Zeitschrift: Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles = Bulletin der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg

Herausgeber: Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles

Band: 76 (1987)

Heft: 1-2

Artikel: Histoire des granitoïdes du Mont Blanc en Suisse

Autor: Marro, Christian

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-308664

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 09.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Histoire des granitoïdes du Mont Blanc en Suisse

par CHRISTIAN MARRO [1],
ABA-GEOL SA, Payerne

Table des matières Page

1. Introduction 74

2. Terrain 75
   2.1. Granite du Mont Blanc 75
   2.2. Granites leucocrates 83
   2.3. Rhyolite 85
   2.4. Carte géologique 86

3. Microscopie 86
   3.1. Métamorphisme alpin 86
   3.2. Granite du Mont Blanc 87
   3.3. Granites leucocrates 88
   3.4. Rhyolite 89

4. Géochimie 91
   4.1. Métamorphisme alpin 91
   4.2. Granite du Mont Blanc 97
   4.3. Granites leucocrates 97
   4.4. Rhyolite 98
   4.5. Isotopes 98

[1] Résumé du travail de thèse mené à bien par CHRISTIAN MARRO (1986) à l'Institut de Minéralogie et Pétrographie de l'Université de Fribourg, sous la direction de MM. les professeurs von Raumer et Maggetti. L'impression du présent travail a été subventionnée par la Fondation Dr. Joachim de Giacomi de la Société Helvétique des Sciences Naturelles.

5. Interprétation – Evolution 100
5.1. Granite du Mont Blanc 101
5.1.1. Protogine 101
5.1.2. Faciès de bordure 108
5.1.3. Granite-porphyre 108
5.2. Granites leucocrates 109
5.2.1. Leucogranite 109
5.2.2. Leucogranite-porphyre 110
5.2.3. Aplites 111
5.3. Rhyolite 111
5.4. Evolution en profondeur 114
5.5. Evénements post-paléozoïques 115

6. Intégration dans le cadre européen 117

Annexe: Liste des abréviations 117

Remerciements 118

Résumé 118
Zusammenfassung 119
Abstract 119

Bibliographie 119

Planches 123

1. Introduction

Le granite du Mont Blanc occupe plus de la moitié du massif du même nom (fig. 1). En bordure des trois pays, Suisse, France et Italie, il a été quelque peu délaissé par leurs chercheurs et son étude détaillée présentait un intérêt digne d'une thèse de doctorat.

Le massif du Mont Blanc est l'un des massifs cristallins externes, à l'évolution commune décrite récemment par VON RAUMER (1984, 1985). Dans la deuxième moitié de l'ère primaire ou paléozoïque, des séries essentiellement constituées d'argiles et de grauwackes (roches sédimentaires composées de quartz, feldspaths, phyllosilicates et souvent débris de roches) sont transformées par le métamorphisme hercynien en paragneiss à biotite, plagioclase et quartz constituant la « toile de fond » actuelle (HUEGI & VON RAUMER, 1975). Le Carbonifère inférieur voit se former des granitoïdes contenant souvent de la cordiérite et faire intrusion des granites filoniens (Vallorcine, Montenvers, etc.). L'histoire tardi-hercynienne (Carbonifère supérieur, Permien) est mar-

quée par l'intrusion d'importants massifs granitiques circonscrits (dont celui du Mont Blanc) et la formation de structures horst-graben (en «touches de piano»).

L'ère secondaire ou mésozoïque est caractérisée par une transgression de la mer. L'ère tertiaire est marquée par l'orogénèse alpine. Sous l'effet d'une poussée du SE vers le NW, le massif du Mont Blanc est bombé et rapproché de son voisin des Aiguilles Rouges. La plus grande partie de la couverture mésozoïque se déplace vers le NW sous forme de nappes (Morcles). La répartition du stilpnomélane, les paragenèses (associations de minéraux) dans les amphibolites et les inclusions fluides dans les cristaux de quartz en fissures (VON RAUMER, 1969, 1974; POTY, STALDER & WEISBROD, 1974) suggèrent des conditions de pression et température de l'ordre de 2.5 kilobars et 400 degrés.

Des études récentes ont pour objet le vieux cristallin ainsi que l'intrusion et la cristallisation du granite du Mont Blanc (VON RAUMER 1984, resp. 1967, et la littérature y citée). Ayant observé que ce dernier avait été traversé par de nombreux filons de différentes natures, il nous a paru intéressant de le prendre comme point de départ et d'étudier la suite des événements, surtout magmatiques et tectoniques. Nous présentons d'abord les observations sur le terrain, microscopiques et chimiques, puis racontons l'histoire du granite du Mont Blanc et des roches qui le traversent, et enfin l'intégrons dans le cadre européen.

2. Terrain

Le terrain observé est limité par le glacier d'Argentière au S, le val Ferret suisse à l'E, le Catogne au N et le contact – tectonique – du granite et de son encaissant à l'W (fig. 2).

2.1. Granite du Mont Blanc

Vrai granite suivant la nomenclature de STRECKEISEN (1967) (VON RAUMER, 1971), le *granite du Mont Blanc* constitue l'ossature de la chaîne. Pensant qu'il s'agissait de la roche la plus ancienne du massif, de la «première-née», JURINE (1806) la nommait *«protogine»*. Nous savons maintenant que c'est loin d'être le cas mais avons cru bon de conserver ce terme consacré par l'usage. Nous le limitons au cœur, porphyroïde (à gros grains dans une matrice plus fine, tab. 1, planche 1) et suivons VON RAUMER (1967) pour nommer *«faciès de bordure»* le granite équigranulaire (à grains de taille semblable, planche 2) qui flanque la protogine. Localité-type de la protogine:

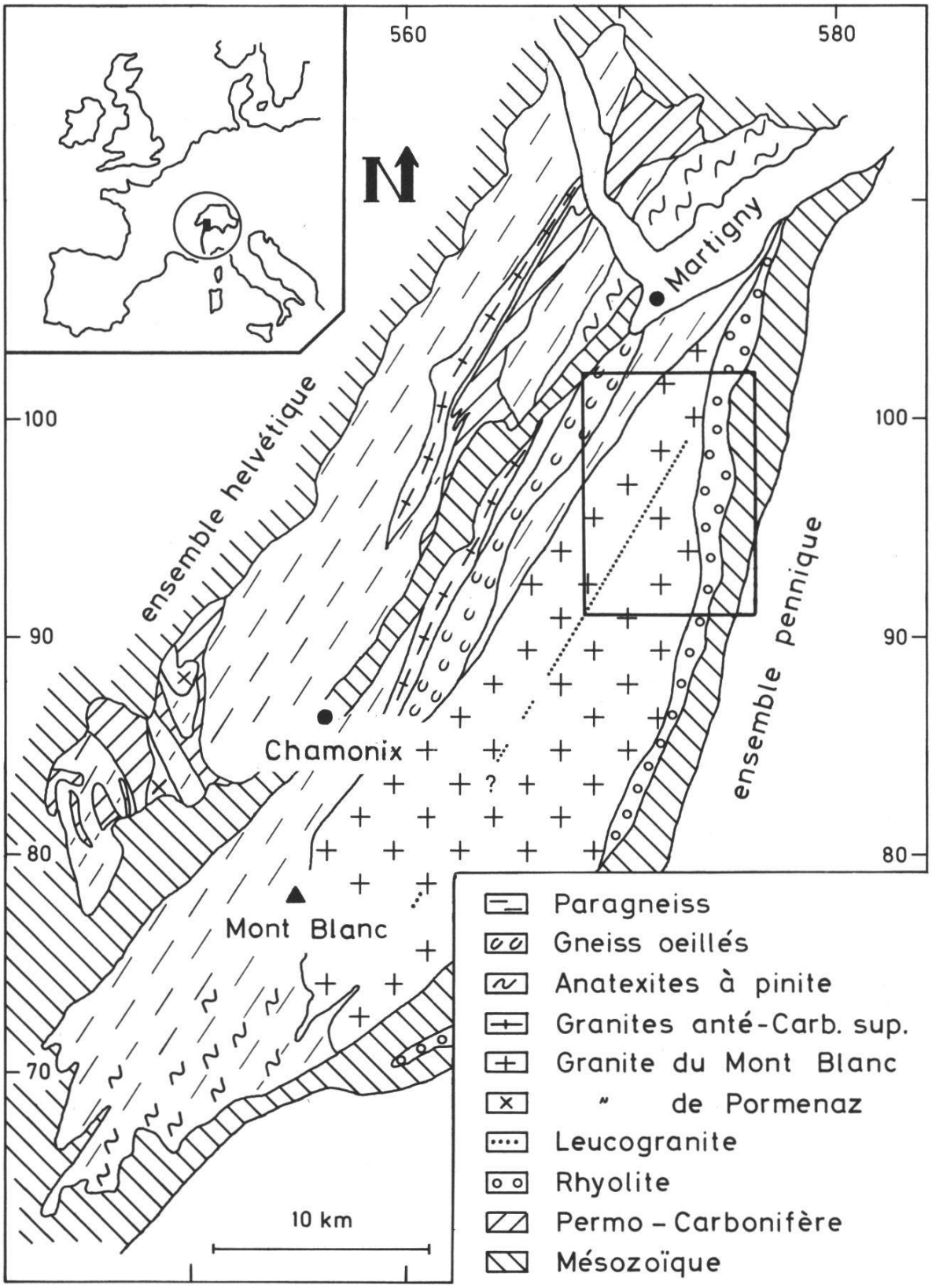

Fig. 1 : Carte géologique schématique des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges (d'après VON RAUMER, 1976). Ils sont actuellement séparés par la zone mésozoïque de Martigny–Chamonix. Le rectangle correspond à la carte géologique de la fig. 2.

éperon au S de la cabane du Trient (569.460/94.065/3060 m), du faciès de bordure: Plan de l'Arche (572.320/94.850/2473 m).

Le granite de bordure est équigranulaire et à biotite. La taille des minéraux leucocrates (clairs) est d'un demi- à un centimètre. La «matrice» de la protogine lui est semblable, mais cette roche possède en outre des mégacristaux de feldspath potassique pouvant atteindre 5 à 6 cm. Le passage entre les deux est progressif.

A la fin du siècle passé, DUPARC, MRAZEC & PEARCE ont consacré d'importants travaux aux granitoïdes. Dès les environs de 1920, CORBIN & OULIANOFF ont publié les cartes géologiques qui font encore foi. Plus récemment, il faut signaler les études structurales de LIECHTI (1934), PURTSCHELLER (1963) et JAMIER (1975), ainsi que celles de VON RAUMER (1967, 1971).

Le granite du Mont Blanc est limité au NW par une zone de mylonites (roches broyées lors du «jeu» de fractures) de direction NNE (fig. 2, 3). La protogine y est directement en contact avec les gneiss et schistes encaissants. Le contact magmatique est par contre visible au Plan des Aiguilles, au SE de Chamonix. On y voit l'injection de filons typique de l'intrusion d'un granite. A l'E, il est limité par des roches plus jeunes que lui: leucogranite-porphyre, rhyolite et complexe mésozoïque (voir chapitres suivants).

Le granite du Mont Blanc présente différentes structures magmatiques décrites en détail par VON RAUMER (1967). Les plus importantes ont une direction NNE: axes des schlieren (inhomogénéités) et arrangements des feldspaths potassiques (planche 1), les seconds pouvant recouper les premiers. La très grande majorité des filons, de toute nature, qui le traversent ont la même orientation (N20 à N45) et sont subverticaux. Cela pourrait correspondre à la tectonique propre du granite.

La tectonique alpine est bien décrite par le modèle de la «déformation irrotationnelle avec contrainte NW–SE» (JAMIER, 1975) (fig. 4a): lorsqu'un corps subit une contrainte (ici, la poussée alpine du SE vers le NW), il s'y produit des cisaillements (précoces) suivant deux directions conjuguées. Le corps s'aplatissant progressivement, les plans de cisaillement sont déplacés et finissent par ne plus être dans la position critique déterminée par la direction de la contrainte et l'angle de friction interne. Il se développe un nouveau couple de directions de cisaillement (tardives).

La direction d'élongation maximale SW–NE de JAMIER (1975) (fig. 4a) est marquée chez nous par un champ bilobé (N60 et N38, fig. 4b). Il en va de même de la direction de compression maximale (N140 et N147). Si les cisaillements senestres ne sont pas représentés, les deux dextres le sont bien à N85 et N106. Le plus tardif est le mieux marqué et il y a passage d'un à l'autre. On remarque enfin le champ 165,34 E, limité au versant S de la Breya, qui n'a rien à voir avec le modèle de JAMIER dont les plans sont plus ou moins verticaux.

Les *enclaves* dans le granite du Mont Blanc font l'objet d'une thèse de doctorat (BUSSY, Lausanne, en préparation). C'est pourquoi nous les avons peu étudiées. Les plus intéressantes sont celles à texture magmatique et de composition dioritique à quartz-dioritique ou «microgrenues sombres» selon la classification de DIDIER (1983). Elles peuvent contenir des mégacristaux de feldspath potassique semblables à ceux de la protogine. Leur diamètre varie entre quelques millimètres et plusieurs décamètres! Elles se concentrent dans certaines régions du cœur du granite et ont volontiers la forme de lentilles aplaties, à plans d'aplatissement parallèles entre eux et aux

	Abréviations	Signatures
Granite du Mont Blanc	GMB	
- coeur, porphyrique (protogine)	gr I	
- faciès de bordure, équigranulaire	gr Ib	
- filons = granite-porphyre	gr Ip	
= lamprophyre		
= aplites		
Granites leucocrates	GL	
- leucogranite, équigranulaire	gr II	
- leucogranite-porphyre	gr IIp	
- filons = aplites		
= pegmatites		
Complexe rhyolitique	R	
- rhyolite de la Breya, à biotites parallèles	r	
- rhyolite commune		

Tab. 1: Roches magmatiques: nomenclature, abréviations et signatures.

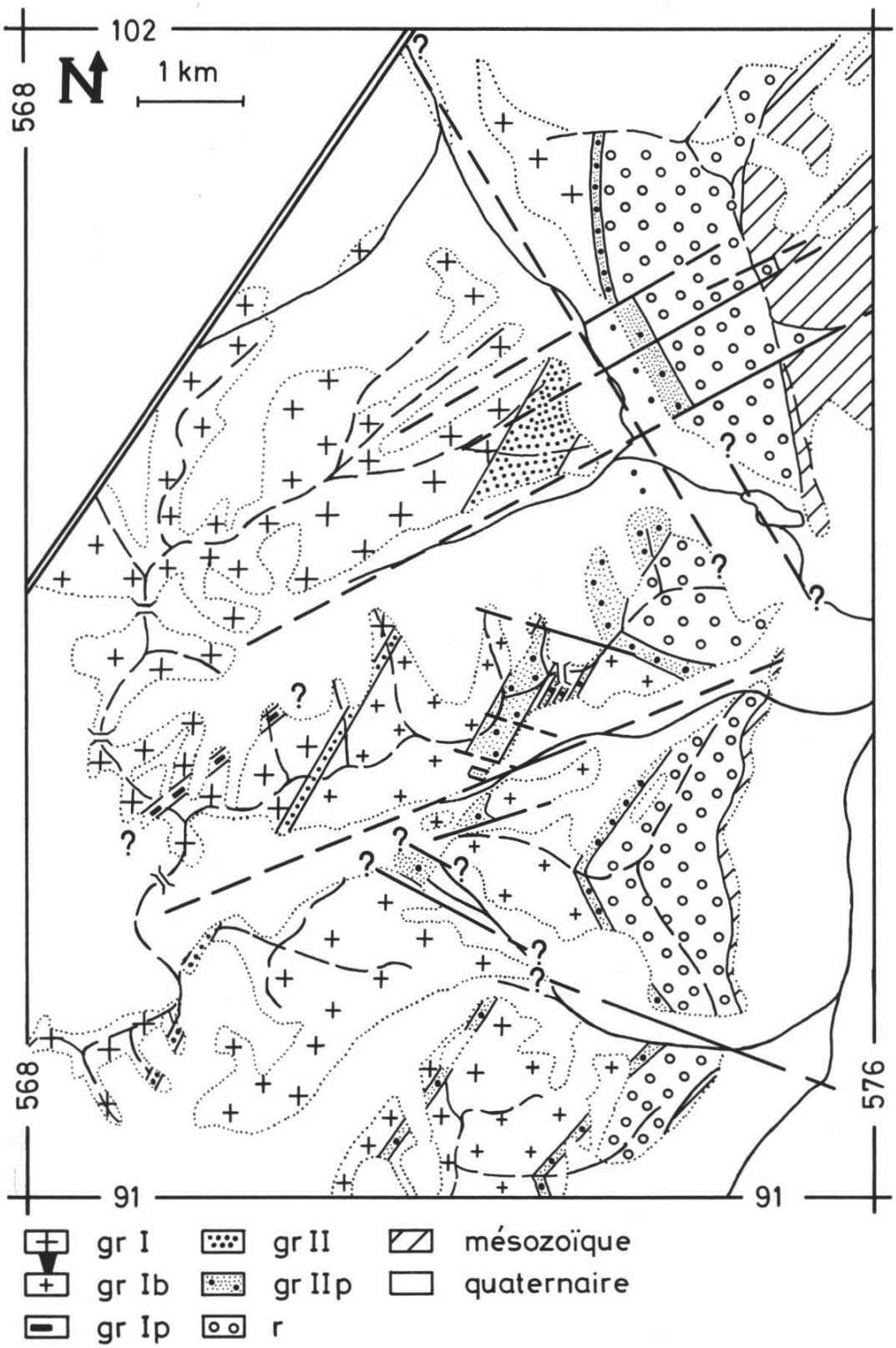

Fig. 2a: Carte géologique schématique des granitoïdes du Mont Blanc situés en Suisse. La largeur des filons est exagérée pour permettre de les distinguer. Le trapèze entre les rectangles concernant gr I et gr Ib suggère la continuité entre le cœur et la bordure du granite du Mont Blanc.

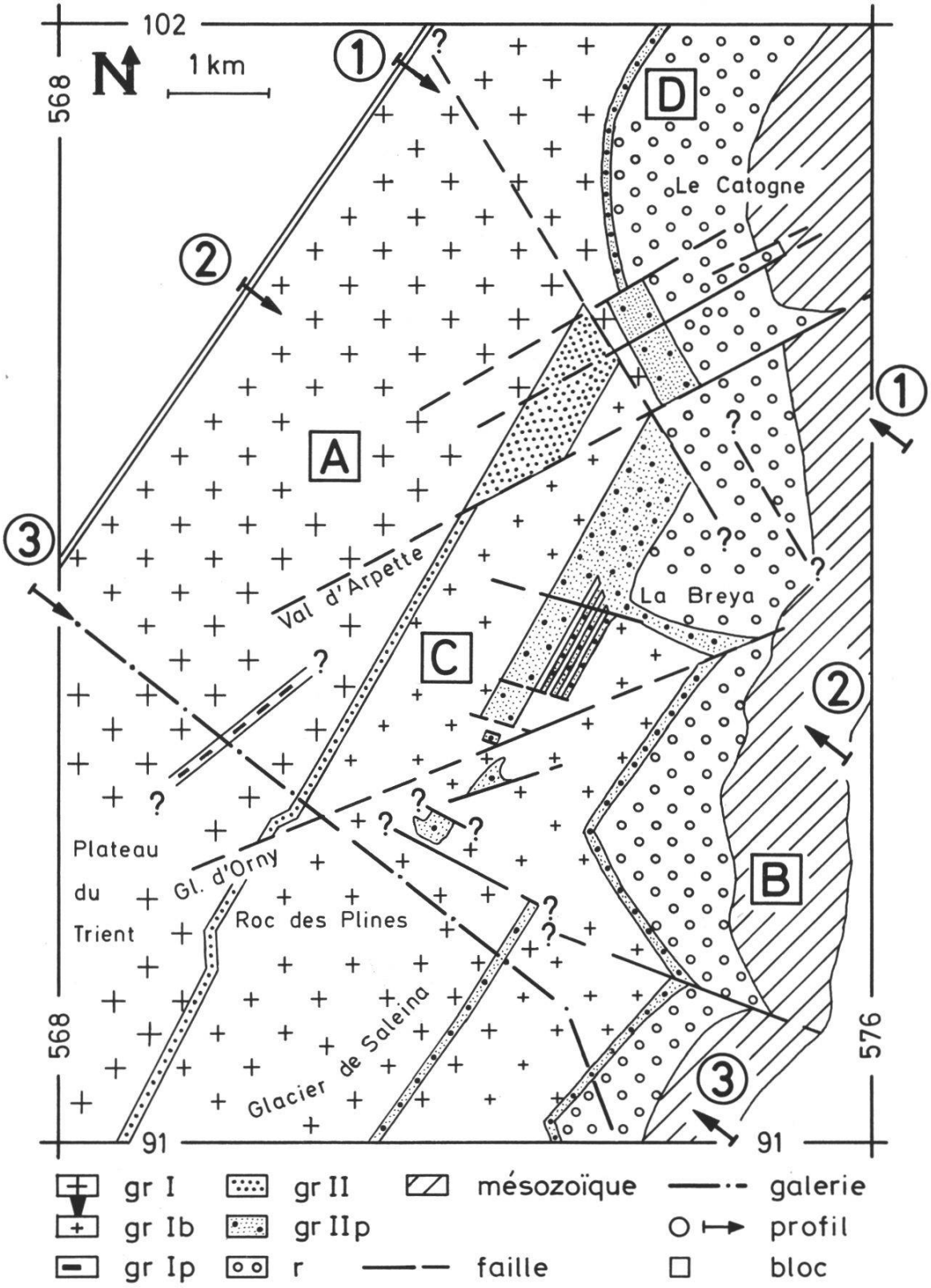

Fig. 2b: Ecorché schématique des granitoïdes du Mont Blanc situés en Suisse (ôté le quaternaire). La largeur des filons est exagérée pour permettre de les distinguer. Les domaines A à D sont commentés dans le chapitre 2.4. Les profils 1 à 3 apparaissent dans la fig. 3.

