'anciens granites remodelés par les déformations alpines).

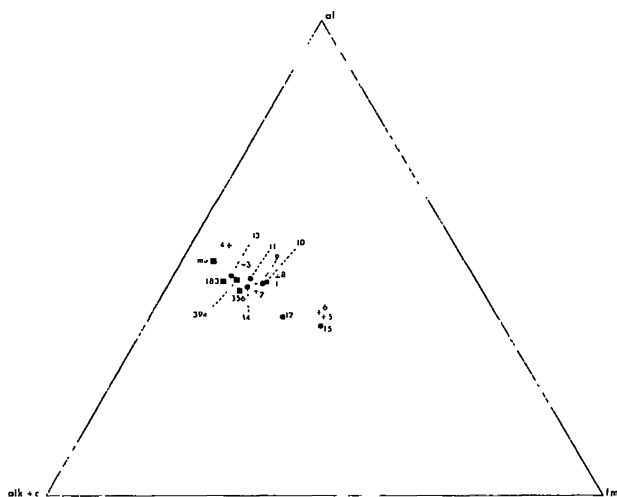


Fig. 5.

Pour la commodité de la comparaison nous avons adopté les diagrammes (al, alk + c, fm) en utilisant les paramètres de Niggli (fig. 5)⁹.

⁸ Effectuées par M. PATUREAU (Muséum d'Histoire Naturelle de Paris) et C. DUPUY (Laboratoire de Pétrologie, Faculté des Sciences, Montpellier).

⁹ Les diagrammes ACF et A'KF, beaucoup plus intéressants pour la comparaison des paragenèses, posent en effet des problèmes pour le traitement d'analyses chimiques déjà publiées : les corrections modales en fonction des proportions de phyllites, possibles pour nos analyses nouvelles, grâce à la connaissance des lames minces, ne le sont pas pour les résultats bruts d'autres analyses.

Origine des échantillons : Mu1, Gneiss albitique leucocrate à ocelles de microcline (structures volcaniques résiduelles). Arête du Grand Méan. Série des Evettes ; 394, Gneiss minuti. Série de Bonneval. Rocher des Lisières ; 183, Gneiss albitique rétro morphique à grain fin. Arête de Trièves. Série du Carro ; 356, Gneiss albitique œillé (microcline) du type « rétro morphique ». Punta Violetta. Série du Carro.

Analyses P. VIALON (1966) : 1, Porphyroïde atkosique œillé (col de Clapier) ; 2, Gneiss de Luserne (Rora) ; 3, Gneiss de Luserne (Pian del Torno) ; 4, Gneiss leucocrate de Luserne (Rora) ; 5, Porphyroïde de Rora ; 6, Gneiss amygdalaire (Val Po-Calcinère) ; 7, Gneiss œillé du Monte Freidour riche en albite et en phengite ; 8, Gneiss de la Varaita moyenne.

Analyses C. VITERBO : 9, Granite à deux micas (Scalari) ; 10, Granite à deux micas (Valle del Piantonetto) ; 11, Gneiss œillé (lac de Ceresole) ; 12, Gneiss glanduleux (Rosone) ; 13, Gneiss œillé (col du Nivolet) ; 14, Gneiss œillé (Valnontey) ; 15, Gneiss minuti à grenat (lac Agnel).

Analyses chimiques. — Pourcentages pondéraux.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O+	H ₂ O—	
Mu1	76,20	13,60	0,35	0,20	0,30	0,90	2,75	5,50	0,05	0,07	0,01	0,10	0,40	100,43
394	73,05	13,40	0,81	0,92	0,40	0,90	3,44	5,00	0,20	0,19	0,05	1,23	0,13	99,47
183	74,60	12,74	0,53	0,72	0,44	0,84	3,59	4,90	0,09	0,12	0,05	0,83	0,10	99,50
356	72,30	13,45	0,83	1,26	0,48	1,23	3,59	5,07	0,27	0,18	0,05	0,73	0,10	99,49

Pourcentages minéraux virtuels.

	Ap	Ilm	Orth	Ab	An	Cor	Magn	MgSiO ₃	FeSiO ₃	Q
Mu1	0,23	0,07	32,80	23,32	3,89	1,59	0,58	0,75		36,80
394	0,34	0,46	29,47	29,03	3,61	0,98	1,16	1,00	1,06	31,38
183	0,34	0,15	28,91	30,39	3,34	0,31	0,70	1,10	0,79	33,12
356	0,34	0,61	30,02	30,39	5,00	0,15	1,16	1,20	1,72	28,92

Paramètres C. I. P. W.

Mu1	I	3(4)	1(2)	'3	3	1	1	2
394	I	3(4)	1(2)	1(2)	3	1	1'	5
183	I	3(4)	1(2)	1(2)	2	1	1	3'
356	I	'4	1(2)	3	(2)3	1	1	3'

Paramètres de Niggli

	al	fm	c	alc	si	k	mg
Mu1	49,60	5,79	5,97	38,60	473	0,57	0,47
394	45,42	11,44	5,54	37,51	422,1	0,48	0,43
183	45,12	9,74	5,41	39,71	448,3	0,47	0,5
356	43,18	13,13	6,89	36,77	395,5	0,48	0,38

Sur ce diagramme on peut constater que l'ensemble des « gneiss minuti » du massif de Dora Maira¹⁰ et du Grand Paradis¹¹ définissent avec la plupart des gneiss œillés de ce dernier massif un nuage très homogène. Allongé parallèlement à la base (fm, al), ce nuage indique une somme (alk + c) très constante ; on remarque en outre que nos gneiss minuti du Grand Paradis se placent au pôle alcalin de ce nuage. Les points représentatifs des échantillons 394, 183 et 356 sont très voisins, ces roches ont pourtant une histoire fort différente : le premier correspond à la série de Bonneval, les deux autres sont des gneiss fins rétro-morphiques. Le point représentatif de Mu1, faciès très leucocrate à ocelles de microcline, d'origine volcanique indubitable, se place légèrement à l'écart ; on peut le comparer au gneiss leucocrate de Luserne (P. VIALON, n° 4).

En conclusion, tous ces faciès, que l'on peut caractériser par l'assemblage quartz - albite - mica blanc phengitique accompagné de minéraux accessoires ou résiduels (feldspath potassique - épidote - biotite), mais dont l'origine (peut-être polymétamorphique pour certains) et le gisement peuvent être divers, ont une composition chimique voisine de celles de granites. L'abondance de l'albite peut entretenir, dans certains cas, l'illusion d'une méta-somatose sodique importante ; cette illusion est d'ailleurs renforcée par l'habitus de ce minéral qui, cristallisant à la fin des déformations, forme des poeciloblastes. En fait, l'albite, seul feldspath stable à ce stade de métamorphisme (le microcline est ici métastable), doit être abondante dans un matériel d'origine détritique ou volcanique acide. Ces conclusions ne sont pas nouvelles, F. ELLENBERGER a proposé une origine identique pour certaines roches d'âge permien en Vanoise et, plus près de nous P. VIALON et A. NICOLAS pour les « gneiss minuti » de l'« ensemble de Dronero » et pour les gneiss albitiques des Schistes lustrés.

II. — La série antégranitique.

Après avoir artificiellement séparé les gneiss fins albitiques de leur contexte stratigraphique, nous reprenons la description des septums conservés de la série antégranitique que nous avons classés en deux groupes : les séries à dominante prasinitique et les séries détritiques ou volcaniques acides.

A) Les séries prasinitiques.

1) LA SÉRIE DU MONTET.

La position structurale de cette série est peu claire : elle apparaît en effet presque partout en contact anormal (jalonné par des mylonites) au-dessus des différents ensembles du socle et supporte, par l'intermédiaire des cargneules, les Schistes lustrés. Aucun contact ne permet de préciser les rapports avec les granites (notamment à l'Aiguille de Gontière) et il est donc difficile d'affirmer que cette série a la même valeur que les autres séries du socle ; néanmoins sa composition est identique à celle des autres séries à roches vertes.

*Les prasinites en nodules isolés*¹².

Ce sont des ovoïdes de 30 à 50 cm, pour leur plus grande longueur, parfois plus petits, situés parallèlement à la foliation des gneiss prasinitiques

¹² Suivant la nomenclature de V. NOVARESE (1894), le terme de « prasinite » désigne un ensemble de roches très variées où l'on trouve essentiellement de l'albite et des minéraux du « faciès green-schist » (c'est-à-dire : amphibole-épidote-chlorite). Lorsque à ces minéraux s'ajoute du quartz, et que la proportion d'albite devient importante, ce sont, pour NOVARESE, des gneiss prasinitiques. On peut distinguer à l'intérieur de ce groupe les faciès ovaritiques où la chlorite est prédominante, et les faciès prasinitiques *sensu stricto* où ce sont l'épidote et l'amphibole qui dominent. A la suite de R. MICHEL, nous adopterons cette nomenclature.

¹⁰ Voir P. VIALON, Thèse, Grenoble.

¹¹ Voir C. VITERBO, *op. cit.*

encaissants et dessinant des niveaux. Ces nodules montrent fréquemment une zonation très nette.

a) La partie corticale a un aspect « truité », les ocelles d'albite, visibles à l'œil nu, dessinent avec les minéraux sombres une résille mouchetée.

b) Puis vient, vers l'intérieur, une zone de prasinites feuilletées sombres en enveloppes concentriques. Elle est formée d'une alternance de lits (de l'ordre du mm) vert foncé, qui ont gardé, malgré la recristallisation, un aspect microcristallin, et de lits plus clairs, largement cristallisés en zoïsite, clinozoïsite et amphiboles bleu-vert pâles.

(1) Zones microcristallines : des fantômes de phénocristaux sub-automorphes, qui ont pu être des pyroxènes calciques, sont actuellement remplacés en totalité par de l'épidote granulaire. A grossissement plus fort, la « pâte » se révèle formée d'un assemblage microscopique de quartz, albite, clinozoïsite, amphibole bleu-vert en très fins bâtonnets. Les épidotes vertes sont cantonnées dans les ex phénocristaux. Par endroits la structure quasi doléritique est peut-être mimétique de la structure primaire.

(2) Zones largement cristallisées : elles ont une texture largement « grenue », les épidotes en particulier peuvent être énormes et se présentent sous trois formes (épidote pâle à biréfringence forte, zoïsite, clinozoïsite). On y retrouve les mêmes actinotes bleu-vert, mais en grandes lames. De l'albite poecilitique et de la calcite « ciment » ces grands minéraux.

c) Des prasinites massives, vert foncé, forment le cœur des nodules. On y retrouve les mêmes constituants que dans les roches précédentes, avec une plus grande proportion de sphène, de grenat et de chlorite. Ces roches ne sont pas orientées et ont une structure quasi isotrope.

Cette zonation, et surtout la forme ovoïde de ces nodules, donne à penser qu'il s'agit de pillow-lavas isolés, résultant de coulées basiques sous-aquatiques. Toutefois, nous n'avons jamais trouvé de vrais coussins pédonculés et il ne faut pas exclure, pour ces nodules, la possibilité d'une autre origine (tectoniques superposées).

Les prasinites rubanées.

Ces prasinites rubanées sont toujours orientées. L'orientation planaire est très nette (litage origi-

nel ?), mais l'orientation linéaire l'est beaucoup moins ; en effet, il y a peu de minéraux aciculaires capables de matérialiser une linéation. Les amphiboles, lorsqu'elles sont visibles à l'œil nu, sont allongées selon toutes les directions dans la foliation et les micas blancs, finement plissotés, se prêtent assez mal à l'observation d'une linéation.

Ces prasinites sont intimement liées à des gneiss albitiques à composition prasinitique *sensu lato*.

Les gneiss prasinitiques.

Ce sont des roches gris bleuté, à patine brunâtre, se débitant en grandes lauzes à surfaces gondolées car le microplissement est général.

a) Gneiss prasinitique à amphibole et grenat.

Ces roches sont finement feuilletées gris-vert et les grenats sont bien visibles à l'œil nu. On y observe :

— amphibole pâle aciculaire, à angle d'extinction faible (actinote *sensu lato*), partiellement remplacée par un feutrage de chlorite en rosette et de séricite, amphibole néoformée bleu vert pâle en baguettes microscopiques ; grenat cassé et chloritisé ; mica blanc intensément microplissé ; « biotite acajou » ; zoïsite peu abondante ; clinozoïsite en proportion importante ; sphène assez abondant ; albite poecilitique ; quartz ; leucoxène ; ilménite ; tourmaline ; apatite.

