Nature originelles des gneiss œillés de Randa (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais)

Autor(en): **Thélin, Philippe**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Mémoires de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **18 (1987-1991)**

Heft 1

PDF erstellt am: **26.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-259818

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Mémoires de la Société vaudoise des Sciences naturelles

N° 104 1987 Vol. 18, Fasc. 1

BULLETIN N° 290 des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique
et du Musée géologique de l'Université de Lausanne

Nature originelle des gneiss œillés de Randa (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais)

PAR

PHILIPPE THÉLIN [1]

[1] Institut de Minéralogie, Université de Lausanne, Palais de Rumine, CH-1005 Lausanne

TABLE DES MATIÈRES

1. Introduction 5
1.1. Buts du présent travail 5
1.2. Cadre géologique 5
1.3. Bref historique des recherches précédentes 12

2. Données de terrain 13
2.1. Situation géographique et structure générale du corps de Randa . . . 13
2.2. Le corps principal 13
2.2.1. Faciès pétrographiques 13
2.2.2. Les entités œillées 17
2.2.3. Méta-aplites et filons satellites 22
2.2.4. Contacts avec les roches encaissantes 22
2.3. Gneiss œillé de Randa 1 (apophyse frontale inférieure) 23
2.4. Gneiss œillé de Randa 2 (apophyse frontale supérieure) 26
2.5. Corrélations pétrographiques locales 27
2.6. Synthèse des critères structuraux 28

3. Données texturales et minéralogiques 29
3.1. Buts poursuivis et moyens adoptés 29
3.2. Description de la texture et des minéraux 30
3.2.1. Textures 30
3.2.2. Les entités œillées 33
3.2.2.1. Les parties centrales reliques 33
3.2.2.2. Les zones abritées 41
3.2.2.3. Les zones d'entraînement 41
3.2.2.4. Liseré synschisteux 41
3.2.3. La matrice 42
3.3. Nature d'origine des mégafeldspaths potassiques 45
3.3.1. Données cristallographiques et implications thermométriques 45
3.3.2. Distribution du Ba 48
3.3.3. Inclusions primaires de plagioclases I 50
3.4. Synthèse des critères texturaux et minéralogiques 51

4. Données géochimiques 51
4.1. Buts poursuivis, limites et mise en œuvre 51
4.2. Les diagrammes d'hérédité pré-métamorphique 54
4.3. Typologie du granite d'origine 56
4.3.1. Classification normative de STRECKEISEN et LE MAITRE (1979) . . . 56
4.3.2. Classification chimique de LA ROCHE *et al.* (1980) 58
4.3.3. Classification chimico-minéralogique de DEBON et LE FORT (1982) . . 59
4.3.4. Critères additionnels à partir des éléments en traces 60

5. Conclusions générales 62
6. Remerciements 63
7. Bibliographie 64
Appendice 1 (Analyses XRD) 70
Appendice 2 (Analyses XRF) 71
Table des figures et des tableaux 75

Résumé. – Les gneiss œillés de Randa affleurent dans le flanc inverse du pli-nappe de Siviez-Mischabel, lui-même sous-unité de la nappe du Grand Saint-Bernard. Ils dérivent par cataclase et métamorphisme alpins (faciès schistes verts élevé) d'un granite à dominante porphyrique intrudé au Permien (≈270 m.a.). Son corps principal constitue un laccolite qui se prolonge en sills au sein de la couverture permo-carbonifère (méta-grauwackes de la série de Moosalp). Il présente toutes les caractéristiques mégascopiques d'un granite d'intrusion: contact primaire discordant, aplites d'injection, faciès microgranitique de bordure. On suggère que sa mise en place hypovolcanique provoqua une forte augmentation de volume de la couverture permo-carbonifère et que ses apophyses principales pénétrèrent selon le contact «socle pré-Westphalien et couvertures monocycliques». Ce granite filonien se serait intrudé à la faveur de la tectonique cassante tardi- à post hercynienne.

Les mégaclastes des entités œillées sont essentiellement des feldspaths de substitution (microcline perthitique et albite en échiquier). Une étude texturale détaillée montre qu'ils recèlent de nombreuses reliques magmatiques (inclusions primaires de plagioclases, de quartz dihexaédriques corrodés et de biotite, écorce pseudo-rapakivi). Le dosage du Ba et une étude thermométrique suggèrent la croissance multiphasée du mégafeldspath alcalin d'origine, du stade orthomagmatique aux stades subsolidus et deutérique.

La géochimie confirme l'hérédité magmatique des gneiss œillés de Randa et permet de caractériser la typologie du granite d'origine. Il s'agit d'un granite crustal alumineux et subalcalin, du type S, résultant par anatexie soit de matériel source igné soit de sédiments détritiques immatures.

Abstract. – The nature of the origin of the augengneisses of Randa.
The Randa augengneisses occur in the overturned limb of the Siviez-Mischabel fold-nappe, a sub-unit of the Great Saint-Bernard Nappe. They are the products of Alpine cataclasis and high green-schist metamorphism of a predominantly porphyritic granite with a Permian (circa 270 m.y.) age of intrusion. The main body constitutes a laccolith with sill-like extensions within the Permo-Carboniferous cover (metagrauwackes of the Moosalp Series). It presents all the megascopic characteristics of an intrusive granite: primary discordant contact, veins of aplite, microgranitic border facies. It is suggested that the hypovolcanic intrusion caused considerable volumetric increase of the Permo-Carboniferous cover and that its main extensions followed the contact between the pre-Westphalian basement and monometamorphic cover. The sheet-like intrusion of granite was favoured by the late- to post-Hercynian fault tectonics.

The large augen are essentially replacement feldspars (perthitic microcline and chessboard albite). Detailed textural analysis shows they contain abundant magmatic relics (primary inclusions of plagioclase crystals, corroded dihexagonal quartz grains, primary biotite, pseudo-rapakivi mantles). Ba quantification and a thermometric study indicate multistage growth of the original alkaline feldspar, from the orthomagmatic to the subsolidus and deuteric stages.

Geochemical data confirm the magmatic heredity of the Randa augen gneisses and afford evidence on the original granitoid, an aluminous subalkaline crustal S-type derived through partial fusion from either an igneous source rock or immature detrital sediments.

Zusammenfassung. – Die ursprungliche Natur der Augengneise von Randa.
Die Randa-Augengneise stehen im verkehrten Schenkel der Siviez-Mischabel Deckfalte, einer Untereinheit der Bernard-Decke an. Die Augengneise sind durch alpine Kataklase und Metamorphose (obere Grünschieferfazies) aus einem vorwiegend porphyrischen Granit entstanden, der in der Permzeit (≈270 Mill. Jahre) intrudiert ist. Der Hauptkörper bildet einen Lakkolithen, welcher sich in Form von Lager-gängen in der permo-karbonen Sedimenthülle (Meta-Grauwacken der Moosalp-Serie) fortsetzt. Er zeigt alle strukturellen Merkmal eines Intrusivgranites: diskordanter Primärkontakt, Injektionsaplite, fein-körnige Randfazies. Man schlägt vor, dass seine subvulkanische Intrusion eine starke Volumenzunahme der permokarbonen Sedimenthülle provozierte und dass seine Hauptapophysen entlang der Grenzfläche zwischen vorwestphalem Sockel und monozyklischer Sedimenthülle eindrangen. Dieser Intrusivgang des Granites wurde durch die späte bis postherzynische Verwerfungstektonik begünstigt.

Die Megaklasten der Augenfazies sind vorwiegend Feldspat-Umwandlungen (perthitischer Mikroklin und Schachbrett-Albit). Eine feine Gefügeuntersuchung dieser Feldspäte erlaubt den Nachweis von zahlreichen magmatischen Relikten (Primäreinschlüsse von Plagioklas, von korrodierten, hexagonalen Quartz-Bipyramiden und von Biotit; Pseudo-Rapakivi-Hüllen). Die quantitative Ba-Analyse und eine thermometrische Studie lassen auf ein mehrphasiges Wachstum der Kalifeldspat-Grosskristalle vom orthomagmatischen bis zum Subsolidus- und deuterischen Stadium schliessen.

Die Geochimie bestätigt das magmatische Erbe der Randa-Augengneise und erlaubt die Typologie des ursprünglischen Granites zu charakterisieren. Es handelt sich um an einen Aluminium reichen krustalen Subalkaligranit (S-typus), welcher durch Anatexis entweder von Gesteinenmagmatischer Herkunft oder von unreifen detritischen Sedimenten entstand.

1. Introduction

1.1. Buts du présent travail

Staub (1928, 1934) et Argand (1934) proposèrent de considérer les gneiss œillés de Randa comme «le cœur orthogneissique» de la nappe du Grand Saint-Bernard. Cette assertion non démontrée par ces auteurs fut reprise avec de considérables prolongements par Bearth (1961, 1964, 1967, 1980) sans que ce dernier toutefois n'apporte les preuves détaillées d'une telle affirmation. Aussi ce travail se propose-t-il d'apporter des éléments de preuve à cette thèse magmatiste et ceci d'un triple point de vue: structural, pétrographique et géochimique. Au cas où cette thèse se trouverait confirmée, on tentera en plus de caractériser la typologie du granitoïde d'origine en la replaçant dans le contexte géodynamique du Paléozoïque supérieur.

A cette finalité d'ordre régional, on souhaite ajouter une composante méthodologique. Sachant que la structure mylonitique œillée des «mylonite gneiss» au sens de Higgins (1971) est la résultante d'une convergence induite par les effets conjugués de la cataclase et du métamorphisme dans des roches d'hérédité distincte, la perspective complémentaire de cet article est de contribuer à proposer des critères susceptibles d'en préciser la nature pétrographique d'origine.

1.2. Cadre géologique

a. Régional

Depuis la synthèse marquante de Bearth (1961) sur la nappe du Grand Saint-Bernard, de nombreux travaux (Burri 1983a et 1983b, Thélin 1983, Thélin et Ayrton 1983, Marthaler 1984, Escher à paraître) ont contribué d'une part à affiner les subdivisions des socles et des couvertures, d'autre part à établir des corrélations régionales entre sous-unités tectoniques sur une base cartographique détaillée. La contribution majeure de ces recherches est de subdiviser la nappe IV, hormis la zone Houillère, en trois nappes à part entière, à savoir de la plus externe à la plus interne:

- nappe des Pontis
- nappe de Siviez-Mischabel
- nappe du Mont Fort

Le tableau 1 et la fig. 1 rendent compte pour l'essentiel de ces subdivisions et corrélations. On trouvera dans la compilation d'Escher (à paraître) des cartes et des coupes plus complètes.