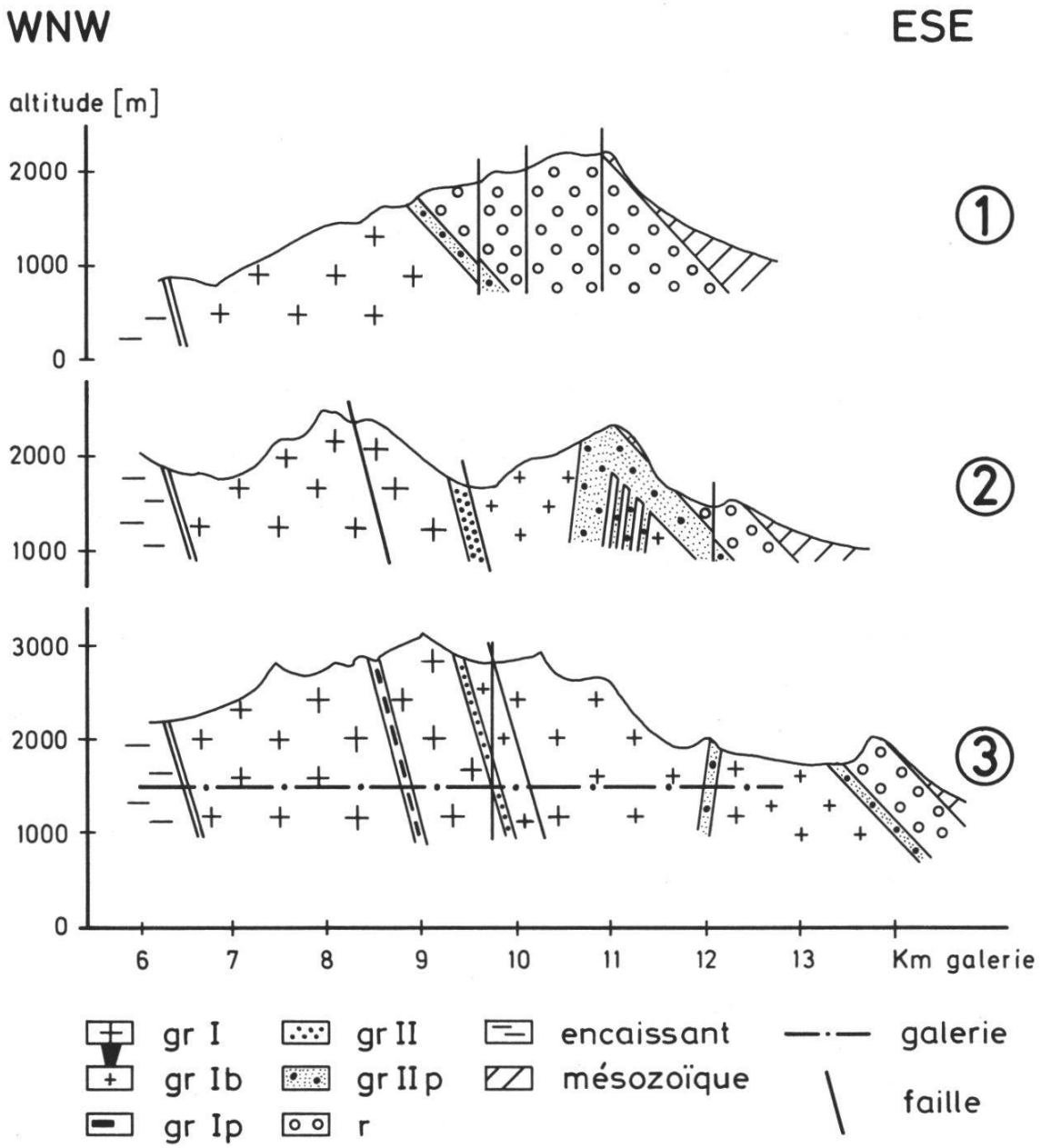

Fig. 3: Profils transverses dans les granitoïdes du Mont Blanc situés en Suisse. Leur situation est indiquée dans la fig. 2b. La largeur des filons est exagérée pour permettre de les distinguer.

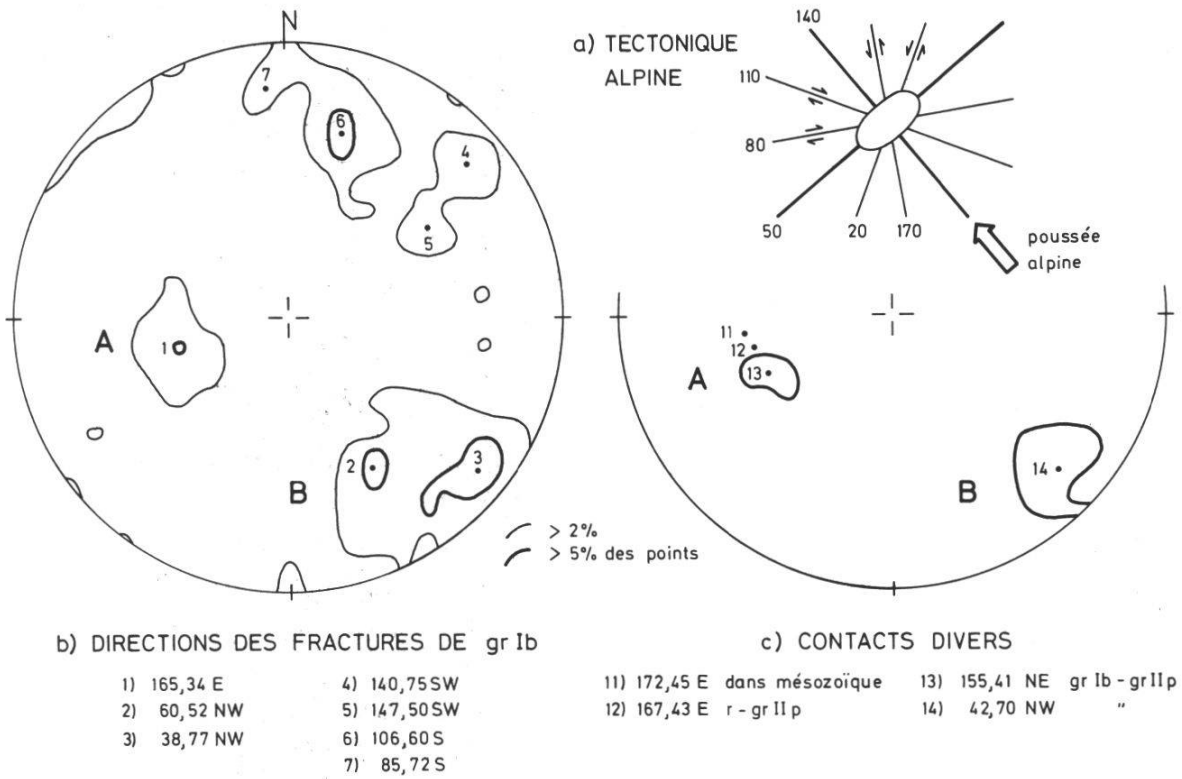

Fig. 4: Diagrammes des fractures et contacts.

a) Tectonique alpine d'après JAMIER (1975), modèle de la déformation irrotationnelle avec contrainte NW–SE:

N 140 : compression maximale
N 50 : élongation maximale
N 80 / 110 : cisaillement dextre précoce / tardif
N 20 / 170 : cisaillement senestre précoce / tardif

b) Fractures dans le faciès de bordure du granite du Mont Blanc (gr Ib) (intersection de la normale du plan décrit passant par le centre et de la demi-sphère inférieure).

c) Contacts divers (idem).

Le domaine A de b) est localisé dans le versant S de la Breya. Les plans de a) se retrouvent en b), sauf les décrochements senestres. Les domaines A et B peuvent aussi bien correspondre à des fractures (b) qu'à des contacts (c).

mégacristaux de la protogine (CORBIN & OULIANOFF, 1926a). Il arrive que les grands feldspaths potassiques des enclaves soient parallèles entre eux et à ceux de la protogine environnante.

JACQUEMIN & BELLIERE (1984) relèvent en outre les faits suivants: les enclaves sont étirées parallèlement aux directions de flux du granite, quand elles existent, et sont sphériques quand ce n'est pas le cas; des mégacristaux du granite peuvent y être engagés; elles contiennent parfois des débris de schistes, de même nature de l'encaissant. Ils en concluent que les enclaves ont existé à l'état liquide dans le granite en fusion. Des bordures de trempe

indiquent en outre que le liquide basique de l'enclave avait une température nettement plus élevée que celle du liquide acide du granite.

Le granite du Mont Blanc est traversé par différents types de *roches filoniennes.* Les *aplites* (filons acides, clairs) sont nombreuses et appartiennent dans leur grande majorité à une deuxième famille de roches décrite dans le chapitre suivant. Les *lamprophyres* (filons basiques, sombres) sont rares. Il s'agit de kersantites (riches en biotite et plagioclase). Beaucoup plus important est le *granite-porphyre.* Nous utilisons la dénomination de SCHWICKER (1968a, b) pour désigner cette roche qui n'a, à notre connaissance, jamais été décrite dans le massif. Localité-type: val d'Arpette (569.850/ 95.180/ 2600 m).

Le granite-porphyre est une roche à matrice fine (1/2 mm) riche en biotite et contenant quelques phénocristaux de feldspath potassique pareils à ceux du granite. De rares plagioclases et quartz ressortent également de la matrice. Les feldspaths potassiques ont une longueur de 2 cm et plus, les plagioclases, étroits, d'1 cm et les quartz un diamètre de l'ordre du demi-centimètre. La variété de taille de ses grands cristaux lui confère une texture sériale. Elle occupe un filon de position 44,78 SE, large de quelques dizaines de mètres et flanqué de filonnets. Sa position dans la galerie d'eau d'Electricité d'Emosson SA correspond aux observations à l'air libre (fig. 3/3). Il s'agit donc d'un grand panneau. Il y a des contacts magmatiques, soulignés par une frange de biotite, entre la protogine et cette roche. Mais ils ont le plus souvent été repris par la tectonique. Un filon de leucogranite-porphyre orienté N20 traverse aussi bien la protogine que le granite-porphyre. Il leur est donc postérieur.

2.2. Granites leucocrates

Le granite du Mont Blanc est traversé par deux sortes de *granites leucocrates,* de composition semblable mais texture différente : le *leucogranite* et le *leucogranite-porphyre.* Le préfixe «leuco» est dû à la teneur en minéraux clairs supérieure à 95% de volume (STRECKEISEN, 1967). La plupart des *aplites* sont à ranger dans cette famille de roches.

Le *leucogranite* n'a jamais été décrit à notre connaissance. Localité-type: envers des Aiguilles Dorées (569.265/92.165/3075 m). Il est équigranulaire et tacheté de biotite. Le diamètre des grains, variable, est en moyenne de 2 mm (planche 3). Le quartz est à mettre en évidence, qui se présente sous la forme d'individus isolés, de vraies «gouttes» brillant dans la masse laiteuse des feldspaths. Il arrive que ce granite tende à devenir pegmatitique. Sa texture devient graphique et les biotites, très fines, atteignent plusieurs centimètres de longueur. Le Roc des Plines contient une pegmatite spectaculaire associée au leucogranite.

Il occupe un gros filon étonnamment rectiligne orienté NNE et de largeur très variable (fig. 1, 2). Limité au N par le Durnand, il ne réapparaît pas sur les flancs du Catogne. Le filon est en général subvertical et parallèle au contact protogine-encaissant. Il est en réalité composé de plusieurs segments de même direction. Le décalage est cependant minime vis-à-vis de la longueur de l'alignement. Le décrochement du S du Roc des Plines est particulièrement instructif: au N, le filon est incliné vers l'ESE et au S vers l'WNW.

Outre sa rectitude, ce panneau de leucogranite présente une caractéristique fondamentale: il est bordé à l'W (WNW) par la protogine et à l'E (ESE) par le faciès de bordure. Ses contacts sont volontiers conservés, magmatiques, et il peut contenir des enclaves pareilles à celles de la protogine.

Le *leucogranite-porphyre* était nommé «Granitporphyr» par VON RAUMER (1971), suivant la nomenclature de STRECKEISEN (1967). Localité-type: Creux-de-la-Breya (573.025/96.000/2300 m).

La matrice du leucogranite-porphyre a un grain moyen de 0.5 mm. Elle contient des «gouttes» de quartz polycristallin de plusieurs mm de diamètre et parfois des feldspaths pouvant atteindre un cm (planche 4). La variété de taille de ces cristaux lui confère une texture sériale. Il s'agit d'une roche bien définie, même s'il n'est pas toujours facile de l'identifier à l'affleurement. Nos études microscopiques et chimiques le confirmeront. Elle a une *double nature: filons* dans le granite du Mont Blanc et *semelle* entre ce dernier et la rhyolite (fig. 2, 3):

Les *filons* ont quelques mètres à quelques dizaines de mètres de largeur. Leur position est sensiblement parallèle à celle du leucogranite. Le contact avec le granite du Mont Blanc est parfois magmatique, mais le plus souvent repris par la tectonique.

La *semelle* sépare toujours le granite du Mont Blanc et la rhyolite. Sa largeur peut être de plusieurs centaines de mètres.

La fig. 4c met bien en évidence la *double nature* du leucogranite-porphyre, ses contacts s'y groupent dans deux domaines, A (155,41 NE à 172,45 E) et B (42,70 NW). Le domaine A contenant également les contacts à l'intérieur des roches mésozoïques, sédimentées sur un fond plus ou moins plat, avait à l'origine une position horizontale. Les deux domaines se retrouvent dans le diagramme des fractures du granite de bordure (fig. 4b). Le premier (A) se limite au versant S de la Breya. Le second (B) concerne tout le massif et met en évidence la relation tectonique-intrusion.

Les *aplites,* claires et à grain très fin, occupent de petits filons. Leur densité est la plus forte aux abords du leucogranite. Au Plan des Aiguilles, elles recoupent et le granite et l'encaissant et les apophyses que le premier lance dans le second, démontrant leur postériorité (MRAZEC, 1892). LIECHTI (1934)

en a construit une «rose des directions» à maximum N30 très marqué. Nos observations concordent avec les siennes et nous devons relever le fait qu'on trouve une fois de plus une direction NNE.

2.3. Rhyolite

En bordure E du massif du Mont Blanc, la *rhyolite* présente une bande large de plusieurs centaines de mètres. Localité-type: les Grands Plans (574.000/96.675/2190 m).

La rhyolite est une roche extrêmement fine, à grain invisible à la loupe, de couleur grise tirant sur le vert ou le bleu et à texture porphyrique (grains «nageant» dans une matrice très fine). Les phénocristaux peuvent être nombreux ou manquer presque totalement. Leur taille dépasse rarement 3 mm. Il s'agit de quartz, plagioclase, courants, et feldspath potassique, plus rare. La biotite est souvent présente. Elle apparaît volontiers sous la forme d'individus très minces, longs de 2 à 3 mm et parallèles entre eux. Bien que trouvé en divers endroits, ce faciès est caractéristique de la Breya.

Comme GRAEFF (1890, 1894) et DUPARC & PEARCE (1896, 1897), mais contrairement à GERLACH (1871) et TIECHE (1969), nous pensons que ses contacts sont francs, que la rhyolite est séparée du granite du Mont Blanc par une «semelle» de leucogranite-porphyre: nous avons la chance de disposer d'affleurements et même d'une lame mince contenant précisément la limite franche entre le leucogranite-porphyre et la rhyolite (voir microscopie). Quelques mesures indiquent une position moyenne 167,43 E (fig. 4c).

Le contact basal de la rhyolite prend en écharpe le Catogne, la Breya et le Châtelet. Sa position mène tout naturellement à la conclusion que les anciens avaient déjà tirée: la rhyolite est adossée au noyau granitique (DUPARC, 1897), le recouvre même (DUPARC & PEARCE, 1897).

La rhyolite contient ici ou là des enclaves métamorphiques au contact avec le leucogranite-porphyre ou en son cœur. Au NW de La Fouly, on a alternance de rhyolite, schistes et gneiss à biotite, œillés et migmatitiques. Dans cette position, les roches métamorphiques représentent probablement l'encaissant du granite du Mont Blanc, traversé par des filons de rhyolite. Comme on ne peut pas toujours y distinguer facilement la rhyolite, on parle dans ce cas de «complexe rhyolitique».

La rhyolite est surmontée d'une couverture mésozoïque discordante. A l'W de Praz de Fort, où elle jouxte des schistes argileux, un contact a une position 175,57 E. Tant à l'affleurement que sur le terrain, la rhyolite se présente sous la forme d'un véritable *banc* surmontant le granite du Mont Blanc (fig. 3). GRASMUECK (1961) fait les mêmes observations et parle de «manteau» (p. 387).

2.4. Carte géologique

La figure 2(b) est subdivisée en 4 blocs, 4 domaines tectoniques:

A) à prédominance de plans NNE subverticaux,
B) à prédominance de plans NS à fort pendage vers l'E,
C) coincé – au sens propre – entre les deux autres, caractérisé par le leucogranite-porphyre dont la position correspond tantôt à A, tantôt à B,
D) le Catogne est séparé des autres blocs par un important accident tectonique qui coupe toutes les structures.

3. Microscopie

La microscopie nous permet de faire des études minéralogiques qualitatives. Elle est par contre inadaptée aux études quantitatives de nos roches: la rhyolite a une matrice beaucoup trop fine et le grain du granite central du Mont Blanc est trop grossier.

3.1. Métamorphisme alpin

Les roches présentent les transformations typiques d'un métamorphisme de degré schistes verts où chaque minéral répond à sa manière: la *biotite,* originellement brune, prend graduellement une couleur verte due à la perte du Ti, que l'on retrouve dans les petites titanites soulignant son clivage basal. Dans un stade plus avancé, une nouvelle biotite verte peut remplacer l'ancienne. Une multitude de feuillets remplacent l'ancien individu, leur direction étant réglée par la tectonique. La biotite est parfois oxydée, mais le plus souvent *chlorit*itisée. Le *plagioclase* est saussuritisé, d'autant plus qu'il est basique. Dans le granite du Mont Blanc, il est généralement plus atteint en son centre qu'en son bord et ceux des roches leucocrates sont beaucoup mieux préservés que ceux du granite du Mont Blanc. Le *feldspath potassique* contient des fissures, remplies de quartz, albite et biotite verte. Il est albitisé en fonction de l'intensité du métamorphisme. Le *quartz* présente divers stades: extinction roulante puis fissuration, recristallisation le long des fissures et sur le pourtour des grains, complète (VOLL, 1976, 1980). Quelques nouveaux minéraux apparaissent: l'épidote, la clinozoïsite et le stilpnomélane.

Selon VOLL (1980), la recristallisation de la biotite et du quartz d'une part, le comportement cassant des feldspaths d'autre part, montrent qu'on est en

plein dans le domaine de 300 à 500 degrés. Comme nous l'avons vu dans l'introduction, POTY, STALDER & WEISBROD (1974) arrivent à un résultat semblable, 400 degrés, en étudiant les inclusions fluides dans les quartz.

3.2. Granite du Mont Blanc

Etant donné leurs similitudes, nous traitons ensemble la *protogine* (planche 5) et le *facies de bordure.*

Il reste des *biotites* originelles brun foncé, idiomorphes, en cristaux isolés d'une taille de l'ordre du demi-centimètre.

Le *quartz* est en général intersticiel, commun, mais il existe des individus *corrodés* (planche 9) volontiers englobés dans des feldspaths potassiques. Leur répartition n'est pas aléatoire, tant s'en faut: rares dans la protogine, voire inexistants dans ses zones les plus internes, ils sont quelque peu représentés dans les zones les plus externes. Ils sont en revanche toujours présents dans le faciès de bordure, d'autant plus que l'on s'éloigne du centre du massif (fig. 5). Ils en représentent jusqu'à 5% du volume. La présence de quartz corrodés est donc un caractère de bordure.

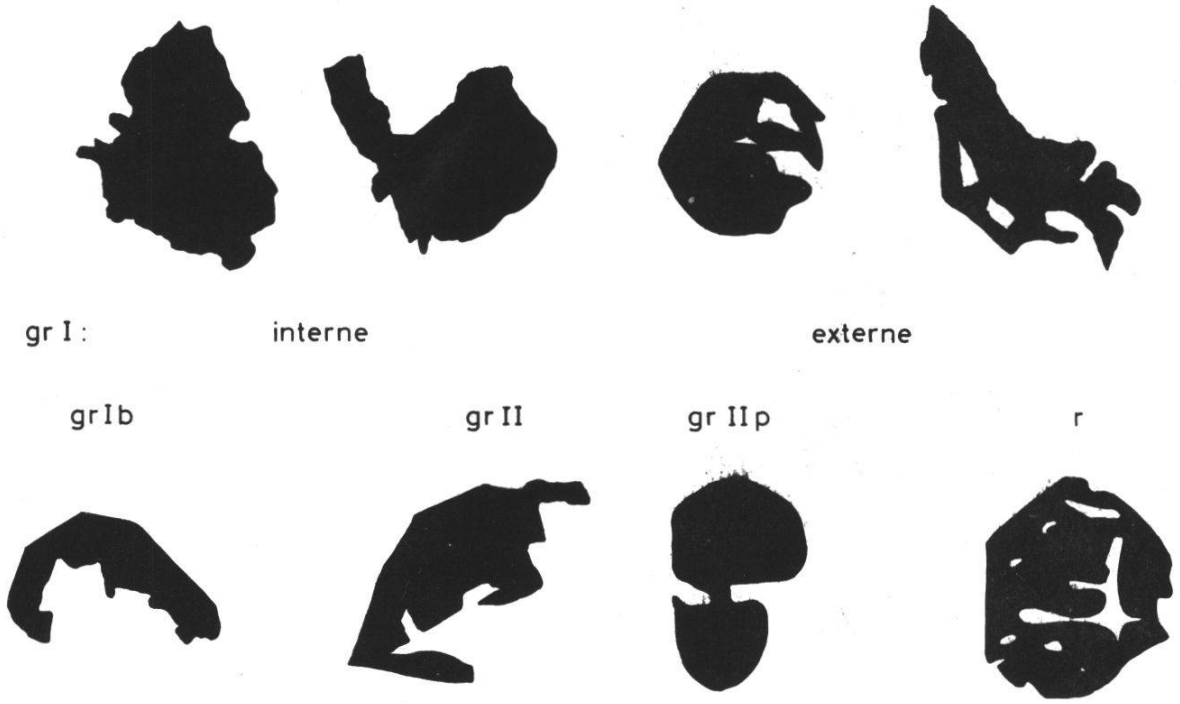

Fig. 5: Formes de quartz. Dans le granite du Mont Blanc, le nombre et la beauté des formes corrodées du quartz augmentent du cœur au bord de la protogine (gr I) puis dans le faciès de bordure (gr Ib). Dans les granites leucocrates (leucogranite, gr II, et leucogranite-porphyre, gr IIp) et dans la rhyolite (r), elles sont souvent spectaculaires. Aucune échelle n'est donnée, des grains de taille fort différentes pouvant avoir les mêmes formes.

Le *plagioclase,* à macle de l'albite, a une teneur An30 à 35. Il se présente aussi sous deux formes: en général sensiblement idiomorphe et parfois *corrodée,* voire squelettique. Les plagioclases corrodés sont nettement plus nombreux que les quartz ayant subi le même sort et, comme eux, volontiers englobés dans des feldspaths potassiques (planche 10) et concentrés dans la bordure du massif. Le plagioclase possède une zonation chimique: le cœur de certains individus, plus riche en Ca est plus fortement saussuritisé que le bord.

Le *feldspath potassique,* au beau contour rectangulaire, est surtout représenté par la microperthite. Maclé suivant la loi de Karlsbad, il est idiomorphe et présente des zonations internes. VON RAUMER (1967) a montré une variation du contenu en Na/Ab. De petits plagioclases, alignés parallèlement aux bords de leur hôte, marquent peut-être les étapes de sa croissance. Il contient des quartz parfois corrodés, en lambeaux ou sous forme de «gouttes» et des plagioclases en général squelettiques. Lorsqu'un de ces derniers est placé contre son bord, il lui confère une bordure de type Rapakiwi.

Les gros feldspaths potassiques des enclaves sont pareils à ceux de la protogine. Ils contiennent les mêmes quartz et plagioclases corrodés que ceux du granite, tout différents de ceux de leurs propre matrice où les quartz sont peucilitiques et les plagioclases idiomorphes.

La *hornblende* était aussi présente. On observe parfois des pseudomorphoses de la biotite d'après elle. Son contour hexagonal et son clivage sont soulignés par la titanite. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite, mais surtout la *titanite* et l'*orthite.*

Le *granite-porphyre* est pareil à la protogine, sauf en ce qui concerne la grandeur des grains: si quelques feldspaths potassiques rivalisent de taille avec ceux de la protogine et de rares plagioclases et quartz de première venue probable ressortent de la matrice, cette dernière a un grain moyen de l'ordre du demi-millimètre, conférant à la roche une texture sériale.