On observe donc, dans cette roche, des indices d'une rétro-morphose (en particulier grenat et actinote). Cette rétro-morphose est peu développée et les deux phases de métamorphisme sont pratiquement isozonales.

— actinote aciculaire, grenat, mica blanc pseudo-uniaxe, clinozoïsite, biotite acajou ;
— actinote bleu-vert, chlorite en rosette.

b) Gneiss prasinitique à chlorite (faciès ovar-ditique).

Ce faciès est en général plus sombre que le faciès précédent. On y observe en lame mince :

— albite poecilitique prépondérante ; quartz peu abondant ; grandes plages de clinozoïsite zonées, le cœur ayant une biréfringence plus faible que la périphérie ; chlorite en rosette (polarisant dans les tons gris bleuté) ; biotite à pléochroïsme acajou-jaune d'or, quelquefois

associée à la façon de macles polysynthétiques avec la chlorite¹³ ; mica blanc microplissé ; sphène et leucoxène ; calcite ; ilménite ; apatite ; tourmaline cassée.

Ces deux faciès ne sont que les termes limites d'une série où l'on trouve tous les intermédiaires possibles, mais il existe pourtant une incompatibilité entre certains minéraux : on trouve rarement ensemble l'amphibole et la chlorite en lamelles ; de même deux associations semblent s'exclure : ce sont calcite-chlorite d'une part, grenat-amphibole de l'autre. Par contre épidote, clinozoïsite et biotite acajou sont assez ubiquistes.

2) LES SÉRIES DU CARRO, DU COL DE SÉA ET DE LA DISGRAZIA.

D'extension considérable en France et en Italie (le massif Punta Leiser - Punta Timorion - Bec du Vallon correspond très certainement à une réapparition de cette série), la série du Carro est caractérisée par l'association de faciès prasinitiques (le volume de prasinites *sensu stricto* est très variable d'un point à l'autre) et de gneiss albitiques rétro-morphiques. Les coupes les plus caractéristiques s'observent entre le lac Agnel et la punta Violetta et au-dessus du refuge du Carro.

De même qu'au Montet, les roches vertes forment généralement des ovoïdes de taille variable (20 cm à 1 m pour la plus grande longueur), et rarement des lits continus (il s'agit alors de gneiss prasinitiques finement rubanés à intercalations riches en amphibole). Ces ovoïdes, emballés dans des gneiss prasinitiques fins, font parfois penser à des pillows-lavas¹⁴.

Sur certains ovoïdes on peut distinguer une zone corticale d'aspect moucheté où la proportion d'albite est importante et une zone centrale massive, dense, riche en amphibole (actinote) et en épidote.

Au refuge du Carro (à la cote 2950) affleure un niveau de brèche à éléments prasinitiques lités (leur litage est discordant par rapport à la foliation locale). La proximité d'un niveau à ovoïdes pour-

rait indiquer une origine volcanique pour cette brèche.

Trois types d'éléments peuvent être distingués :

- 1 — prasinite à clinozoïsite prédominante, riche en albite, contenant accessoirement de l'actinote, de la calcite, du sphène et du leucoxène, du grenat, de la chlorite, de la « phengite », de l'apatite ;
- 2 — prasinite caverneuse riche en actinote et en calcite. Reliques de minéraux à habitus trapu remplacés par de l'épidote, de la calcite et de fines aiguilles d'actinote (ex-plagioclase ou pyroxène ?) ;
- 3 — épidotite (clinozoïsite) à grenat et albite.

Au col de Trièves, les prasinites sont associées à un micaschiste albitique riche en grenat et chloritoïde (à pléochroïsme intense) contenant accessoirement : de la clinozoïsite, du sphène, de la chlorite, des amphiboles rétro-morphosées à cœur de glaucophane et de la phengite. Au même endroit deux niveaux de prasinites sont séparés par des gneiss œillés d'un type particulier : alternance de faciès clair et de faciès sombre riche en chlorite. Ce dernier faciès donne d'après l'analyse chimique (M. Patureau) une norme de diorite quartzique :

		Paramètres CIPW					
SiO ₂	56,70						
Al ₂ O ₃	19,50						
Fe ₂ O ₃	4,80	II	(4)5	2	'5	'5	1 1 2'
FeO	2,65	al			37,30		
MgO	3,20	fm			34,57		
CaO	1,70	c			5,85		
Na ₂ O	3,80	alc			22,24		
K ₂ O	5,00	si			184,5		
TiO ₂	0,55	k			0,45		
P ₂ O ₅	0,17	mg			0,45		
H ₂ O+	2,00						
H ₂ O—	0,15						

Les séries du col de Séa et de la Disgrazia se distinguent de celle du Carro par l'abondance des roches vertes. On y connaît aussi, sur l'arête W de l'aiguille de Séa, des structures du type pillow-lava présentant les mêmes caractères que ceux du Carro. Il faut signaler, dans la paroi Nord-Est de la pointe de Piatou, la présence de marbres interstratifiés avec les prasinites rubanées et les gneiss albitiques¹⁵.

¹³ La nature de ces biotites acajou a été éclairée récemment : il s'agirait, d'après N. D. CHATTERJEE (1966), de chlorite oxydée.

¹⁴ Quoique la présence vraisemblable de structures plissées anté alpines (voir fig. 21-22) indique plutôt une origine tectonique.

¹⁵ Cf. zone de Furgg dans le massif du Mont Rose (P. BEARTH, 1952 ; G. V. DAL PRAZ, 1966) et association marbres-amphibolites dans le massif de Dora Maira (A. MICHARD et P. VIALON, 1961).

B) Les séries détritiques et volcaniques acides.

Série des Evettes.

Ceinturant le Mont Sėti, affleure une série dont les contacts remarquables avec le granite feront plus loin l'objet d'une étude détaillée. Outre les faciès albitiques déjà décrits au précédent chapitre (tuf de l'arête du Grand Méan et gneiss albitique gris), cette série contient :

- une trilogie gneiss œillés, schistes noirs, quartzites albitiques ;
- un niveau très constant de schistes à chloritoïde et grenat ;
- des gneiss œillés à glaucophane ;
- des « sills » d'une roche porphyroïde hololeucocrate, présents aussi au sein des orthogneiss où ils ont un gisement lenticulaire, en forme de corps de poisson (voir chapitre suivant).

1) LA TRILOGIE.

Cette trilogie se répète deux fois dans la coupe (pied W du Mont Sėti). Le passage progressif des termes de l'un à l'autre évoque une séquence sédimentaire.

Les quartzites albitiques contiennent une proportion importante d'albite (30 % environ), quelques micas blancs pseudo-uniaxe et accessoirement de la clinozoïsite.

Les schistes noirs sont formés d'une alternance très fine (de l'ordre du demi-millimètre) de lits de composition différente :

- lits à quartz, albite, microcline, mica blanc, apatite ;
- lits à calcite, épidote, clinozoïsite, quartz.

Des yeux feldspathiques et des amas lenticulaires de quartz apparaissent progressivement dans les schistes noirs aboutissant à un faciès de gneiss ocellé. Les yeux feldspathiques sont cassés et corrodés par le quartz et l'albite de la mésostase¹⁶.

L'albite a un habitus œillé, en gros porphyroblastes (1 mm) surimposés. Elle est rarement maclée ; on y trouve aussi quelques grenats et un peu de mica blanc pseudo-uniaxe légèrement pléochroïque (vert pâle) ; de petites biotites brun pâle en agrégats parsèment la roche et entourent parfois, sans être déformées, les grands micas blancs tordus ; l'épidote et la clinozoïsite sont toujours

présents ; accessoirement existent le sphène, l'apatite et le zircon.

2) SCHISTE A CHLORITOÏDE.

Cette roche assez paradoxale mérite une description quelque peu complète. Elle est constituée, à 60 % environ, d'une chlorite blanche en rosettes dont la teinte de polarisation est comparable à celle du quartz. De grands chloritoïdes¹⁷ atteignant 1 cm à pléochroïsme bleu gris pâle parsèment la roche. Ils présentent des macles polysynthétiques, leur extinction est légèrement oblique et les teintes de biréfringence sont anormales et du premier ordre. Ils sont légèrement déformés.

De gros grenats (1,5 cm) sont parfois présents dans la roche et ils incluent, poeciliquement, des chloritoïdes non déformés. Les chlorites blanches ne sont, elles, jamais reprises dans les grenats. Ceci indique clairement la succession de deux paragenèses probablement alpines : la première caractérisée par le chloritoïde, la seconde par le grenat.

Quelques micas blancs apparaissent sporadiquement, et accessoirement sphène, rutile et ilménite.

Une analyse chimique (1) correspondant à un faciès dépourvu de grenat (cas le plus fréquent) donne les résultats suivants :

SiO ₂	39,15	Paramètres CIPW
Al ₂ O ₃	26,50	
Fe ₂ O ₃	4,60	III 5 '2 2 2 1 1 2(3)
FeO	6,50	
MgO	10,50	Paramètres de Niggli
CaO	0,87	
Na ₂ O	0,65	al 35,25
K ₂ O	3,60	fm 56,1
TiO ₂	1,25	c 2,39
P ₂ O ₅	0,30	alc 6,62
MnO	0,11	si 88,9
H ₂ O+	0,20	k 0,78
H ₂ O—	6,30	mg 0,64

Cette roche ne correspond à aucun des magmas de référence de P. NIGGLI, mais se place dans le domaine des sédiments résiduels, hyperalumineux et argileux (diagramme al, alk, c/fm). La faible épaisseur du niveau (il ne dépasse jamais 50 cm)

¹⁶ F. ELLENBERGER, au cours d'une course commune, a interprété ces roches comme d'anciens conglomérats. L'origine déritique d'une telle roche (confirmée par son entourage : la trilogie décrite ci-dessus a indéniablement un cachet sédimentaire) est en effet très probable.

¹⁷ Une étude aux rayons X (effectuée obligeamment par Mme ORSZAG, Laboratoire de Géologie du S. P. C. N., Orsay) montre qu'il s'agit d'un chloritoïde très manganésifère.

¹⁸ Dues à M. PATUREAU.

fait plutôt penser à un ancien sol fossile qu'à un sédiment évolué. Des arguments d'ordre chimique confirment ce point de vue : la présence de fer ferreux en quantité notable et la concentration importante de magnésium est l'indice d'un lessivage différentiel et d'une évolution peu poussée à partir d'une roche basique (départ des alcalins ; concentration du Mg et Fe^{++}). Malheureusement, dans l'entourage immédiat de cette roche à chloritoïde, les roches vertes font défaut ; elles existent dans d'autres niveaux de la série ancienne granitisée et on peut toujours imaginer un tuf basique (soit remanié, soit de dépôt direct), évolué sur place en un sol de type *regur* (sol margalitique).

3) LES GNEISS ALBITIQUES A GLAUCOPHANE.

Ces roches de teinte gris bleuté présentent parfois un beau développement de microcline. Ce microcline tardif, associé à l'albite en assemblage granoblastique poecilitique, montre à l'œil nu une forme rectangulaire pouvant correspondre à des porphyroblastes embryonnaires d'âge alpin ou à des palimpsestes anté-alpins.

Outre le microcline et l'albite qui forment, avec le quartz peu abondant, les deux tiers de la roche, on trouve : du glaucophane pâle en grandes baguettes déprimées et presque complètement rétrotransformées en actinote bleu-vert et en séricite ; de l'épidote verte, des chlorites vert pâle à biréfringence élevée ; du mica blanc pseudo-uniaxe ; de la clinozoïsite ; de l'apatite.

On retrouve à l'Aiguille de Bonneval une série analogue qui supporte directement la série prasinique du col de Séa.