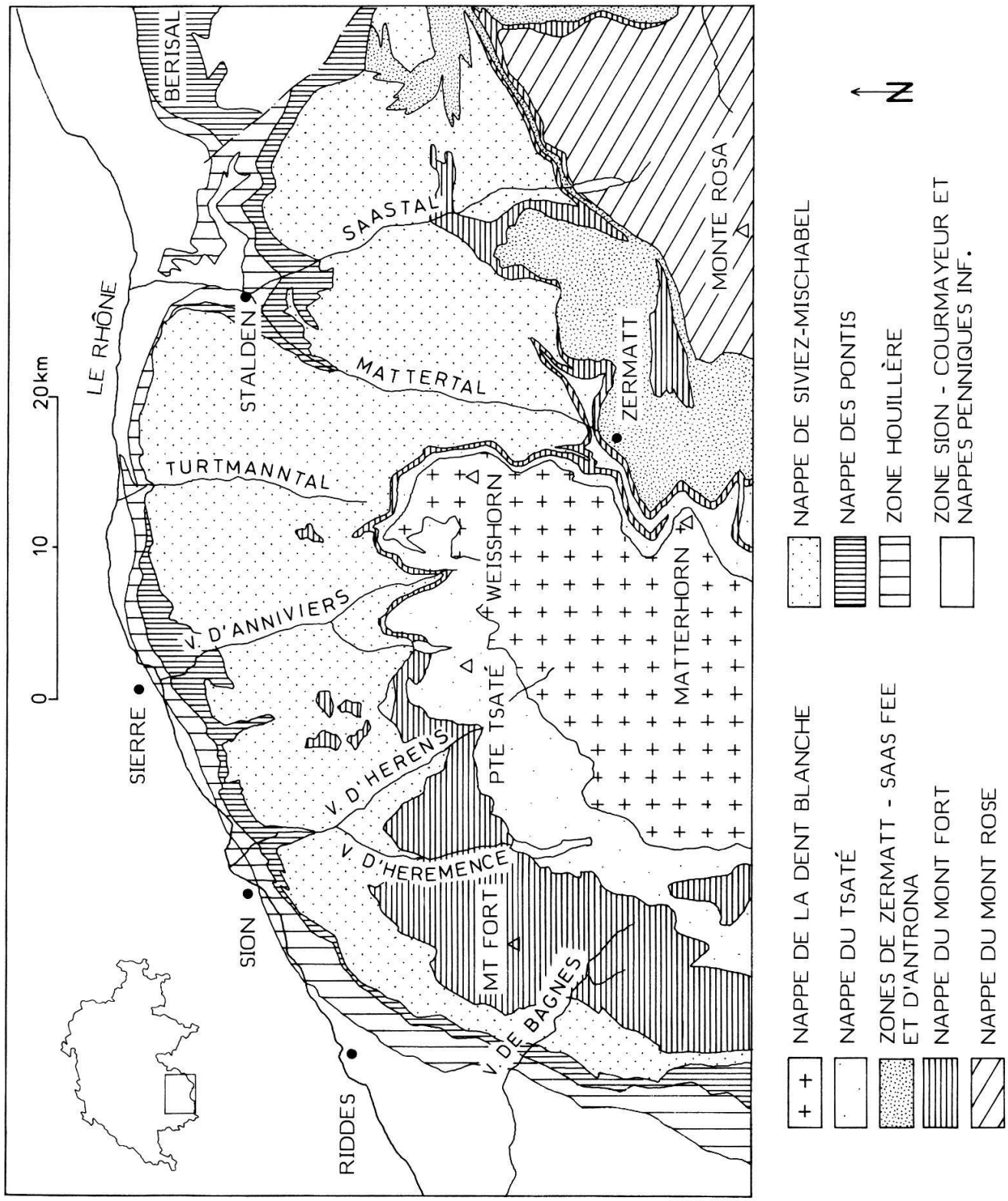


Figure 1. – Structure tectonique des unités penniques *s.l.* en Valais. Modifié d'après Escher (à paraître).

SUBDIVISIONS GENERALES DE LA NAPPE DU GRAND SAINT-BERNARD

Du plus externe au plus interne:

1)**LA ZONE HOUILLERE**
-métagrauwackes et métavulcanites mafiques (Westphalien-Trias)
-à l'E de la Nappe, cette zone correspond à **la Zone inférieure de Stalden** et à **la Cuillère de Visperterminen**

2)**LA NAPPE DES PONTIS** constituée de bas en haut:

a)SOCLE POLYCYCLIQUE constitué d' W en E par les zones suivantes:
RUITOR (col du Grand-St.Bernard)
NIOUC (bas du Val d'Anniviers)
SUPERIEURE DE STALDEN (bas de la vallée de Saas)
BERISAL (col du Simplon)

b)COUVERTURES (Permo-Carbonifère, Permo-Trias, Trias calcaire)

3)**LA NAPPE DE SIVIEZ-MISCHABEL** constituée de bas en haut:

a)SOCLE POLYCYCLIQUE
-essentiellement paragneiss, para- et orthoamphibolites
-par ex: à l'E du Turtmanntal **l'Ensemble de l'Ergischhorn** et **l'Ensemble de Bielen**

b)COUVERTURES PERMO-CARBONIFERES
-essentiellement méta-arkoses, métaconglomérats, schistes à qtz-ab-chl-carb et prasinites à ab-act-ép-chl-carb
-par ex: à l'W **Zone de Mille** et à l'E **Série de Moosalp** et **Synforme de St-Nicolas**

c)COUVERTURES PERMO-TRIASIQUES
-essentiellement micro-conglomérats, quartzites, métavulcanites à dominante acide; localement gypse, grès dolomitiques et cornieules
-par ex: à l'W **Zones de la Ly et du Mt-Gond**; à l'E **Synforme de St.Nicolas**

d)COUVERTURES SECONDAIRES ET TERTIAIRES
-par ex: **Séries du Barrhorn et du Toûno**

4)**LA NAPPE DU MONT FORT** constituée de bas en haut:

a)SOCLE PERMO-CARBONIFERE (**Série du Métailler**)

b)PERMO-TRIAS DETRITIQUE (**Série du Greppon-Blanc**)

c)COUVERTURE SECONDAIRE CARBONATEE

Tableau 1. – Subdivisions générales de la nappe du Grand Saint-Bernard.

b. Local

Les gneiss œillés de Randa affleurent au sein du flanc inverse de la nappe de Siviez-Mischabel dans une région du Haut-Valais comprise grosso-modo entre le Turtmanntal et les sommets des Mischabel. Les figures 2 et 4 précisent à la fois la situation géographique de la région étudiée et la position des unités tectoniques et lithostratigraphiques de la portion considérée de cette nappe. On se limite, notamment dans la figure 3, à rendre compte schématiquement de la lithostratigraphie de la nappe du Grand Saint-Bernard dans sa partie frontale où elle semble la plus complète. Par rapport aux travaux de STAUB et de BEARTH qui se limitaient à une cartographie strictement pétrographique, on introduit des subdivisions tectono-strati-

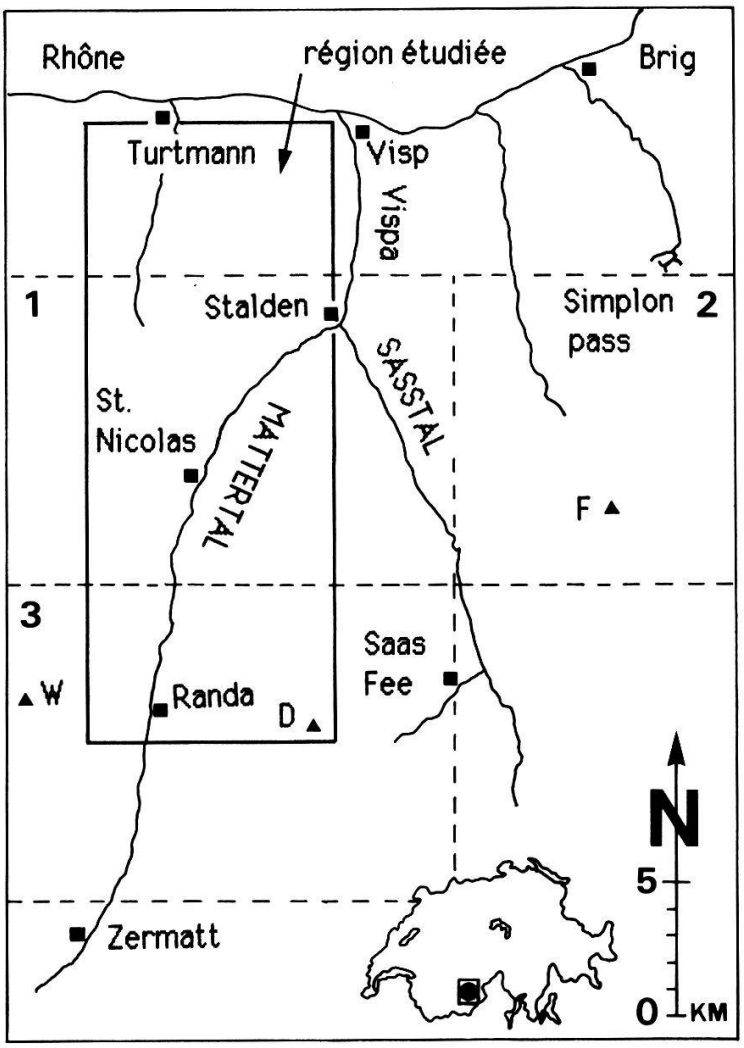


Figure 2. – Situation géographique de la région étudiée
--------- Cartes géologiques officielles de l'Atlas Géologique Suisse au 1:25'000
1: St. Niklaus (1980), 2: Simplon (1973), 3: Randa (1964) – toutes publiées par P. BEARTH.
Abréviations: W: Weisshorn; D: Dom; F: Fletschhorn.

graphiques notamment en ce qui concerne, selon la dénomination de BEARTH, le cristallin indifférencié des Mischabel. De nombreux travaux détaillés de cartographie (BLANC 1967, MANDELBAUM 1976, PALECZEK 1976, PALECZEK et THÉLIN 1976, THÉLIN 1976 et 1983) ont conduit aux subdivisions suivantes (zone, ensemble et série étant utilisés dans le même sens que par BURRI 1983a):

Subdivisions de la nappe de Siviez-Mischabel (flanc inverse) de haut en bas:

Socle polycyclique* (âge anté-namurien)	Ensemble de l'Ergischhorn
Socle poly- et/ou monocyclique* (âge anté-namurien)	Ensemble de Bielen
Couverture permo-carbonifère*	Série de Moosalp
Couverture permo-carbonifère et permo-triasique	Synforme de Saint-Nicolas

*cristallin indifférencié des Mischabel, selon BEARTH (1964,1980)

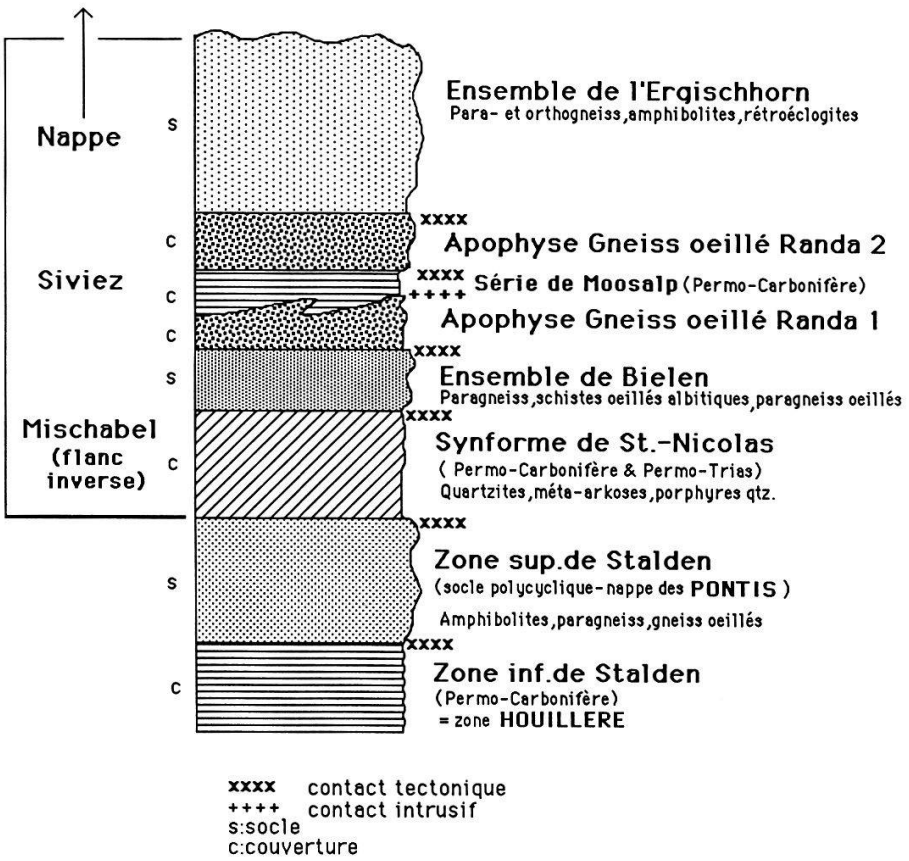


Figure 3. – Schéma lithostratigraphique synthétique de la nappe du Grand Saint-Bernard dans sa partie orientale et frontale selon un axe Stalden (809 m) – Törbel (1510 m) – Augstbordhorn (2972 m). Les échelles horizontale et verticale sont arbitraires.