En ce qui concerne l'ordre d'apparition des minéraux: il existe des orthites, titanites, biotites, quartz et plagioclases précoces. Ils ont en effet des contours idiomorphes ou/et sont corrodés ou/et sont inclus dans les feldpaths potassiques. Ils lui sont donc antérieurs. Les derniers minéraux à cristalliser sont le plagioclase puis le quartz tardifs qui comblent les interstices.

3.3. Granites leucocrates

Les ressemblances entre le *leucogranite* et le *leucogranite-porphyre* (planches 6 et 7) nous permettent de les traiter simultanément: les deux sont caractérisés par les gouttes de quartz et la matrice du leucogranite-porphyre est, à la granulométrie près, très semblable au leucogranite.

La *biotite* est idiomorphe, verte et porte quelques rares traces de sa couleur originelle brune. Sa taille est de quelques millimètres, mais elle peut être très allongée et atteindre plusieurs centimètres lorsque la roche a une tendance pegmatitique.

L'allure la plus remarquable du *quartz* est celle de monocristaux à tendance idiomorphe mais à bord corrodé (fig. 5). Dans la même ligne, il est souvent réduit à l'état de lambeaux, voire de «gouttes», rappelant la neige fondante (planche 12). Sous cette forme, il est volontiers pris dans les feldspaths potassiques du leucogranite et caractérise la matrice du leucogranite-porphyre. Ces quartz précoces sont de loin les plus nombreux. Il existe cependant une deuxième génération, à caractère intersticiel.

Le *plagioclase,* à macle de l'albite à lamelles très fines, a une teneur de l'ordre d'An8. Comme le quartz, il en existe deux générations. Mais ici, les individus précoces sont rares: il y en a quelques-uns à allure squelettique, conservés dans le feldspath potassique. Il arrive qu'ils soient saussuritisés, donc probablement plus riches en An que les grains libres. La deuxième venue est beaucoup plus courante et spectaculaire: il s'agit de grands individus rivalisant de taille avec les autres minéraux et au comportement parfois «agressif», essayant d'imposer leur forme aux minéraux antérieurs, feldspath potassique et quartz précoce.

Le *feldspath potassique* est le plus souvent microperthitique et le quadrillage typique du microcline est très courant. Volontiers maclé suivant la loi de Karlsbad, il est sensiblement idiomorphe et contient des quartz corrodés et quelques squelettes de plagioclase. En de rares occasions, une zonation est mise en évidence par les inclusions.

Dans quelques cas, le leucogranite-porphyre contient, outre le quartz, de relativement gros feldspaths. Ils ne se différencient de ceux, déjà décrits, de la matrice que par la taille pour les feldspaths potassiques, la taille et la saussuritisation assez répandue pour les plagioclases.

Les minéraux accessoires sont l'*orthite,* la muscovite et le zircon.

Les *aplites* sont pareilles à la matrice du leucogranite-porphyre.

En ce qui concerne l'ordre d'apparition des minéraux: la biotite est postérieure ou contemporaine au quartz précoce. Inclus dans le feldspath potassique, le plagioclase est, comme le quartz, certainement antérieur à ce dernier, mais les plagioclases les plus courants apparaissent après le feldspath potassique et sont suivis par les derniers quartz intersticiels.

3.4. Rhyolite

Sa matrice est extrêmement fine, environ 0.02 mm, et à base de mosaïque de quartz. Lorsqu'elle est la plus fine, on y voit des textures fluidales autour

des phénocristaux. Ces derniers ont une taille moyenne de 2 à 3 mm, rarement 1/2 cm (planche 8).

Les proportions de *biotite* sont très variables. Dans le faciès « Rhyolite de la Breya », elle apparaît en agrégats oblongs et parallèles les uns aux autres d'individus de taille petite à moyenne et de couleur verte, parfois brune. Les individus bruns sont petits et recristallisés. Il arrive que la biotite remplisse les golfes de corrosion du quartz.

Les *quartz* présentent de magnifiques golfes de corrosion magmatiques (fig. 5). Les plus beaux ont probablement été préservés du métamorphisme alpin grâce à la plasticité de la matrice qui les entoure. Mais même lorsque ce n'est pas le cas, il arrive que les mosaïques de quartz aient une forme correspondant parfaitement aux golfes de corrosion.

Le *plagioclase* est saussuritisé et semble parfois contenir des plages reliques d'An 30. Son contour est arrondi, lui aussi est corrodé.

Le *feldspath potassique,* rare, est représenté par l'orthoclase avec des traces de démixion (microperthite) et parfois la macle de Karlsbad. Son contour est plus anguleux que celui des deux minéraux précédents. Il peut contenir des quartz, éventuellement corrodés, ou des plagioclases, parfois squelettiques, mais ce n'est pas la règle.

Comme minéral accessoire, nous n'avons identifié que l'*orthite.*

Il n'y a, enfin, pas de verre. Mais l'intensité du métamorphisme alpin est telle qu'il ne peut plus y en avoir.

Rappelons que la rhyolite et le leucogranite-porphyre sont deux roches différentes et que leurs contacts sont francs, sans solution de continuité. La lame mince prise exactement au contact en montre l'évidence (planche 11).

L'ordre d'apparition des minéraux est difficile à établir. Les phénocristaux sont trop peu nombreux pour être jointifs. Le plus tardif d'entre eux peut cependant être identifié : seul le feldspath potassique est quelque peu anguleux, non corrodé. Après ces phénocristaux apparaît la matrice, où nous reconnaissons à coup sûr le quartz et fort probablement le plagioclase.

Il est possible de mettre en évidence quelques grandes lignes valables pour *toutes* les roches. Il y a eu deux étapes de cristallisation, la première marquée par les biotites ainsi que les quartz et plagioclases aujourd'hui corrodés, la seconde par les feldspaths potassiques ainsi que les quartz et plagioclases tardifs. L'aspect intersticiel de ces deux derniers peut être dû soit à leur réelle postériorité, soit à leur effacement lors de la cristallisation contemporaine « agressive » du feldspath potassique dont la croissance peut atteindre dans de bonnes conditions la vitesse de plusieurs millimètres par *jour* ! (SWANSON, 1977, p. 977).

4. Géochimie

L'étude microscopique n'a pas autorisé d'analyse quantitative fiable de toutes nos roches. Heureusement, le nombre restreint des minéraux cardinaux d'un granite permet de tirer des conclusions minéralogiques à partir de la composition chimique et l'analyse chimique est fiable. Il faut simplement prélever un échantillon suffisamment grand. Nous nous sommes arrêtés à 5 kg pour les roches grossières et 3 kg pour celles à grain relativement fin (diamètre moyen < 3 mm). Les échantillons ont été préparés suivant les méthodes de l'Institut de Minéralogie de l'Université de Fribourg. Le fer est dosé comme Fe_2O_3 (Fe_{tot}).

Nous disposons des analyses de 110 échantillons présentées graphiquement dans les figures 6 à 8 qui contiennent également les moyennes régionales des roches possédant un trend géographique et globales des autres. La numérotation des régions est conçue de la manière suivante : le numéro 1 est donné à la plus interne et les chiffres augmentent à mesure que l'on s'approche des régions les plus externes d'une roche donnée. Ainsi, la région 2 du leucogranite n'est pas forcément la région 2 de la protogine. Son numéro signifie simplement qu'elle est plus externe que la 1 et moins que la 3 du leucogranite.

Grâce à un micro-ordinateur individuel Commodore 64 que nous avons programmé nous-mêmes dans un premier temps, nous avons pu travailler avec la mésonorme de MIELKE & WINKLER (1979), donc les triangles Qz-Ab-Or de VON PLATEN (1965). Appliquant les formules statistiques classiques (SPIEGEL, série SCHAUM, 1972), nous avons utilisé pour les tests de validité de la régression linéaire et les comparaisons entre moyennes et variances le seuil de confiance 95 %. Nous ne traçons de droite de régression que si le test est positif, le modèle valable, et utilisons alors la méthode des moindres carrés.

4.1. Métamorphisme alpin

Pour mettre en évidence les effets du métamorphisme alpin de degré schistes verts sur la composition chimique de nos roches (tabelle 2), nous nous basons sur la protogine, la roche la plus volumineuse et dont nous avons analysé le plus grand nombre d'échantillons, répartis sur le plus grand domaine. Nous faisons les considérations suivantes : les trends bien marqués sont d'origine magmatique, le métamorphisme auquel nous sommes confrontés étant bien incapable de conférer aux roches qu'il affecte une bonne organisation interne ; si les trends sont mal ou non marqués, c'est pour l'une des deux raisons suivantes : soit ils n'ont jamais existé, soit ils ont été

Tab. 2: Analyses chimiques, moyennes (majeurs en % de poids et traces en ppm).

ROCHES	N.E.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_{tot}	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	PF	Total	Ba	Rb	Sr	Zr	Zn	Cu	Ni	Cr
gr I	36	72.65	0.27	13.76	2.29	0.06	0.50	1.32	3.67	4.66	0.08	0.52	99.77	533	252	112	172	41	5	9	8
gr Ib	15	74.23	0.21	13.11	1.86	0.05	0.56	1.27	3.62	4.32	0.06	0.47	99.77	468	212	108	127	28	5	6	9
gr Ip	5	73.80	0.21	13.46	1.65	0.04	0.66	1.12	3.41	5.09	0.06	0.48	99.97	500	266	90	146	26	7	10	11
gr II	13	76.61	0.06	12.44	1.02	0.04	0.19	0.40	3.64	5.08	0.01	0.28	99.76	59	333	26	78	17	9	12	8
gr IIp	20	76.89	0.08	12.39	0.98	0.03	0.30	0.39	3.68	4.88	0.02	0.31	99.95	60	359	20	80	13	7	9	8
aplites	5	76.54	0.05	12.54	0.93	0.03	0.10	0.49	4.07	4.66	0.01	0.22	99.64	88	240	41	137	17	11	28	8
r	16	72.97	0.20	13.96	2.17	0.06	0.63	1.00	3.96	4.29	0.07	0.57	99.88	887	174	156	142	45	8	6	10
total	110																				
REGIONS de gr I, des plus internes aux plus externes																					
1 AR	2	71.13	0.35	14.20	2.69	0.07	0.91	1.85	3.81	4.19	0.10	0.53	99.82	600	219	138	208	38	6	8	8
2 DP	4	71.45	0.31	14.27	2.54	0.07	0.53	1.64	4.01	4.36	0.10	0.43	99.69	617	225	117	280	51	10	22	10
3 OR	5	72.64	0.28	13.49	2.35	0.06	0.53	1.36	3.56	4.56	0.09	0.51	99.43	556	243	129	172	40	4	5	7
4 TO	4	72.21	0.27	13.85	2.31	0.06	0.46	1.24	3.84	4.54	0.08	0.52	99.35	517	238	104	167	40	4	10	5
5 EG	15	73.12	0.26	13.68	2.17	0.05	0.43	1.25	3.58	4.78	0.08	0.53	99.93	519	263	112	169	38	5	6	9
6 CA	6	73.08	0.25	13.64	2.26	0.06	0.49	1.13	3.60	4.86	0.08	0.53	100.00	480	273	92	167	46	4	7	8
REGIONS de gr II, des plus internes aux plus externes																					
1 DP	4	76.37	0.07	12.42	1.06	0.04	0.11	0.58	3.30	5.41	0.01	0.24	99.59	106	234	31	72	21	14	19	5
2 OR	6	76.69	0.05	12.39	0.99	0.04	0.25	0.36	3.74	5.09	0.01	0.27	99.87	41	328	20	80	13	7	8	9
3 DW	3	76.76	0.05	12.55	1.03	0.05	0.19	0.23	3.90	4.61	0.01	0.38	99.77	31	477	31	82	19	6	10	11
REGIONS de r, des plus internes aux plus externes																					
1 CH	2	68.97	0.39	15.18	3.41	0.08	1.14	1.86	3.91	4.18	0.13	0.78	100.01	924	189	249	183	68	7	8	12
2 BR	11	73.50	0.17	13.84	1.98	0.05	0.56	0.94	4.00	4.27	0.06	0.51	99.89	850	176	131	139	32	8	7	10
3 CA	3	73.70	0.18	13.58	2.03	0.07	0.55	0.65	3.85	4.43	0.07	0.62	99.74	996	155	183	124	76	9	4	9

perturbés par le métamorphisme alpin ; enfin, cette perturbation peut affecter des échantillons, des localités ou des régions entières.

Nous prenons comme base l'oxyde particulièrement peu mobile de Ti et l'introduisons comme abcisse dans les fig. 6 à 8. Le Fe_{tot} permet de vérifier la validité de cette base (fig. 6a et b) : exprimés l'un en fonction de l'autre, ces deux éléments présentent une excellente organisation régionale, la teneur en ces deux oxydes décroissant des zones internes aux zones externes. Ces deux cations ne concernent que la biotite (même si du Ti est actuellement *sur* la biotite sous forme de titanite). Cela signifie que les zones les plus internes sont les plus riches en biotite. Or, une telle organisation est de toute évidence magmatique, propre à la roche. La validité de notre mode de représentation est donc démontrée. Nous l'appliquons aux éléments les plus importants (fig. 6 à 8).

Les oxydes de Fe, Ti, Si et le Zr sont réputés très peu mobiles (fig. 6). Il en va bien ainsi pour le TiO_2, le Fe_{tot} et le Zr dont les points et les régions s'alignent parfaitement. Si les régions s'alignent plutôt bien suivant leur contenu en SiO_2, le trend des points est en revanche médiocre. Des circulations de silice sont à envisager. Or on sait que le massif est littéralement truffé de fours à quartz alpins. Une région rompt quelque peu l'alignement et manque un peu de SiO_2 : le numéro 4 (Aiguilles du Tour).

Les cations suivants sont ceux qui se lient à la silice et à l'alumine pour former les feldspaths, Ca, Na et K (fig. 7). Les points et les régions observent un bon alignement basé sur leur teneur en CaO. Connaissant le degré de dégradation des plagioclases et la présence de fissures alpines garnies d'épidote, un tel trend peut surprendre. Nous pensons que la plus grande partie du Ca libéré lors de la dégradation du plagioclase est resté sur place, dans la saussurite qui recouvre celui-ci. Du point de vue régional, c'est à nouveau la région 4 (Tour), qui rompt l'alignement, par manque de CaO. Le Na_2O ne permet d'observer aucun alignement. Cela n'est pas vraiment surprenant. Ce qui l'est, c'est que le bilan $Na_2O + K_2O$ présente la même image. Il y a donc un problème du côté du Na_2O. L'hypothèse précédente en rendrait bien compte : le Ca des plagioclases de la protogine resterait sur place, dans la saussurite, beaucoup mieux que le Na, dans de l'albite néoformée. Un argument de poids vient à l'appui de cette manière de voir : les points du leucogranite sont bien alignés suivant leur teneur en CaO (fig. 7a), très bien suivant leur contenu en Na_2O (fig. 7c) et ces deux trends sont tout aussi valables géographiquement (fig. 7b et 7d). Or l'acidité des plagioclases du leucogranite fait qu'ils sont très bien conservés, très peu saussuritisés. Il y a donc un parallélisme entre la saussuritisation du plagioclase et l'inexistence de trends suivant le Na_2O qui n'est certainement pas dû au hasard. Enfin, l'alignement des points suivant le K_2O est médiocre, celui des régions est par contre bon, bien que les régions 4 et 6 (Tour et Catogne) en manquent un peu.

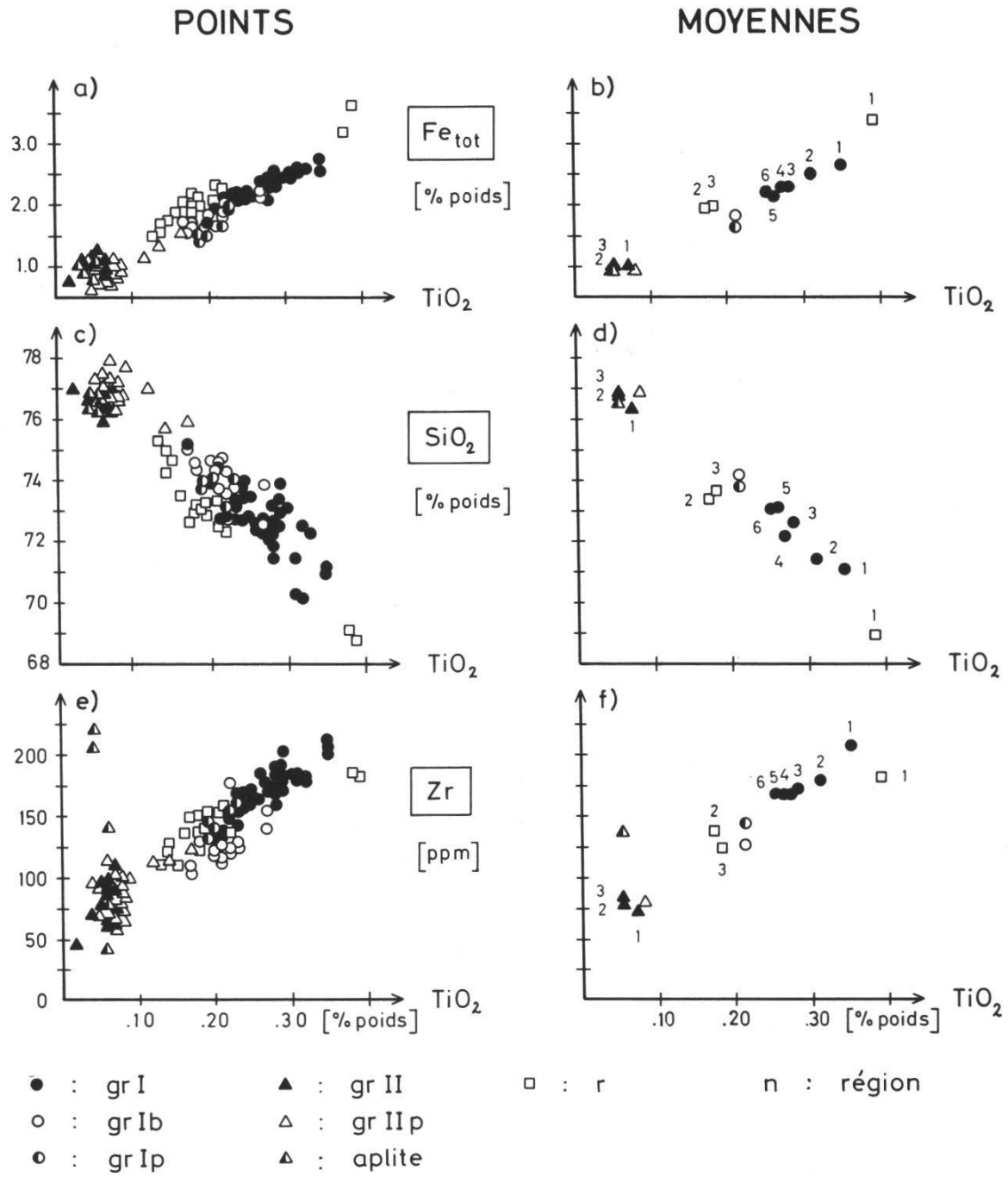

Fig. 6: Variations de cations très peu mobiles, Fe_{tot}, SiO_2 et Zr, en fonction de TiO_2. Gauche: tous les échantillons. Droite: moyennes régionales pour les roches possédant un trend géographique (gr I, gr II, r) et globales pour les autres (gr Ib, gr Ip, gr IIp, aplites). Régions: des plus internes aux plus externes de chaque roche (tab. 2). Les trends sont très bons et d'origine magmatique. TiO_2, peu affecté par le métamorphisme alpin, est apte à servir de base.

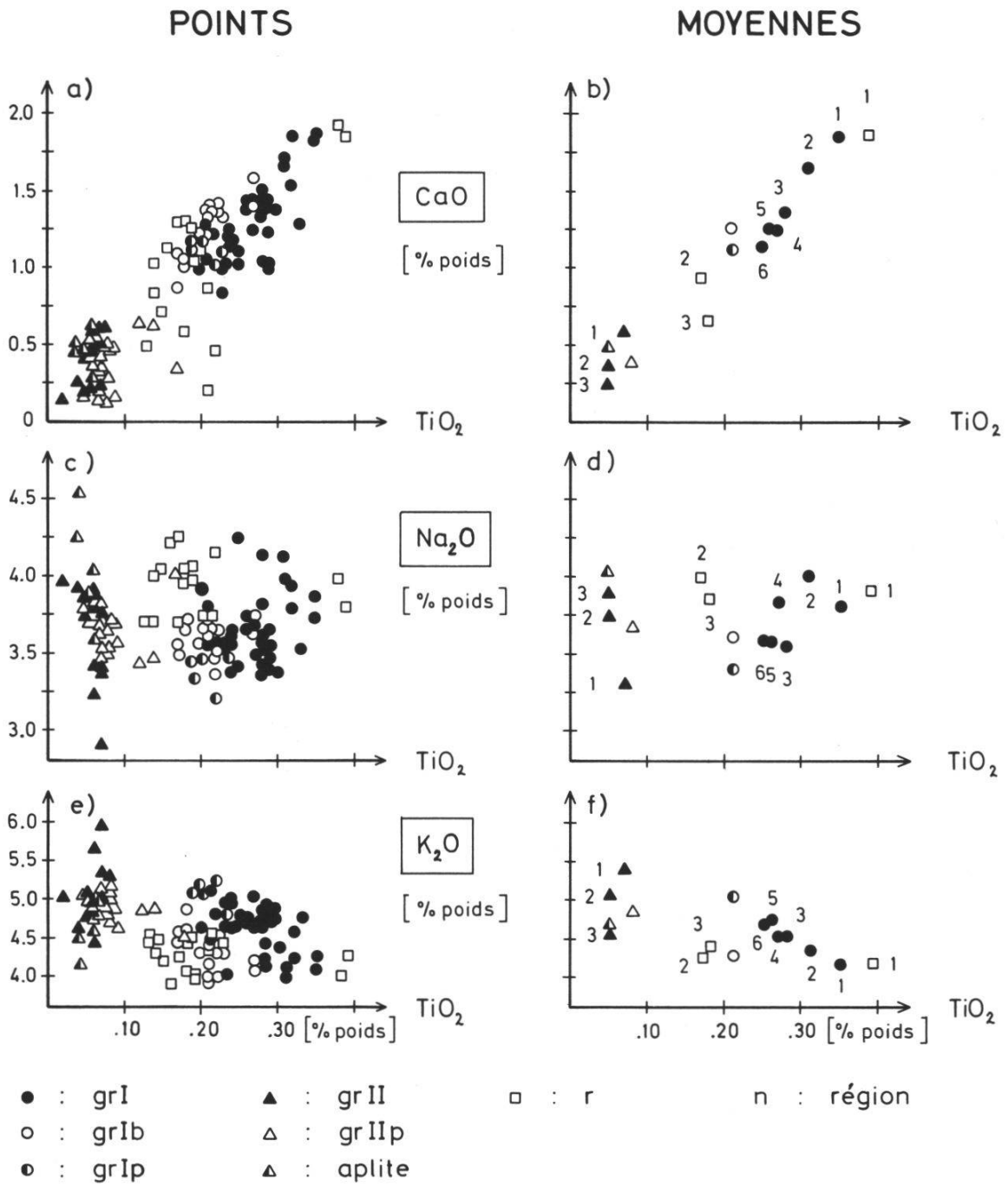

Fig. 7: Variations des cations discriminants des feldspaths, CaO, Na_2O et K_2O, en fonction de TiO_2. Gauche: tous les échantillons. Droite: moyennes régionales pour les roches possédant un trend géographique (gr I, gr II, r) et globales pour les autres (gr Ib, gr Ip, gr IIp, aplites). Régions: comme fig. 6.