III. — Les gneiss œillés et les faciès granitiques.

Les gneiss œillés du Grand Paradis ont été l'objet, depuis que les géologues italiens du XIX^e siècle (B. GASTALDI, 1874 ; M. BARETTI, 1877 ; D. ZACCAGNA, 1887, 1892 ; A. BUCCA, 1886) leur attribuèrent une origine sédimentaire et un âge laurentien inférieur, d'un grand nombre d'interprétations divergentes. H. P. CORNELIUS pensait que ces gneiss provenaient de la transformation d'un granite alpin (1917) puis hercynien (1930), tandis que pour G. B. DAL PIAZ (1939, 1959) il s'agissait d'une intrusion granitique antétriasique. E. RAGUIN (1930), dans la notice de la carte géolo-

gique au 1/50 000^e de Tignes, admet que les gneiss massifs sont des orthogneiss, tandis que les faciès schisteux de bordure représentent la série sédimentaire où ces granites ont fait intrusion ; le métamorphisme responsable de cette transformation en orthogneiss et paragneiss est d'âge alpin. Cet auteur, après M. BERTRAND et P. TERMIER, admet, par comparaison avec les séries de Vanoise (et en particulier les célèbres gneiss du Sapey), un âge probablement permo-carbonifère (rx) pour l'ensemble du Grand Paradis. R. MICHEL (1957) développe dans sa thèse une interprétation bien différente : il s'agit d'une « vieille série sédimentaire » transformée lors du métamorphisme hercynien en migmatites et en micaschistes supérieurs et inférieurs. Cet ensemble a subi, en outre, le métamorphisme alpin, moins « profond » que le métamorphisme hercynien, et responsable de la rétrotransformose généralisée de la série.

La « vieille série sédimentaire » où nous avons déjà entrevu que les traces du métamorphisme ancien sont fantomatiques ne subsiste qu'à l'état de lambeaux, la plus grande partie du massif est constituée de gneiss œillés parfois d'allure banale, mais présentant souvent des *enclaves* et de gros cristaux sub-rectangulaires de microcline perthitique peu orientés. Tous les intermédiaires existent entre des gneiss rubanés à structure blastomylonitique (recristallisation alpine), et de véritables reliques de granites porphyroïdes dépourvus d'orientation (Pointe de la Piatou - Grand Paradis). A notre avis on peut les relier génétiquement les uns aux autres, c'est-à-dire considérer les gneiss œillés comme étant des orthogneiss, obtenus par le laminage alpin de granites porphyroïdes plus anciens. Deux faciès extrêmes, un granite porphyroïde à pegmatite (Pointe de la Piatou) et un orthogneiss très laminé, montrent les mêmes constituants qu'un gneiss œillé banal. Dans le cas d'un faciès très étiré, les feldspaths potassiques sont réduits en miettes et entraînés dans les fuseaux quartzo-albitiques (contenant aussi du microcline de néoformation). Certains de ces feldspaths sont étalés en plaques très minces. Dans le cas d'un gneiss œillé banal nous retrouvons les individus de feldspath potassique, cassés en deux ou trois morceaux, recimentés par du quartz, de l'albite et du microcline de néoformation ; les extrémités des « amygdales » feldspathiques sont formées des mêmes minéraux. Dans le cas d'un

granite porphyroïde, les porphyroblastes de microcline perthitique sont à peine éclatés (Pointe de la Piatou).

Un critère intéressant permet d'imaginer leurs relations génétiques avec les granites porphyroïdes, celui de la forme des yeux feldspathiques :

- yeux sub-rectangulaires très allongés pouvant atteindre 10 cm dans certains cas. Ils apparaissent au microscope élongés, avec fracturation suivant un plan perpendiculaire ou oblique à la direction de cette élongation. On constate qu'ils indiquent par leur allongement, à peu de chose près, la direction N 305°, c'est-à-dire la linéation principale alpine ;
- yeux globulaires, en amas qui semblent avoir tourné, s'être enroulés sur eux-mêmes.

On peut supposer que lors de la phase tectonique responsable de la linéation N 305°, les porphyroblastes présentant une similitude d'orientation avec cette direction ont peu bougé, qu'ils ont été simplement étirés, tandis que les autres, présentant une orientation quelconque, ont tourné pour former les yeux globulaires.

Ces deux types de porphyroblastes sont en quantités sensiblement équivalentes, ce qui conduit à penser que leur forme actuelle est due à un processus d'allongement différentiel d'une roche isotrope à l'origine, si l'on admet que l'angle limite pour qu'un individu feldspathique soit élongé ou enroulé lors d'un étirement orienté est de l'ordre de 45°¹⁹. Cette roche, isotrope à l'origine, existe encore à l'état de relique : il s'agit des granites porphyroïdes déjà signalés (Pointe de la Piatou).

Ce critère permet d'appeler orthogneiss la majeure partie de ces gneiss œillés banaux et surtout lorsqu'ils présentent conjointement d'autres caractères granitiques, comme la présence d'enclaves, d'aprites et de pegmatites.

Mais il ne faut pas exclure complètement la possibilité qu'une partie de ces gneiss œillés aient été à l'origine des « embréchites œillées » déjà orientées. Certains massifs (Ouille de Trièves, versant occidental) présentent une grosse masse

de gneiss œillés dépourvus d'enclaves et où les yeux feldspathiques sont rarement sub-rectangulaires. L'identité minéralogique de ces gneiss œillés avec les faciès porphyroïdes nous fait supposer la même origine, mais un doute subsiste.

A) Evolution du granite à proximité des contacts.

Ces contacts sont souvent très bien exposés à la faveur de parois ou de polis glaciaires. L'un de ces contacts, très accessible, a été particulièrement étudié (pied Ouest du Mont Sėti, à proximité du refuge des Evettes).



Fig. 6. — Base SW du Mont Sėti. Faciès de bordure du granite riche en enclaves à contours diffus.

La figure n° 6 montre l'allure du granite à proximité immédiate du contact. On a l'impression d'une fumée granitoïde, envahissant la roche (celle-ci étant peut-être hétérogène à l'origine). Les enclaves sombres correspondent, en général, à des ségrégations de ferromagnésiens (biotite, mais aussi amphibole). La matrice à grain fin est un « granite incomplet » où abondent des fuseaux de saussurite souvent zonés (fig. 7). Ces fuseaux sont certainement des anciens plagioclases zonés (fig. 8). Des grands éléments de feldspaths potassiques « flottent » dans une « pâte » granoblas-

¹⁹ Cet angle limite de 45°, dont la valeur semble intuitivement évidente lorsqu'on raisonne *en plan*, ne l'est plus quand on raisonne dans l'espace : la moitié de toutes les directions possibles de l'espace se situe dans un double cône ayant pour demi-angle au sommet 60° ; mais en fait la courbe de variation est fonction de la quantité de directions spatiales possibles à une pente relativement forte. Si l'on tient compte du fait que la quantité relative des deux types de porphyroblastes n'est que *sensiblement* équivalente (à 10 % près par exemple), cela donne une marge possible de 15° environ pour fixer l'angle limite, le raisonnement ci-dessus est donc relativement satisfaisant.

tique de quartz et d'albite. Le passage vers les zones en « fumées porphyroïdes » est progressif.



Fig. 7. — Base Nord du Mont Sėti. Enclave à quartz corrodé, d'allure rhyolitique. On voit aussi sur cette photo un fuseau de saussurite, représentant un ancien plagioclase et des ocelles de feldspath potassique (Lum. polarisée ; $\times 7,5$).

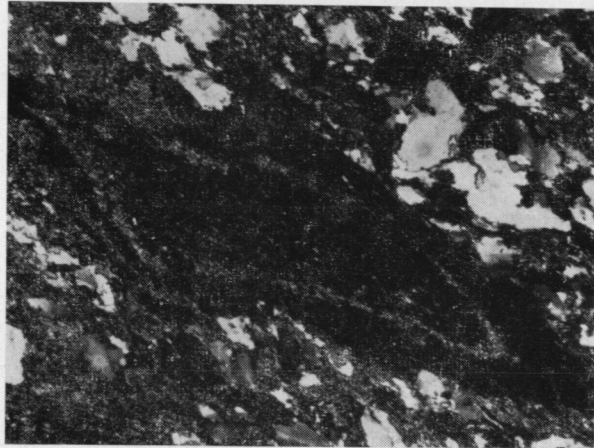


Fig. 8. — Base SW du Mont Sėti. Faciès de bordure du granite ; ancien plagioclase zoné relativement peu déformé (Lum. polarisée ; $\times 22,5$).

Il se fait par augmentation de la proportion des grands microclines et par diminution des fuseaux plagioclasiques. Par ces zones largement cristallisées on passe au granite porphyroïde banal, qui contient les mêmes constituants.

Tous ces faciès présentent deux types bien distincts de biotite :

a) *Biotite brune* qui voisine avec de petites chlorites de néoformation sans lien génétique apparent. Elle est riche en gros zircons et en exsudats d'hématite et de rutile (fig. 9).

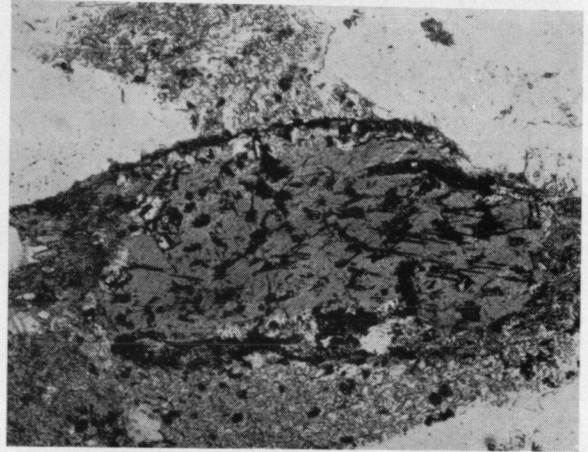


Fig. 9. — Arête du Grand Méan. Biotite ancienne décolorée à la périphérie, riche en zircons, rutile et hématite. On devine, aux deux extrémités, de petits cristaux de biotite de néoformation alpine (Lum. naturelle ; $\times 45$).

Elle est souvent décolorée en bordure (parfois totalement) ou transformée incomplètement en chlorite verte (sans déformation ni fracturation connexe). Cette rétroformation ne s'accompagne pas de modification de forme. En général le degré de transformation est différent dans les enclaves et dans le granite franc : les biotites des enclaves, très brunes, sont indemnes de rétroformation ; par contre celles du granite sont souvent complètement chloritisées. L'enclave, enceinte protégée lors du phénomène granitisant, s'est comportée de la même façon lors de la rétroformation, la bordure de l'enclave jouant le rôle d'écran par rapport au métamorphisme.

b) *Biotites de néoformation alpine* (souvent orientées suivant la linéation alpine). Ce sont des biotites très fraîches, non déformées, qui ont un pléochroïsme brun-rouge incolore, mais qui ne sont pas, comme dans les séries de Bonneval et du Montet, associées à des micas blancs ou des chlo-

rites : elles sont, au contraire, « autonomes » et forment souvent des amas mesurant 2 à 3 cm.

Le quartz se présente, lui aussi, de deux façons : en assemblages granoblastiques plus ou moins rubanés (« mylonites schisteuses ») et en grains bleutés atteignant 0,5 cm. Ce quartz, très cataclasé, est certainement le quartz originel du granite. Il présente dans sa masse des aiguilles de rutile et des inclusions à libelle mobile ²⁰.

B) Les enclaves.

D'un intérêt capital pour la justification de notre hypothèse est l'étude des enclaves des gneiss ceillés (fig. 10-11). On peut classer ces enclaves en deux groupes : les enclaves claires et les enclaves sombres. Les premières sont toujours

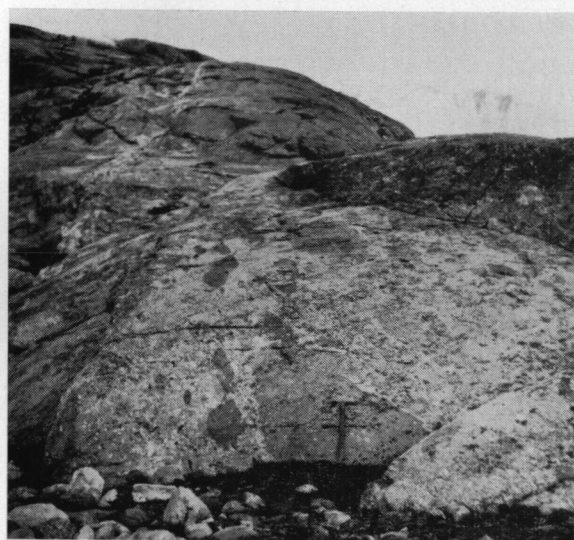


Fig. 10. — Base SW du Mont Sėti. Front de granitisation. La quantité d'enclaves croît vers l'extérieur (vers la droite). On remarque à gauche un filon de pegmatite rectiligne.

monogéniques, tandis que les secondes, structurées, montrent parfois des structures plissées antégranitiques dont nous reparlerons à propos de l'histoire anté-alpine du Grand Paradis.