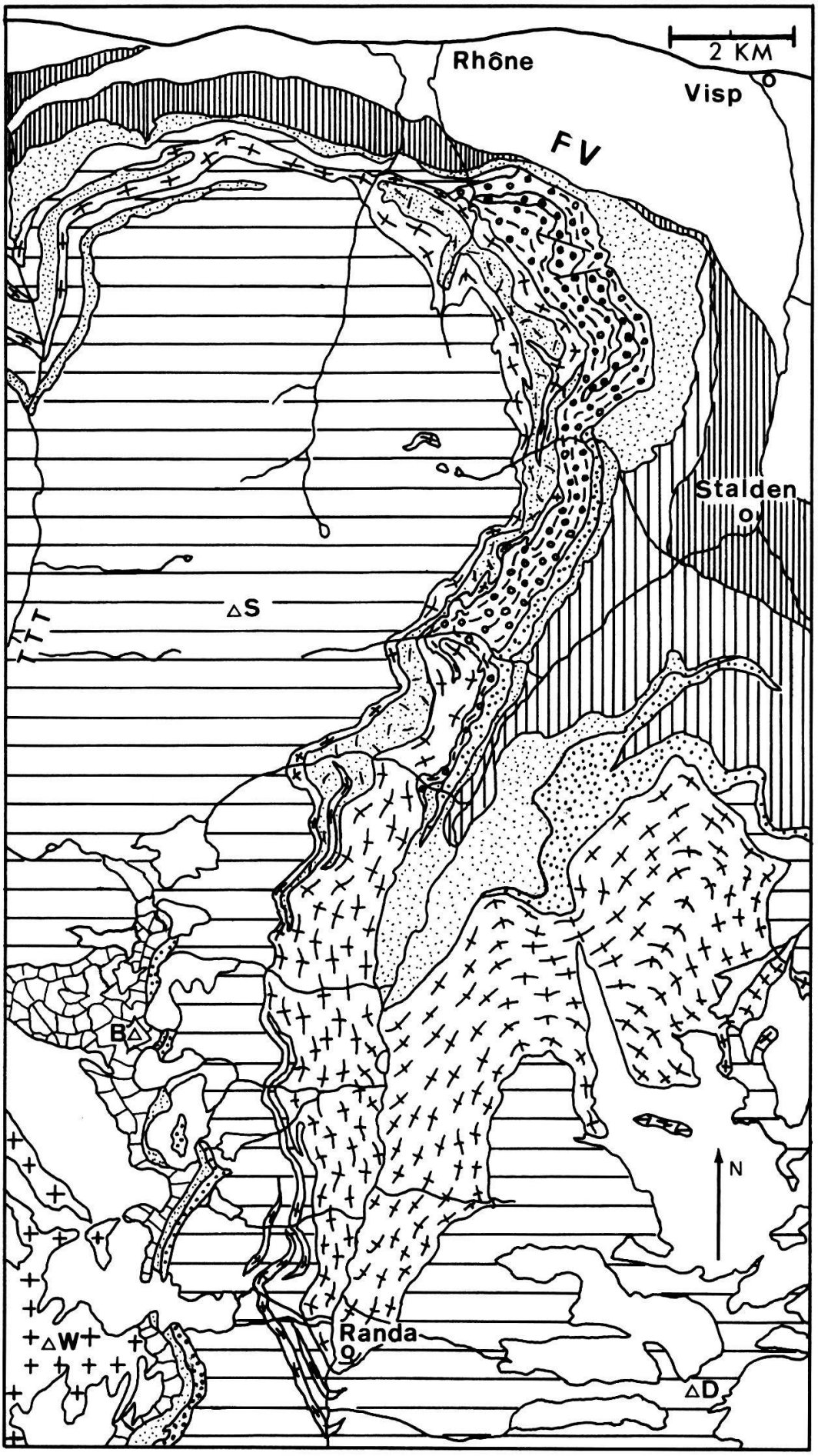


Figure 4. – Carte géologique des unités penniques entre le Turtmanntal et le Vispertal. Modifié d'après ESCHER (à paraître), d'après les levés de BEARTH (1964, 1980), THÉLIN (1976-1982).

Légende:

NAPPE DU GRAND-ST.-BERNARD

ZONE HOUILLERE

Zone inférieure de Stalden(à dominante de chlorito-gneiss à carbonates rouillés)

NAPPE DES PONTIS

Zone supérieure de Stalden
Socle polycyclique(amphibolites,gneiss oeillés et paragneiss)

NAPPE DE SIYIEZ-MISCHABEL

Couvertures

Permo-Carbonifère et Permo-Trias dont la synforme de St.-Nicolas

Série de Moosalp(à dominante de chlorito-gneiss carbonatés) Permo-Carbonifère

Gneiss oeillés de RANDA indifférenciés (mise en place présumée permienne)

Zone du Barrhorn(mésozoïque et tertiaire)

Socles

Ensemble polycyclique de Bielen(incl.schistes oeillés) Paragneiss oeillés de Bonigersee

Ensemble polycyclique de l'Ergischhorn (amphibolites,ortho- et paragneiss)

Nappe de la Dent-Blanche

FV Formations valaisannes

Abréviations:TTT:Turtmanntal;S:Schwarzhorn;B:Barrhorn;W:Weisshorn;D:Dom

THÉLIN et AYRTON (1983) détaillent le cortège pétrographique de chacune de ces unités et proposent un cadre chronologique des événements magmatico-métamorphiques ayant pu les affecter. On se limite ici à préciser à titre préliminaire que les gneiss œillés de Randa sont en contact tectonique avec les ensembles de l'Ergischhorn et de Bielen et localement en contact d'intrusion primaire avec la série de Moosalp. Seules les roches encaissantes appartenant à ces unités seront considérées ultérieurement.

1.3. Bref historique des recherches précédentes

La portion cristalline du Pennique valaisan dans laquelle affleurent les gneiss œillés de Randa à été l'objet de nombreuses études. Parmi les travaux de première génération, hormis ceux de STAUB (1926, 1928, 1934, 1945) et ARGAND (1934), il faut citer WERENFELS (1924) et JÄCKLI (1950). Ces travaux tiennent davantage du déchiffrage cartographique et tectonique à grande échelle que de l'approche pétrographique détaillée.

C'est bien sûr BEARTH qui contribua à apporter l'essentiel des observations et des interprétations à partir desquelles s'est greffée la présente recherche. On ne peut détailler la somme du prodigieux travail de cet auteur qui a publié cinq feuilles au 1: 25 000 (1953, 1957, 1964, 1973, 1980) et plusieurs synthèses déterminantes (1961, 1962, 1967). BEARTH (1961) considère les gneiss œillés de Randa comme un métagranite, localement porphyrique, injecté lors du Paléozoïque supérieur et il synthétise ses arguments de la manière suivante: *«Les gneiss œillés se présentent en masses considérables dans le noyau polymétamorphique de la Nappe des Mischabel. Ils ne sont probablement pas dus à un seul processus génétique»*, phrase sibylline dont l'auteur se garde bien de préciser le sens et il poursuit: *«Nous considérons les grandes masses de gneiss œillés de Randa comme étant du granite porphyrique déformé. Le contact est net, visiblement discordant en certains endroits avec un faciès de bordure aplitique et avec des filons d'aplites isolés, traversant de manière discordante la roche encaissante [...]. Nous sommes d'avis que contrairement au complexe gneissique dans lequel ils sont intercalés, les gneiss œillés sont monométamorphiques.»* Si cette interprétation paraît justifiée, cet auteur toutefois n'étaye guère ses arguments par des observations et par des données.

MARTHALER (1984, planche 5) donne une carte détaillée des apophyses frontales occidentales des gneiss œillés de Randa entre l'Ergischhorn et l'Illhorn qui permet de se rendre compte de l'extrême extension de ces apophyses tout au long du front de la nappe de Siviez-Mischabel.

LAURENT et CHESSEX (1968), HUNZIKER (1969), HUNZIKER et BEARTH (1969) livrent des données géochronologiques sur cette portion de la nappe du Grand Saint-Bernard, notamment sur l'âge présumé des micas alpins; elles demeurent toutefois sans grande utilité dans le cadre de cette étude et l'on renvoie le lecteur intéressé à ces références.

2. Données de terrain

2.1. Situation géographique et structure générale du corps de Randa

Il convient d'emblée de préciser que c'est à dessein que nous mettons gneiss œillés de Randa au pluriel car d'une part sur le plan structural, il convient de distinguer le corps principal de ses minces apophyses frontales et d'autre part, sur le plan génétique (processus génétique, mise en place) les gneiss œillés de Randa présentent probablement des disparités.

Le corps principal des gneiss œillés de Randa dessine (fig. 4), de part et d'autre du Mattertal, une synforme asymétrique dont les trois extrémités se situent, au sud, à Randa (alt. 1409 m), à l'ouest, à Grossberg (1627 m) et, à l'est, au Distelhorn (2830 m). Il couvre au sein de la nappe de Siviez-Mischabel une surface approximative de 45 km^2. Cette synforme résulte pour l'essentiel de la tectonique alpine, soit d'une phase synschisteuse «post-nappe» de plongement S-SW, elle-même reprise par la phase dite du pli en retour des Mischabel bien décrite par Müller (1983). Ce corps principal se poursuit vers le nord sous la forme principalement de deux apophyses frontales (Randa 1 et Randa 2), pseudoparallèles entre elles et replissées de manière complexe par des plis postschisteux subisoclinaux (moyenne: 30°v 250°-300°). Ces apophyses, parfois jointives – notamment à 1 km au nord d'Eischoll – s'orientent selon un parcours qui, partant du bas de l'Augstbordtafel (à l'est d'Embd) et se terminant vers l'Illhorn, passe par Moosalp, Unterbäch et Oberems, d'où un longueur totale de 20 km.

Ainsi les gneiss œillés de Randa définissent globalement un pseudo-laccolite en apparence concordant à la lithostratigraphie du cristallin pré-triasique du flanc inverse de la nappe de Siviez-Mischabel; ils apparaissent, notamment dans la partie frontale, intercalés dans des roches préexistantes et, cartographiquement, ils séparent des entités bien distinctes.

2.2. Le corps principal

2.2.1. Faciès pétrographiques

Le corps principal des gneiss œillés de Randa comporte de nombreux faciès pétrographiques dérivant selon les effets différentiels de la cataclase d'un terme primitif cogénétique, susceptible de receler des hétérogénéités d'origine. Dans l'ordre décroissant de fréquence:

- gneiss mylonitique œillé à structure de fluxion,
- granito-gneiss, localement porphyroïde,
- blastomylonite micro-œillée (Ø des grains $\leq$ 0.2 mm),
- gneiss méta-aplitique de bordure,
- mylonite et ultramylonite dans les zones de cisaillement,
- phyllonite («eyed-schist», «button-schist» au sens de Higgins).

On ne présente pas une carte détaillée de la répartition de ces faciès au sein du corps principal car, en plus des difficultés d'accès dues à l'escarpement topographique, des variations latérales de faciès, des récurrences tectoniques à petite échelle (dm–m) et des laminages omniprésents découragent d'emblée une telle tentative.