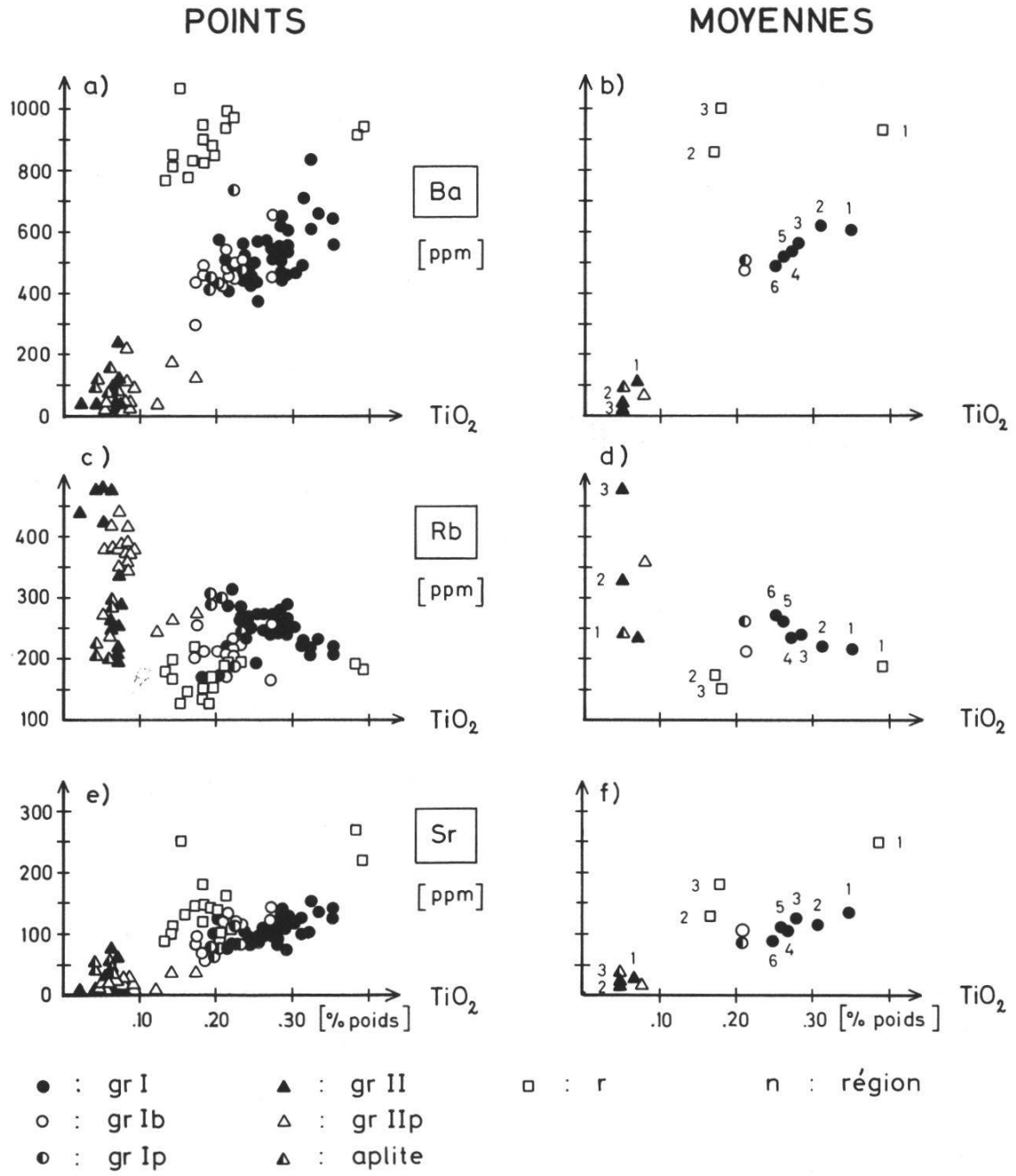

Fig. 8: Variations de trois traces importantes, Ba, Rb et Sr, en fonction de TiO_2. Gauche: tous les échantillons. Droite: moyennes régionales pour les roches possédant un trend géographique (gr I, gr II, r) et globales pour les autres (gr Ib, gr Ip, gr IIp, aplites). Régions: comme fig. 6.

La fig. 8 contient les traces les plus importantes avec le Zr: Ba, Rb et Sr. L'alignement des points suivant le contenu en Ba est médiocre, celui des régions est par contre très bon, bien que la région 1 (Argentière) en manque quelque peu. Si l'on considère le Rb, on trouve un bon alignement des régions et plutôt bon des points. La région 4 (Tour) est à nouveau défavorisée. Le Sr autorise de bons trends tant ponctuels que régionaux, même si les domaines 3 et 5 (Orny et Ecandies-Génépi) en ont un petit trop.

Cette brève étude suggère les conclusions suivantes: des cations étudiés, seul le Na_2O des granites à plagioclase fortement saussuritisé ne souligne aucune organisation interne, a été nettement touché par le métamorphisme alpin. Les points s'alignent en général moins bien que les régions. Il y a donc des perturbations locales et une analyse chimique isolée n'a pas grande valeur. Il vaut mieux parler en termes de régions. Quant à ces dernières, elles mettent en évidence des perturbations à grande échelle. L'une d'entre elles, la 4 (Tour), suit mal les trends de la protogine: relativement riche en Na_2O, elle manque de SiO_2, CaO, K_2O et Rb. La circulation des fluides redistribuant les cations a sans aucun doute été favorisée par la déformation des roches.

Les trois chapitres suivants sont très courts: les figures 6 à 8 sont beaucoup plus parlantes que de nombreuses lignes de texte. Quant au granite central, la protogine, il a servi de base à l'étude des effets du métamorphisme alpin.

4.2. Granite du Mont Blanc

Si son acidité mérite d'être relevée – aucun de nos échantillons n'a de teneur en SiO_2 inférieure à 70% – la *protogine* est plutôt caractérisée par une excellente organisation interne que ne renie que le Na_2O, perturbé par le métamorphisme alpin (voir ci-dessus): le SiO_2, le K_2O et le Rb croissent régulièrement de son cœur à son bord, tandis que le TiO_2, le Fe_{tot}, le Zr, le CaO, le Ba et le Sr se comportent de manière exactement opposée. Outre la régularité de ces trends, il faut en souligner la continuité: l'alignement des points est ininterrompu.

Le *faciès de bordure* et le *granite-porphyre* ne possèdent aucun trend géographique propre. Ils prolongent par contre celui de la protogine et s'affirment comme en étant des termes très externes, bien que le granite de bordure manque quelque peu de K_2O et de Rb.

4.3. Granites leucocrates

Les granites leucocrates se distinguent des autres roches par leurs fortes teneurs en SiO_2 et faibles en TiO_2, Fe_{tot}, Zr et Ba. Ils se situent en général dans

le prolongement des points de la protogine. Seul le Rb échappe à cette règle et possède des teneurs extrêmement variables.

Certains éléments du *leucogranite* varient peu d'un domaine à un autre, le TiO_2, le Fe_{tot}, le SiO_2, le Zr et le Sr. Le CaO, le K_2O et le Ba décroissent régulièrement des zones internes aux zones externes, tandis que le Na_2O et le Rb ont un comportement opposé.

Le *leucogranite-porphyre* manque d'organisation interne régionale. Les similitudes de composition montrent qu'il est de toute évidence apparenté au leucogranite. On peut tirer les mêmes conclusions au sujet des *aplites,* ce qui montre une fois pour toutes la justesse de leur classement dans cette famille de roches. Elles présentent toutefois des teneurs extrêmement variables en Zr.

4.4. Rhyolite

En première approximation, la *rhyolite* a un comportement semblable à celui de la protogine. Elle est cependant caractérisée par de très hautes teneurs en Ba (toujours plus de 700 ppm). Elle suit en cela les observations de la littérature classique (WEDEPOHL, 1978, p. 56–E–6).

La rhyolite présente des trends régionaux et voit ses teneurs en TiO_2, Fe_{tot}, Zr, CaO et Rb diminuer des zones internes aux zones externes, à l'inverse des SiO_2 et K_2O. Le Na_2O, le Ba et le Sr ont des variations indépendantes de la situation géographique. Outre leur existence, les caractéristiques de ces trends sont leur discontinuité – la région 1 (Châtelet–Chevrettes) est généralement bien distincte des autres – et leur grande variabilité.

4.5. Isotopes

BAGGIO, FERRARA & MALARODA (1967) ont essayé de dater la protogine du tunnel du Mont Blanc au moyen de la méthode Rb–Sr sur roche totale. 14 échantillons leur ont donné un âge de 263 millions d'années (m.a.). 3 échantillons étant aberrants, ils les ont rejetés, trouvant ainsi un âge de 313 m.a. avec un initial de 0.709. Peu satisfaits de cette pratique, nous avons essayé d'appliquer la méthode à notre domaine d'étude. Le prélèvement et le dosage des isotopes ont été effectués au moyen du spectromètre de masse AVCO et des méthodes standard du laboratoire de géologie isotopique de l'université de Berne, dirigé par Mme Prof. Dr. Jaeger.

Au lieu d'une isochrone (droite dont la pente est fonction de l'âge de la roche), nous avons obtenu une courbe hyperbolique (fig. 9). L'intensité de sa courbure, forte, et son sens, toujours le même, montrent que le système a été

rouvert lors de l'orogénèse alpine, de manière non aléatoire. Après avoir testé plusieurs modèles et à la suite d'une discussion avec Mme Jaeger, nous pensons pouvoir proposer un modèle cohérent.

Remarquons d'abord les faits suivants: les échantillons de la fig. 9, de KAW 1920 à 1918, tendent à être de plus en plus proches du contact mylonitique de la protogine avec les gneiss encaissants, de plus en plus riches en Rb et pauvres en Sr (tabelle 3). Nous plaçons une isochrone estimée dans la

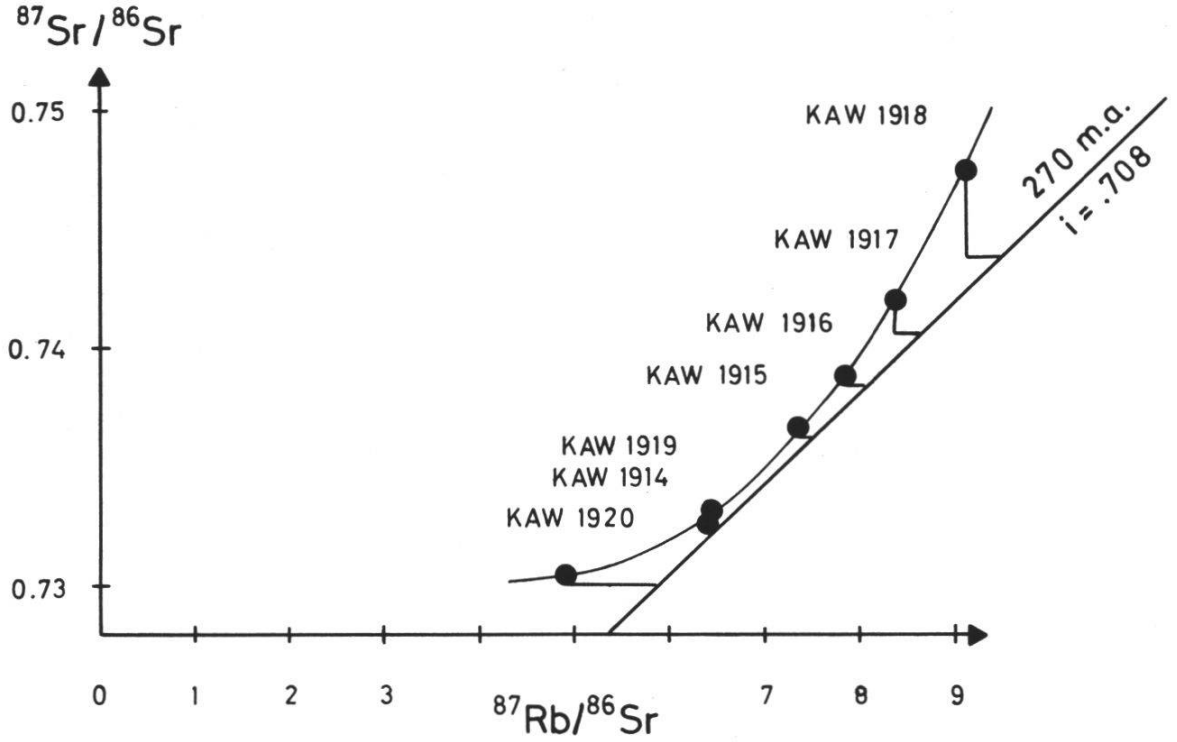

Fig. 9: «Hyperchrone» de la protogine. Les droites brisées entre la courbe mesurée (tab. 3) et la droite estimée montrent une double perturbation, attribuée au métamorphisme alpin. Les traits horizontaux représentent une perte de Rb. Les traits verticaux rendent compte de la perte par les plagioclases de Sr, à rapport 87/86 faible: ce qui reste voit ce rapport augmenter. De KAW 1920 à 1918, les échantillons tendent à se rapprocher du contact mylonitique de la protogine avec les gneiss encaissants.

Echantillon	Coordonnées	Dist.contact	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
KAW 1914	566.940/93.110	975 m	257 ppm	116 ppm	6.402263	0.732709
KAW 1915	566.170/93.070	810	272	107	7.350921	0.736823
KAW 1916	566.560/93.090	670	296	109	7.846030	0.738800
KAW 1917	566.180/93.690	20	279	96	8.374067	0.741998
KAW 1918	566.370/93.450	305	272	86	9.112502	0.747551
KAW 1919	567.020/92.480	1190	258	116	6.427474	0.733383
KAW 1920	567.300/92.660	1510	228	135	4.894450	0.730454

Tab. 3: Spectrométrie de masse.

fig. 9, dont la pente (âge) et l'ordonnée à l'origine (Sr initial) sont vraisemblables et proposons le modèle semi-quantitatif suivant:

1. KAW 1920 a subi une perte «dramatique» de Rb: la tabelle 3 montre qu'il en possède nettement moins que les autres échantillons.
2. Les roches de la région du Tour (TO, n° 4) ont perdu du Rb (tab. 2, fig. 8d). Les échantillons qui ont le plus de Rb sont aussi ceux qui ont la tendance d'en perdre le plus (traits horizontaux de la fig. 9).
3. Cette région est en outre bien pauvre en Sr (tab. 2, fig. 8f). Ce déficit peut sans grand risque être mis en rapport avec la saussuritisation des plagioclases, les plus grands réservoirs de Sr. Quant à la possibilité de la migration à distance de cations bivalents, elle est prouvée par la présence d'épidote dans des fissures alpines. Le Sr perdu par les plagioclases, pauvres en Rb, a un rapport 87/86 relativement bas. Par conséquent, le Sr restant voit son rapport 87/86 augmenter. Enfin, l'effet de ce processus est d'autant plus marqué que l'échantillon est pauvre en Sr (traits verticaux de la fig. 9).
4. Finalement, il est fort probable qu'un troisième effet se superpose aux précédents: le ^{87}Sr radiogénique, bivalent, est «mal à l'aise» dans l'ancienne position monovalente du Rb et le métamorphisme alpin lui donne probablement l'occasion de gagner des positions plus stables.

Les échantillons aux compositions extrêmes sont les plus atteints. Les compositions intermédiaires sont moins exposées à ce genre de mésaventure.

En conclusion, nous avons bien dû constater que l'orogénèse alpine avait eu sur ce granite et dans cette région des effets beaucoup plus importants que ceux que l'on admet communément. Or l'étude des trends géochimiques (fig. 6 à 8) montre que cette région a tendance à sortir de l'alignement. Une étude chimique fine devrait donc précéder toute étude géochronologique lorsqu'il y a le moindre doute quant à la préservation des quantités isotopiques du Rb et du Sr pendant la «vie» de la roche.

5. Interprétation – Evolution

Ce chapitre est basé sur la fig. 10, parcourue verticalement, puis horizontalement. Il utilise trois diagrammes clairs, expressifs, mettant en jeu des paramètres faciles à appréhender et souffrant peu du métamorphisme alpin.

$Zr = f(TiO_2)$ (fig. 11) (EMMERMANN, 1977) montre la parenté entre diverses intrusions granitiques, l'évolution de l'une à l'autre, ainsi que l'évolution à l'intérieur d'une roche donnée. Les points introduits dans le triangle Qz–

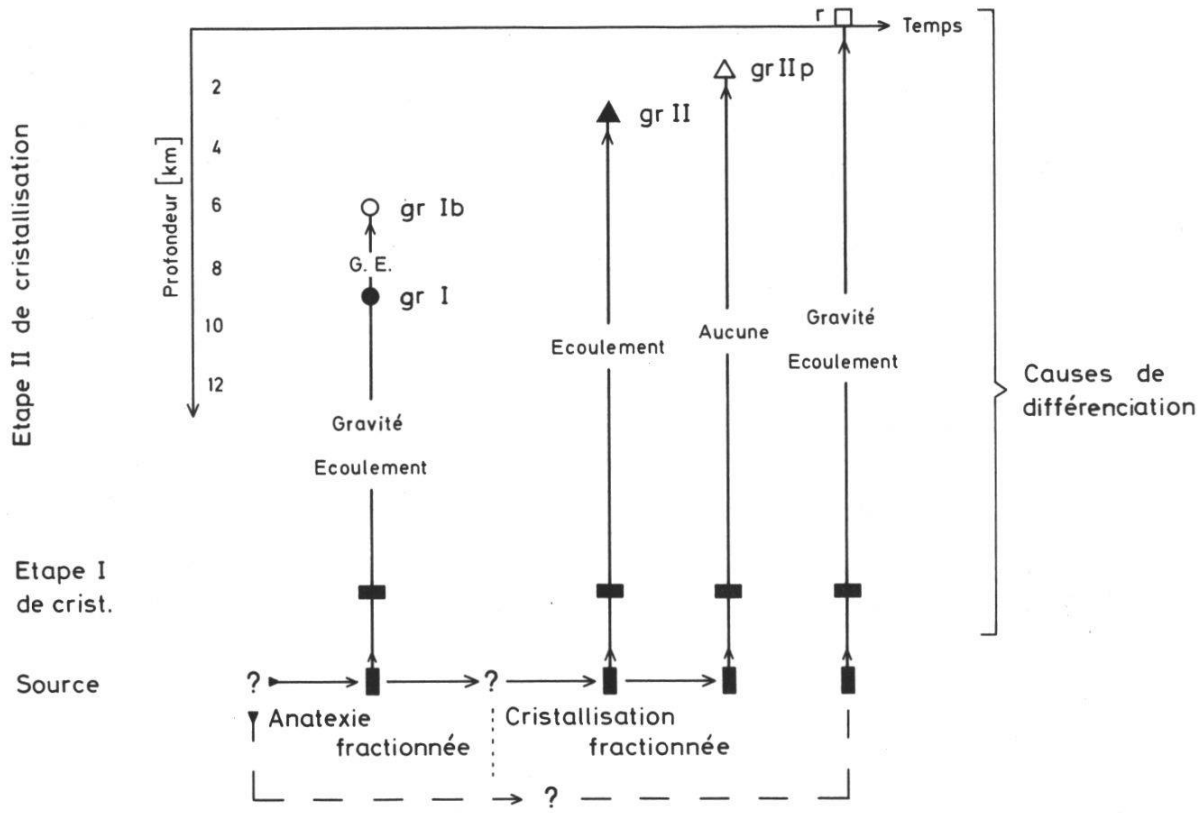

Fig. 10: Processus magmatiques mis en jeu. Le lien entre les familles de roches se trouve en profondeur. L'évolution de la source est basée sur le modèle d'EMMERMANN (1977). La plupart des roches présentent des traces de différentiation pendant l'intrusion. Deux étapes de cristallisation sont distinguées. On propose des mécanismes capables de concentrer les cristaux dans le magma et de réaliser la différentiation.

Ab–Or (fig. 12) sont calculés au moyen de la mésonorme de MIELKE & WINKLER (1979). VON PLATEN (VON PLATEN, 1965; VON PLATEN & HOELLER, 1966) y a introduit les lignes cotectiques correspondant à différentes pressions et contenus en An de liquides magmatiques saturés en eau. Dans le triangle SS–AC–MM basé sur les éléments majeurs, DE LA ROCHE, STUSSI & CHAURIS (1980) font apparaître les minéraux clairs du granite (fig. 13), ainsi que différentes suites magmatiques et sources possibles de granites.

5.1. Granite du Mont Blanc

5.1.1. Protogine

La protogine est d'*âge* tardi-hercynien. D'une part, elle n'a été touchée de manière marquante que par le métamorphisme alpin, d'autre part, elle est recouverte de rhyolite dont les niveaux triasiques contiennent des débris (GRASMUECK, 1961).

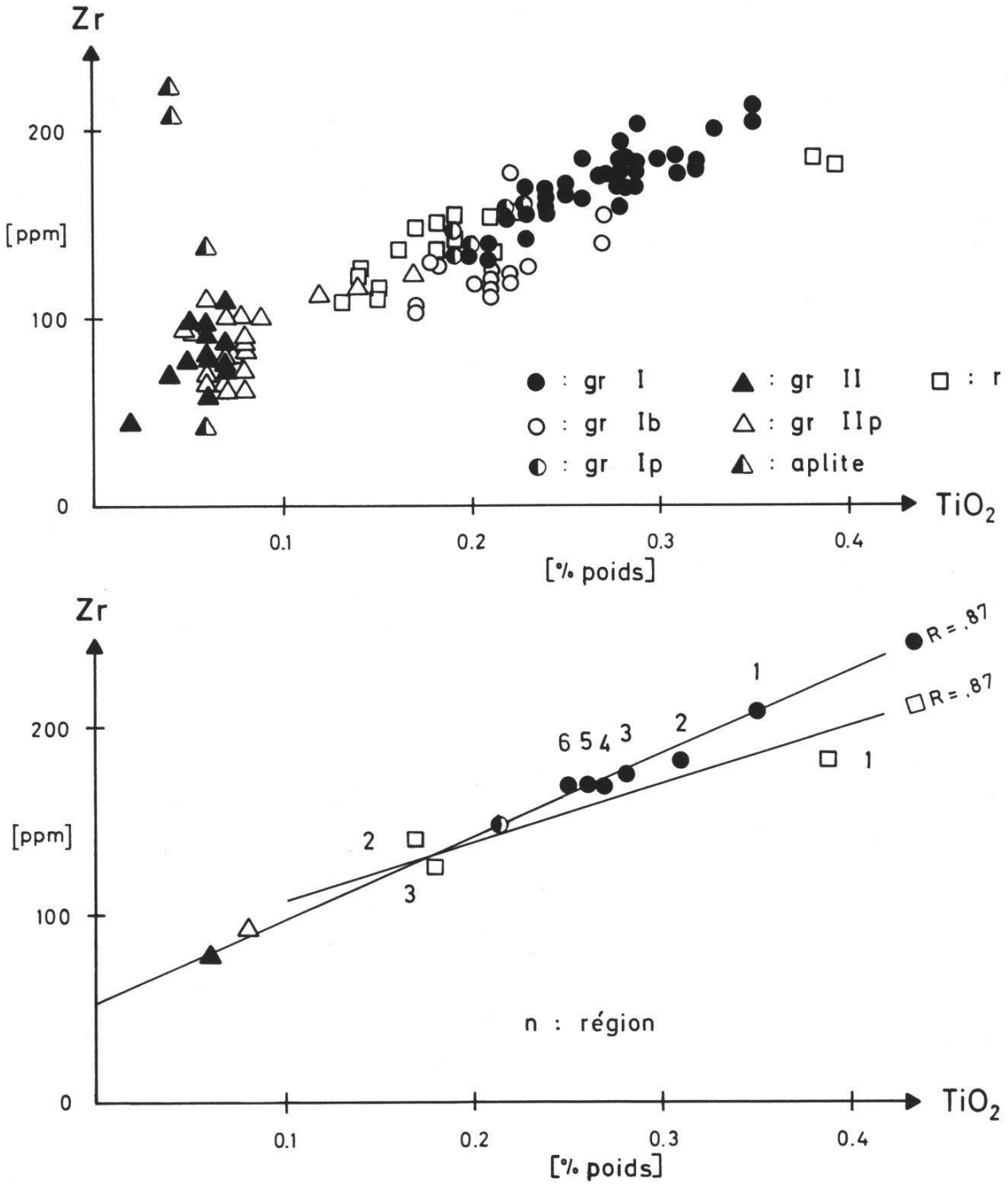

Fig. 11: Variations du Zr en fonction du TiO_2. Haut (a): tous les échantillons. Bas (b): moyennes globales pour gr Ip, gr II et gr IIp, et régionales pour gr I et r, possédant un trend géographique, droites de régression passant par ces derniers points, pondérés par le nombre d'échantillons qu'ils représentent. Régions: des plus internes aux plus externes (tab. 2). Ce diagramme, basé sur des éléments très peu mobiles et rendant compte de l'évolution des magmas a été utilisé avec succès par EMMERMANN (1977) en Forêt Noire. Il présente une tendance unique, tant à l'intérieur des roches que de l'une à l'autre, montrant ainsi leur parenté.