Fig. 11. — Base SW du Mont Sėti. Enclaves vers la bordure du granite. La quantité de porphyroblastes augmente à la périphérie des enclaves. La déformation alpine est notable.

1) LES ENCLAVES CLAIRES.

Elles correspondent, au point de vue composition, à la matrice fine, déjà décrite à propos du contact du granite du Mont Sėti avec la série des Evettes. On y trouve *tous* les constituants du granite, sous des formes un peu différentes. Le degré de laminage est le même que dans les orthogneiss et les enclaves sont toutes réorientées selon la linéation principale (N 305°).

Examinons une de ces enclaves très peu étirée (sommet de la Pointe de Piatou) : l'examen macroscopique de cette roche montre de gros quartz automorphes mis en relief par l'érosion (voir fig. 10, provenance différente) et de grands phénocristaux de plagioclase. Ces minéraux se concentrent en zones allongées, *mimant une stratification*. Au microscope, à faible grossissement, les « phénocristaux », saussuritisés, apparaissent non déformés, et des feldspaths hypidiomorphes plus

²⁰ Une étude rapide de ces quartz, effectuée avec G. DEICHA, a montré les faits suivants, très satisfaisants pour une origine magmatique de ce minéral : Dans les quartz des enclaves, présence d'amas microcristallins inclus qui pourraient être d'anciens reliquats magmatiques ; inclusions solides alignées (cassures remplies par le magma), très rares dans un matériel granitique ; présence de microlithes d'un minéral indéterminable à indice plus élevé que le quartz ; absence de rutile et faible proportion d'inclusions liquides secondaires. Par contre le quartz du granite correspondant à cette enclave montre d'abondantes inclusions liquides secondaires et beaucoup d'aiguilles de rutile, caractères fréquents dans les quartz de granite.

petits, damouritisés, enserrent des amas sombres surtout biotitiques. La structure évoque celle d'une roche volcanique. A grossissement plus fort, les « phénocristaux » feldspathiques sont finement saussuritisés (clinozoïsite, albite) et peuvent représenter un plagioclase de basicité moyenne, tandis que les petits feldspaths damouritisés peuvent être d'anciens plagioclases acides. Ces derniers sont entourés de filets rosés de feldspaths potassiques de néoformation, ce qui semble indiquer que la roche, ne contenant par ailleurs aucun feldspath potassique, a subi un apport (peut-être lors de la granitisation).

Les amas sombres sont constitués de biotite, d'actinote incolore, de sphène, d'épidote incolore, d'hématite et d'ilménite abondante, d'apatite. Leur forme, trapue, à extrémités tronquées ainsi que la grande proportion de fer exsudé en hématite, évoque d'anciennes hornblendes basaltiques. Du quartz et de l'albite très fins remplissent les vides entre ces minéraux.

Cette roche fait penser à une rhyolite ou plutôt à une dacite²¹ où l'ancien verre aurait recristallisé en quartz et en albite, les ferro-magnésiens servant de pôle d'attraction pour récupérer les cations résiduels du verre (Ca, Fe, Mg, Ti). Cette enclave n'est pas la seule enclave claire où existent les indices d'une origine volcanique, mais c'est la seule où les phéno-cristaux potassiques soient totalement absents.

2) LES ENCLAVES SOMBRES.

Ce sont en général des roches où la proportion de biotite est très importante. Un faciès de « gneiss tacheté », en enclaves dans les orthogneiss de la prise d'eau de l'Ecot, montre des nids de biotite très fraîche, absolument indemne de rétro-morphose. Ces nids sont entourés d'une matrice semi-mylonitique à quartz, albite et débris de feldspaths potassiques. La structure, en losange, est soulignée par les « nids » de biotite. Cette enclave est donc entièrement recristallisée lors de la déformation et du métamorphisme alpin.

Une autre enclave, à la base du Mont Sėti, présente une structure analogue mais les « nids » sont à amphibole incolore et la clinozoïsite est abondante.

²¹ Rappelons que J. DIDIER a décrit des faciès analogues dans les enclaves des granites du Massif Central.

Les enclaves qui soulignent le contact du granite et de la série de la Disgrazia dans la paroi italienne de la Punta de la Piatou (on peut aussi les observer sur quelques îlots rocheux du glacier du Grand Méan), montrent des structures plissées antégranitiques ; accompagnées d'un laminage intense (le granite est ici peu déformé), elles contiennent même des ovoïdes de prasinites dont l'origine, tectonique ou volcanique, est donc anté-alpine.

C) Etude des feldspaths des gneiss œillés.

On peut distinguer cinq types principaux de feldspaths qui correspondent pour les deux derniers à des stades de l'évolution alpine.

1) ANCIENS PLAGIOCLASES F. I.

Ils ne sont pas différents de ceux déjà décrits dans les enclaves microgrenues, mais nous n'en avons jamais observé qui soient zonés, dans les orthogneiss.

2) ANCIENS PLAGIOCLASES DAMOURITISÉS F. I' (fig. 12).

Actuellement constitués de séricite et d'albite (avec très peu de clinozoïsite), ces feldspaths ont des formes quelconques, parfois sub-rectangulaires, mais le plus souvent en amas diffus, sans limites

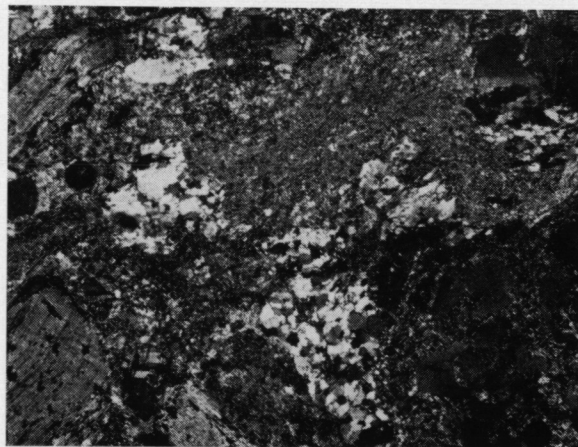


Fig. 12. — Base SW du Mont Sėti. Orthogneiss : biotites anciennes, flexueuses. Feldspath FI' damouritisé, à contours plus ou moins effacés et microcline perthitique FII éclaté et déformé (Lum. polarisée ; $\times 15$).

nettes avec le quartz et l'albite de la mésostase. Ils semblent nettement antérieurs à l'étirement de la roche et correspondent vraisemblablement à d'anciens plagioclases acides.

3) PORPHYROBLASTES POTASSIQUES F. II (fig. 13 et 14).

Ce sont les grands porphyroblastes caractéristiques de tous les gneiss œillés. Ils présentent souvent des cassures recimentées par de l'albite et des « pseudo-macles en échiquier », marquées par l'exsolution de l'albite de la perthite. Cette albite présente souvent des macles polysynthétiques, orientées par rapport aux directions cristallographiques du microcline hôte. Les macles de l'albite sont sub-parallèles à la trace du plan de macle (Carlsbad) du microcline. Parfois l'exsolution de l'albite ne prend pas le faciès « en échiquier » mais forme des agrégats amoeboïdes, partant des bords vers le centre des feldspaths potassiques. Le pourtour des microclines est, lui aussi, très généralement albitisé, souvent souligné par une ceinture de minuscules clinozoïsites.

Ces porphyroblastes ont un aspect tardif, car leur déformation (ils ont tourné et se sont fracturés) est sans commune mesure avec celle des feldspaths F. I et F. I'. Néanmoins la même phase de déformation est responsable de l'état actuel de ces différents types de feldspaths. On peut expliquer cette anomalie apparente par la grande résistance des feldspaths potassiques, non altérés, à l'écrasement et au laminage ; les feldspaths F. I et F. I', vraisemblablement déjà altérés avant la déformation, se sont déformés plastiquement, tandis que les F. II, intacts, se sont comportés comme des fragments résistants, entraînés dans une phase plus ou moins plastique.

4) MICROCLINE F. III.

Ce sont de petits microclines xénomorphes, très régulièrement quadrillés, limpides, qui font partie de l'assemblage granoblastique quartz-albite. Ils sont tout à fait tardifs et postérieurs aux dernières déformations.

Parmi ces différents types, le plus apparent sur le terrain est le feldspath F. II qui forme les gros porphyroblastes caractéristiques de tous les faciès œillés. L'existence locale de granites non orientés accompagnés d'un cortège d'aprites et de pegma-

tites à tourmaline (Pointe de la Piatou - Grand Paradis) et recoupés par un granite fin leucocrate vient confirmer ce point de vue : les feldspaths F. II sont bien liés au granite et ne peuvent cer-

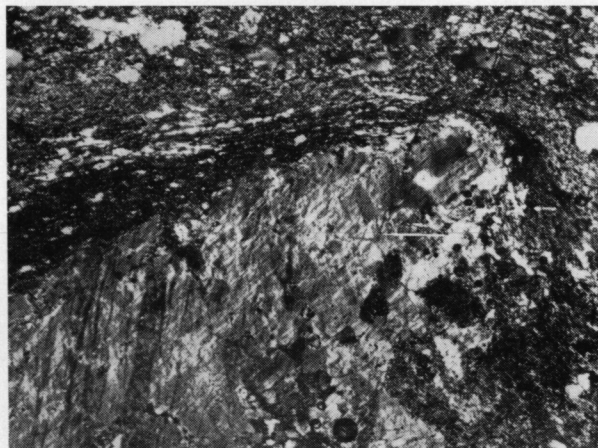


Fig. 13. — Base Nord du Mont Sėti. Rotation d'un grand porphyroblaste FII dans une enclave. On distingue nettement une frange finement broyée comportant des morceaux de microcline mêlés à de l'albite et à du quartz de recristalisation. Une fine ceinture de clinozoïsite souligne cette frange. Dans le microcline se développent des macles mécaniques dans un plan perpendiculaire à l'axe d'étirement. La rotation s'est faite dans le sens des aiguilles d'une montre (Lum. polarisée ; $\times 15$).



Fig. 14. — Col des Evettes. Leptynite porphyroïde. Albite perthitique orientée suivant les directions cristallographiques du microcline FII légèrement courbé et fendillé (traces de la déformation alpine) (Lum. polarisée ; $\times 45$).

tainement pas être considérés comme le résultat d'une migmatisation homogène : dans les parois de l'Aiguille de Bonneval on peut observer tous les termes intermédiaires, résultat visible d'une déformation progressive, entre les gneiss œillés et les granites.

D) Le granite leucocrate de l'Aiguille de Bonneval (fig. 15).

Peu développé la plupart du temps, et ressemblant à un réseau complexe de filons aplitiques, il



Fig. 15. — Arête SW de l'aiguille de Bonneval. Granite leucocrate à grain fin envahissant le granite porphyroïde.

forme localement (arête SW de l'Aiguille de Bonneval) de vrais massifs contenant à l'état d'enclaves le granite porphyroïde (voir fig. 16).

Le contact de ce granite leucocrate avec les orthogneiss est toujours net, les contours sont souvent anguleux et, à première vue, il pourrait s'agir d'un granite d'âge alpin, postérieur à la déformation du granite porphyroïde²².

Nous pensons plutôt qu'il s'agit d'une phase tardive de la granitisation anté-alpine. En effet, au

point de vue minéralogique, la ressemblance est grande entre ces granites leucocrates et les orthogneiss (excepté l'absence de F. I et l'allure en ocelles des porphyroblastes F. II) et, au point de vue microtectonique, les minéraux sont toujours orientés et déterminent une foliation vague (parallèle à celle des orthogneiss) peu visible à cause du caractère peu phylliteux de ce faciès.

E) Les leptynites porphyroïdes.

Ces roches, localement très abondantes (Mont Sėti), ont souvent un type de gisement lenticulaire en « corps de poisson » de taille variable (quelques mètres à quelques hectomètres). Parfois plissés (axe 310), leur forme actuelle semble devoir beaucoup à cette déformation. En général liées aux orthogneiss, nous en avons observé aussi dans la série des Evettes où elles forment, à proximité du contact du granite, des sills parallèles au litage ou des filons discordants (voir fig. 8).

La taille des porphyroblastes F. II, très variable d'un « poisson » à l'autre, le grain très fin de la mésostase quartzo-feldspathique et la présence de grandes muscovites isolées permettent de rapprocher ces faciès des aplites et des pegmatites du granite leucocrate de l'Aiguille de Bonneval. Il s'agirait donc du résultat de la déformation alpine des roches claires du cortège aplo-pegmatitique tardif.