On se contente de décrire au niveau macroscopique le faciès le plus représentatif (fig. 5): roche à débit massif (dm–cm), à patine grise, à cassure gris-foncé ou gris-bleuté, à structure de fluxion; on distingue d'une part des entités œillées leucocrates à dominantes feldspathiques, nettement circonscrites et d'autre part une matrice quartzo-micacée fortement schisteuse. On note de plus un rubanage complexe: 1) compositionnel, 2) granulométrique, 3) par réorientation mécanique «d'objets» antécinématiques tels que mégafeldspaths et lits quartzo-feldspathiques boudinés et tronçonnés, 4) par orientation préférentielle de certains agrégats mono- ou polygéniques, limités par des plans de micro-cisaillement. Les lits lépidoblastiques (à phengite prédominante et biotite verte subordonnée) constituent la schistosité principale et des agrégats leucocrates étirés, boudinés, parfois plissés isoclinalement, déterminent soit des schlieren soit des cornues (par exemple: tectoclaste du type «retort-quartz»). A la loupe on distingue nettement que les plans de schistosité sont tapissés de plaquettes reliques de muscovite et de biotite brun-rouge; de plus des néoformations de biotite verte, chlorite et épidote *s.l.* contribuent au contraste de couleur du rubanage; enfin de fréquents carbonates (à dominante de calcite) et sulfures (pyrite et chalcopyrite) en guise de pigments.

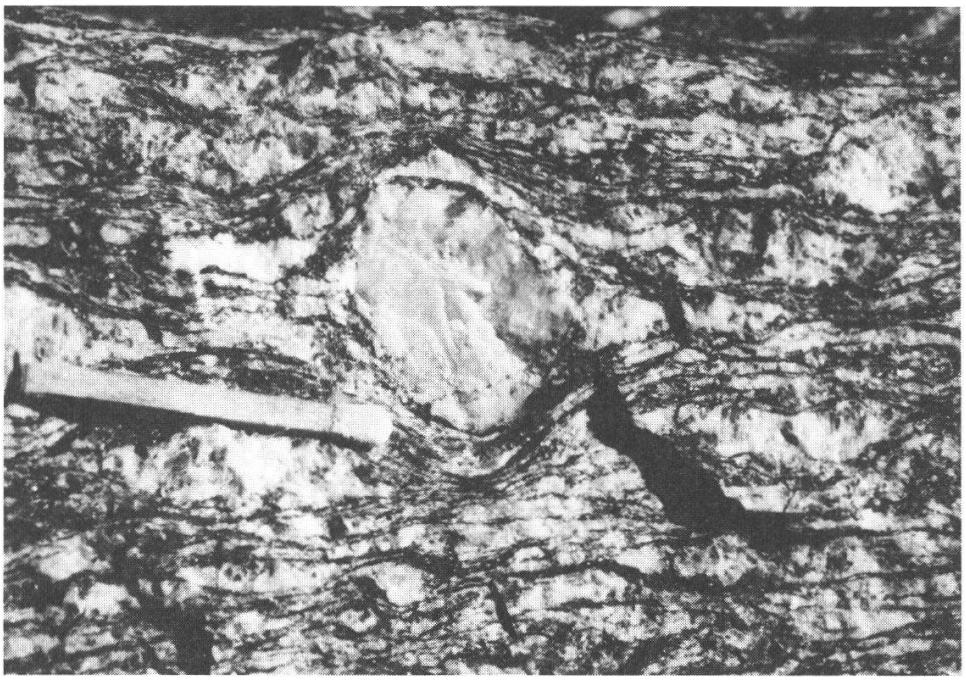


Figure 5. – Structure de fluxion des gneiss œillés de Randa et mégaclaste feldspathique en sigmoïde.

On propose à titre d'illustration deux coupes lithologiques synthétiques afin de rendre compte de la complexité que présentent les variations de faciès au sein du corps principal (fig. 6).

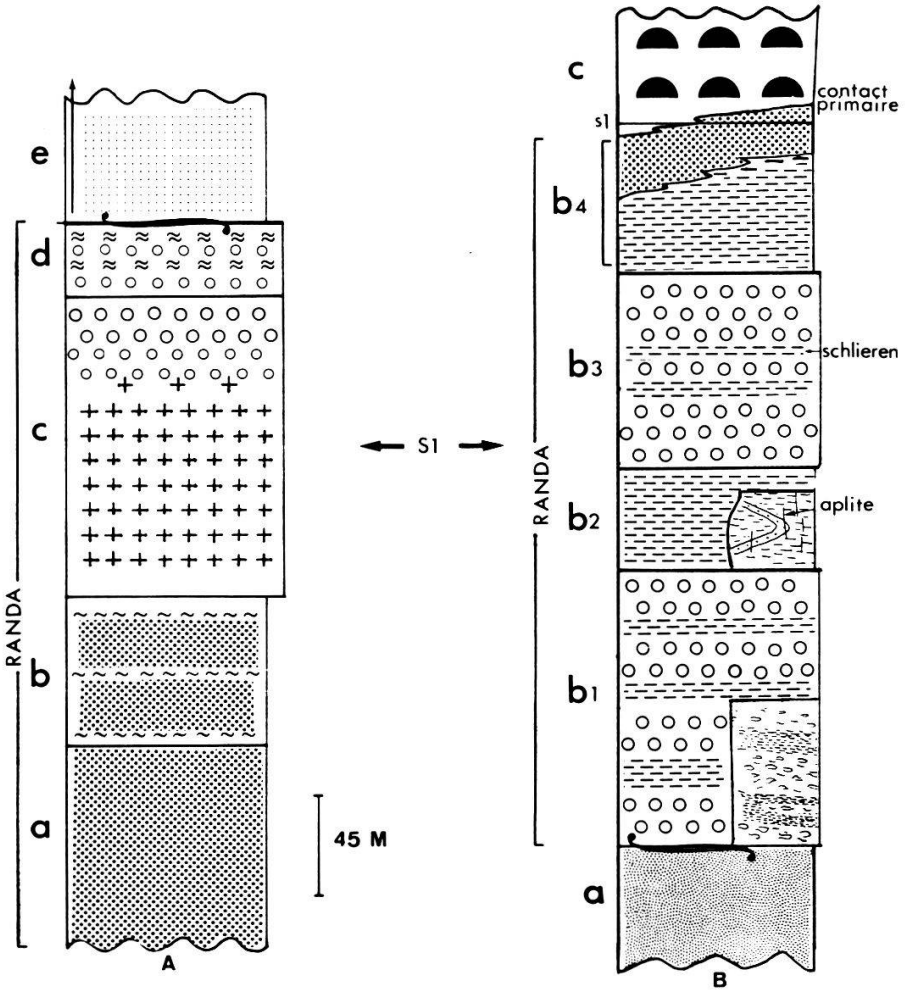


Figure 6. – Coupes lithologiques dans le corps principal des gneiss œillés de Randa.
S1 : schistosité principale
⌣ : contact tectonique
(pour les autres abréviations, se reporter au texte).

COUPE A : au-dessus de Randa, de Ober-Lärch (à 1420 m) au Bisbach (à 1720 m), selon une orientation E-W, de bas en haut :

[a] et [b] – Faciès de bordure : gneiss leucocrate, homogène à grain fin ; [b] étant moins massif, plus feldspathique et chloriteux que [a].

[c] (depuis 1560 m) – Faciès granito-gneissique : passage progressif à une structure méta-granitique hypidiomorphe grenue, finement homogène, très localement porphyroïde ; la roche se débitant en assises massives, séparées par un clivage de détente.

[d] (depuis 1680 m, dans le Bisbach) – Faciès cataclastiques alternés: passage net à une alternance métrique, globalement concordante à S1 (= schistosité principale), de mylonites et ultramylonites foncées, de blastomylonites grises à microentités œillées feldspathiques et quartzeuses et de gneiss mylonitiques œillés, à mégaclastes feldspathiques sigmoïdaux, généralement étirés et boudinés.

[e] (depuis 1719 m) – Base de l'ensemble de l'Ergischhorn (depuis 1710 m): contact tectonique net, concordant à S1; passage à un gneiss micacé et chloriteux localement micro-conglomératique à galets de quartz.

Commentaires sur la coupe A

Cette coupe livre trois informations précieuses:

– présence indubitable à Ober-Lärch d'un faciès de bordure méta-microgranitique équigranulaire,

– contact tectonique net avec l'ensemble polycyclique de l'Ergischhorn.

COUPE B: sur le sentier Saint-Nicolas–Jungen–Grossberg, de 1530 m à 2080 m; orientation générale SSE-NNW, de bas en haut:

[a] – Gneiss de l'ensemble de Bielen: gneiss polychrome micacé, à grain fin.

[b1] – Base des gneiss œillés de Randa: à 1540 m, en contact concordant à S1 et tranché net avec [a], faciès à dominante mylonitique œillée, en niveaux dm–m, qui alternent localement avec des niveaux dm–cm leucocrates très durs, parfois très feldspathiques et le plus souvent quartzitiques.

[b2] (depuis 1760 m) – Faciès blastomylonitique: gneiss fin, homogène, gris-bleu comportant très localement des méta-aplites ± porphyroïdes, plissées ptygmatitiquement selon une phase synschisteuse.

[b3] – idem que [b1] quoique plus homogène (depuis Nieder Jungen (1800 m) jusqu'à la chapelle de Jungen (1955 m).

[b4] – idem que [b2] passant progressivement à un faciès hololeucocrate et microgrenu de bordure (changement de profil: départ à 250 m à l'E de la chapelle de Jungen et ceci jusqu' à 2020 m).

[c] – à 2020 m, sur le chemin Jungen–Egga–Grossberg, au pt. 627.95/116.61, contact primaire d'intrusion avec les gneiss chlorito-albitiques de la série permo-carbonifère de Moosalp.

Commentaires sur la coupe B

Cette coupe livre les informations suivantes:

– survivance indubitable, malgré les effets destructeurs de la cataclase, de trois faciès d'origine qui témoignent de l'hétérogénéité pétrographique du corps primaire: 1) granitique fin et homogène, 2) granitique grossièrement porphyroïde, 3) méta-aplitique hololeucocrate de bordure,

– contact tectonique avec l'ensemble polycyclique de Bielen,

– contact d'intrusion – dont on détaillera plus avant la géométrie – avec la série monocyclique de Moosalp,

– présence fréquente de micro-aplites plissées par une phase de plissement synschisteuse,

– présence fréquente de niveaux quartzo-feldspathiques et de schlieren micacés (micas blancs et/ou biotite verte), dus pour l'essentiel à la cataclase différentielle et à des remobilisations très localisées.

2.2.2. Les entités œillées

Avant d'aborder le cas précis des gneiss œillés de Randa, il convient de rappeler certaines définitions. On préfère le terme d'entité œillée à celui d'œil car, en accord avec OHTA (1969), il reflète mieux la structure composite d'une amygdale (fig. 7).

Celle-ci est constituée comme suit:

1. Partie centrale ou mégaclaste (= seul terme descriptif admissible). Cette partie centrale, étant une relique anté- à syncinématique, est la cause qui a engendré le développement de son entité œillée. Du point de vue de sa constitution, elle peut être monocristalline, polycristalline monogénique ou polycristalline polygénique.

2. Zones d'entraînement symétriquement disposées par rapport au centre du mégaclaste.

3. Zones abritées ou ombres de pression.

4. Queues de (re-)cristallisation s'intégrant au rubanage de la matrice.

5. Liseré quartzo-micacé (= schistosité moulante).

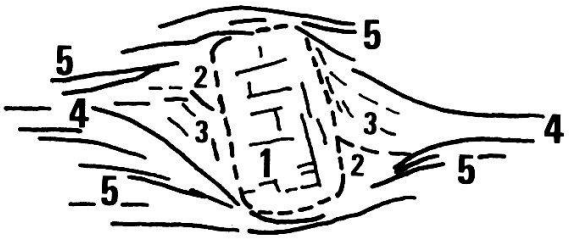


Figure 7. – Structure d'une entité œillée. (selon OHTA, 1969).
1: mégaclaste; 2: zones d'entraînement; 3: zones abritées; 4: queues de cristallisation; 5: liseré quartzo-micacé.

Selon nous, un mégaclaste doit être défini par sa composition minéralogique, sa constitution, sa morphologie et son orientation par rapport au rubanage et à la schistosité. Il est important d'ajouter que la morphologie d'un mégaclaste dépend pour l'essentiel de cette orientation ou plutôt de cette réorientation par rotation externe.