Elle a plusieurs *origines* possibles: magmatique, suivant GERLACH (1871), MRAZEC (1892), DUPARC & MRAZEC (1898), CORBIN & OULIANOFF (1926b), ou métasomatique selon OULIANOFF (1960). Sa bonne organisation interne infirme la dernière hypothèse (fig. 6 à 8).

La protogine est issue par anatexie (VON RAUMER, 1967), fusion, de matériel à chimisme de grauwacke: aucun point du triangle SS–AC–MM n'est en-deçà du domaine des granites et le matériel de base existait en grande quantité. Métamorphisé, il constitue actuellement la «toile de fond» du massif sous la forme de gneiss à biotite, plagioclase et quartz, pauvre en feldspath potassique.

Suivant JACQUEMIN & BELLIERE (1984), nous voyons la *source de chaleur* dans du matériel mantellique, très chaud, monté haut dans la croûte et dont les restes, hybridés, apparaissent actuellement dans la protogine sous la forme d'enclaves microgrenues sombres. Leur nature, leur forme et leurs bords de trempe prouvent en effet qu'elles proviennent d'un magma dont la température était nettement plus élevée que celle du liquide granitique (voir 2.1.).

La microscopie a montré l'apparition précoce de quartz et surtout plagioclase. Le triangle Qz–Ab–Or indique que cette *première étape de cristallisation* est bien dominée par le plagioclase: l'alignement des points et des régions, bien que peu marqué, est réel et s'enracine dans le pôle Ab, les régions les moins évoluées étant les plus proches du sommet Ab. Nous reviendrons sur cette notion de degré d'évolution. Le triangle SS–AC–MM (fig. 13), moins susceptible d'être perturbé par le métamorphisme alpin, montre aussi que l'alignement des points passe exactement par le pôle plagioclase.

Les nombreux travaux de WYLLIE (1977, 1979, 1983), WYLLIE, HUANG, STERN & MAALOE (1976), MAALOE & WYLLIE (1975) et WHITNEY (1975) montrent que la plagioclase est volontiers la phase liquidus (le premier à cristalliser) des magmas insaturés et profonds. Insaturé, le granite du Mont Blanc l'est certainement: MAALOE & WYLLIE (1975) et WYLLIE (1983) «... consider it unlikely that the H_2O content of large granitic magma bodies exceeds about 1.5% H_2O.» Le diagramme de WYLLIE (1979) (fig. 14) montre qu'un magma contenant 1.5% d'eau ne peut être saturé que tout près de la surface. Or, cette cristallisation s'est effectuée avant (peut-être aussi au tout début de) l'intrusion de la protogine, soit en profondeur.

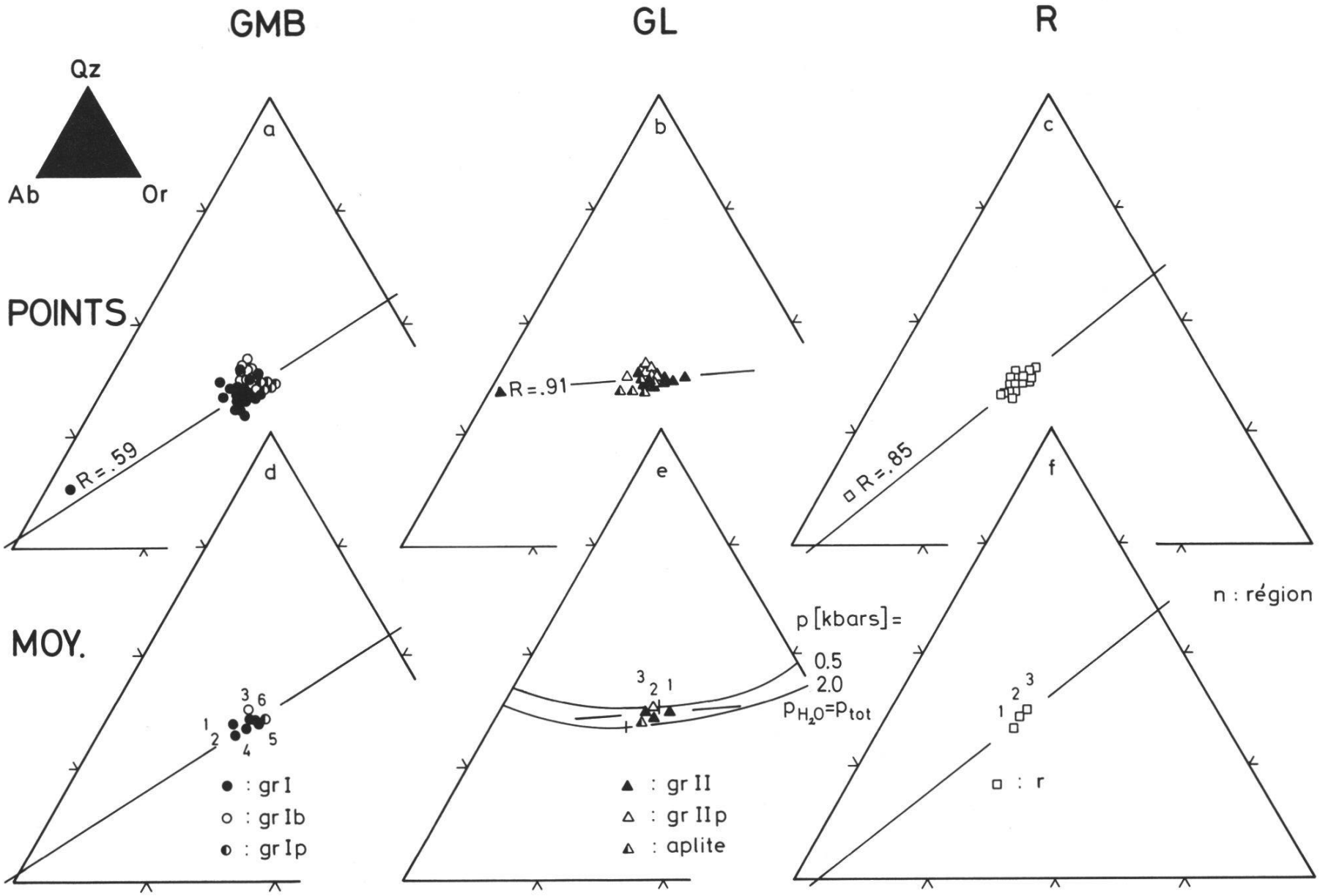
GMB
GL
R
Qz
Ab
Or
POINTS
MOY.
a
b
c
d
e
f
R = .59
R = .91
R = .85
p [kbars] =
0.5
2.0
$P_{H_2O}=P_{tot}$
n : région
● : gr I
○ : gr Ib
◐ : gr Ip
▲ : gr II
△ : gr IIp
▲ : aplite
□ : r

Fig. 12: Système granitique de VON PLATEN (1965). Permet de déterminer la profondeur de cristallisation de roches saturées en eau, ce qui est le cas de nos seules roches leucocrates. Haut: tous les points et droites de régression passant par les points des roches possédant un trend géographique (gr I, gr II, r). Bas: moyennes régionales pour les mêmes et globales pour les autres (gr Ib, gr Ip, gr IIp, aplites). Régions: des plus internes aux plus externes de chaque roche (tab. 2). GMB: granite du Mont Blanc, GL: granites leucocrates, R: rhyolites. La cristallisation de la protogine (gr I) et de la rhyolite (r) est dirigée par le plagioclase (droites passant par le pôle Ab), celle du leucogranite (gr II) se passe «le long de la ligne cotectique» correspondant à une pression approximative d'1 kbar et le leucogranite-porphyre (gr IIp) a pour composition celle du point eutectique à 0.5 kbar. Composition eutectique: celle du dernier bain avant la solidification complète. Ligne cotectique: ensemble de points indiquant la composition du bain en équilibre avec les cristaux, à différentes températures.

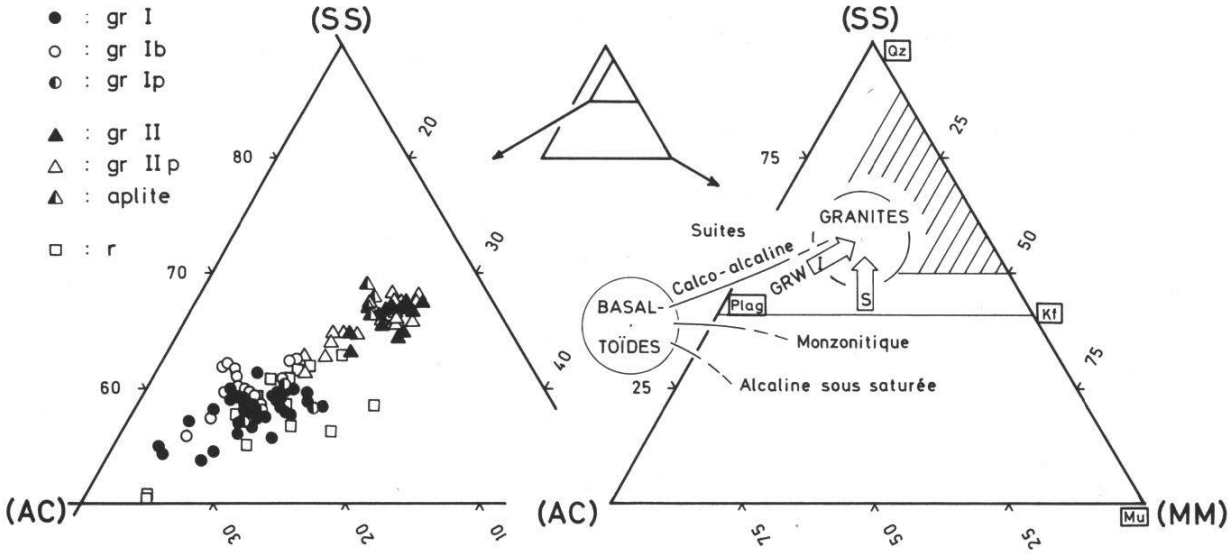

Fig. 13: Triangle SS–AC–MM de DE LA ROCHE, STUSSI & CHAURIS (1980). Dérivé du tétraèdre SS–AA–MM–CC. Gauche (a): tous les échantillons. Droite (b): les auteurs ont placé les minéraux clairs et, se basant sur une banque de données, différentes courbes d'évolution. GRW, I et S correspondent à la fusion de matériel à composition de grauwacke (sédiment immature, Na_2O non lessivé), igné (WHITE & CHAPPELL, 1977) ou sédimentaire mature (Na_2O lessivé) (id). On voit les sources possibles du granite du Mont Blanc.

Si, Al, etc., désignent des nombres cationiques. Les analyses chimiques sont recalculées en millications dans 100 g. Exemple: Al_2O_3 = 15.3 % poids de la roche. Nombre cationique = 1000 x (15.3 / 51) = 300. Fe: sous forme de Fe total).

$$SS = Si - Al - 2/3\ Fe - 2/3\ Mg + 2\ Ca$$
$$AA = 8/3\ Fe + 3\ Na$$
$$MM = 2\ Al - Fe - Mg - 4\ Ca - 2\ Na + K$$
$$CC = Ti + 8/3\ Mg + 3\ Ca$$

$$(SS) = SS - 2/3\ AA + 4/3\ CC$$
$$(AC) = 3\ CC$$
$$(MM) = MM$$

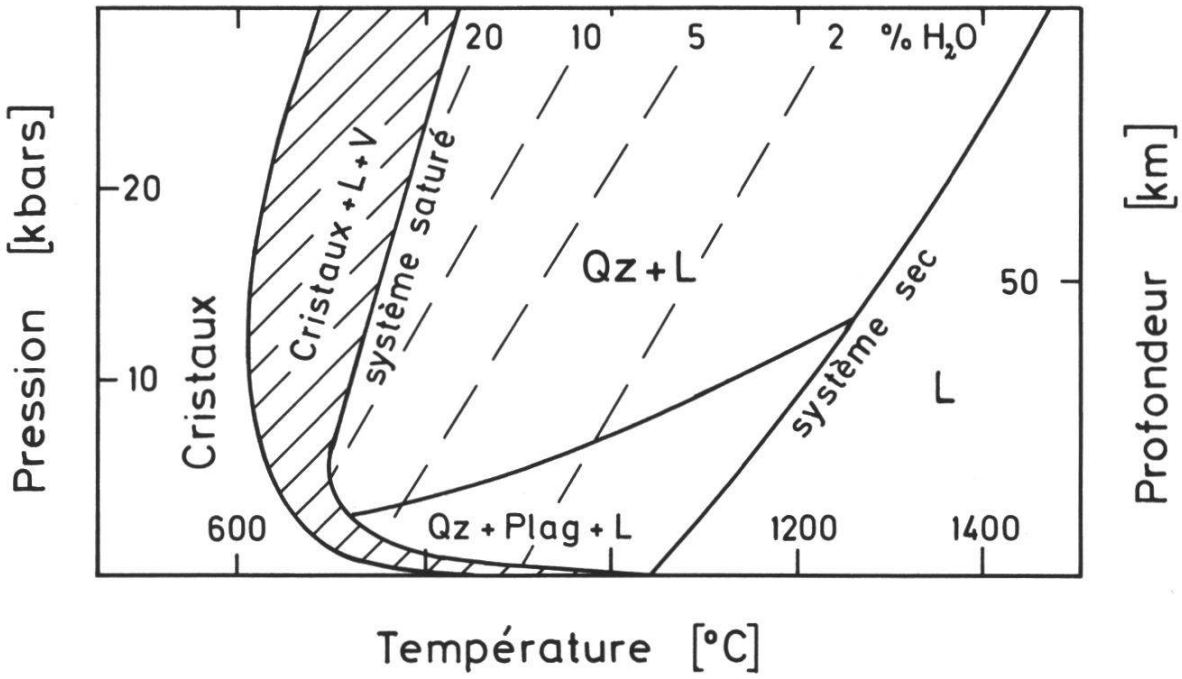

Fig. 14: Relations de phases granite – H_2O (WYLLIE, 1979). L : liquide, V : vapeur. Si le solidus est unique, le liquidus est fort variable, suivant que le système est saturé ou pas (le liquidus sépare les domaines « L » et « Cristaux + L (+ V) » = apparition des premiers cristaux ; le solidus sépare les domaines « Cristaux + L + V » et « Cristaux » = solidification complète). Dans un système saturé, la pente du liquidus est telle que si l'on fait monter rapidement, sans changement notable de température, un bain chargé de cristaux de quartz et plagioclase, on s'approche du liquidus et la quantité de matériel solide pouvant être en équilibre avec le liquidus diminue, le quartz et le plagioclase sont corrodés.

Recoupant toutes les structures, la protogine a un caractère intrusif bien marqué (fig. 1). Lorsqu'un liquide en équilibre avec des cristaux de quartz et plagioclase monte « rapidement », que sa pression baisse sans changement notable de température, on s'approche du liquidus. La quantité de cristaux en suspension doit diminuer, ils sont corrodés, résorbés. L'*intrusion* du magma explique la présence des quartz corrodés et des squelettes de plagioclase.

La *différenciation* était connue sans avoir été nommée : les trends bien marqués et continus l'avaient mise en évidence (fig. 6 à 8, 11 à 13). Les régions les plus internes, les plus riches en plagioclase (fig. 12) et biotite (réservoir de Fe_{tot} et TiO_2, fig. 6b) sont également les moins évoluées, les moins acides (tab. 2), au contraire des zones externes les plus riches en quartz et feldspath potassique. Il n'est pas question d'effet de coupe, les zones les moins évoluées étant situées aux altitudes les plus élevées.

La différenciation a peut-être commencé avant l'intrusion de la protogine, sous l'effet de la gravité, mais la faible différence de densité entre cristaux et

liquide et sa grande viscosité entravent ce processus. Il a été puissamment secondé par un autre: la différenciation par écoulement (flowage differenciation) qui tend à concentrer les cristaux dans le centre du magma en mouvement. L'écoulement est bien sûr celui de bas en haut du magma faisant intrusion. La *différenciation* a donc été active *pendant l'intrusion.*

La *deuxième étape de cristallisation* est dominée par les feldspaths potassiques pouvant atteindre de grandes tailles. Leur origine est magmatique. Ils s'orientent suivant le flux du magma, ont donc coexisté avec lui. Les quartz corrodés et les plagioclases squelettiques sont de préférence inclus dans les feldspaths potassiques qui les protègent de l'effet corrosif du liquide magmatique. Les enclaves contiennent des feldspaths potassiques de la protogine, ce qui ne peut être expliqué que par une introduction mécanique en milieu liquide. Or, ces mégacristaux sont isolés, n'ont donc pas été extraits d'une roche consolidée, mais d'un liquide, le magma.

SWANSON (1977) propose une explication simple à la *taille des feldspaths potassiques.* Pour un chimisme donné, la taille des grains d'un minéral dépend de sa densité de nucléation, sa vitesse de croissance et l'écart entre la température momentanée et celle du liquidus. Une différence faible autorise la présence de grands cristaux, forte favorise leur nombre au détriment de leur taille. Le cœur d'un granite cristallisant moins vite que les bords, il est normal que le premier contienne les plus gros feldspaths potassiques et les seconds le plus grand nombre de formes corrodées, de minéraux en déséquilibre avec le magma, «piégés» avant d'avoir pu fondre totalement. SWANSON a observé des vitesses de croissance pouvant atteindre plusieurs millimètres par *jour*! (p. 977). Lorsque le feldspath potassique cristallise en même temps que le plagioclase et le quartz et le fait avec une telle «violence», il ne serait pas étonnant que son antériorité par rapport aux deux autres minéraux ne soit que simulée, qu'il leur soit en fait contemporain.

Pour qu'il puisse cristalliser de manière idiomorphe, il lui faut de la place. WINKLER & SCHULTES (1982) montrent qu'à 5 kbars, la proportion de liquide est importante quand il commence à cristalliser, puis baisse fortement puisqu'il apparaît seulement à une température proche de celle du solidus, de la solidification complète.

La *mise en place* de la protogine est contemporaine de cette étape de cristallisation, l'alignement des feldspaths potassiques montrant leur tendance à suivre la direction de courant du liquide granitique. Cette direction, NNE, correspond aux gradients géochimiques, beaucoup plus forts transversalement (WNW) que longitudinalement (NNE), ce qui indique une composante horizontale NNE de l'intrusion. Elle a été proposée par la tectonique. Pour CORBIN & OULIANOFF (1926a), la direction NNE des enclaves et des feldspaths potassiques est la «... direction actuelle de l'axe du plissement hercynien contemporain de la mise en place du granite.»

Terminons par deux remarques semi-quantitatives. L'intrusion a été relativement rapide. Ainsi, le matériel basique responsable de l'anatexie en profondeur est encore sous forme liquide (enclaves) alors qu'il existe déjà des minéraux de deuxième venue (feldspaths potassiques). Pour que le magma ait pu acquérir sa bonne organisation interne quand bien même il faisait intrusion rapidement, son chemin d'intrusion a dû être assez long, sa source assez profonde.

5.1.2. Faciès de bordure

Au premier abord, le faciès de bordure est simplement un terme très évolué de la protogine, «collant» parfaitement avec le modèle du chapitre précédent, tant en ce qui concerne la taille des feldspaths potassiques (moyenne) que le nombre de formes corrodées (grand). Cependant, il y a probablement eu entre la protogine et la bordure une différenciation par gravité et écoulement dirigée par le feldspath potassique. Mais l'importance de ce processus reste faible.

5.1.3. Granite-porphyre

Les diagrammes d'évolution indiquent que le granite-porphyre est l'équivalent d'une protogine très évoluée (fig. 11 à 13). La présence en son sein de mégacristaux de feldspath potassique montre qu'il a commencé la deuxième étape de cristallisation de manière solidaire avec la protogine, mais sa texture sériale prouve qu'il l'a terminée dans une ambiance plus froide ; la protogine s'est mise en place, a commencé à se refroidir et subi un événement tectonique aux effets cassants. Une grande fracture ainsi créée (NE) a livré passage à un liquide chargé de mégacristaux de feldspath potassique (fig. 15A). En milieu tempéré, ce magma a fini rapidement sa cristallisation et acquis une texture sériale. Il s'agit du granite-porphyre.

Le fait qu'un terme aussi évolué et occupant un filon subvertical soit aujourd'hui au cœur, peu évolué, de la protogine, est dû à un bâti, une intrusion oblique de cette dernière. Nous avons vu que c'était le cas et que la composante horizontale était orientée NNE.

Il faut souligner l'élément tectonique : le granite du Mont Blanc subit une phase cassante provoquant l'ouverture d'immenses fractures. Un tel comportement, typiquement tardi-orogénique, offre une voie d'ascension aux magmas susceptibles de faire intrusion, nous offrant ainsi un reflet de ce qui se passe en profondeur.

5.2. *Granites leucocrates*

5.2.1. Leucogranite

Le leucogranite a une *composition* quasi-*eutectique* comme le démontre la position de ses points dans le diagramme Qz–Ab–Or (fig. 12) valable pour les liquides saturés en eau. C'est le cas de cette roche, comme en témoignent les textures lithographiques assez courantes et les pegmatites qui lui sont associées. Sa composition indique qu'il s'agit non pas d'un premier, mais d'un dernier jus magmatique (EMMERMANN, 1977, p. 230–231).

Le leucogranite, fortement évolué (fig. 13), différencié, est avare d'informations au sujet de sa *source.* Le triangle Qz–Ab–Or montre que ce n'est en tous cas pas le granite du Mont Blanc: les deux y ont des évolutions plutôt convergentes. Le leucogranite doit être issu par cristallisation fractionnée d'un magma dont nous ne possédons pas l'équivalent en surface. Nous y reviendrons en traitant de l'évolution en profondeur.