F) Conclusion : morphologie anté-alpine des granites du Grand Paradis.

La reconstitution de la forme de ces massifs granitiques avant la tectonique alpine pose un problème délicat.

Trois caractères des corps granitiques permettent de proposer une hypothèse ; ce sont :

- les contacts progressifs à enclaves ;
- le parallélisme statistique du contact des granites par rapport aux ensembles lithologiques : le cas le plus net est celui du contact de la série du Carro que l'on peut suivre sur presque tout le versant occidental du massif ;
- dans le détail, le parallélisme du contact du granite et d'une « foliation » correspondant au plan axial de plis anté-alpins (voir chapitre suivant et fig. 16).

²² Au Mont Rose, à propos de faciès semblables, P. BEARTH avait émis cette hypothèse (1945) qu'il a renié quatre ans plus tard.

Nous pouvons donc affirmer qu'il ne s'agit pas d'un granite post orogénique complètement indépendant de la structure anté-alpine du massif. Il s'agirait plutôt d'un ou de plusieurs ensembles granitiques synorogéniques ou tardiorogéniques orientés selon les directions structurales anciennes²³. La tectonique alpine d'axe EW (ou voisin) aurait alors accentué la disposition en « feuillets » superposés. Les rapports constants avec des séries lithologiques que l'on peut suivre sur de longues distances (parallélisme statistique),

²³ On pourrait comparer ce type de gisement à celui de certains granites du « fossé pharusien central » de l'Ahaggar, qui sont porphyroïdes, souvent orientés à proximité des contacts et s'alignent parallèlement aux grandes structures de ce fossé (voir J. BOISSONNAS, 1965, rapport B. R. G. M. inédit, et M. GRAVELLE, 1968, thèse inédite).

et l'absence de variations importantes dans la composition minéralogique, semblent indiquer que le granite ne s'est pas installé de façon quelconque, mais qu'il a été guidé par le chimisme favorable de certains niveaux de la série ancienne : les enclaves acides à structure microgrenue peuvent être l'indice d'une granitisation « directe » au sens de J. DIDIER (1964), c'est-à-dire d'une granitisation préférentielle de séries présentant à l'origine une composition voisine de celle des granites.

Tout cela est évidemment très conjectural, et la recherche patiente d'éléments de la stratigraphie et de la structure anté-alpine du massif, ainsi que la comparaison avec des régions ayant échappé aux déformations alpines, pourra peut-être un jour nous amener à des hypothèses génétiques mieux étayées.

TROISIEME PARTIE

TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME

I. — Le métamorphisme alpin.

A la suite des travaux de F. ELLENBERGER (1958), P. BEARTH (1959), M. GAY (1964), P. VIALON (1966), A. NICOLAS (1966), A. MICHARD (1966), le caractère polyphasé et syntectonique du métamorphisme alpin est maintenant bien connu. En se basant sur l'étude pétrochimique des amphiboles des Schistes lustrés, A. NICOLAS définit quatre phases correspondant en fait aux étapes d'une évolution qu'il pense continue : des hautes pressions de la première phase (paragenèse à glaucophane) liée au charriage des Schistes lustrés, l'évolution mène aux hautes températures et aux basses pressions de la troisième phase (faciès schistes verts) en passant par un stade intermédiaire caractérisé par des pressions et températures moyennes ; la dernière phase, accompagnant le rétrocharriage, est liée à des températures et à des pressions faibles. Ce schéma est admis, avec des variantes (surtout pour les deux premières phases), par tous les auteurs cités.

Pour dater le métamorphisme des roches du Grand Paradis, nous disposons de deux repères :

- les quartzites « triasiques » montrent un métamorphisme « qualitatif » identique à celui des séries sous-jacentes ;
- les paragenèses observées dans les Schistes lustrés sont identiques à celles des roches du substratum antétriasique.

INDICES D'INSTABILITÉ DANS LES MINÉRAUX.

Les grenats, souvent éclatés et recimentés par de la chlorite, sont parfois remplacés par de la chlorite en rosettes non orientées. Ces grenats syncinématiques (« boule de neige ») englobent souvent des chloritoïdes à faible pléochroïsme (chloritoïde manganésifère).

Les grandes amphiboles aciculaires (pléochroïsme vert pâle incolore ; angle d'axe 85°) sont souvent à cœur de glaucophane. Elles sont fréquemment remplacées, avec conservation de la forme générale, par un amas de petites actinotes bleu-vert non orientées et de clinozoïsite.

Les phyllites de néoformation peuvent être classées en trois groupes :

- assemblage en « sandwich » de biotite acajou et de chlorite (et, ou) de biotite acajou et de phengite ;
- grands éléments de phengite orientés suivant la linéation N 305° ;
- amas de petites biotites très brunes ou vertes cernant ou remplaçant les biotites anciennes des granites. Ces néobiotites existent aussi, en l'absence de biotite ancienne, dans les gneiss prasinitiques.

Ces transformations, approximativement isozonales, proviennent d'équilibres successifs, réalisés au cours d'une même grande phase de métamorphisme. Le caractère polyphasé des déformations d'âge alpin se répercute donc sur l'évolution des cristallisations.

ESSAI D'ÉTABLISSEMENT DE LA SUCCESSION DES PARAGÈNES.

En nous basant sur deux caractères microstructuraux des assemblages de minéraux (inclusions et rapports avec les déformations), nous allons tenter d'établir un ordre chronologique des différentes cristallisations.

a) *Chloritoïde - glaucophane.*

Le chloritoïde à faible pléochroïsme est toujours déformé, souvent inclus dans le grenat, il est antérieur à ce minéral, ainsi qu'à la linéation N 310°. Le glaucophane apparaît toujours en reliques blindées au cœur des actinotes.

b) *Grenat, actinote biotite, phengite, chlorite, chloritoïde.*

Le grenat est synchronématique, lié à la première phase de déformation (linéation N 305°) : Souvent associé à un chloritoïde très pléochroïque, il est souvent cassé et rétrotransformé en chlorite. L'actinote, presque toujours rétrotransformée, croît dans les plans de foliation déterminée par la phase de déformation principale ; bien orientée dans les zones de charnières (N 305°), elle ne l'est pas toujours loin d'elles (faciès « garbenschiefer »). Ce minéral est donc tardicinématique plutôt que synchronématique. Les phyllites (phengite, biotite brune, chlorite en lamelles) sont toujours déformées par la seconde phase de déformation.

c) *Epidote - clinozoïsité, sphène.*

Ces minéraux, jamais déformés, posent un problème de classification. Leur association, dans les prasinites, avec le grenat et l'actinote nous fait supposer qu'ils sont liés à la déformation principale.

d) *Biotite acajou phengite - chlorite.*

La disposition en arcs polygonaux de ces phyllites dans les plis de détail du grand pli de Bonneval (2^e phase) indique la formation (ou la recrystallisation = phengite) de ces minéraux lors de cet épisode.

e) *Actinote bleu vert, chlorite en rosettes.*

Jamais déformés, épigénisent les actinotes plus anciennes et les grenats ; ces minéraux sont postérieurs à la dernière déformation.

f) *Quartz albite - microcline F. III.*

Ces minéraux ont cristallisé en dernier. Les porphyroblastes d'albite, toujours poecilites, renferment en inclusion tous les autres minéraux et ne sont jamais déformés. Quartz, albite et microcline F. III, microcristallins et xénomorphes, forment l'assemblage granoblastique, non cataclasé, de la mésostase de recrystallisation tardive.

Remarque. — Il faut signaler l'existence possible, aux Evettes et au pont du Sési, d'embryons de porphyroblastes potassiques d'âge alpin. Cette hypothèse est basée sur l'inclusion de minéraux alpins par ces porphyroblastes.

II. — Les déformations d'âge alpin.

Une publication récente (J.-M. BERTRAND, P. SALIOT, 1966) a déjà exposé les principaux résultats de l'étude microtectonique du massif du Grand Paradis.

Rappelons qu'une linéation L. 1 (N 300° à N 310°) qui correspond aux plis les plus anciens se traduit dans les orthogneiss par l'élongation des phénocristaux de microcline et par la réorientation des biotites anciennes. Par comparaison avec les structures identiques en style et en direction observées dans les Schistes lustrés sus-jacents, nous avons admis un âge alpin pour cette phase de plissement. Une linéation L. 2 (N 205°), toujours post-cristalline, déforme les surfaces correspondant à la première phase.

Nous allons insister ici sur les aspects mégascopiques de ces déformations, et tenter de reconstituer l'histoire tectonique alpine du Grand Paradis.

A) Grands plis de première phase.

Rares du côté français, et en général de faible amplitude (plis décimétriques à hectométriques), ils se développent largement dans les grandes parois du versant italien (en particulier en amont de Forno-Alpi-Graie et en Valnontey). L'observation de ces plis n'est possible que dans les séries de paragneiss ou aux contacts paragneiss-orthogneiss ; les grosses masses d'orthogneiss ne semblent pas plissées mais il s'agit d'une illusion, car chaque discontinuité lithologique (filons d'aprites par exemple) permet d'observer des structures plissées. La foliation alpine est particulièrement bien développée dans ces masses granitiques, mais il faut signaler l'existence de variations importantes dans les modalités de cette foliation : *des panneaux importants sont indemnes de toute déformation*. Il nous avait semblé, dans un premier temps, pouvoir lier ces variations à la position par rapport aux grands plis, la déformation maximum apparaissant dans les zones de charnière tandis que les flancs pouvaient être épargnés, mais cette règle n'est pas générale et ce problème reste encore obscur.

En l'absence de critères de polarités stratigraphiques, il nous est impossible de préciser le sens de déversement de ces plis isoclinaux. Signalons toutefois qu'un synclinal couché correspondant à cette phase et affectant le Trias (Plan Sec) indique un déversement au Sud²⁴. L'étude, en cours, des grands plis du Valsavaranche et du Valnontey, déversés apparemment au Sud (apparence peut-être fallacieuse due à la forme en dôme du Grand Paradis), n'a pas apporté d'éléments suffisants pour la reconstitution de cette grande tectonique.

Il faut signaler ici la virgation à grand rayon de courbure que subissent ces plis (ainsi que la linéation correspondante) entre le centre du massif et la bordure nord occidentale. Les directions de linéation mesurées à Forno-Alpi-Graie et dans la vallée de l'Orco sont toujours voisines de N 270°. Ces directions varient régulièrement vers N 300° -

N 310° en direction de Bonneval-sur-Arc et de Valsavaranche. Cette virgation est peut-être primaire, mais elle peut aussi être liée aux déformations responsables de la formation du dôme des foliations.

B) Plis de deuxième phase.

Nous avons vu (J.-M. BERTRAND, P. SALIOT, 1966) que cette phase de déformation, antérieure à la recrystallisation de l'albite, avait provoqué en général le gaufrage des surfaces de foliation S1. Dans quelques cas particuliers, elle a donné naissance à des structures mégascopiques complexes qui reprennent des structures plissées plus anciennes. Les plis correspondant à cette phase (N 210°) sont des plis légèrement déversés vers le SE, à plans axiaux inclinés (45°) ; ils peuvent s'observer à Bonneval-sur-Arc, mais aussi au-dessus des chalets de Leviona (Valsavaranche), dans la paroi de la punta del Inferno.

Dans une zone de charnière de seconde phase (Bonneval-sur-Arc, route de l'Iseran), les roches prennent, surtout dans les faciès fins, un aspect « nébulitique », le feuilletage disparaît presque totalement à l'exception de quelques plans phylliteux conservés où l'on observe la linéation L. 1. Cette allure de « nébulite albitique » a pu être obtenue par recrystallisation de l'albite, postérieure à une phase de remobilisation synchrone de la déformation²⁵. De petits plis affectent les plans phylliteux résiduels et les minéraux phylliteux sont orientés parallèlement au plan axial de ces plis. A la Cristallière, des plis d'échelle métrique voisins, de même axe et de même orientation de plan axial, sont, les uns parfaitement synschisteux (micas orientés suivant le plan axial), les autres post-schisteux. Cette anomalie peut s'expliquer par le caractère incomplet des recrystallisations liées à cette deuxième phase.