L'angle β utilisé par la suite est l'angle entre l'orientation du grand axe [001] des mégaclastes feldspathiques et l'orientation du plan S1, lui-même quasi parallèle au rubanage apparent; les mesures de β étant effectuées sur des surfaces perpendiculaires au plan S1.

On propose également une classification sommaire des mégaclastes en fonction de leur genèse potentielle:

1er cas: origine magmatique (orthoclaste)

phénoclaste	origine phénocristalline
endoclaste	origine endoblastique

2e cas: origine métamorphique (blastique)

porphyroclaste	origine porphyroblastique

3e cas: origine sédimentaire (détritique)

paraclaste	origine clastique (galet)

4e cas: origine strictement mécanique

tectoclaste	origine tectonique (micro-boudin)

Il est évident qu'un paraclaste peut avoir été à l'origine un orthoclaste hérité dans une arkose ou un grauwacke.

Synthèse des observations (Gneiss œillés de Randa, corps principal)

a. Morphologie et orientation (fig. 8)

Nous avons observé les types de mégaclastes (essentiellement feldspathiques) suivants:

– idiomorphes quadrangulaires, parfois rectangulaires; la mesure systématique de β montre que sur une surface de 4 à 5 m² des mégacristaux supposés aléatoirement orientés avant la déformation tendent à se réorienter par rotation externe en deux «pôles» contrastés: a) $0° \leq \beta \leq 15°$, b) $75° \leq \beta \leq 90°$. Une lacune d'orientation, déjà soulignée par BORRADAILE (1976), comprise entre 40°-60°, prouve sans doute que tous les grands axes [001] faisant un angle $<60°$ par rapport à la direction de la déformation subissent de manière très marquée la rotation externe alors que pour des angles $>60°$, la réorientation n'a pas prise, voire même tend à perpendiculariser [001] par rapport au plan S1. Les zones d'entraînement (ZE) se développent préférentiellement lorsque β est compris entre 25° et 70°.

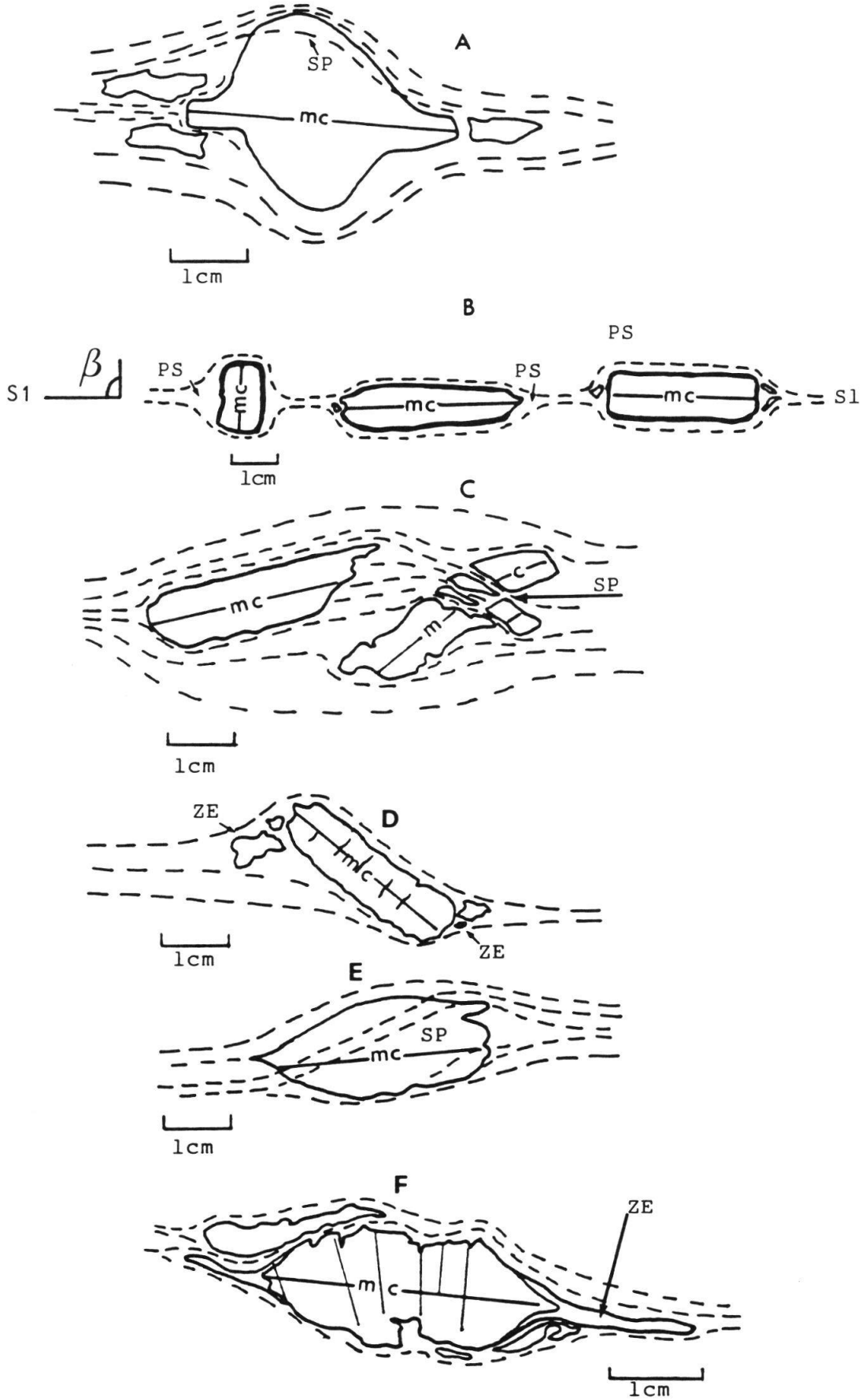


Figure 8. – Morphologie et orientation des principaux types de mégaclastes feldspathiques (GO de Randa-corps principal).
A: habitus en sigmoïde à schistosité pénétrative;
B: idiomorphies préservées;
C: entité polymégaclastique;
D: zones d'entraînement (ZE) très développées;
E: mégaclaste lenticulaire à schistosité pénétrative;
F: habitus en sigmoïde à découpe crénelée.
Abréviations: SP: schistosité pénétrative; mc: trace de la macle de Carlsbad // à [001]; β: angle entre S1 et [001]; PS: ombres de pression.

– habitus sigmoïde ou ovoïde ou elliptique, moulé par des «s-surfaces» ondulées; ces habitus subidiomorphes rendus asymétriques par la déformation sont les plus abondants au sein des gneiss œillés de Randa; leur orientation se traduit en général par $0° \leq \beta \leq 15°$.

– habitus xénomorphes plus rares: globuleux, anguleux, esquilleux, voire complétement déstructurés par la cataclase.

L'interprétation géométrique à partir des mesures de β doit prendre en compte que des survivances d'orientations préférentielles (flux magmatique, litage détritique, etc.) limitent probablement une approche strictement statistique.

b. Taille, constitution, composition

b.1. Taille:

Mégaclaste feldspathique:	long. max. 7 cm (// à [001]) sur larg. max. 2,5 cm; en moyenne longueur comprise entre 1,5-2,5 cm.
Entité œillée:	max. observé 10 cm × 4,5 cm, contenant jusqu'à 4 mégaclastes; en moyenne: longueur 1,5-3,5 cm, sur largeur 0,5-1,5 cm.

b.2. Constitution (dans l'ordre décroissant de fréquence – % estimés):

Monocristallin (60%)
Polycristallin monogénique (30%)
Polycristallin polygénique (10%)

Le caractère polycristallin monogénique résulte de la destructuration interne d'un mégacristal par la cataclase.

b.3. Composition (% estimés sur le terrain):

Feldspath alcalin	80%	
Quartz	15%	
Mica blanc	5%	(en mégaclaste planaire, à découpe lenticulaire)

La constitution polycristalline polygénique comprend généralement la paragenèse Fe.K-Ab-Qtz ± Mb ± Carb.

Les mégaclastes feldspathiques sont parfois sertis d'une écorce très foncée; cette teinte traduit la présence de quartz très finement concassé, suite à un effet de cataclase.

c. Densité de mégaclastes par unité de surface

Bien qu'on n'ait pas procédé sur le terrain à une étude détaillée relative aux problèmes posés par la densité différentielle des mégaclastes par unité de

surface, idéalement par unité de volume, on tient toutefois à préciser les points suivants:

c.1. On est en droit d'admettre qu'une déformation extrême, inclus la cataclase, a pour conséquence de détruire les reliques anté-cinématiques par hypergranulation, de les faire disparaître et s'intégrer par recristallisation-néoformation au sein de la matrice; il y a donc lieu de postuler une relation de cause à effet entre l'intensité de la déformation et le taux de mégaclastes détruits ou préservés.

c.2. Un mégacristal (par exemple: un phéno-endoblaste feldspathique) aura d'autant plus la capacité d'engendrer une entité œillée, donc de résister à la destructuration cataclastique, s'il est protégé par d'autres mégacristaux se trouvant à proximité. De ce point de vue il est difficile d'estimer à partir de quelle distance ce mégacristal et ses voisins réagiront comme un groupe apte à générer une entité œillée «polymégaclastique». L'étude de cette question nécessiterait de connaître plusieurs paramètres d'origine (anté-déformation) dont, entre autres:

– la nature mono- ou polygénique des mégacristaux,

– la distance et l'orientation respectives des mégacristaux considérés comme voisins,

– leur taille respective et leur densité par unité de volume convenue,

– l'orientation de chaque mégacristal par rapport à la géométrie de la déformation,

– le contraste de compétence entre les mégacristaux et leur matrice, celle-ci, selon sa composition et sa granulométrie, pouvant être plus ou moins rigide.

Notre impression, sur le terrain, est que les gneiss œillés les plus laminés tendent de manière générale à montrer:

– une diminution de la densité des entités œillées par unité de surface,

– une résistance plus marquée de la part des mégaclastes «géants» (>5cm),

– une augmentation du nombre des entités polymégaclastiques; de plus le cas d'une entité œillée «géante» comprenant plusieurs micro-entités œillées n'est pas rare dans ce contexte.

d. Conclusions

Du point de vue de la nature d'origine des gneiss œillés de Randa (corps principal), l'étude géométrique des mégaclastes feldspathiques nous livre deux informations d'importance:

d.1. Les mégafeldspaths sont des reliques anté-cinématiques qui interdisent de les considérer comme des porphyroblastes alpins.

d.2. La morphologie idiomorphe rectangulaire (en dent de cheval) de même qu'une constitution à dominante monocristalline parle en faveur de phéno-endoblastes reliques. Ces orthoclastes, nettement prépondérants,

coexistent avec des tectoclastes, soit polycristallins monogéniques (par exemple: retort-quartz), soit polycristallins polygéniques (quartz, feldspath alcalin, carbonate).

2.2.3. Méta-aplites et filons satellites

En plus des méta-aplites internes déjà mentionnées, le corps principal des gneiss œillés de Randa est lié, de près ou de loin, à deux types de méta-aplites (parfois le terme de filon hololeucocrate, strictement descriptif, serait mieux adapté):

a. Les méta-aplites de contact: présentes soit à proximité du contact et intercalées de manière concordante à S1 au sein de l'encaissant, soit discordantes par rapport à S1 et à la lithostratigraphie, comme injectées dans l'encaissant. Les premières peuvent être observées aussi bien dans les ensembles de l'Ergischhorn et de Bielen, la série de Moosalp, voire la synforme de Saint-Nicolas. Par contre, les secondes, d'intérêt prioritaire, se trouvent uniquement cantonnées dans les métagrauwackes la série de Moosalp. Eux-mêmes affectés par S1, donc anté-alpins et cogénétiques du métagranite de Randa, ces filons recoupent très nettement des gneiss chlorito-albitiques, notamment sur Grossberg (pt. 628'450/117'275) et à Bifigstafel (pt. 630'275/120'525). La tectonique alpine n'a pu en ces lieux, contrairement à nombre d'autres cas, paralléliser ces filons par rapport à S1. Leur présence permet d'avancer, sur la base d'une chronologie relative, que l'intrusion du granite de Randa est postérieure aux dépôts des sédiments détritiques de la série de Moosalp, présumée permo-carbonifère.

b. Les méta-aplites ou lames de gneiss hololeucocrates nettement disjointes du corps principal des gneiss œillés de Randa: dans tous les cas, ces filons – à ne pas confondre avec les fréquents et tardifs filons albitiques qui lardent ses gneiss encaissants – sont concordants à S1 et peuvent être observés aussi bien dans les ensembles de l'Ergischhorn et de Bielen qu'au sein de la série de Moosalp. Bien qu'ils semblent être concentrés à proximité du contact avec les gneiss œillés de Randa, rien ne permet d'affirmer qu'ils soient cogénétiques de ces derniers, d'autant que leur minéralogie est distincte du type [a] et les assimilerait plutôt aux gneiss fins aplitiques plus ou moins grenatifères communs, par exemple, dans l'ensemble de l'Ergischhorn.