Une *première étape de cristallisation* voit la formation de biotite, plagioclase et quartz, en profondeur, comme en témoignent les formes corrodées des deux derniers (fig. 14).

A l'instar du granite-porphyre, la position du leucogranite dans un immense filon NNE subvertical montre que son *intrusion* a été favorisée par un épisode *tectonique* cassant et distensif (fig. 15B). Ses contacts magmatiques prouvent que l'ouverture des fractures a bel et bien précédé son intrusion. Sur notre terrain, le leucogranite est bordé à l'WNW par la protogine et à l'ESE par le granite de bordure ou un faciès intermédiaire (fig. 2, 3, 15B). Le décrochement a dû être formidable, pour juxtaposer la bordure et le cœur du granite du Mont Blanc. Nous estimons le rejet vertical à quelques milliers de mètres. Ce chiffre, certes énorme, n'a rien d'extraordinaire: ILLIES (1965) a observé dans le fossé rhénan un rejet vertical de 4400 m ne pouvant être expliqué que par la tectonique. La pétrographie nous aide à mettre ces décrochements en évidence: plus le bord ESE a un grain fin, donc un caractère de bordure, plus le mouvement a été important. Ainsi, dans l'écorché de la figure 2b, on voit que tout le bloc C s'est affaisé par rapport au A, mais que le déplacement vertical a été moins important au S qu'au N. Il est même nul un peu plus au S, dans la région de l'A Neuve. Il faut ajouter des cassures transversalses ayant limité et cassé le bloc C. La plus importante est celle qui passe par les gorges du Durnand et sépare le Catogne du reste du massif.

Le leucogranite a atteint un *niveau très élevé* et relativement froid de la croûte terrestre comme en témoignent l'aspect de la roche, les pegmatites associées, la présence de microcline (ROESLER, 1981), les textures lithographiques et la position des points dans le triangle Qz–Ab–Or (fig. 12). On y

voit qu'il a atteint un domaine où régnaient des pressions de l'ordre de 1 à 1.5 kbars, donc situé à environ 4 km sous la surface.

La *deuxième étape de cristallisation* voit l'apparition du quartz, plagioclase et feldspath potassique, en quantités semblables.

L'alignement des moyennes régionales dans le triangle Qz–Ab–Or (fig. 12) montre qu'il y a eu *différenciation pendant la mise en place.* Elle n'a pu être provoquée que par l'écoulement. C'est la seule manière d'expliquer l'évolution horizontale le long du filon. Il n'y a pas d'effet de coupe, les régions les plus hautes étant également les moins évoluées. Cette différenciation horizontale met aussi en évidence la composante NNE du mouvement du magma.

La protogine, en contact direct avec la leucogranite, n'a jamais connu de pression aussi faible que 1.5 kbar sous forme liquide. Il y a donc eu érosion entre les deux intrusions (fig. 15A et B).

5.2.2. Leucogranite-porphyre

Très proche du leucogranite par sa composition, le leucogranite-porphyre fait intrusion un peu plus tard. Il y a eu érosion entre leurs deux mises en place. C'est pourquoi nous les avons représentés côte à côte dans la fig. 10. Il est peu probable qu'ils se soient séparés à un niveau intermédiaire, la durée de vie des chambres magmatiques peu profondes étant très limitée.

Ayant relevé l'*origine profonde* du leucogranite-porphyre, mise en évidence par les formes corrodées du quartz, nous ne reviendrons pas en détail sur ce qui a déjà été dit au sujet de la roche-sœur, le leucogranite, mais insisterons plutôt sur ses particularités.

S'il l'on en croit le triangle Qz–Ab–Or (fig. 12), il est monté plus haut que le leucogranite, puisqu'il se trouve sur la ligne cotectique correspondant à une pression de 0.5 kbars. Etant donné la précision de la méthode, cela signifie qu'il a cristallisé à une *profondeur* située approximativement *entre 3 km et ... la surface.* Sa texture sériale à porphyrique indique en outre qu'il s'est solidifié dans un milieu plus froid que le leucogranite. L'alignement de ses points dans le diagramme SS–AC–MM (fig. 13) montre qu'il suit une règle d'évolution. Il ne présente par contre aucun trend régional, aucune organisation à grande échelle. Dans le triangle Qz–Ab–Or, ses points se groupent même autour du point eutectique correspondant à sa profondeur de cristallisation. Toutes ces observations sont cohérentes et signalent l'ascension rapide d'un magma surchauffé.

Son *intrusion* a, de nouveau, été favorisée par la *tectonique.* Il occupe en effet des fractures, orientées NE (fig. 4b et c, champ B), par ailleurs plus orientales que le filon de leucogranite, ce qui indique un déplacement de l'activité tectonique (fig. 15A à D).

Les deux roches leucocrates se trouvent aujourd'hui à même altitude, mais la seconde a cristallisé plus près de la surface que la première (triangle Qz–Ab–Or) et en milieu plus froid (texture). Celà signifie que l'érosion a été active entre les deux intrusions et que la seconde est postérieure à la première (fig. 15B et C).

Il reste à discuter la position de semelle (ex-)horizontale du leucogranite-porphyre entre le granite du Mont Blanc et la rhyolite (fig. 15D). Qu'y avait-il au-dessus de lui lors de son épanchement? L'air libre? Non, il ne possède aucune texture fluidale et son grain est trop grossier pour être celui d'une lave. Des sédiments? Nous n'en avons aucun indice. L'encaissant? Non. Il existe du leucogranite-porphyre placé directement sur la protogine, le cœur du granite du Mont Blanc. Où serait passé le faciès de bordure? Dernière possibilité: le leucogranite-porphyre s'est épanché *dans* des fractures horizontales du granite du Mont Blanc (fig. 15C). De telles fractures existent bel et bien dans le centre du massif, où le granite du Mont Blanc affleure.

5.2.3. Aplites

Les aplites sont l'expression des mêmes magmas leucogranitiques, mais débarassés des cristaux en suspension lors de leur introduction dans des filons larges de quelques centimètres seulement.

5.3. Rhyolite

La composition de la rhyolite et son organisation interne révèlent une roche s'approchant beaucoup de la protogine. Elle s'en distingue par une plus grande variabilité et la discontinuité de ses trends.

Dernière intrusion de l'orogénèse hercynienne, son *âge* est certainement Permien.

Nous ne pouvons définir précisément sa *source,* mais les similitudes avec la protogine, d'origine anatectique, sont telles qu'il est difficile d'imaginer une autre origine.

La *première étape de cristallisation* voit l'apparition de quelques cristaux que l'on retrouve aujourd'hui sous la forme de phénocristaux: biotite, plagioclase, qui dirige la cristallisation (fig. 12) et quartz, dont les formes corrodées spectaculaires (fig. 5) témoignent de l'origine profonde de la roche (fig. 14).

L'organisation interne de la rhyolite correspond à celle de la protogine: les zones les plus internes sont les moins évoluées, les plus riches en biotite

(réservoir de Fe_{tot} et TiO_2, fig. 6b) et plagioclase, les plus externes sont les plus évoluées, les plus riches en quartz et feldspath potassique (fig. 12).

Cette *différenciation* a dû se faire *pendant l'intrusion* par gravité et écoulement. Après, en surface, tout se fige trop rapidement.

Le style de l'organisation interne de la rhyolite est par contre différent de celui de la protogine: les variations sont plus grandes et les trends discontinus. En somme, la différenciation a été «bâclée». La cause en est certainement la rapidité de l'intrusion, nécessaire pour qu'un magma de cette composition puisse atteindre la surface, en traversant des milieux relativement froids et présenter autant de beaux quartz corrodés, non entièrement résorbés.

L'*intrusion* de la rhyolite a certainement été dirigée par la *tectonique*. Nous n'avons cependant plus de trace des fissures d'alimentation. Observant la grande extension actuelle de cette roche le long du Val Ferret, nous pensons qu'elles se trouvent actuellement sous les nappes penniques (fig. 1). Ainsi, les effets de la tectonique auraient continué à se déplacer vers l'E (fig. 15C et D). Pendant cette intrusion, la rhyolite a arraché les morceaux de roches encaissantes que nous trouvons actuellement à sa base et en son sein: gneiss œillés, à biotite, amphibolites, etc.

Les rares phénocristaux de feldspath potassique, anguleux, se forment lors d'une *deuxième étape de cristallisation* juste avant que le liquide ne se *mette en place* et ne se fige.

La texture porphyrique de la rhyolite et l'extrême finesse de sa matrice indiquent qu'elle a fini de cristalliser en milieu froid, plus encore que les roches précédentes. D'autres indices montrent qu'elle a même atteint la *surface* et s'y est épanchée. Sa position originelle est horizontale, comme en témoigne le parallélisme avec le mésozoïque adjacent (fig. 3 et 4c). Elle forme même un banc surmontant les granites (DUPARC & PEARCE, 1897). GRASMUECK (1961) arrive à la même conclusion en observant que le Trias peut contenir des débris de rhyolite, mais pas de gneiss, ni de granite. Les textures fluidales de la matrice correspondent à celle d'une lave et la présence de blocs de gneiss à la base de la rhyolite n'a rien de surprenant dans ce cas. Quant au verre, caractéristique des coulées rhyolitiques, le métamorphisme alpin a été trop intense pour qu'il puisse en subsister une trace quelconque.

La rhyolite n'a sûrement pas fait effusion en une seule fois. La discontinuité des trends en est un reflet: il y a des «bouffées de points» dans les diagrammes et des «bouffées de magma» faisant effusion. Le volcanisme est de type fissural, comme en témoigne son étendue (fig. 1) et le fait que les intrusions dans le granite du Mont Blanc sont favorisées par de grosses fractures NE à NNE.

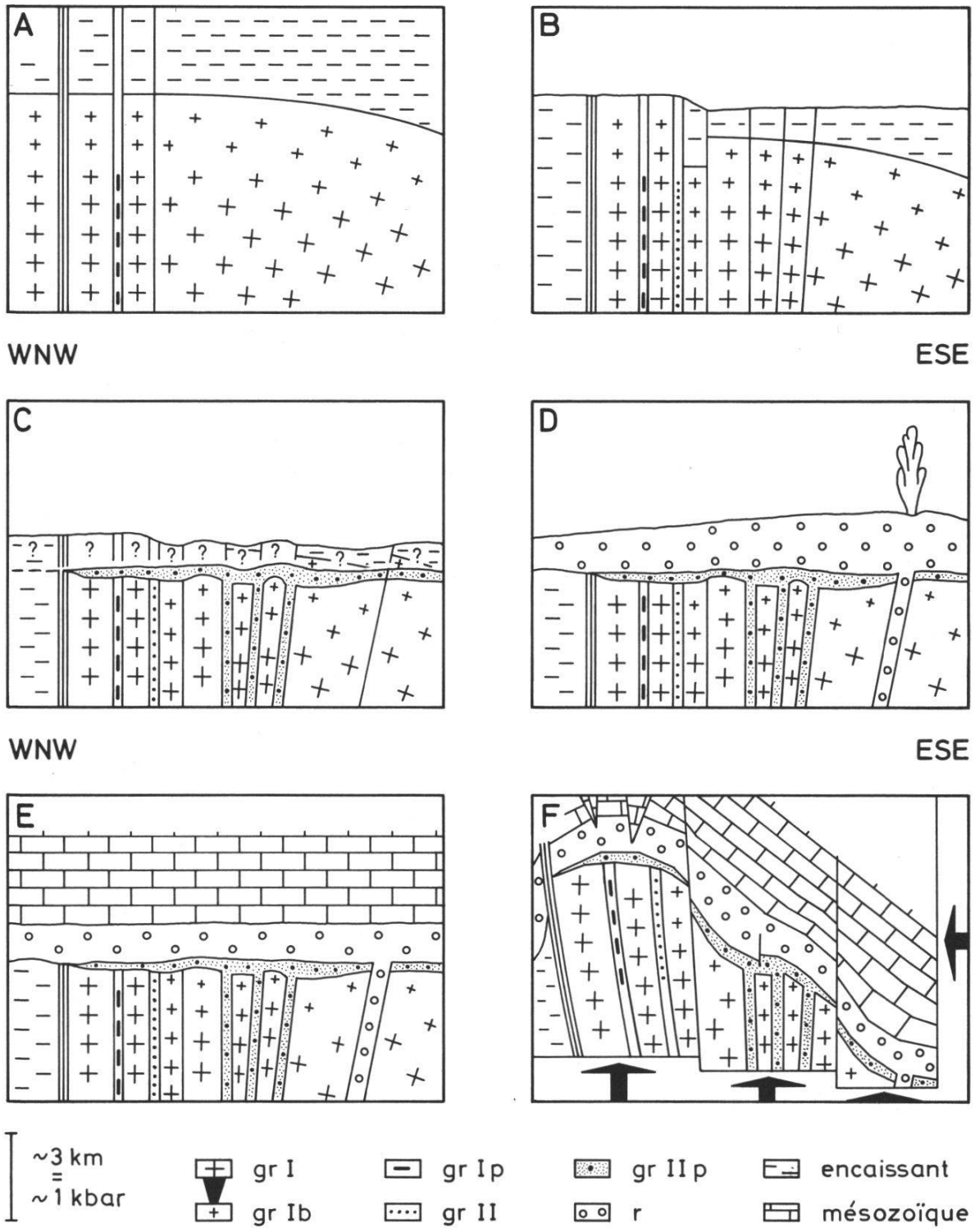

Fig. 15: Schéma de la tectonique et des intrusions dans le granite du Mont Blanc. A) Tectonique cassante tardi-hercynienne d'où apparition de zone mylonitique et intrusion du granite-porphyre. B) Effets de la tectonique cassante commençant à se déplacer vers l'E. Erosion. Intrusion du leucogranite sous une pression d'environ 1 kbar. C) Poursuite de l'érosion. Intrusion très haut du leucogranite-porphyre qui s'épanche horizontalement soit à l'intérieur du bâti, soit en surface. D) Erosion jusqu'au leucogranite-porphyre, intrusion permienne de rhyolite s'épanchant en surface. E) Erosion de la rhyolite. Sédimentation mésozoïque. F) Orogénèse alpine. Le socle réagit de manière plus cassante que la couverture.

La rhyolite s'est épanchée sur le leucogranite-porphyre. Ce qui dominait ce dernier a donc été érodé entre les deux intrusions (fig. 15C et D). Il est curieux que cette érosion se soit partout arrêtée juste à ce niveau. On peut l'expliquer ainsi : la roche leucocrate avait une épaisseur importante, elle est beaucoup plus compacte que le granite du Mont Blanc – nous l'avons constaté en recueillant les échantillons au marteau – elle n'a enfin pas subi les événements tectoniques qui ont favorisé son intrusion et affecté le granite du Mont Blanc. Ainsi, l'érosion aurait assez rapidement ôté la carapace de granite du Mont Blanc et se serait arrêtée dans le leucogranite-porphyre plus dur, qu'elle n'aurait jamais entamé que partiellement. Ce modèle expliquerait aussi les différences d'épaisseur du leucogranite-porphyre.

5.4. Evolution en profondeur

Les observations de surface étant fragmentaires, nous utilisons le modèle d'EMMERMANN (1977) pour identifier les « chaînons manquants » et décrire ce qui s'est passé dans les profondeurs de la croûte terrestre. Ce qui nous intéresse pour l'instant n'est pas l'endroit où il a été développé, mais la notion de *modèle,* de cycle *naturel* complet qui s'est réalisé une fois, quelque part sur la terre, dans une situation analogue.

Le cycle commence par la fusion partielle de roches à composition de grauwacke, les premiers liquides sont peu différenciés et ne s'éloignent que très peu de leur lieu de formation. Dans les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, le matériel de base est semblable et il existe une roche de ce type : la migmatite fondamentale de KRUMMENACHER (1959), à cordiérite.

La fusion continue, la composition des bains se modifie par anatexie fractionnée. Les derniers liquides formés commencent à faire intrusion. Il pourrait s'agir dans notre cas des granites de Vallorcine et du Montenvers.

L'anatexie continue et l'on voit apparaître des granites aux caractéristiques suivantes : très gros volume, caractère nettement intrusif, variations régulières de composition, bonne organisation interne, présence possible de mégacristaux de feldspath potassique. Tout concorde avec le granite du Mont Blanc dont nous avons justement vu qu'il était issu de grauwackes par anatexie.

Un seuil est atteint où la fusion, incongruente, de la biotite (KNABE, 1970a et b) devient très forte. « Circonstance aggravante » : le magma est de plus en plus insaturé et déstabilise toujours plus les minéraux hydratés, en premier lieu la biotite. Ce processus se superpose au premier pour augmenter brutalement la teneur de la fonte en K_2O. Il n'y a pas en surface du massif du Mont Blanc d'équivalent de ce type de liquide, mais les suivants, les granites leucocrates sont effectivement riches en K_2O (tab. 2).

Enfin, les produits de différenciation par cristallisation fractionnée de ces magmas font intrusion, les derniers très haut dans la croûte et sous forme de granites leucocrates. Les nôtres appartiennent de toute évidence à cette famille. Dans les diagrammes Zr = f(TiO_2) (fig. 11) et SS–AC–MM (fig. 13), leurs points représentatifs sont parfaitement dans le prolongement de ceux du granite du Mont Blanc. La parenté entre eux tous est flagrante. Par contre, dans le triangle Qz–Ab–Or (fig. 12), les deux convergent. La parenté n'est pas directe, mais celle que nous venons d'évoquer.

Nous avons simplifié la fig. 10 en représentant une source horizontale. Ce n'est certainement pas le cas dans la nature, mais nous n'avons pas assez d'éléments pour traiter ce problème. Signalons qu'EMMERMANN (1977), discutant le modèle de READ (1957), montre que la source des granites est de plus en plus profonde et qu'ils font intrusion de plus en plus haut dans la croûte.

Nous ne pouvons définir avec précision l'origine de la rhyolite. D'une part, un cycle magmatique se termine avec l'intrusion des granites leucocrates, d'autre part, la rhyolite est très proche par sa composition et son organisation interne de la protogine qui apparaît plutôt au début du cycle. Comment expliquer ce «retour en arrière»? En Forêt Noire, dans une situation analogue, SCHLEICHER (1978) propose l'idée d'une nouvelle fonte de matériel crustal après la fin du cycle principal orogénique-magmatique. Cette hypothèse ne nous séduit guère: comment ce matériel crustal aurait-il été à l'abri de l'anatexie pendant tout le cycle et dans les nombreux massifs hercyniens où on trouve de la rhyolite. Elle suggère toutefois une variante: la montée de magma basique dans les régions vidées du matériel qui a fait intrusion et la fusion de la base de la masse granitique mise en place précédemment. Ainsi, on expliquerait les importantes analogies entre la protogine et la rhyolite, et son apparition dans nombre de massifs européens à la fin de l'orogénèse hercynienne sans faire «redémarrer» l'anatexie.

La généralisation des rhyolites (ZIEGLER, 1980, 1984) montre qu'elles sont intimement liées au cycle orogénique qui les a engendrées. En trouvant ce lien, nous connaîtrions simultanément celui qui relie la protogine et la rhyolite. Il s'agit donc d'un problème général et non limité au massif du Mont Blanc.

5.5. Evénements post-paléozoïques

L'ère mésozoïque commence par une transgression du N au S (GRASMUECK, 1961). La *sédimentation* s'effectue sur la surface érodée de la rhyolite (fig. 15D et E) et la colonne stratigraphique s'étend, malgré quelques lacunes, du Trias à l'Urgonien (Crétacé inférieur).

Avec la tectonique, le *métamorphisme* alpin de degré schistes verts favorise la parallélisation des structures, surtout dans les roches micacées, et la circulation des fluides. Il peut modifier un peu la composition des roches par altération des plagioclases les plus basiques: le CaO tend à rester sur place sous la forme de saussurite et le Na_2O à quitter l'échantillon. Ces effets compliquent l'application de la méthode de datation Rb–Sr sur roche totale.

La poussée alpine du SE vers le NW a des effets *tectoniques* cassants sur le socle cristallin: apparition de fractures verticales suivant le modèle de JAMIER (1975) (fig. 4a), bombement et érection bloc par bloc du massif, qui se trouve quelque peu déjeté vers le NW (flèches de la fig. 15F). Le soulèvement est le plus fort au SSW, d'où plongement axial sous la vallée du Rhône (fig. 1) et diminution de l'altitude des sommets dans la même direction NNE.

L'élongation maximale de JAMIER (N50) correspond au domaine B des fractures du faciès de bordure (fig. 4b) et indique une reprise des plans de faiblesse hercyniens. La largeur du champ est due au fait que le massif ne répond pas d'un bloc à la poussée alpine. La dualité de son maximum rend compte de la légère bascule des fractures. Perpendiculairement à cela, le soulèvement axial provoque également la présence d'un champ bilobé (points 4 et 5, fig. 4b). Le champ A représente l'ancien plan horizontal basculé, comme l'indique la position actuelle des contacts dans le mésozoïque. Les plans horizontaux ont peu joué, sinon les panneaux subverticaux de mylonite, granite-porphyre et leucogranite ne seraient plus aussi «géométriques», leur position dans la galerie ne serait plus cohérente avec les directions observées en surface (fig. 3/3).

Les grandes cassures NE–NNE à pendage raide vers le SE montrent que les blocs, les «lames», de granite ont été quelque peu basculés vers le NW (fig. 15F). Par contre, nous n'avons trouvé sur notre terrain aucun indice suggérant un important déplacement.

Les niveaux mésozoïques réagissent de manière beaucoup moins cassante aux sollicitations de la tectonique alpine. Aussi les plans horizontaux ont-ils simplement été basculés dans le Val Ferret. Cela reste vrai aux emplacements où il y a un peu d'écaillage, de glissement d'un niveau sur le dos de l'autre, tant et si bien que DUPARC & PEARCE (1897) parlent de «... gigantesques dalles plaquées contre les flancs abrupts de la montagne».

Entre la masse du granite du Mont Blanc et les niveaux mésozoïques, les bancs de leucogranite-porphyre et rhyolite se sont adaptés tant bien que mal, ont adopté une attitude «intermédiaire» (fig. 15F). Les termes que nous pouvons observer aujourd'hui sont parallèles aux niveaux mésozoïques (fig. 4c).

Une partie de la couverture mésozoïque a migré vers le NW, sous forme de nappes – helvétiques – tandis que du SE arrivait la nappe pennique du

Grand St Bernard qui butait contre le massif, recouvrant quelque peu son flanc E. Enfin, l'érosion a attaqué les roches les plus tendres et creusé les profondes vallées qui entourent cet îlot de hautes montagnes qu'est le massif du Mont Blanc.

6. Intégration dans le cadre européen

Des synthèses telles que celle de D'AMICO (1974) présentent l'activité magmatique hercynienne dans les divers massifs de l'arc alpin. On y remarque la ressemblance entre les paires Aar–Gotthard et Aiguilles Rouges–Mont Blanc. Nous pouvons maintenant dire que le modèle d'EMMERMANN (chapitre précédent) a été développé dans le massif de la Forêt Noire, épargnée par le métamorphisme alpin, et nous souvenir des similitudes frappantes avec celui du Mont Blanc. Nous aurions aimé trouver la trace d'une évolution entre les deux massifs. Cela n'a pas été possible. Par exemple, la teneur moyenne en potasse de nos granites leucocrates est située entre celles des leucogranites de la Forêt Noire.