On peut définir, pour les plissements de la seconde phase, une certaine zonalité parallèle aux structures (en particulier à la surface de contact gneiss-Schistes lustrés) :

1) Ces plis de 2^e phase sont en effet très abondants et bien développés dans les Schistes lustrés où ils masquent souvent les structures plus anciennes. Les plis y sont à tendance isoclinale.

²⁴ Il nous est impossible pour l'instant de reconstituer, comme l'a fait P. VIALON (1967) dans le massif de Dora Maira, l'allure d'ensemble de cette tectonique EW.

²⁵ Ce type d'évolution est tout à fait exceptionnel et n'existe que dans les faciès très riches en albite.

2) Au sommet de l'édifice gneissique (série de Bonneval), ces déformations ont engendré de lourds plis déversés vers le SE, sorte de grands voussours d'allure peu cylindrique (à cause de la préexistence de plis plus anciens d'axe EW).

3) Vers le centre du massif les « plis » d'axe N 210° n'existent plus mais les traces de cette déformation subsistent sous la forme d'un gaufrage des surfaces phylliteuses.

C) Événements tardifs.

La chronologie relative des déformations tardives est délicate car il s'agit en général de déformations discontinues à caractère local. La forme actuelle du massif (en dôme) semble être le résultat de la somme de ces déformations.

— Microflexures et fentes alpines.

Accompagnées d'un blanchiment local de la roche correspondant à un enrichissement en quartz et en albite (avec parfois des filets sigmoïdes de chlorite), ces microflexures dessinent parfois une grille très dense : toujours orientées NE - SW dans la partie Sud-Ouest du massif, elles déforment les deux linéations plus anciennes.

— Failles et écaillages.

L'accident cassant le plus important est celui de l'Ecot (fig. 16). Des répliques moins importantes peuvent s'observer à l'Ouest (faille de Lecharenne), et à l'Est (faille du col des Evettes, faille de l'Ouille de Trièves - Mont Sėti). De direction presque méridienne (NE - SW), ces failles, surtout celle de l'Ecot, ont une signification structurale majeure. Leur rejeu alpin tardif, postérieur au dernier mouvement des Schistes lustrés qu'elles affectent, détermine des compartiments en escalier, séparés par des *failles directes* : les compartiments orientaux étant surélevés par rapport aux compartiments occidentaux. Ces failles s'accompagnent de mylonites (postérieures à la transformation des granites en orthogneiss) et de fréquentes injections « per descensum » de cargneules.

Vers le Nord, la faille de l'Ecot s'incline à 50° au plateau de Reys, redevient verticale au Pas du Bouquetin, puis est relayée par les accidents cisailants du col du Nivolet et de la Costa La Manteau - punta del Inferno. Ces derniers plongent à 45° vers l'WNW. Nettement sécants par rapport aux structures plissées d'âge alpin, ils sont jalonnés par des cargneules et par un liséré très continu de Schistes lustrés.

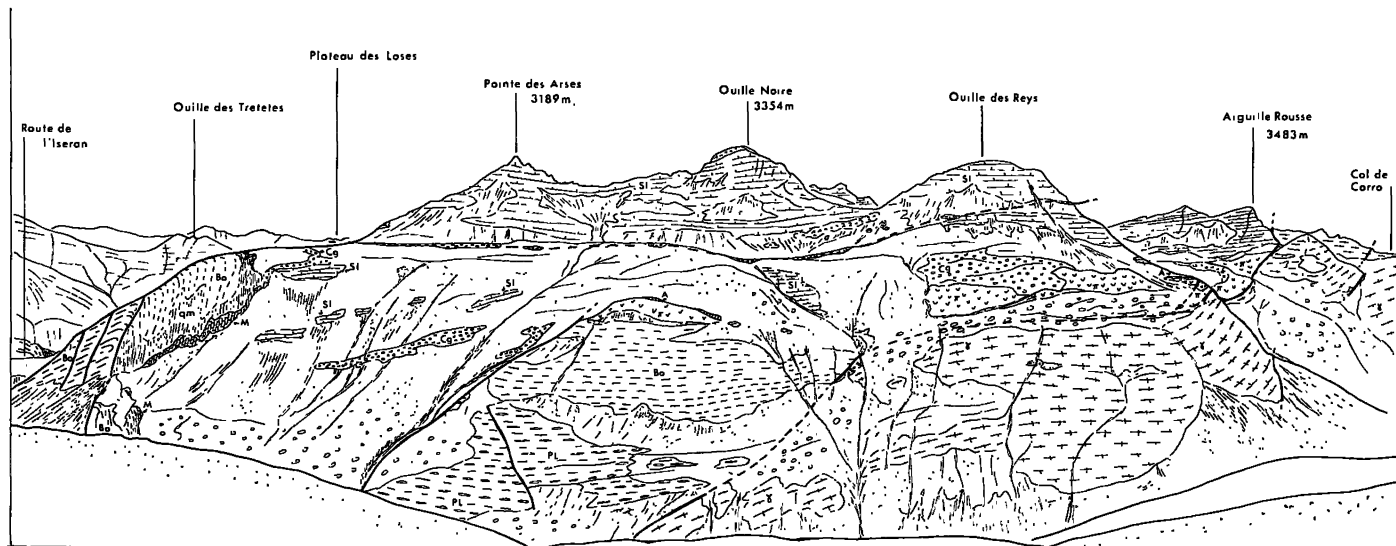


Fig. 16. — Le plateau des Loses vu du sentier des Evettes : on remarquera la faille de l'Ecot et ses répliques parallèles qui déterminent des compartiments à contenu lithologique très différent. Un contact anormal horizontal intra-Schistes lustrés prolonge les cargneules de la Lenta.

Symboles : SL, schistes lustrés ; τ , serpentines ; M, marbres du plateau des Loses ; A, Trias type Montet ; Cg, cargneules ; qm, partie supérieure de l'ensemble de Bonneval ; Bo, gneiss à faciès Bonneval ; PL, gneiss à faciès Pont de la Lame ; π , série du Montet ; γ , orthogneiss.

L'interprétation de ces accidents est compliquée par la particularité qu'ils présentent de séparer des compartiments dont le contenu lithologique est fort différent (J.-M. BERTRAND, 1965), au-dessus desquels les Schistes lustrés gisent avec une parfaite indifférence : il faut donc admettre l'existence d'un jeu plus ancien de ces fractures, antérieur au dernier mouvement de translation des calcschistes. Si notre stratigraphie est correcte (série de Bonneval post-orogénique hercynienne S. L.), le jeu ancien de ces failles a été direct tout comme le rejeu récent.

Plusieurs hypothèses peuvent être proposées :

1) Il s'agit de failles antétriasiques ayant rejoué plusieurs fois lors du cycle alpin : on voit mal alors comment elles auraient pu résister aux intenses déformations d'âge alpin (en particulier aux plis couchés d'axe 310).

2) Il s'agit d'écailles (ou de claveaux) à proximité de la surface du dôme en relation avec le charriage primaire des Schistes lustrés : outre le fait que ces failles auraient été alors déformées par les plis alpins post-charriage, cela n'explique pas le rejeu ultime direct.

3) C'est un écaillage lié au rétrocharriage des Schistes lustrés : le parallélisme de ces accidents avec certaines surfaces liées au rétrocharriage des Schistes lustrés (digitation de l'Iseran par exemple) semble confirmer cette hypothèse, mais celle-ci ne s'accorde pas avec le jeu en failles directes et n'explique pas les compartiments à lithologie différente.

4) On peut imaginer une compensation, en sens inverse (failles antithétiques), au-dessous du niveau majeur de discontinuité, du rétrocharriage des Schistes lustrés, sous charriage tardif (vers l'Ouest) de la masse gneissique sous ces derniers. Cela n'explique pas non plus l'individualisation des compartiments, sauf si on combine cette hypothèse avec la suivante.

5) Ces failles sont liées à la formation du dôme des foliations : l'allure en escalier, montant vers l'Est, des compartiments, le laisse supposer. On peut alors imaginer que ce dôme s'est formé en de multiples épisodes encadrant des mouvements latéraux (rétrocharriage) des Schistes lustrés : après un premier jeu de ces failles, une phase tangentielle de la couverture provoque le « décapage des saillants » et la « mise à niveau » du

dôme de gneiss (un argument pour cette hypothèse est la fréquence et l'épaisseur importante des mylonites schisteuses au toit de certains compartiments : sentier des Evettes) ; plusieurs cycles fracture-glissement peuvent alors aboutir à l'état actuel. Il faudrait donc admettre que les mouvements de rétrocharriage des massifs piémontais vers l'Est ont été multiples et largement étalés dans le temps, ceci devra être vérifié dans d'autres régions. Cette hypothèse apparemment compliquée nous semble pour l'instant la plus logique pour expliquer tous les caractères de ces fractures.

D) *Tectonique des Schistes lustrés.*

Les Schistes lustrés sont affectés, nous l'avons déjà rappelé, par les mêmes déformations que les gneiss sous-jacents. Il est intéressant d'étudier les rapports de ces déformations avec la surface de contact du socle et des Schistes lustrés :

— Les foliations sont statistiquement concordantes d'un ensemble à l'autre.

— La surface de contact tronque les structures Est-Ouest des gneiss et des Schistes lustrés : cela est très net au glacier de Séa. On doit donc admettre que chaque ensemble est plissé isoclinalement pour son propre compte et que le contact anormal actuellement observable est tardif par rapport à cette phase.

— La disposition géométrique des différents éléments constitutifs de l'ensemble des Schistes lustrés (roches vertes, calcschistes, gneiss albitiques) est due essentiellement à de grands plis couchés d'axe voisin d'Est-Ouest : plis de l'Albaron de Séa, de l'Albaron, du massif du Grand-Fond. La relative concentration de ces éléments en massifs homogènes disposés de façon quelconque par rapport au contact (roches vertes de l'Albaron, du Mont Teu Blanc, de la Grivola, voisinant avec de grandes étendues monotones de calcschistes) est certainement d'origine tectonique : c'est, dans notre région, le seul argument plaidant pour un charriage précoce des Schistes lustrés vers l'Ouest ²⁶.

²⁶ A. NICOLAS décrit, en Val de Suse, des linéations NS précoces (minéraux de la paragenèse éclogitique) qu'il lie à cette phase tectonique ; nous n'avons pour l'instant rien trouvé de tel dans les Schistes lustrés du versant Ouest du Grand Paradis.

— Les plis de la phase II (plis de la Lenta, du plateau des Loses et de Bonneval) déforment la surface de contact. Ils sont donc, en première approximation, tardifs. Mais l'existence de longues digitations de cargneules bréchiques à éléments de *calcschistes métamorphiques* étirées vers l'Est est à mettre en relation avec les derniers mouvements de rétrocharriage.

A la suite de F. ELLENBERGER (1957) on peut interpréter ce type de structures de la façon suivante : lors d'une phase de reflux vers l'Est des Schistes lustrés, il y a eu décollement différentiel des Schistes lustrés « sous le vent » des reliefs de la structure du socle. Dans les plans de « clivage » ainsi définis se sont injectées latéralement des cargneules. L'intensité de ce décollement différentiel diminue lorsqu'on s'éloigne des reliefs du socle, ce qui explique la fermeture vers l'Est des digitations de cargneules. La digitation de l'Iseran ne serait qu'une forme hypertrophiée d'un tel décollement correspondant, peut-être, à cet énorme « relief » que forme le massif du Grand Paradis, dans son ensemble. Ces considérations font intervenir une tectonique de rétro-écoulement en masse des Schistes lustrés, mouvement facilité par la semelle tectonique formée par les cargneules. Nous ne retrouvons nulle part, dans le socle, trace de tels phénomènes ; il devient donc à peu près certain que le socle est resté inerte lors de cette tectonique de rétro-écoulement. Les Schistes lustrés devaient être déjà plissés, structurés, métamorphiques (éléments de calcschistes métamorphiques dans les Cargneules bréchiques).

— En conclusion il nous est impossible d'établir une chronologie des plissements observés dans le Grand Paradis *par rapport au charriage primaire des Schistes lustrés*, car nous ne retrouvons aucune trace de cet événement : le seul élément pouvant permettre une hypothèse (troncature des plis EW par la surface de contact) peut être interprété de deux manières divergentes (elle peut être due au charriage primaire ou au rétrocharriage).

Par contre la succession des deux grandes phases de plissement et du rétrocharriage des Schistes lustrés semble bien établie, la seconde phase de plis pouvant peut-être annoncer le rétro-écoulement en masse des Schistes lustrés vers l'Est et le clivage du socle en grandes écailles.