2.2.4. Contacts avec les roches encaissantes

Dans le détail cartographique (fig. 4 et 10), le corps des gneiss œillés de Randa, de disposition pseudo-laccolitique, est lithologiquement discordant par rapport à ses divers ensembles et séries encaissants (ensembles de l'Er gischhorn et de Bielen, série de Moosalp). On entend par là qu'il est en contact «oblique» avec des unités distinctes et que lithostratigraphiquement

il ne s'insère pas entre deux horizons spécifiques au même titre qu'une formation détritique. Ce n'est que dans sa partie frontale qu'il se poursuit sous la forme d'apophyses (méta-sills) concordantes (fig. 3 et 10).

Si le repérage des contacts entre les gneiss œillés de Randa et ses roches encaissantes est en général possible, malgré le caractère progressif ou répétitif que le laminage cataclastique leur imprime, l'interprétation de leur nature d'origine (primaire d'intrusion, primaire remobilisé ou tectonique) est rendue très délicate par divers phénomènes souvent conjugués tels que a) variations latérales de faciès, b) récurrences mécaniques ou d'origine (synchrones de la mise en place), c) homogénéisation des faciès pétrographiques de part et d'autre du contact induite par cataclase, d) fréquente phyllonitisation mécanique au contact. Toutefois il fut possible de repérer le contact primaire d'intrusion sur la base des indices suivants qui sont des conditions suffisantes pour prouver son existence:

a. contact peu ou pas cataclasé, permettant l'identification des faciès pétrographiques contigus,

b. l'assurance que ces deux faciès pétrographiques sont essentiellement distincts de sorte à ne pas concentrer son attention sur un contact interne délimitant deux faciès du même corps (par exemple: gneiss œillé et blastomylonite),

c. repérage d'un faciès préservé susceptible d'être à la bordure d'un corps intrusif (par exemple: microgranite ou aplite),

d. l'assurance que le contact lithologique est discordant par rapport à la schistosité alpine principale (S1).

Ce contact peut être observé sur le chemin Jungen-Grossberg, à 2020 m (pt. 627'950/116'610). Il délimite d'une part un faciès microgranitique localement porphyroïde et d'autre part des chlorito-gneiss à nodules de quartz de la Série de Moosalp (fig. 9). Ce contact ondulé témoigne à l'évidence d'une géométrie d'injection soulignée par des micro-aplites pénétratives dans ces métagrauwackes permo-carbonifères. Ainsi, il se confirme, au même titre que par le biais des aplites susmentionnées, que la série de Moosalp constitue prioritairement les roches encaissantes primaires du granite de Randa.

2.3. Gneiss œillé de Randa 1 (apophyse frontale inférieure)

L'apophyse frontale inférieure constitue une bande de puissance maximale d'environ 100 m, concordante à la lithostratigraphie, avec à son mur les schistes œillés albitiques de l'ensemble de Bielen et à son toit la Série de Moosalp. Cette apophyse, liée directement à son corps principal (fig. 10), débute dans l'Embdbach, à la hauteur de Unnerbächji (alt. 1800 m) et se poursuit sur plus de 10 km, en passant par Hannig–Pletschen–Hoflue–Moosalp–Ronalp–Unterbäch et ceci jusqu'à Wyssine où elle s'anastomose avec l'apophyse frontale supérieure des gneiss œillés de Randa 2.

Figure 9. – Détail d'un contact d'intrusion du granite de Randa (faciès fin de bordure, à droite) dans les chlorito-gneiss à galets de quartz de la série de Moosalp (à gauche). pt. 627.950/116.610.

Afin de rendre compte dans le détail de la complexité à la fois de la lithostratigraphie et des répétitions tectoniques qui l'affectent, on décrit trois coupes lithologiques (fig. 11, coupes A-B-C).

COUPE A: dans la dépression à l'E de Zen Gerwern, de 1340 m (pt. 628'875/125'080) à 1450 m, orientation N-S, de bas en haut:

SO: schistes à porphyroblastes d'albites (= base lithostratigraphique de l'ensemble de Bielen qui, dans cette portion de la nappe de Siviez-Mischabel, se trouve en position renversée – SARTORI et THÉLIN, à paraître),

R1: en contact tectonique ou tectonisé, gneiss œillés de Randa 1, à rubanage compositionnel très fin et à entités œillées rares, de taille réduite (long. env. 0,5-2,5 cm), à partie centrale unique subidiomorphe ou en sigmoïde (épaisseur: 75 m),

SM: en contact progressif et répétitif, gneiss chlorito-albitiques, mouchetés de carbonates rouillés et riches en galets de quartz (= série de Moosalp).

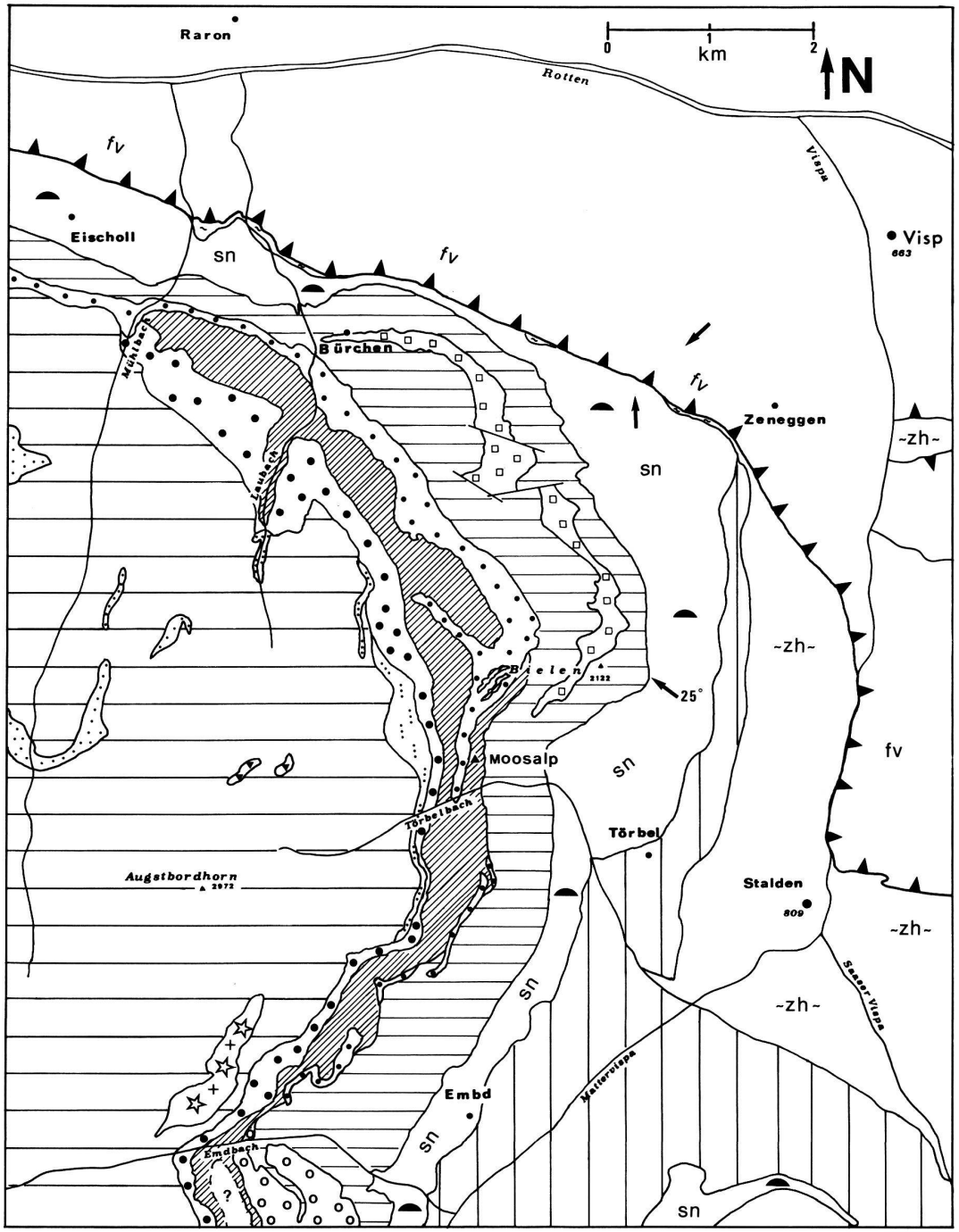


Figure 10. – Carte de la lithostratigraphie du flanc inverse de la nappe de Siviez-Mischabel dans sa portion frontale et orientale.

Légende

Nappe de Siviez-Mischabel (flanc inverse)

Couvertures

- Série de Moosalp
  - Corps principal
  - Apophyse R1
  - Apophyse R2
  - Apophyse R3

  } Gneiss oeillés de RANDA

Socles

ENSEMBLE DE L'ERGISCHHORN
- Paragneiss et amphibolites
- Orthogneiss hololeucocrate de Ginals
- Gneiss micro-oeillés séricitiques
- Méta-aplite grenatifère

ENSEMBLE DE BIELEN
- Paragneiss oeillés de Bonigersee
- Gneiss polycycliques et schistes oeillés albitiques

NAPPE DES PONTIS

- Paragneiss, amphibolites et gneiss oeillés de la Zone supérieure de Stalden

Abréviations: sn: synforme de St.-Nicolas (Permo-Carb. et Permo-Trias)
zh: zone houillère (Z.inf. de Stalden)
fv: formations valaisannes du Pennique externe

↘ Direction et pendage de la schistosité principale

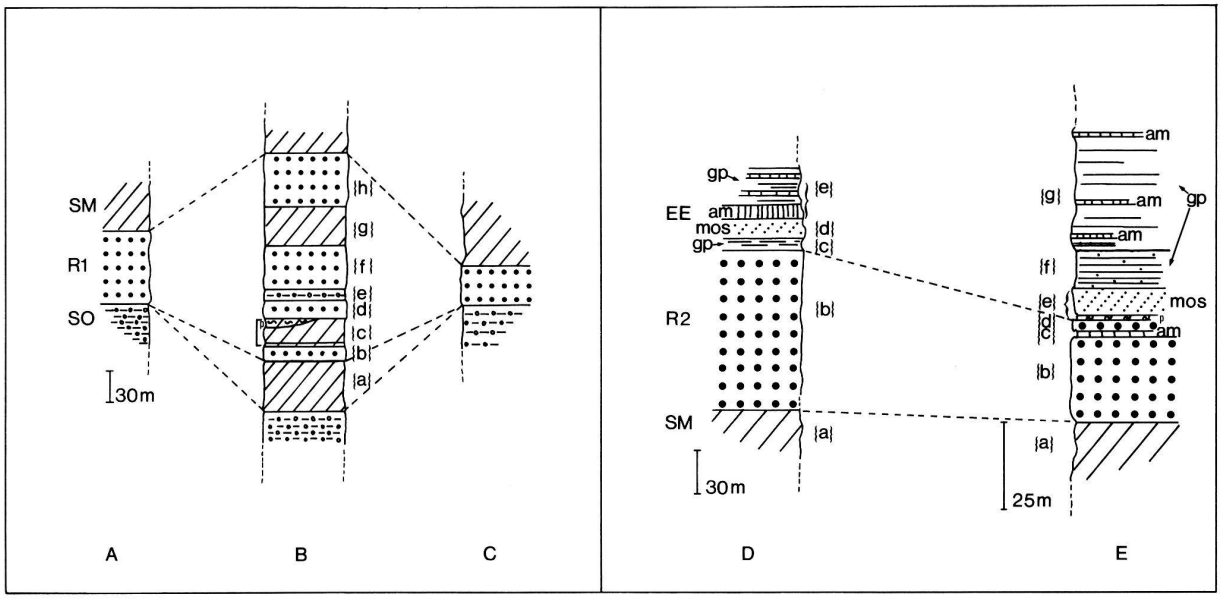


Figure 11. – Coupes lithologiques dans les apophyses frontales Randa 1 (coupes A-B-C) et Randa 2 (coupes D-E).
Abréviations: R1: gneiss œillés de Randa 1; R2: gneiss œillés de Randa 2; SO: schistes œillés albitiques de l'ensemble de Bielen; SM: gneiss chlorito-albitiques de la série de Moosalp; EE: Ensemble de l'Ergischhorn; gp: gneiss polycycliques indifférenciés de «EE»; mos: gneiss micro-œillés séricitiques; am: amphibolites; p: prasinites.
{} se reporter au texte.