L'intrusion tardive, probablement permienne, de rhyolite est loin d'être caractéristique du massif du Mont Blanc: elle apparaît dans toute l'Europe hercynienne et y présente la composition calco-alcaline typique d'un volcanisme post-orogénique (ZIEGLER 1980, 1984). Pour «boucler la boucle», signalons les études qu'ont fait à leur sujet SCHLEICHER (1978), SCHLEICHER, LIPPOLT & RACZEK (1983) et LIPPOLT, SCHLEICHER & RACZEK (1983), toujours en Forêt Noire.

L'intrusion des granites leucocrates puis de la rhyolite a été réglée par la tectonique cassante tardi-orogénique d'orientation NNE. Or, si l'Europe occidentale connaît *un* système tectonique à la fin de l'orogénèse hercynienne, c'est bien celui-ci! Il est frappant de constater que cette direction est aussi celle du fossé d'effondrement rhénan qui borde la Forêt Noire à l'W (ILLIES, 1965; ILLIES & FUCHS, 1974).

Ainsi, le massif du Mont Blanc s'intègre parfaitement dans le cadre européen et présenterait aujourd'hui un paysage semblable à celui de la Forêt Noire si l'orogénèse alpine ne s'en était pas mêlé.

Annexe: Liste des abréviations

Roches

GMB	= granite du Mont Blanc	GL	= granites leucocrates
gr I	= protogine	gr II	= leucogranite
gr Ib	= faciès de bordure	gr IIp	= leucogranite-porphyre

gr Ip = granite-porphyre

R = complexe rhyolitique
r = rhyolite

Régions

AR = Argentière
BR = Breya
CA = Catogne
CH = Châtelet
DP = Dorées-Portalet
DW = W du Durnand
EG = Ecandies-Génépi
OR = Orny
TO = Tour

Tabelles et diagrammes

Qz = quartz
Kf = feldspath potassique
Or = feldspath potassique
N.E. = nombre d'échantillons
Plag = plagioclase
Ab = albite
An = anorthite
Fe_{tot} mesuré comme Fe_2O_3
Bi = biotite
Mu = muscovite
PF = perte au feu

Remerciements

Je tiens à remercier ceux qui m'ont aidé à réaliser cette étude, M. von Raumer, directeur de thèse, MM. Maggetti, Ayrton, Bussy et Mullis, pour les discussions précieuses à des moments-clés, M. Nickel et Mme Jaeger, qui m'ont ouvert les portes de leurs instituts et laboratoires, M. Ploquin, grâce à qui j'ai pu passer une semaine au CRPG de Nancy, Mme Marbacher, MM. Galetti, Nungässer, Charrière et Bourqui pour leur aide technique de qualité, Electricité d'Emosson SA, Martigny, et les Archives Géologiques Suisses, qui ont mis leurs dossiers à ma disposition. J'aimerais aussi exprimer ma reconnaissance à tous mes collègues, ainsi qu'à ceux qui m'ont logé et accompagné sur le terrain. Enfin, et surtout, cette étude n'aurait pas vu le jour sans l'aide et les encouragements de mes parents, frère et sœur, Marraine, et de toute ma famille.

L'impression du présent travail a été rendue possible par une subvention de la Fondation Dr. Joachim de Giacomi de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. J'en remercie ses responsables.

Résumé

Le granite du Mont Blanc et son cortège de roches apparentées occupent le cœur du massif cristallin externe du même nom, dont la toile de fond est constituée par des paragneiss polymétamorphiques. Leurs nature et mode d'intrusion sont typiques des événements magmatiques et tectoniques de la fin de l'orogénèse hercynienne en Europe. Ils ont ensuite subi les effets de l'orogénèse alpine, responsable de leur position

actuelle. Les observations sur le terrain et sous le microscope, mais surtout 110 analyses chimiques, permettent de cerner trois familles de roches et de reconstituer leur histoire jusqu'à aujourd'hui.

Zusammenfassung

Der Mont Blanc-Granit und die ihm verwandten Gesteine bilden den Kern des Mont Blanc-Massivs, das sonst aus polymetamorphen Paragneisen besteht. Die Natur und Intrusionsart der Granite sind für die magmatischen und tektonischen Ereignisse am Ende der herzynischen Orogenese in Europa typisch. Während der alpinen Orogenese wurden sie in ihre heutige Stellung gebracht. Beobachtungen im Feld und unter dem Mikroskop, aber vor allem 110 chemische Analysen, lassen uns drei Gesteinsfamilien unterscheiden und deren Geschichte bis heute verfolgen.

Abstract

The Mont Blanc granite and its affiliated rocks are intruded into the polymetamorphic series of the Mont Blanc massif and correspond to characteristic granite series of the Late Hercynian age in Europe. Alpine orogeny is responsible for their actual situation. Field observations, microscopic details and especially 110 chemical analyses lead to the separation of three distinct granite types.

Bibliographie

AMICO, C. D': Hercynian plutonism in the Alps – A report 1973–74. Mem. Soc. Geol. It., suppl. 1 al vol. *13,* 49–118 (1974).

BAGGIO, P., FERRARA, G., & MALARODA, R.: Results of some Rb/Sr age determinations of the rocks of the Mont Blanc tunnel. Boll. Soc. Geol. It. *86,* 193–212 (1967).

CORBIN, P., & OULIANOFF, N.: Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont Blanc. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *56,* 101–114 (1926a).

– – : Les contacts, éruptif et mécanique, de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont Blanc. Bull. Soc. géol. France *26,* 153–162 (1926b).

– – : Carte géologique du Massif du Mont Blanc (partie française) à l'échelle du 1:20 000, feuille Chamonix. Gaillac-Monrocq: Paris 1928.

– – : Carte géologique du Massif du Mont Blanc (partie française) à l'échelle du 1:20 000, feuille Le Tour. Dufrénoy: Paris 1931.

– – : Carte géologique du Massif du Mont Blanc (partie française) à l'échelle du 1:20 000, feuille Argentière. Dufrénoy: Paris 1932.

– – : Carte géologique du Massif du Mont Blanc (partie française) à l'échelle du 1:20 000, feuille Aiguille du Midi. Michard: Paris 1956.

DIDIER, J.: Indications génétiques fournies par la distribution des principaux types d'enclaves dans les granitoïdes. C.R.Acad. Sci. (Paris) *296,* 765–767 (1983).

DUPARC, L.: Sur le massif du Mont Blanc. Eclogae geol. Helv. *5,* 39–43 (1897).

– – , & MRAZEC, L.: Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont Blanc. Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève *33,* 1–227 (1898).

– – , & PEARCE, F.: Sur les microgranulites du Val Ferret. C.R.Acad. Sci. (Paris) 19.10.1896, 1–3 (1896).

– – : Les porphyres quartzifères du Val Ferret. Arch. Sc. phys. et nat. *4,* 1–37 (1897).

EMMERMANN, R.: A petrogenetic model for the origin and evolution of the Hercynian Granite Series of the Schwarzwald. N. Jb. Miner. Abh. *128,* 219–253 (1977).

GERLACH, H.: Das südwestliche Wallis. Beitr. geol. Karte der Schweiz *9* (1871).

GRAEFF, F.: Studien am Mont Blanc-Massiv. Z. dtsch. Geol. Ges. (1890).

– – : Geologische und petrographische Studien in der Mont Blanc-Gruppe. Ber. naturf. Ges. Freiburg i.Br. *9* (1894).

GRASMUECK, K.: Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont Blanc-Massivs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret). Eclogae geol. Helv. *54,* 351–450 (1961).

HUEGI, T., & RAUMER, J. VON: Unterwallis-Rhoneknie (Exkursion der SMPG). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *55,* 149–156 (1975).

ILLIES, H.: Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens. Ein Beitrag zum «Upper Mantle Project». Oberrhein. geol. Abh. *14,* 1–54 (1965).

– – , & FUCHS, K. (Ed.): Approaches to taphrogenesis. Schweizerbart: Stuttgart 1974.

JACQUEMIN, C., & BELLIERE, J.: Origine magmatique des enclaves du granite du Mont Blanc. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *64,* 373–388 (1984).

JAMIER, D.: Etude de la fissuration, de l'hydrogéologie et de la géochimie des eaux profondes des massifs de l'Arpille et du Mont Blanc. Thèse Fac. Sc. Univ. Neuchâtel 1975.

JURINE: Lettre à M. Gillet-Laumont. Journal des Mines *19,* 367 (1806).

KNABE, W.: Reaktionen des Biotits bei der Anatexis. Geol. Jb. *88,* 355–372 (1970a).

– – : Anatexis von Quarz-Plagioklas-Biotit-Metamorphiten. Geol. Jb. *89,* 1–32 (1970b).

KRUMMENACHER, D.: Le Cristallin de la région de Fully (Valais). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *39,* 151–266 (1959).

LA ROCHE, H. DE, STUSSI, J.-M., & CHAURIS, L.: Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques. Sci. de la Terre *24,* 5–121 (1980).

LIECHTI, H.: Sur la tectonique de la «protogine» du massif du Mont Blanc. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *14,* 176–195 (1934).

LIPPOLT, H.J., SCHLEICHER, H., & RACZEK, I.: Rb–Sr systematics of Permian volcanites in the Schwarzwald (SW Germany). Part I: Space of time between plutonism and late orogenic volcanism. Contr. Mineral. Petrol. *84,* 272–280 (1983).

MAALOE, S., & WYLLIE, P.J.: Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions. Contr. Mineral. Petrol. *52,* 175–191 (1975).

MARRO, C.: Les granitoïdes du Mont Blanc en Suisse. Thèse Fac. Sc. Univ. Fribourg 1986.

MIELKE, P., & WINKLER, H.G.F.: Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine. N. Jb. Miner. Mh. *10,* 471–480 (1979).

MRAZEC, L.: La protogine du Mont Blanc et les roches éruptives qui l'accompagnent. Thèse pétrogaphie Univ. Genève 1892.

OULIANOFF, N.: Granite-gneiss dans le massif du Mont Blanc. Congrès géol. Intern. Copenhague *14,* 158–163 (1960).

PLATEN, H. VON: Kristallisation granitischer Schmelzen. Beitr. Mineral. Petrol. *11,* 334–381 (1965).

– – , & HOELLER, H.: Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 kb H_2O-Druck. N. Jb. Miner. Abh. *106,* 106–130 (1966).

POTY, B.P., STALDER, H.A., & WEISBROD, A.M.: Fluid inclusions studies in quartz from fissures of Western and Central Alps. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *54,* 717–752 (1974).

PURTSCHELLER, F.: Gefügekundliche Untersuchungen am Granit des Mont Blanc und an den angrenzenden Gebieten. Sitzungsber. Österr. Akad. Wissensch., Math.-Nat. Kl. *172,* 453–522 (1963).

RAUMER, J. VON: Kristallisation und Gefügebildung im Mont Blanc-Granit. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *47,* 499–579 (1967).

– – : Stilpnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont Blanc-Granit. Contr. Mineral. Petrol. *21,* 257–271 (1969).

– – : Das Mont Blanc-Massiv – Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphose. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *51,* 193–225 (1971).

– – : Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont Blanc- und Aiguilles Rouges-Massivs. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *54,* 471–488 (1974).

– – : Le massif du Mont Blanc, socle prépermien dans un cadre alpin. Bull. Soc. Frib. Sc. Nat. *65,* 123–155 (1976).

– – : The external massifs, relics of variscan basement in the Alps. Geol. Rundschau *73,* 1–31 (1984).

– – : The hercynian basement in the helvetic realm (Western and Central Alps). In: DAL PIAZ, G.V. (Ed.) «Alpi occidentali». Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova 1985.

READ, H.H.: The granite controversy. Murby: London 1957.

ROESLER, H.J.: Lehrbuch der Mineralogie. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie: Leipzig 1981.

SCHLEICHER, H.: Petrologie der Granitporphyre des Schwarzwaldes. Petrology of porphyry dyke from the Black Forest, Germany. N. Jb. Miner. Abh. *132,* 153–181 (1978).

– – , LIPPOLT, H.J., & RACZEK, I.: Rb–Sr systematics of Permian volcanites in the Schwarzwald (SW Germany). Part II: Age of eruption and the mechanism of

Rb–Sr whole rock age distortions. Contr. Mineral. petrol. *84,* 281–291 (1983).
SCHWICKER, A.C.: International dictionary of metallurgy – mineralogy – geology. Mining and oil industries. Vol. I: English, French, German, Italian. Technoprint International: Milano 1968a.
– – : International dictionary of metallurgy – mineralogy – geology. Mining and oil industries. Vol. II: Indexes. Technoprint International: Milano 1968b.
SPIEGEL, M.R.: Théorie et applications de la statistique. McGraw-Hill, série SCHAUM: Paris 1972.
STRECKEISEN, A.: Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Miner. Abh. *107,* 144–214 (1967).
– – : To each plutonic rock its proper name. Earth-Sci. Rev. *12,* 1–33 (1976).
SWANSON, S.E.: Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. Am. Mineral. *62,* 966–978 (1977).
TIECHE, J.C.: Travail de diplôme sur le Catogne. Univ. Lausanne 1969.
VOLL, G.: Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *56,* 641–647 (1976).
– – : Deformation, crystallization and recrystallization. In: The effect of deformation on rocks. Internat. conf. Göttingen 9.–12.4.1980. Abstracts.
WEDEPOHL, K.H. (Ed.): Handbook of geochemistry, vol. 2/4. Springer: Berlin-Heidelberg 1978.
WHITE, A.J.R., & CHAPPELL, B.W.: Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics *43,* 7–22 (1977).
WHITNEY, J.A.: The effects of pressure, temperature and X_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions. J. Geol. *83,* 1–31 (1975).
WINKLER, H.G.F., & SCHULTES, H.: On the problem of alkali feldspar phenocrysts in granitic rocks. N. Jb. Miner. Mh. *12,* 558–564 (1982).
WYLLIE, P.J.: Crustal anatexis: an experimental review. Tectonophysics *43,* 41–71 (1977).
– – : Magmas and volatile components. Am. Mineral. *64,* 469–500 (1979).
– – : Experimental studies on biotite- and muscovite-granite and some crustal magmatic sources. In: ATHERTON, M.P., & GRIBBLE, C.D. (Ed.): Migmatites, melting and metamorphism. Shiva Publishing: Nantwich 1983.
– – , HUANG, W.L., STERN, C.R., & MAALOE, S.: Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences. Can. J. Earth Sci. *13,* 1007–1019 (1976).
ZIEGLER, P.A.: Northwestern Europe: Subsidence patterns of post-variscan basins. Colloque C6, géologie de l'Europe. Publ. 26e congr. géol. internat. Paris, juillet 1980 (1980).
– – : Caledonian and hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe – A working hypothesis. Geol. Mijnbouw *63,* 93–108 (1984).

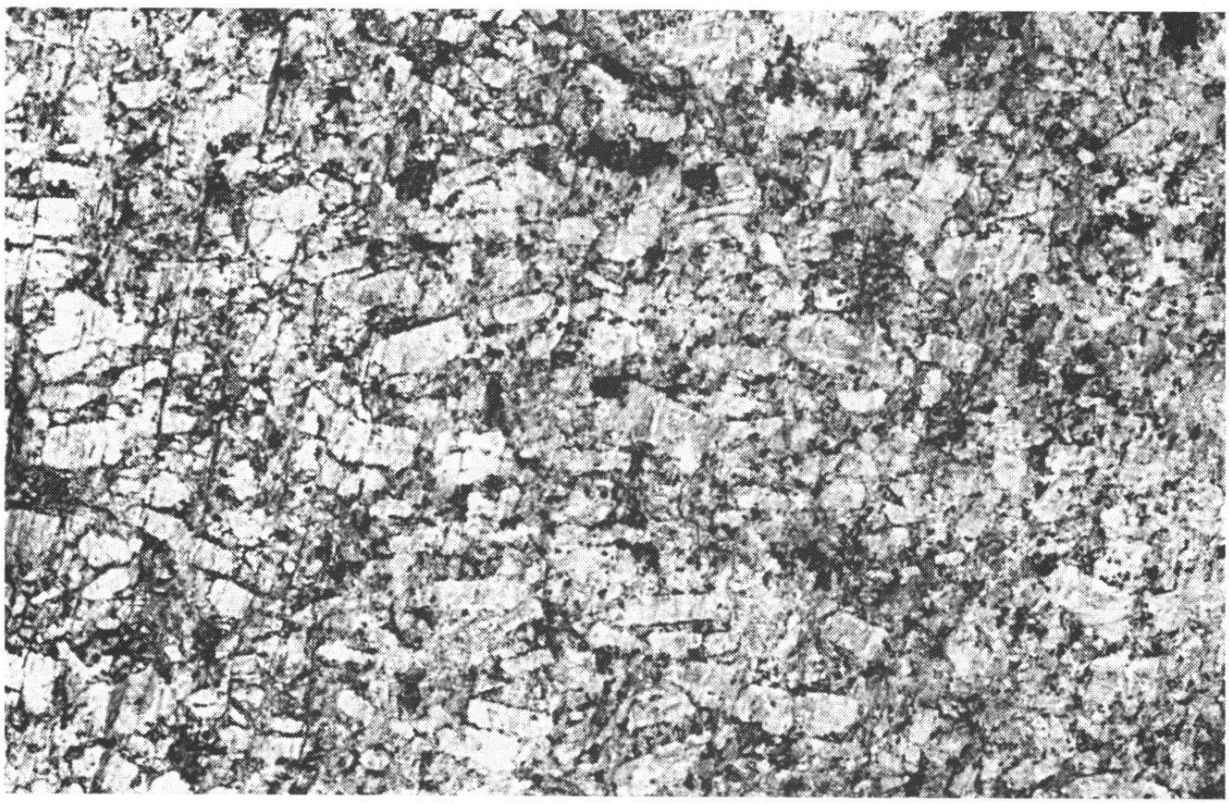

Planche 1: Faciès central du granite du Mont Blanc, à mégacristaux de feldspath potassique. Minéraux de la «matrice»: voir 2. Alentours de la cabane du Trient. 569.460/94.065/3060 m. Largeur 35 cm.

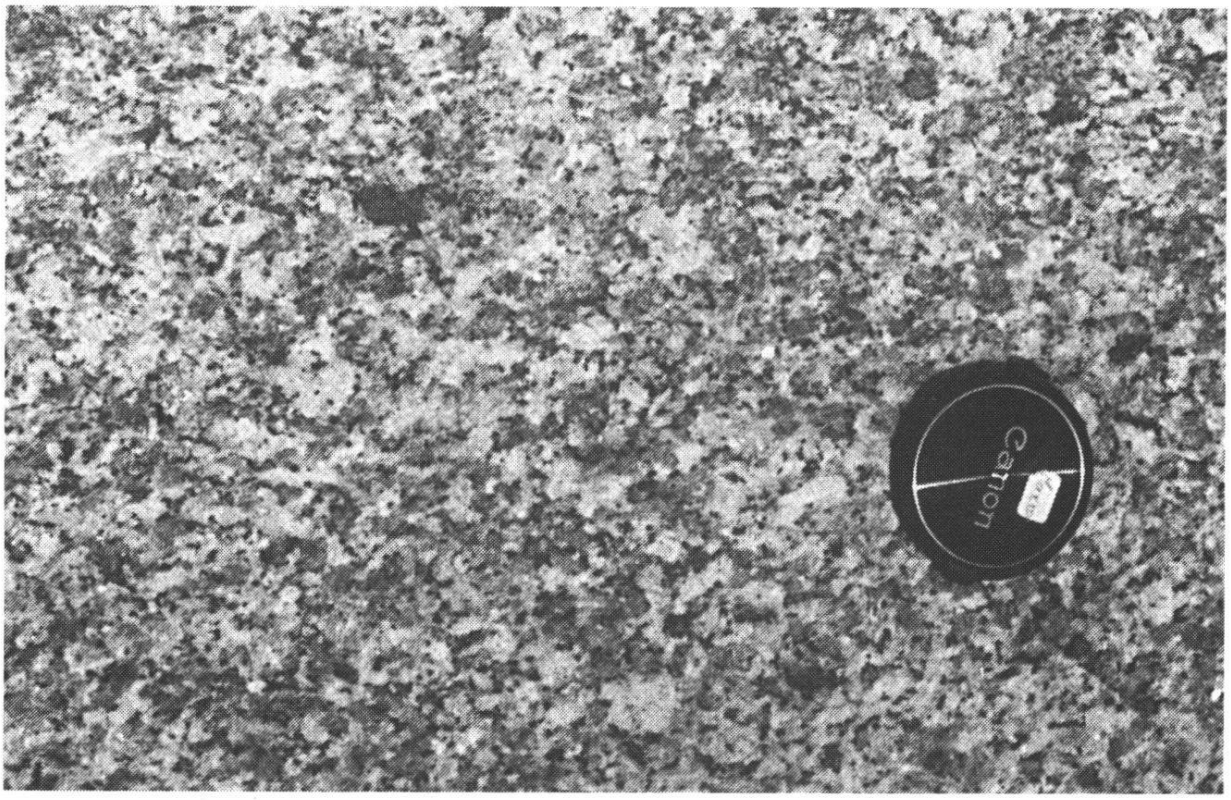

Planche 2: Faciès de bordure du granite du Mont Blanc, équigranulaire. Noir: biotite, gris: quartz, blanc: feldspath (potassique et plagioclase). Les Echelettes. 571.820/94.325/2570 m. Largeur 35 cm (idem 1).

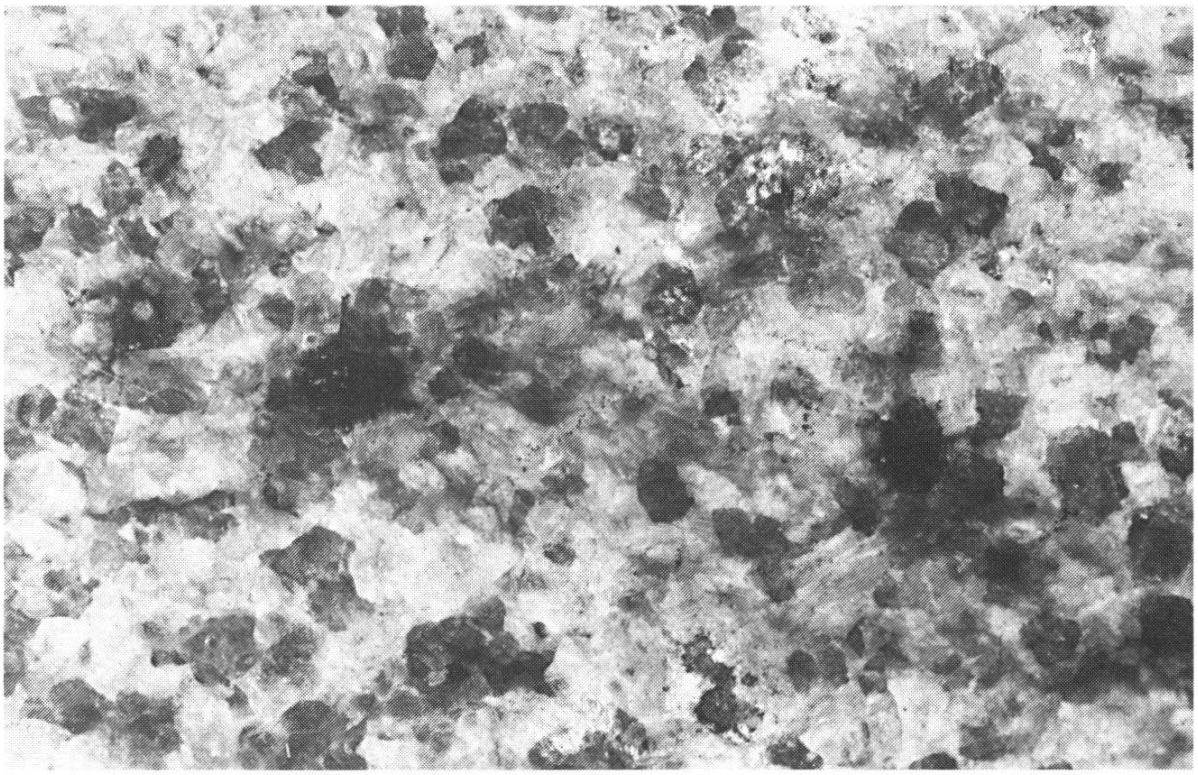

Planche 3: Leucogranite, équigranulaire, à quartz ronds. Noir: biotite, gris: quartz, blanc: feldspath (potassique et plagioclase). Echantillon du Roc des Plines. 569.480/92.980/3270 m. Largeur 3.5 cm.