E) *La tectonique alpine. Discussion.*

La géologie des Alpes internes est dominée actuellement par l'existence d'une querelle concernant la tectogenèse alpine de cette région : les plis transverses à l'allongement de la chaîne (plis d'axe EW) sont-ils plus anciens ou plus récents que le charriage principal des Schistes lustrés vers l'Ouest ? Deux autres questions apparaissent comme corrolaire de celle-ci : quel est le rôle des « nappes de socle » et quelle est l'ampleur réelle du charriage des Schistes lustrés sur ces régions ?

Les plissements d'axe EW sont connus depuis fort longtemps (E. ARGAND, 1934 ; F. HERMANN, 1930 ; E. RAGUIN, 1930 ; R. MICHEL, 1953 ; F. ELLENBERGER, 1957) mais leur extension et leur âge alpin dans les séries antétriasiques polymétamorphiques n'ont été soulignés que récemment (F. ELLENBERGER, 1957 ; P. VIALON, 1962 ; J.-M. BERTRAND, 1965).

D'une manière quelque peu simpliste on peut grouper ces travaux en deux écoles :

1) Les géologues dont la préoccupation principale est l'étude des socles anté-alpins (Dora Maira pro parte, Grand Paradis) ne trouvent en général dans ces socles et à leur pourtour immédiat aucun argument, sinon d'ordre général, pour un charriage primaire des Schistes lustrés : la phase tectonique majeure, accompagnée du paroxysme métamorphique, est donc la phase Est-Ouest (J.-M. BERTRAND, P. SALIOT, 1966). Dans cet ordre d'idée, l'âge de cette phase peut donc être alpin précoce (voire crétacé pour P. VIALON).

2) Les géologues travaillant dans les séries mésozoïques ou permo-houillères décrivent en général des déformations antérieures aux plis EW (considérés alors comme un serrage affectant un édifice de nappes) et optent, avec des nuances (A. NICOLAS, 1967), pour une allochtonie des Schistes lustrés, antérieure aux plis EW et au métamorphisme principal. C'est l'avis de A. MICHARD qui fait intervenir une grande nappe de socle au Sud du massif de Dora Maira, de R. CABY en Valgrisanche, de F. ELLENBERGER en Vanoise qui décrit une série continue Crétacé - Paléocène affectée par les mêmes plis d'axes EW que l'ensemble du Permo-Houiller.

Les deux points de vue peuvent être conciliés si l'on admet que les grands charriages sont essentiellement des phénomènes discontinus, surtout

lorsqu'ils affectent un matériel déjà cristallin, induré et granitisé : les claveaux de socle se seraient donc comportés de façon passive lors du charriage des Schistes lustrés. Par contre on peut admettre que dans un matériel non métamorphique (dans l'hypothèse où la première phase du métamorphisme alpin est effectivement liée à la surcharge provoquée par l'arrivée des nappes : F. ELLENBERGER, 1957), certains faciès plus plastiques que d'autres ont pu enregistrer des déformations contemporaines de ce charriage. A la suite de F. HERMANN et E. RAGUIN (1930) on peut penser que le charriage des Schistes lustrés s'est fait de façon laminaire différentielle, certaines unités (parfois très minces) progressant différemment des unités voisines à la faveur de surfaces de discontinuité. La surface majeure de discontinuité située entre le socle polymétamorphique et les Schistes lustrés a pu rejouer lors des grands plissements Est-Ouest et chaque « étage tectonique » s'est alors plissé pour son propre compte. Dans les cas où l'on observe le charriage des Schistes lustrés sur du matériel permo houiller monométamorphique, cette discontinuité, nettement moins nette, n'a pas empêché le contact anormal de se déformer lors des plissements Est-Ouest ²⁷.

III. — Indices de déformations et d'un métamorphisme anté-alpin.

Nous avons insisté, dans une publication précédente (J.-M. BERTRAND, 1965), sur l'absence de minéraux et de structures anté-alpines à l'exception des granites. Le type de gisement de ces granites, en feuillets parallèles au litage des séries de paragneiss, militant en faveur d'une origine « orogénique », nous avons recherché les traces de cet événement anté-alpin contemporain ou antérieur à la mise en place de ces granites.

Ces indices sont de deux ordres correspondant à deux échelles différentes : les minéraux résiduels, les structures plissées antégranitiques.

²⁷ R. CABY (1968) a observé de telles structures plissées d'axe EW, affectant en même temps des Schistes lustrés et du Permo-Houiller, en Val de Rhêmes.

A) Les minéraux résiduels.

— Biotites anciennes.

Nous avons déjà décrit (gneiss minuti rétro-morphiques) le remplacement de la biotite par un assemblage de phengite et de biotite verte.

— Amas de chloritoïde.

Certains faciès de gneiss fins contiennent des amas prismatiques ou en fuseau (suivant le degré d'étirement), actuellement formés de chloritoïde (variété à pléochroïsme intense). Ces amas correspondent manifestement à la pseudomorphose d'anciens minéraux (silicate d'alumine ?).

— Grenats antétectoniques.

Dans certains gneiss prasinitiques existent, parallèlement aux grenats alpins syntectoniques, des grenats morcelés (cicatrisés par de la biotite et de la chlorite) qui peuvent appartenir à une paragenèse ancienne.

B) Les structures antégranitiques (fig. 17).

Beaucoup plus précieuses pour la reconstitution de l'histoire anté-alpine du massif, ces structures ont pu être observées récemment (leur étude est en cours) dans la vallée de la Stura de Sea en amont de l'Alpe de Sea.

La paroi italienne des Pointes de la Piatou et de l'aiguille de Bonneval montre un grand pli couché, bien dessiné par la série prasinitique de la Disgrazia : les prasinites subhorizontales et peu épaisses, qui affleurent dans le tiers supérieur de la paroi, dessinent vers le col de la Disgrazia d'abondants replis isoclinaux qui portent leur épaisseur apparente à près de 400 m, puis s'enfoncent sous les orthogneiss à la base de la paroi ; elles dessinent une vaste antiforme d'axe N 290° (pli d'âge alpin) couchée vers le Nord. Une synforme d'échelle équivalente apparaît dans la face italienne de la Pointe Francesetti : sa charnière peut être étudiée au Bivacco Uget.

L'analyse de ces plis montre les faits suivants :

— Dans les prasinites, la surface plissée correspond déjà à une foliation métamorphique, plan axial de multiples replis isoclinaux très serrés (d'axe voisin d'EW) : ces microplis se retrouvent aussi dans les enclaves qui jalonnent le contact

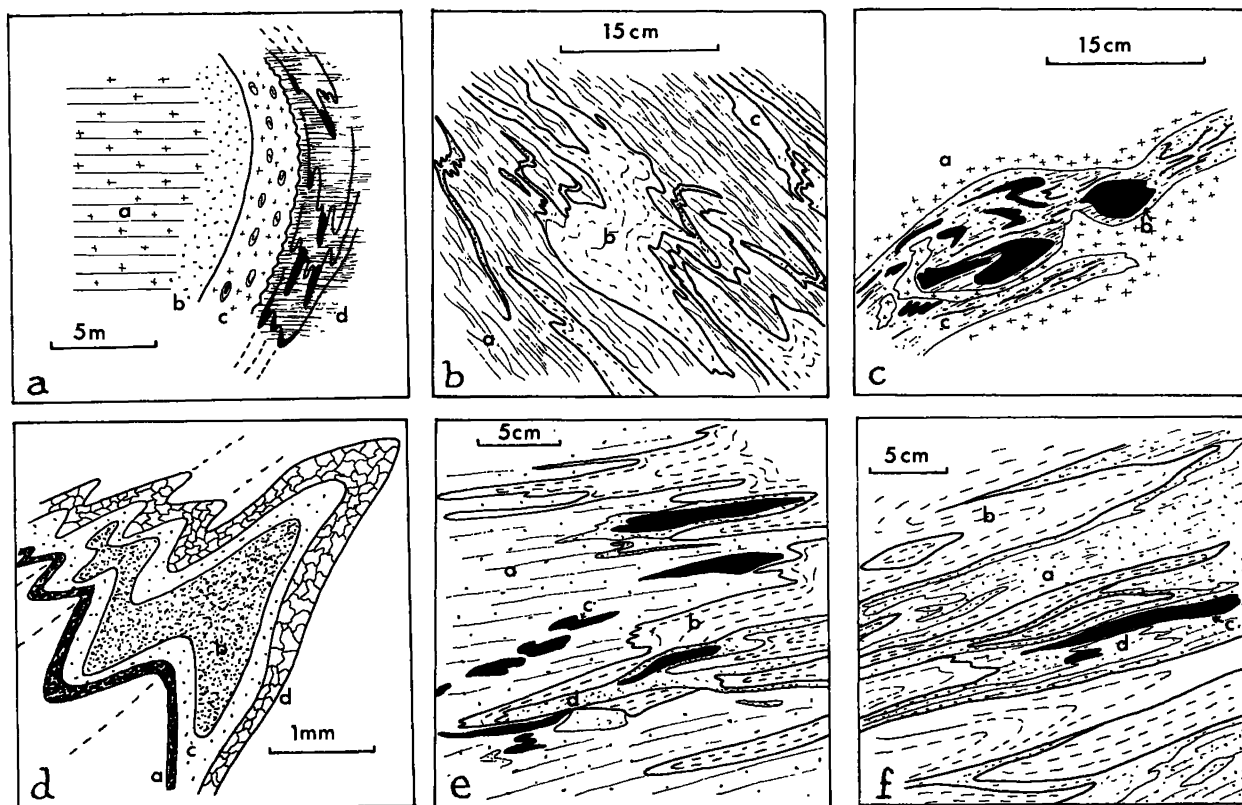


Fig. 17. — Les structures antégranitiques.

a) Couloir de la Disgrazia. Contact du granite et de la série prasinitique de la Disgrazia.

Symboles : a, orthogneiss avec foliation liée au pli d'axe EW alpin ; b, zone dépourvue de foliation, mais à intense linéation N 290° ; c, contact du granite avec enclaves polygéniques contenant des structures plissées ; d, série de la Disgrazia montrant une foliation antéalpine concordante au contact du granite gaufrée par des microplis d'axe N 290.

b) Couloir de la Disgrazia. A proximité du granite, replis anté-alpins.

a, gneiss mésocrate ; b, quartz - leptynite ; c, mobilisation quartzofeldspathique ancienne.

c) Couloir de la Disgrazia. Enclave à résidus de structure plissée.

a, granite ; b, boudins de prasinite ; c, gneiss prasinitique.

d) Couloir de la Disgrazia. Roche finement litée, à texture de tuf :

de grands cristaux de plagioclase saussuritisés, déjà allongés, sont ondulés par les replis d'âge alpin.

a, épidote ilménite ; b, plagioclase ; c, quartz albite ; d, quartz engrené.

e et f) Refuge du Carro. Replis isoclinaux très certainement anté-alpin :

comparer leur style avec les plis des figures b et c.

a, gneiss prasinitique ; b, leptynite ; c, prasinites en boudins ; d, mobilisation quartzofeldspathique syntectonique.

du granite (fig. 17 c). Les « nodules » de prasinite participent à ces structures plissées antégranitiques et sont, eux aussi, repris en enclaves polygéniques du granite. La déformation alpine se traduit par un microplissement de cette foliation ancienne, accompagné de l'orientation des phyllites alpines dans le plan axial de ces replis tardifs.

— Dans les orthogneiss. Les faciès de bordure, qui présentent une zonation très fine, parallèle au contact (faciès pauvres en phyllites à tendance aplitique), se comportent comme une B. tectonite : pas de surface (foliation) matérialisée, réorientation fibreuse irrégulière des minéraux du granite. En même temps que les phénocristaux potassiques

et les phyllites apparaît le faciès habituel où la foliation est bien développée : dans la zone de la charnière, cette foliation, liée au grand pli d'âge alpin, recoupe perpendiculairement le contact du granite (qui est lui même, comme nous l'avons déjà vu, parallèle à la foliation ancienne déformée).

Le parallélisme du contact du granite et de la foliation antégranitique des schistes cristallins encaissants laisse entrevoir une origine syntectonique pour ce granite : l'allure générale « en feuillets » des orthogneiss, dont nous hésitons à rendre responsables les seules déformations post-

granitiques d'âge alpin, confirme cette hypothèse.