COUPE B: dans les «écailles» de Moosalp à 400 m à l'ESE de Chalte Brune (pt. 630'600/122'150), à 250 m au N de Moos, pt. 2042 m, orientation SE-NW, de bas en haut:

SO: idem que dans coupe A.

a: en contact tectonique, gneiss très feuilleté à lits micro-boudinés de feldspaths rouillés, à lentilles de quartz (mm-dm) et concentrations de micas et chlorites – épaisseur 50 m (= base de la série de Moosalp),

b: en contact indistinct, gneiss œillés de Randa, très laminés et destructurés, souvent polychromes (effet de la cataclase) et blastomylonitisés – épaisseur variable 15-40 m,

c: divers faciès de la série de Moosalp: prasinite – épaisseur 5 m, gneiss quartzo-albitiques vert-clair – épaisseur 10-15 m, comprenant localement des niveaux (mm-dm) de marbre et des schistes micacés verts très crénelés – épaisseur 5 m,

d: idem que b – épaisseur 20 m,

e: idem que SO – épaisseur 10 m,

f: idem que b – épaisseur 45 m,

g: en contact progressif, gneiss leucocrates, à surface argentée et verdâtre – épaisseur 40 m (= soit gneiss œillés de Randa 1 très laminés, soit chlorito-gneiss de la série de Moosalp),

h: idem que b – épaisseur 40 m,

SM: gneiss divers de la série de Moosalp, épaisseur affleurante 75 m.

Ces répétitions lithologiques démontrent les effets de la tectonique alpine soit sous la forme de micro-plis dont on n'observe pas les charnières soit du fait d'un important écaillage; à partir de considérations très locales, on penche plutôt pour l'écaillage qui conduit à répéter au moins quatre fois la série de Moosalp.

COUPE C: au-dessus de Pletschen, dans la dépression du Hannig, de 1905 à 2220 m, orientation NNW-SSE, de bas en haut:

SO: idem que dans coupe A – épaisseur 60 m,

R1: en contact net et concordant, gneiss œillés de Randa 1 – épaisseur: 40 m,

SM: en contact progressif, passage aux faciès caractéristiques de la série de Moosalp – épaisseur affleurante 75 m.

2.4. Gneiss œillé de Randa 2 (apophyse frontale supérieure)

L'apophyse frontale supérieure constitue une bande de puissance maximale d'environ 140 m, concordante à la lithostratigraphie, avec à son mur la série de Moosalp et à son toit l'ensemble de l'Ergischhorn. Elle s'individualise par rapport au corps principal à 1 km au S du Festihorn s/Saint-Nicolas et

se poursuit sur près de 15 km jusqu'à Unterbäch en passant par Grindji–Treiwald–Schalbeggini–Unnerat–Waldstafel–Brand–Holz (fig. 10).

Son faciès pétrographique se caractérise par la présence de macromégaclastes feldspathiques (long. max. observée 6,5 cm; moyenne: 3 cm), pigmentés d'inclusions concentriques.

On décrit deux coupes lithologiques (fig. 10, coupe D-E):

COUPE D: effectuée à partir de la route qui traverse Ronalp à partir de 1720 m jusqu'à 1885 m, et ceci le long du câble situé au SE du Waldstafel (cf. CN, feuille 1288, Raron), de bas en haut:

a: de 1720 à 1735 m, gneiss chlorito-albitiques de la série de Moosalp,

b: brève lacune, puis de 1740 à 1855 m gneiss œillés de Randa 2 à mégaclastes feldspathiques abondants à découpe sigmoïdale,

c: dès 1855 m, contact net avec la base de l'ensemble de l'Ergischhorn comportant, de bas en haut, des schistes amphibolitiques (dm) et des gneiss micacés, riches en filons leucocrates,

d: dès 1863 m, gneiss micro-œillés séricitiques, gris-sombre, riches en biotite, à mégaclastes feldspathiques lenticulaires (∅ 8 mm) (= soit faciès micro-œillé des gneiss œillés de Randa 2, soit partie intégrante de l'ensemble de l'Ergischhorn,

e: dès 1878 m, contact net avec des amphibolites vert-sombre de l'ensemble de l'Ergischhorn, puis paragneiss gris-vert à biotite et grenat du même ensemble.

COUPE E: effectuée à Schene-Biel (à 1,5 km à l'W de Törbel) de 2340 à 2420 m, orientation E-W, de bas en haut:

a: jusqu'à 2350 m, gneiss quartzo-albitique, vert-clair, de la série de Moosalp,

b: jusqu'à 2375 m, gneiss œillés de Randa 2,

c: jusqu'à 2378 m, amphibolites massives, vert-sombre de l'ensemble de l'Ergischhorn,

d: jusqu'à 2382 m, gneiss œillés de Randa 2,

e: jusqu'à 2400 m, gneiss micro-œillés séricitiques (idem que d-coupe D),

f: jusqu'à 2420 m, schistes gris-brillant, mouchetés de carbonates rouillés et riches en nodules de quartz (= soit récurrence tectonique de la série de Moosalp, soit partie intégrante de l'ensemble de l'Ergischhorn),

g: à partir de 2420 m, paragneiss à 2 micas plus ou moins grenatifères avec intercalations concordantes d'amphibolites très sombres (= ensemble de l'Ergischhorn).

2.5. Corrélations pétrographiques locales

Dans la portion de la nappe de Siviez-Mischabel qui constitue l'encaissant des gneiss œillés de Randa on rencontre diverses roches probablement dérivées de magmatites acides, à savoir:

a. des porphyres quartzifères dans le Permo-Trias de la synforme de Saint-Nicolas,

b. des porphyres quartzifères dans l'ensemble de Bielen, notamment à Pletschen (pt. 630'070/119'600) et à Bifigstafel (pt. 630'585/120'685); ces filons acides sont discordants par rapport à leurs gneiss polycycliques encaissants, donc plus jeunes, vraisemblablement cogénétiques du magmatisme permo-triasique,

c. dans l'ensemble de l'Ergischhorn, on note la présence de plusieurs bandes ou pointements susceptibles de dériver de granitoïdes, en particulier les gneiss hololeucocrates de Ginals, décrits par BEARTH (1980), THÉLIN (1983) et THÉLIN *et al.* (1983) et les gneiss «aplitiques» plus ou moins grenatifères décrits par ces mêmes auteurs; de plus les gneiss micro-œillés séricitiques («mos» dans les coupes D-E de la fig. 11 et cartés dans la fig. 10) décrits par THÉLIN (1983) semblent également relever d'une hérédité ortho à partir de considérations texturales et géochimiques. On mentionne ici leur paragenèse étant donné qu'ils sont contigus avec les gneiss œillés de Randa 2 et qu'ils pourraient être un sous-faciès de ces derniers:

– *Paragenèse relique anté-alpine:* microcline I perthitique (20%) en mégaclaste amygdalaire; plagioclase saussuritisé (40%); biotite I brun-rouge (< 5%); muscovite I (< 5%); quartz phénoclastique (10%).

– *Paragenèse alpine résumée:* biotite II verte-pistachite-allanite zonée-zircon métamicte et apatite (20%).

On ne dispose d'aucun élément objectif pour corréler ces diverses roches avec les gneiss œillés de Randa, faute d'analyses géochronométriques ou géochimiques fines (terres rares, isotopes stables, etc); toutefois il est important de souligner que de multiples copeaux acides lardent leur encaissant. Notre impression néanmoins tend à avancer qu'il s'agit en ce qui concerne les gneiss de Ginals et les gneiss «aplitiques» susmentionnés de roches solidaires de l'ensemble de l'Ergischhorn, donc nettement plus anciennes que le métagranite de Randa.

Enfin le toit de l'ensemble de l'Ergischhorn recèle quelques pointements de gneiss œillés qui présentent de fortes analogies de faciès avec les gneiss œillés de Randa; on les observe notamment dans les falaises N de l'Ergischhorn et sur l'arête du Grat (de 2730 à 2805 m – fig. 10). Il s'agit d'un gneiss leucocrate, à débit massif (dm), régulièrement œillé, à mégaclastes feldspathiques (∅ 1,5 cm). Ce faciès est associé à un gneiss hololeucocrate, très fin, aphanitique, parfois grenatifère. Pour des raisons d'analogies de faciès, on pense qu'il s'agit dans ce cas d'un gneiss œillé assimilable aux gneiss œillés de Randa, d'où la dénomination «d'apophyse Randa 3» qu'on lui a conféré; ceci demeurant présumé et non prouvé.

2.6. Synthèse des critères structuraux

Suite aux descriptions et arguments développés ci-dessus, on tient les conclusions suivantes pour acquises:

a. survivance indubitable d'une structure type d'un granite porphyroïde (à feldspaths alcalins phéno-endoblastiques),

b. survivance d'un faciès de bordure, à grain fin, micro-granitique,

c. mise en évidence de méta-aplites injectées dans la série monocyclique de Moosalp, présumée permo-carbonifère,

d. disposition à l'échelle régionale du corps des gneiss œillés de Randa selon un pseudo-laccolite, à sa racine probablement discordant, puis dans sa partie frontale globalement concordant à la lithostratigraphie du flanc inverse de la nappe de Siviez-Mischabel,

e. mise en évidence du contact primaire d'intrusion au sein de la série de Moosalp; ceci permet d'affirmer que la mise en place du granite de Randa date de la fin du Paléozoïque supérieur,

f. mise en évidence au sein du métagranite de Randa d'hétérogénéités originelles de faciès; par exemple: faciès mégaporphyroïde de l'apophyse frontale supérieure Randa 2.

Les gneiss œillés de Randa se singularisent également par des «absences» caractéristiques:

a. absence d'enclaves (xénolithes ou autolithes); parfois certains schlieren très laminés pourraient rappeler des enclaves surmicacées; d'une manière plus générale, le métagranite de Randa ne présente aucune relation observable avec des roches (ultra-) et/ou mafiques,

b. absence ou impossibilité de mettre en évidence une auréole de contact,

c. absence de filons internes du type lamprophyres,

d. si l'on observe de nombreuses pegmatites concordantes et discordantes au sein de l'ensemble de l'Ergischhorn, aucune relation ne permet d'en coupler la genèse avec la mise en place du corps granitique de Randa.

3. Données texturales et minéralogiques

3.1. Buts poursuivis et moyens adoptés

L'élucidation de l'hérédité pré-métamorphique d'un gneiss œillé par le biais de critères texturaux et minéralogiques nécessite préalablement d'en fixer les buts et les moyens.