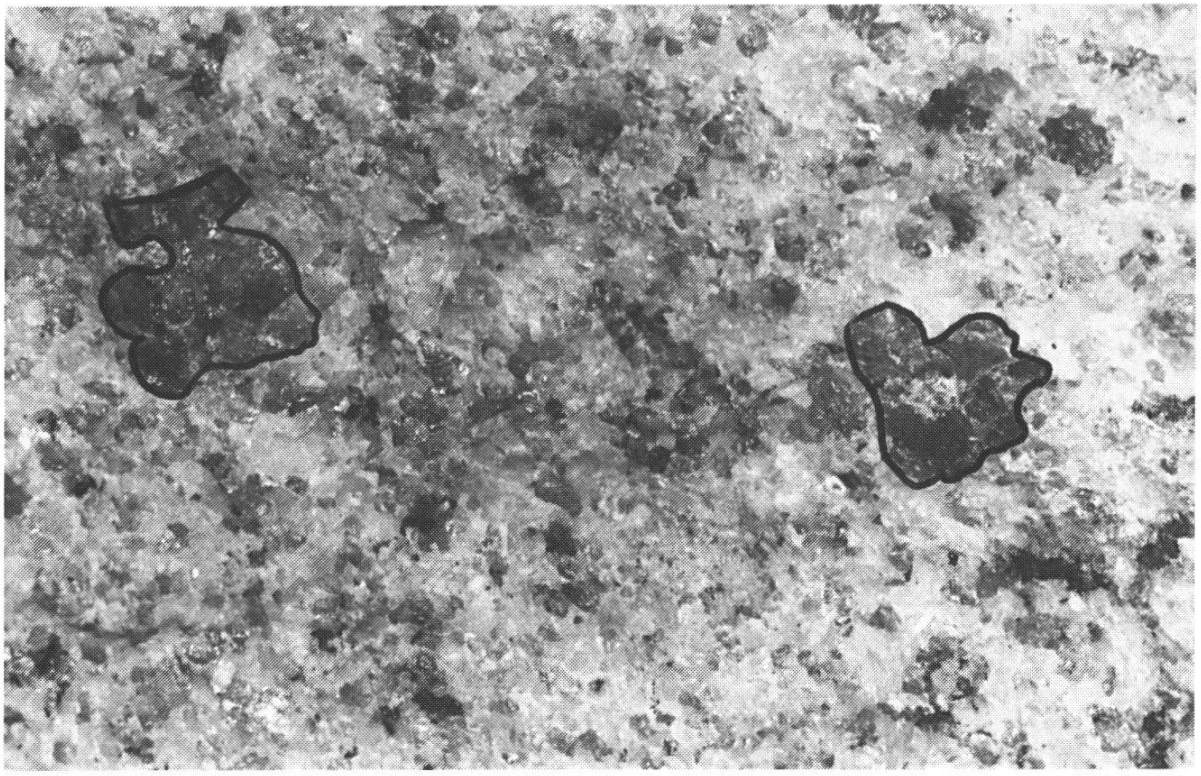

Planche 4: Leucogranite-porphyre, sérial, à ocelles de quartz (contours soulignés). Minéraux de la matrice: voir 3. Echantillon M2990 de la Combe d'Orny. 572.250/95.245/2630 m. Largeur 3.5 cm (idem 3).

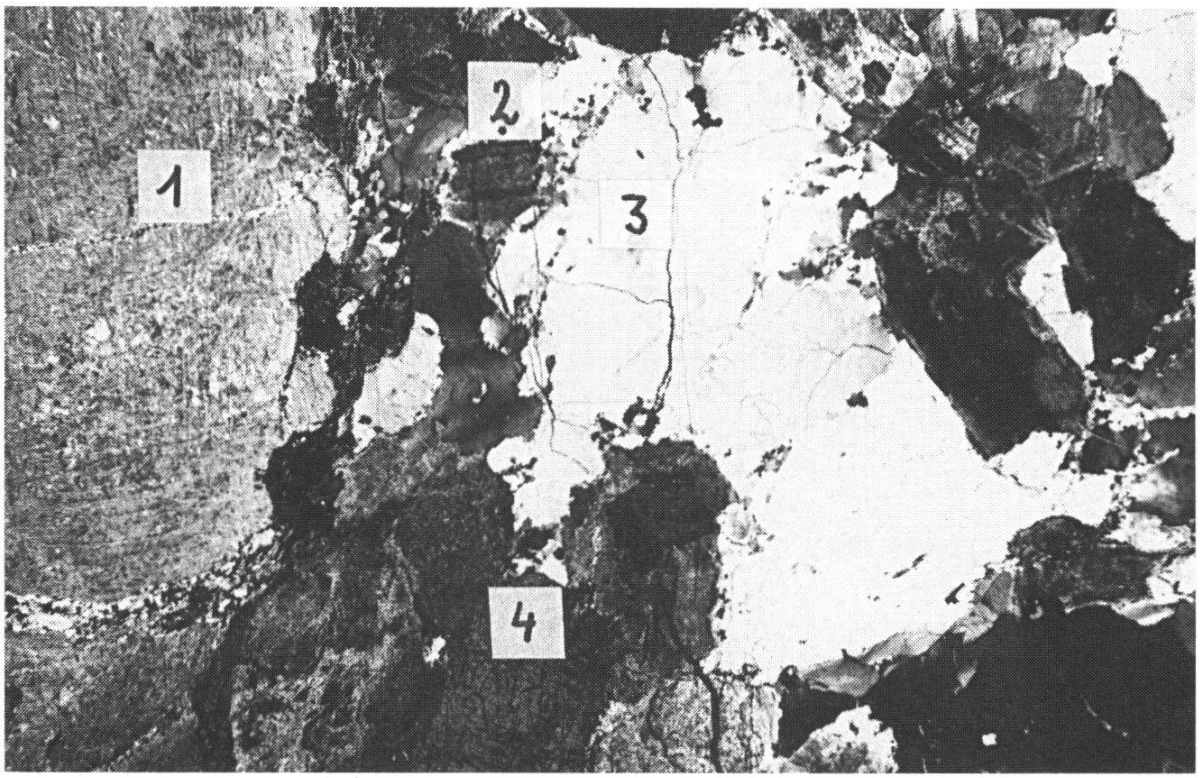

Planche 5: Lame mince de protogine, à mégacristaux de feldspath potassique (1). 2: plagioclase, 3: quartz, parfois recristallisé (mosaïque), 4: biotite. M2712. Les Ecandies. 568.880/96.610/2520 m. Largeur 1.5 cm.

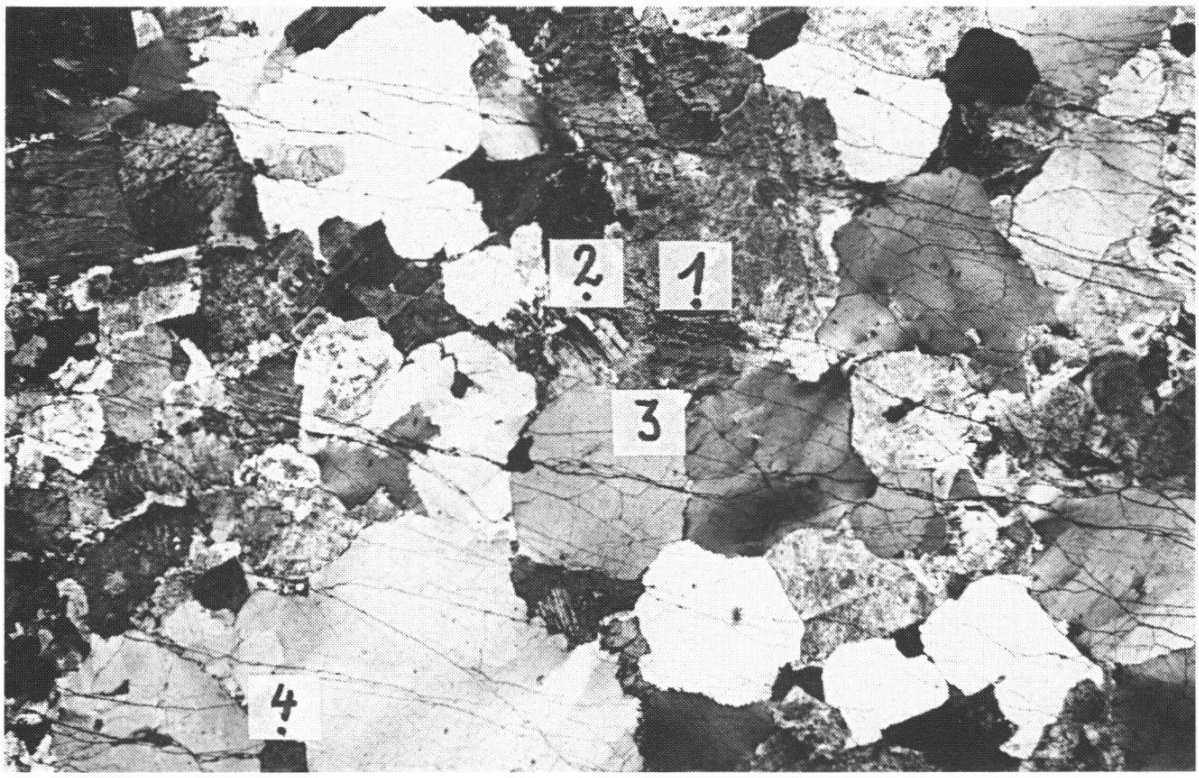

Planche 6: Lame mince de leucogranite, à quartz idiomorphes légèrement corrodés. 1: feldspath potassique, 2: plagioclase, 3: quartz, 4: biotite. M2920. Arpette. 570.465/95.570/2440 m. Largeur 1.4 cm.

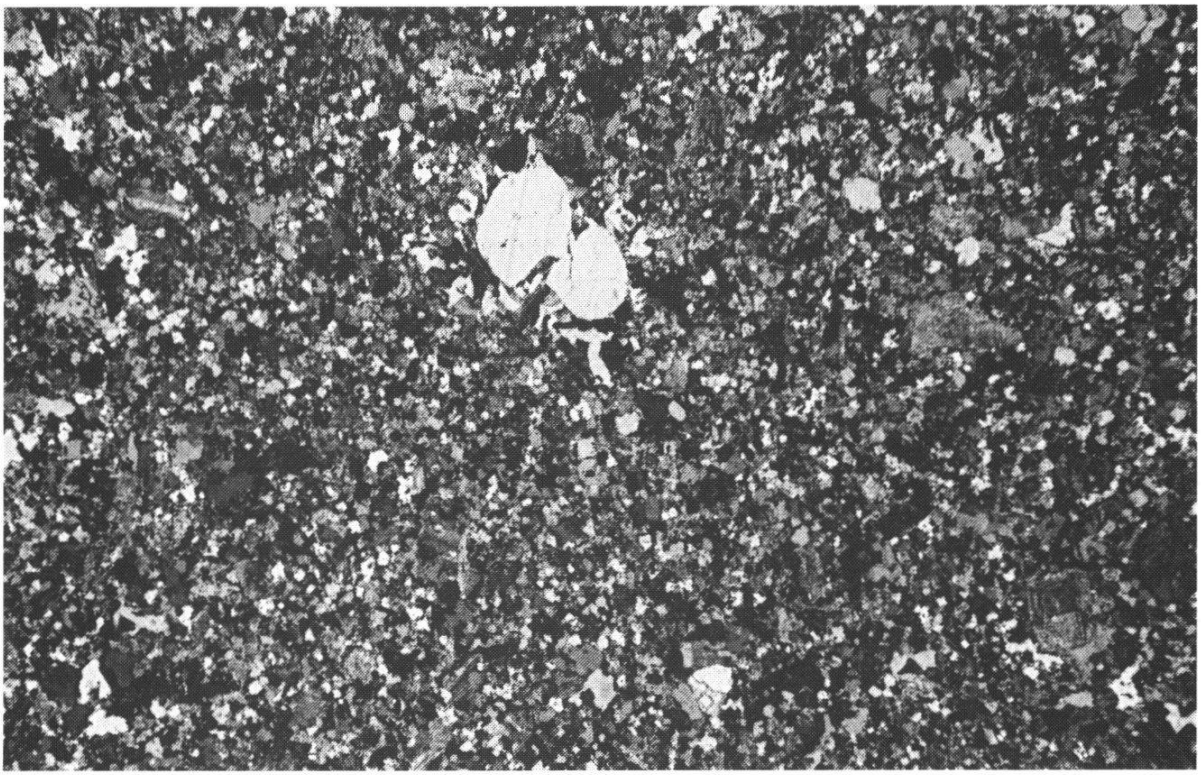

Planche 7: Lame mince de leucogranite-porphyre, à phénocristal de quartz corrodé. M3725. La Breya. 574.950/96.340/1490 m. Largeur 1.2 cm.

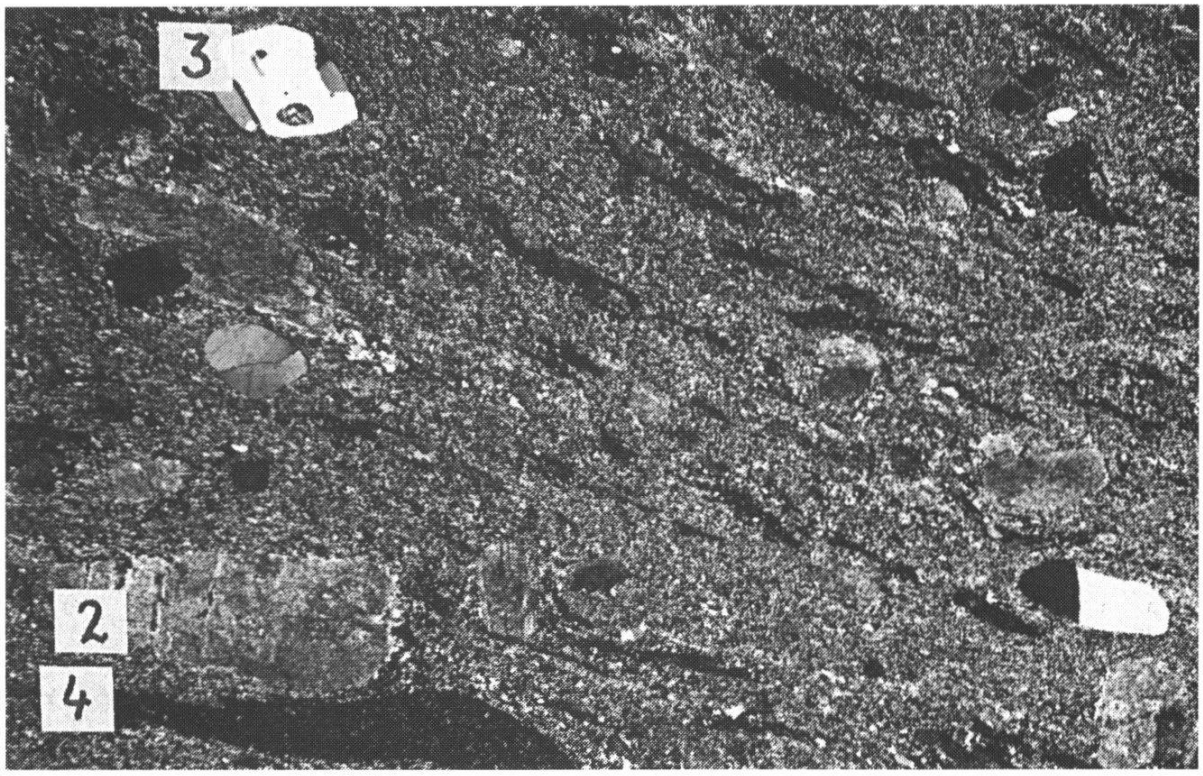

Planche 8: Lame mince de rhyolite de la Breya, à biotites parallèles (4), phénocristaux de quartz corrodés (3) et de plagioclase (2). M2998. La Breya. 573.730/96.275/2250 m. Largeur 1.2 cm (idem 7).

Planche 9: Lame mince de quartz corrodé dans un feldspath potassique de la protogine. M2718. Le Catogne. 572.110/101.690/1040 m. Largeur 0.5 cm.

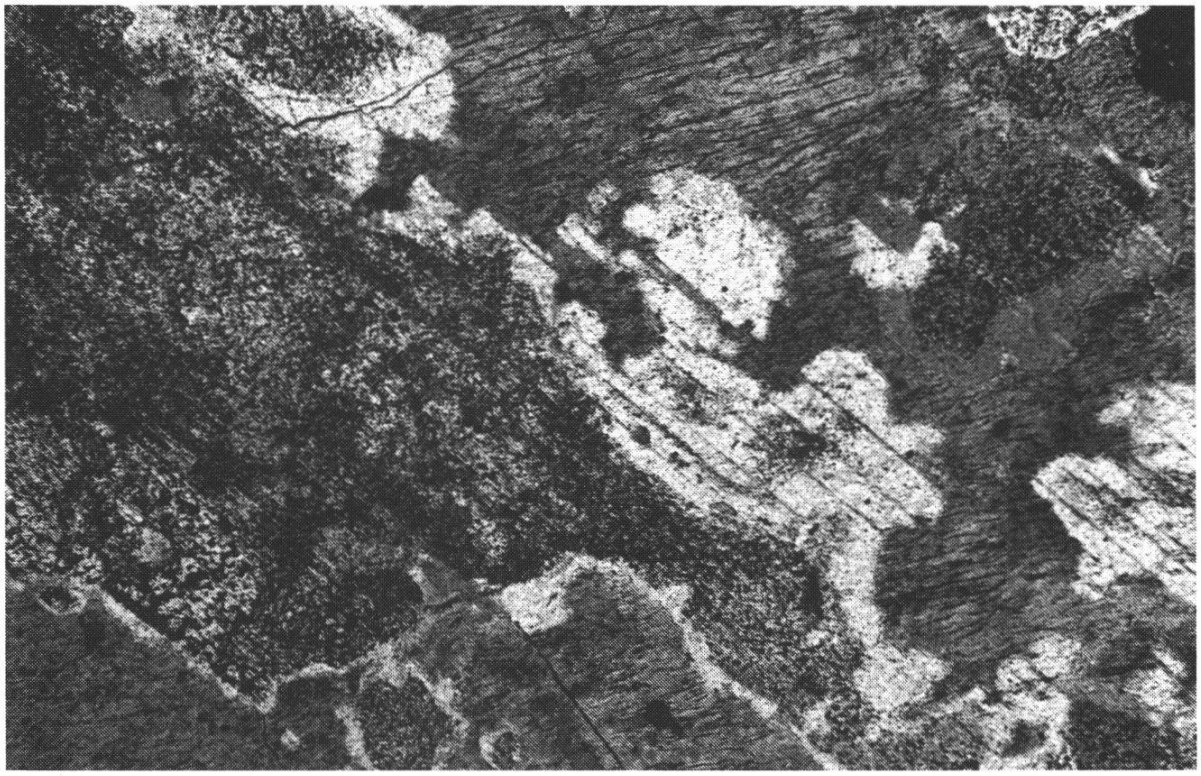

Planche 10: Lame mince de plagioclase squelettique dans un feldspath potassique de la protogine. M2841. Arpette. 570.640/97.000/2145 m. Largeur 0.2 cm.

Planche 11: Lame mince du contact net entre le leucogranite-porphyre (moitié gauche) et la rhyolite (moitié droite). M3828. La Breya. 574.685/96.070/1530 m. Largeur 1.0 cm.

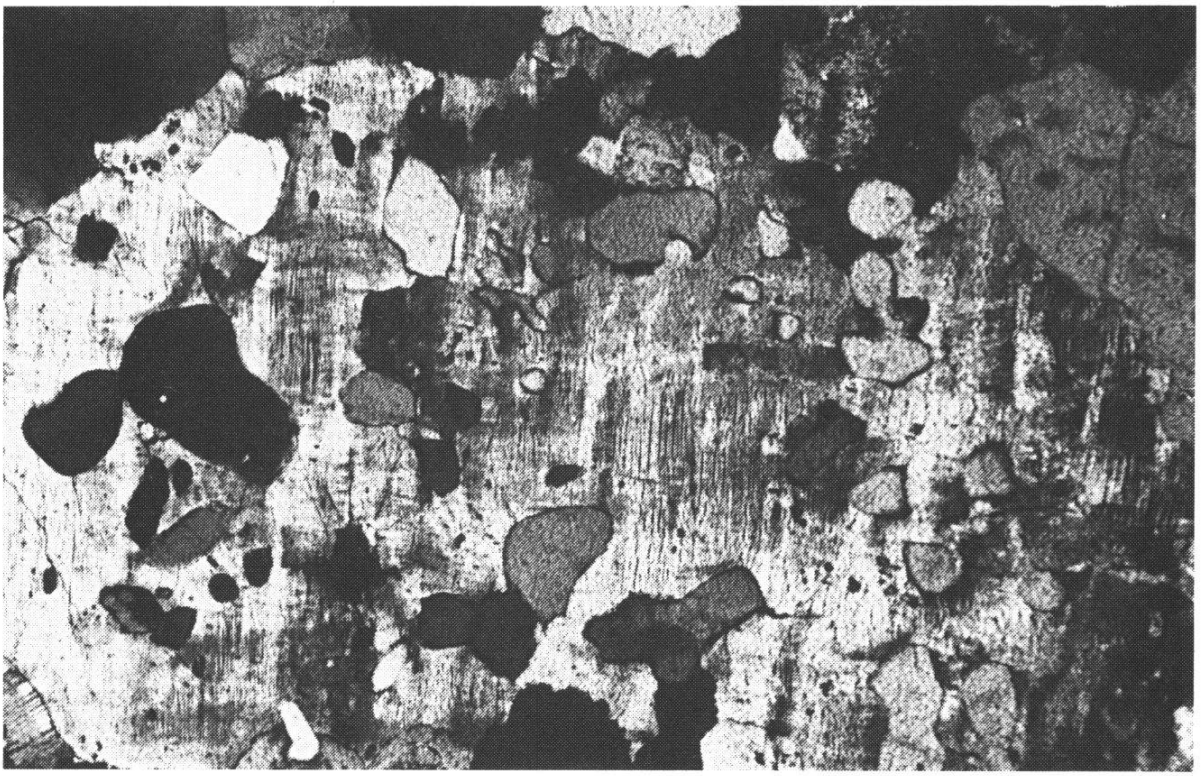

Planche 12: Lame mince de «gouttes» de quartz dans un microcline du leucogranite. M2752B. Aiguilles Dorées. 569.160/92.100/2980 m. Largeur 0.3 cm.