Ces indices permettent d'affirmer le caractère polymétamorphique du massif du Grand Paradis. Malheureusement la reconstitution de l'histoire anté-alpine, qui n'apparaît qu'en filigrane au travers de l'envahissante recristallisation et des intenses déformations alpines, est encore impossible. Qu'il nous suffise de savoir pour l'instant que ces gneiss ont été plissés, métamorphisés et granitisés avant le Trias ; les caractères de ces événements pourront peut-être être précisés par la suite.

CONCLUSIONS

Les conclusions suivantes peuvent être dégagées de cette étude :

— Existence dans les gneiss de deux ensembles lithologiques différents dont les rapports sont ambigus ;

— Une *granitisation* complexe a affecté, avant l'orogénèse alpine, la série la plus profonde et épargné l'Ensemble de Bonneval (gneiss minuti). Ces granites ont été transformés en *orthogneiss* par les déformations d'âge alpin ;

— Prédominance de la tectonique et du métamorphisme d'âge alpin dans l'aspect actuel du Grand Paradis : les structures antégranitiques sont presque complètement effacées.

I. — Séries lithologiques.

a) *L'Ensemble de Bonneval.*

Il est constitué par une masse importante de gneiss albitiques et de gneiss œillés clairs à microcline, dont l'origine volcanique ou volcano-détritique est assez nette. Apparemment non granitisé, son histoire est différente de celle de l'ensemble des gneiss œillés.

b) *Le « Trias ».*

L'existence de Trias, très probable au Montet, est plus douteuse dans les autres coupes. L'absence de critères sûrs ne permet pas de conclure objectivement.

c) *L'ensemble des gneiss œillés du Grand Paradis.*

1) *La série antégranitique* n'est connue que par les septums qui ont échappé à la granitisation. Ces septums sont de deux types :

- septums de roches vertes, comportant des prasinites associées à des gneiss albitiques et des gneiss œillés clairs, pauvres en biotite et en chlorite ;
- septums de roches claires, où coexistent des roches blanches massives, finement litées, à petits ocelles de feldspath potassique, dont l'origine tuffacée est indubitable, et des faciès à cachet typiquement sédimentaire (quartzites albitiques, schistes noirs, conglomérats quartzofeldspathiques possibles).

L'ensemble de cette série semble donc d'origine volcano-sédimentaire.

2) *Les granites anté alpins.* — Connus à l'état d'orthogneiss (dont la linéation et la foliation sont d'âge alpin) ou localement bien conservés dans des zones peu déformées (granite de la Piatou), les granites sont bien caractérisés par :

- leur composition minéralogique : plagioclases rétro-morphosés, microclines perthitiques, biotite et quartz ;
- leurs enclaves qui ont souvent une texture microgrenue ou des reliques de faciès volcaniques ou subvolcaniques (quartz rhyolitiques, plagioclases zonés, etc.) ;
- leur cortège filonien d'aprites et de pegmatites.

II. — Tectonique et métamorphisme.

L'ensemble du socle est affecté par deux phases de déformations. La phase majeure, synchrone du métamorphisme alpin principal, est génératrice de plis isoclinaux, d'axe WNW - ESE déversés vers le NNE et d'une linéation homoaxiale bien visible dans l'ensemble des gneiss œillés. Une phase plus tardive correspond, dans la partie supérieure du dôme, à des plis à grands rayons de courbure, sortes de grands voussoirs d'axe ESE WNW déversés faiblement vers l'ESE. Des accidents redressés, liés probablement aux derniers mouvements de translation des Schistes lustrés, ont abouti dans le socle à la formation de compartiments de composition lithologique différente.

Le métamorphisme alpin, intimement lié aux

phases de déformation (phyllitisation des surfaces « S », croissance de minéraux suivant la linéation principale), s'est effectué à la limite inférieure de l'épizone. Polyphasé, il accompagne les phases de déformation jusqu'à la recristallisation ultime du quartz, de l'albite et du microcline (F. III).

Le granite est le témoin spectaculaire de l'histoire anté-alpine du Grand Paradis ; il subsiste quelques reliques de minéraux et de structures anciennes qui sont très effacées par les déformations et le métamorphisme d'âge alpin.

Le tableau qui permet de résumer ces conclusions laisse entrevoir les nombreux points obscurs et les points d'interrogation qu'il faudra arriver à éliminer progressivement pour parfaire la connaissance du massif du Grand Paradis.

Ensembles	Séries et leurs rapports	Tectonique	Métamorphisme	Age
Schistes lustrés	Discontinuité tectonique	<i>Phases alpines :</i> — charriage primaire des Sch. lustr. vers W ; — plis isoclinaux N 270° à N 310° ; — plis d'axe N 210° ; — phases de rétrocharriage et formation du dôme par écaillage marginal.	Métamorphisme alpin polyphasé.	Mésozoïque
Marbres mésozoïques	Discontinuité tectonique			Trias à Malm ?
Bonneval	Discordance possible (non observée) ?			Permien ou Viséen ?
Gneiss œillés du Grand Paradis	Géom. de haut en bas : Montet Sea Evettes Disgrazia Carro Valsavaranche	<i>Phases anciennes (antétriasiques) :</i> Structures plissées isoclinales d'axe EW probable.	Métamorphisme ancien mal connu. Granitisation synorogénique ou tardiorogénique.	Antépermien ou Antéviséen ?

BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ (A.) (1962). — Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques espaces au Sud d'Aoste (*Arch. Sc. Ph. Nat. Genève*, vol. 15, fasc. 1).
- (1966). — Caractères essentiels du Permo-Carbonifère alpin (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262, p. 2439-2442).
- ARGAND (E.) (1934). — La zone pennique (*Guide Géol. Suisse*, 3, p. 149-189).
- BAILEY (E. H.), STEVENS (R. E.) (1960). — Selective staining of K feldspars and plagioclase in rocks slabs and their sections (*The Amer. Miner.*, 45, p. 1020-1025).
- BEARTH (P.) (1945). — Ueber spätalpine granitische Intrusionen in der Monte Rosa. Bernoard Decke (*B. S. M. P.*, 25, p. 1-22).
- (1952). — Geologie und Petrographie des Monte Rosa (*Mat. Carte Géol. Suisse*) (nouvelle série), 9694, p.

- BERTRAND (J.-M.) (1965). — Données nouvelles sur la géologie de la partie française du massif du Grand Paradis (haute Maurienne) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 260, p. 6405-6408).
- BERTRAND (J.-M.), SALIOT (P.) (1966). — Données nouvelles sur l'âge et la nature des gneiss du Grand Paradis (Alpes graies) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262, p. 1669-1672).
- CHATTERGEE (N. D.) (1966). — On the widespread occurrence of oxidized chlorites in the Pennine zone of the western Italian Alps (*Contz. Miner. and Petrol*, 12, p. 325-339).
- CORNELIUS (H. P.) (1936). — Einige Beobachtungen an den Gneissen des Monte Rosa und Gran Paradiso (*ibid.*, 29, p. 1-20).
- DAL PIAZ (G. B.) (1928). — Geologia della catena Herbetet - Gran Nomenon (*Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, 7, 83 p. Carte au 1/25 000°).
- (1938). — Alcuni considerazioni sull'età degli orthogneiss del Gran Paradiso, del Monte Rosa e degli Alpi Tauri (*Per. de Miner.*, 9, p. 273-287).
- DAL PIAZ (G. V.) (1964). — Il cristallino antico del versante meridionale del Monte Rosa : paraderivati a prevalente metamorfismo alpino (*Rend. della Soc. Miner. Ital.*, Anno XX, p. 101-135, 4 pl.).
- (1966). — Gneiss ghiandoni, marmi ed anfiboliti antiche del ricoprimento Monte Rosa nell'alta Valle d'Ayas (*Boll. Soc. Geol. Ital.*, 85, p. 103-132, 9 fig.).
- ELLENBERGER (F.) (1958). — Etude géologique du pays de Vanoise (*Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*).
- (1960). — Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en haute Maurienne (Savoie) (*B.S.G.F.*, II, p. 190-194).
- (1965). — Le « style pennique ». Rhéomorphisme ou cisaillement ? Application au Grand Paradis (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 260, p. 4008-4011).
- ELLENBERGER (F.), MICHARD (A.), STURANI (C.) (1964). — Découverte d'Ammonites et observations stratigraphiques dans les Schistes lustrés du Val Grana (Alpes cottiennes) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 159, p. 3047-3050).
- ELLENBERGER (F.), SALIOT (P.) (1967). — Tectonique « pennique » à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, p. 1569-1572).
- ELTER (G.) (1960). — La zona pennica dell'alta e media valle d'Aosta e le unità limitrofe (*Mem. Inst. Geol. Min. Padova*, vol. XXII, 22 fig., 1 tav., 1 carte tectonique au 1/100 000°).
- (1960). — Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymétamorphiques de la zone pennique des Hohe-Tauern (*in Livre Mém. Prof. P. Fallot*, t. II, p. 503-515).
- FRANCHI (S.) (1925). — I dati stratifici et paleontologici fondamentali per l'età secondaria del calcescisti, e l'ipotesi di un grande carreggiamento della massa di questi nelle Alpi franco-italiane (*Rend. R. Acad. Naz. Lincei*, (6), 1, p. 283-291).
- GAY (M.) (1964). — Premiers résultats de l'étude géologique du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes) (*89^e Congr. Soc. Sav.*, p. 153-162).
- HERMANN (F.) (1938). — Carte géologique des Alpes nord occidentales au 1/200 000° et carte structurale au 1/750 000°.
- MICHARD (A.) (1967). — Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes (*Thèse C.N.R.S.*).
- MICHARD (A.), VIALON (P.) (1961). — Gneiss, marbres, prasinites en coussins et polymétamorphisme dans la partie sud occidentale du massif de Dora-Maira (Alpes cottiennes piémontaises) (*B.S.G.F.*, (7), 3, p. 345-354, 3 fig., 1 pl.).
- MICHEL (R.) (1953). — Les schistes cristallins du Grand Paradis et Sesia Lanzo (Alpes franco-italiennes) (*Sc. de la Terre*, Nancy, t. I, n°s 3-4, 287 p., 1 carte couleur, 1 pl.).
- NICOLAS (A.) (1966). — Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora-Maira et le Grand Paradis. Le complexe ophiolites-Schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises) ; tectonique et métamorphisme (*Thèse*, Nantes, 1966, 299 p., 85 fig., 8 pl., 1 carte).
- (1967). — Géologie des Alpes piémontaises entre Dora Maira et Grand Paradis (*Géol. alpine, Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 43, p. 139-167).
- NOVARESE (V.) (1894). — Nomenclature e sistematica delli rocce verdi delle Alpi occidentali (*Boll. R. Com. Geol. Ital.*, 25, p. 164-181).
- RAGUIN (E.) (1930). — Haute Tarentaise et haute Maurienne (Alpes de Savoie) (*Mém. Expl. Cart. Géol. Fr.*, IV, 107 p.).
- VIALON (P.) (1966). — Etude géologique du massif cristallin Dora Maira. Alpes cottiennes internes (Italie) (*Thèse*, Grenoble, 282 p., 1 carte).
- (1967). — Quelques remarques sur l'étude géologique du massif cristallin Dora Maira (Alpes cottiennes internes ; Italie) et de ses abords (*Géol. alpine, Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 43, p. 245-258).
- VITERBO (C.) (1959). — La composizione chimico-petrografica di alcune rocce tipiche del Gran Paradiso. (*Rend. Soc. Min. Ital.* Anno XV, p. 255-282).

CARTES GÉOLOGIQUES :

- Carte géologique détaillée de la France au 1/50 000°. Feuille 179 bis Bonneval-sur-Arc. M. BERTRAND et P. TERMIER, 1895.
- Feuille 169 ter Tignes. M. BERTRAND et P. TERMIER, 1899.
- Carte géologique de la France au 1/50 000°. Feuille XXXVI 33 Tignes. E. RAGUIN et F. HERMANN, 1930.
- Carte géologique de la France au 1/50 000°. Feuille XXXVI-34 Lanslebourg. E. RAGUIN et F. HERMANN, 1931.
- Ufficio geologico d'Italia : S. FRANCHI, E. MATTIROLO, V. NOVARESE, A. STALLA : 1912, feuille 41, Gran Paradiso ; 1912, feuille 42, Ivrea ; 1913, feuille 55, Susa ; 1925, feuille 56, Torino.