Il conviendrait idéalement de s'abstraire des effets conjugués de la cataclase et du métamorphisme qui, modifiant et détruisant les paragenèses anté-cinématiques, induisent des convergences texturales, dues pour l'essentiel aux «recristallisations-néoformations» syn- à post-cinématiques.

Pour ce faire, notre recherche se devra de traquer le moindre marqueur d'origine (magmatique, deutérique, métasomatique, détritique, etc.) en empruntant les directions suivantes d'investigation:

a. Déchiffrement de la texture afin d'en restituer les étapes permettant, d'une part de décomposer les effets de la «déformation *s.l.*-recristallisation-

néoformation» sur les divers minéraux et, d'autre part, dans la mesure où l'on parviendra à préciser ces effets, de les dépasser et de parvenir ainsi à reconstituer la texture d'origine.

b. Etude détaillée des mégaclastes feldspathiques qui, vu leur compétence relative par rapport à leur matrice quartzo-micacée, sont les plus susceptibles de receler des reliques significatives et ceci selon trois points de vue:

– mise en évidence d'éventuels marqueurs magmatiques et/ou deutériques tels que: habitus automorphe phénocristallin; nature et disposition des inclusions, notamment plagioclasiques; association graphique et écorce rapakivi; associations symplectiques, notamment quartz-muscovite; altérations deutériques; franges endoblastiques réactionnelles;

– à partir de mesures diffractométriques, relatives notamment au degré d'ordre Al/Si et à la composition Or-Ab-An, tenter d'obtenir des données thermométriques sur des paires feldspathiques reliques à l'équilibre;

– à partir de données géochimiques, notamment de mesures ponctuelles du Ba, tenter de mettre en évidences des stades de croissance (MEHNERT et BUSCH 1981, LONG et LUTH 1986).

Par commodité, on utilisera la convention consistant à désigner un minéral relique par I et un minéral «alpin» par II ou III; de plus on recourra souvent aux abréviations suivantes: go = gneiss œillé; Fe.K = feldspath potassique; Fe.alc = feldspath alcalin; Mi = microcline; Ab.éch = albite en échiquier.

Le terme Microcline I ne signifie pas que cette forme structurale, intermédiaire à maximum, était la forme structurale pré-métamorphique stable; il s'agit d'une structure de substitution, par inversion monoclinique → triclinique, au stade deutérique et/ou métamorphique; il n'en demeure pas moins qu'il dérive d'un feldspath alcalin primaire, donc qu'il témoigne d'une relique «pré-alpine».

3.2. Description de la texture et des minéraux

3.2.1. Textures

Caractérisation: mégaclastique-granolépidoblastique, du type fluxion, caractéristique des gneiss mylonitiques œillés au sein desquels la «recristallisation-néoformation» oblitère les effets de la cataclase.

Description: Les entités œillées feldspathiques (long. max. // à [001]: 0,5-8 cm; moyenne: 2,5 cm) de forme très variable – idiomorphe quadrangulaire, sigmoïde plus ou moins asymétrique, elliptique plus ou moins tronçonné – sont englobés dans une matrice à dominante quartzo-micacée, elle-même affectée d'un rubanage mixte (compositionnel, granulométrique) résultant de la différenciation métamorphique. A ce rubanage s'ajoute un rubanage par réorientation préférentielle du grand axe [c] des mégaclastes reliques.

La partie centrale des entités œillées est constituée par:

a. du matériel monocristallin et polycristallin monogénique (90%) dans l'ordre décroissant de fréquence:

– microcline I métastable et perthitique,
– albite en échiquier par substitution du précédent,
– plagioclase I,
– albite II néoformée,
– quartz I à tendance dihexaédrique plus ou moins corrodé,

b. du matériel polycristallin polygénique (10%) – ce type complexe de partie centrale pourrait résulter de trois genèses distinctes: 1) orthoclaste hypergranulé, pénétré par les minéraux de la matrice et partiellement recristallisé, 2) paraclaste polygénique, 3) tectoclaste individualisé à la faveur de la «déformation-recristallisation».

Lors du processus de destructuration d'un mégacristal, relativement compétent par rapport à son contexte, la cataclase provoque les effets progressifs suivants: 1) apparition de veines de tension et/ou de diaclases, ondulation des plans de macles primaires, puis formation de bandes de déformation et de «kink-bands», 2) fracturation, granulation et fragmentation du mégacristal dont on devine encore la continuité optique, 3) rotation des fragments qui s'interpénètrent ou se séparent les uns des autres, puis se bréchifient (d'où une découpe anguleuse, concave, esquilleuse) et permettent à la restauration de cicatriser les joints, parfois selon une schistosité pénétrative (fig. 12 a et b).

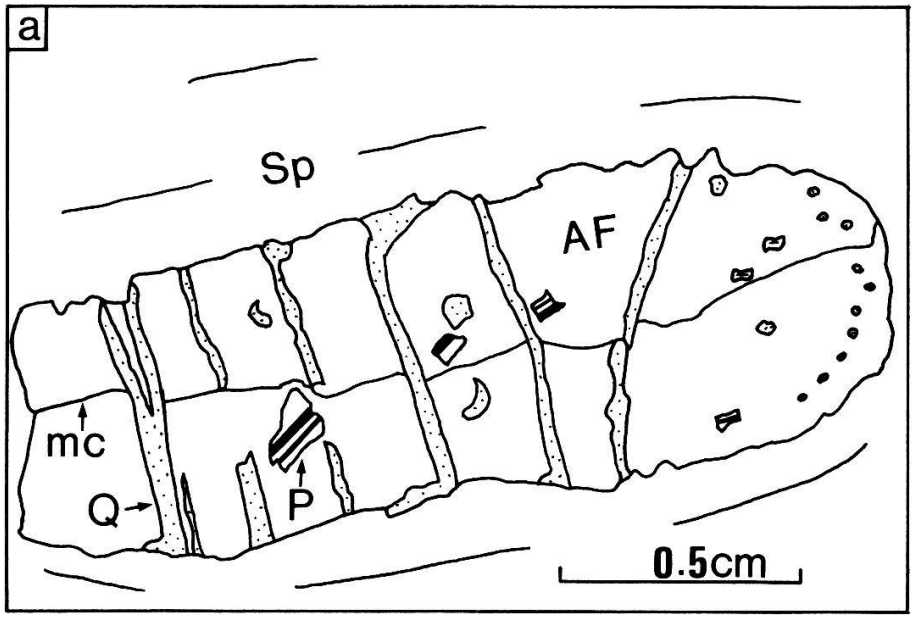
La matrice montre une trame finement orientée et ondulée, caractérisée par l'alternance tranchée et régulière des lits suivants:

– lits lépidoblastiques, à dominante phengite II-épidote *s.l.*, qui ne pénètrent jamais les entités œillées, si ce n'est à la faveur de la fracturation au sein d'une zone d'entraînement; paragenèse type observée: phengite II-épidote *s.l.* – allanite-chlorite-sphène (plus ou moins leucoxène) – rutile-carbonates-rares biotites II vertes-rares grenats II – accessoires – reliques, parfois non réorientées, de muscovite I et de biotite I rétromorphes,

– rubans de quartz partiellement restaurés en mosaïque engrenée à contours indentés,

– lits granoblastiques à dominante quartz-albite II néoformée-carbonates-microcline II.

Estimation modale: il est très délicat, voire utopique, de tenter d'approximer les proportions modales en raison principalement de l'hétérogénéité de la taille des minéraux. Toutefois on a tenté de les comptabiliser par XRD selon la méthode du standard externe en corrigeant les résultats bruts selon les coefficients d'absorption de masse de chaque phase présente. La figure 13 présente les points figuratifs dans le diagramme Q-A-P de STRECKEISEN. On a écarté les échantillons comportant des mégacristaux d'albite en échiquier car cette phase résulte par substitution d'une phase potassique primaire et devrait donc être comptabilisée sous A; or par XRD il est exclu de



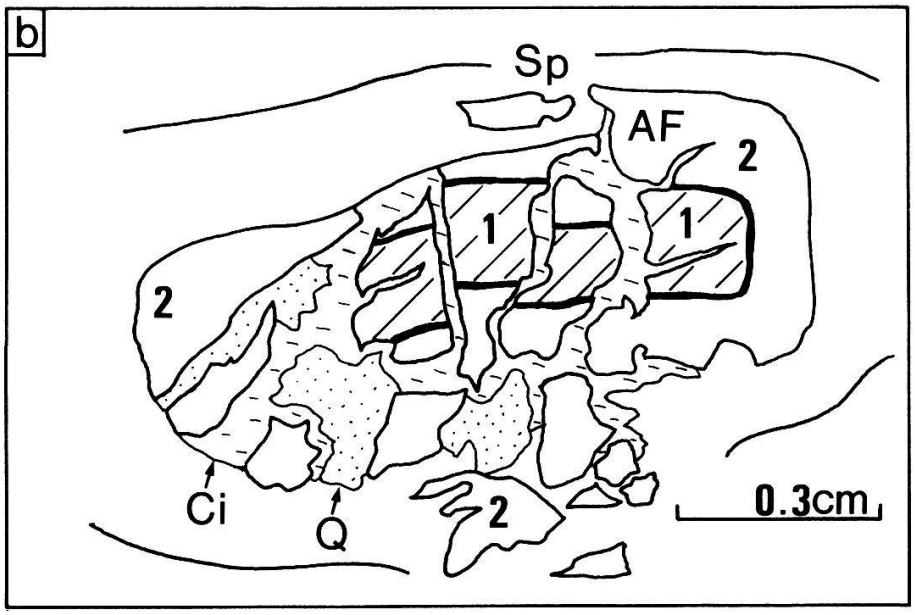


Figure 12. – Mégaclastes de Microcline I.

a) mégaclaste monocristallin pœcilitique.

Sp: schistosité principale; mc: trace de la macle de Carlsbad; Q: quartz de remplissage dans des veines de tension; P: plagioclases magmatiques; AF: feldspath alcalin (Microcline I). A noter sur la droite un sertissage de quartz en gouttes.

b) mégaclaste polycristallin (déstructuré) de Microcline I.

Q: quartz néoformé; Ci: cicatrisation par quartz-calcite-albite; 1: noyau du feldspath alcalin, optiquement distinct de sa bordure (2) – ceci soulignant deux stades de croissance primaire.

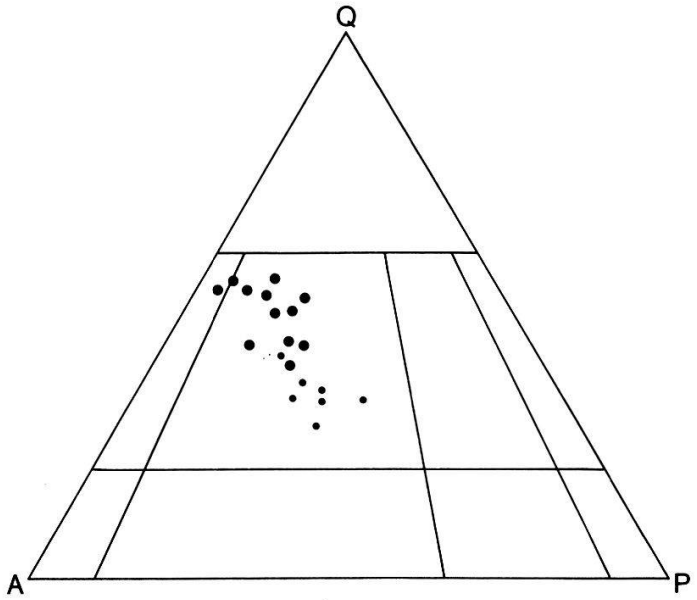


Figure 13. – Diagramme modal QAP de STRECKEISEN (estimation par XRD). Selon la classification modale de LAMEYRE et BOWDEN (1982), cette aire de distribution correspond aux granites crustaux.
•: gneiss œillés de Randa (corps principal)
•: gneiss œillés de Randa 2

parvenir à différencier l'albite néoformée de l'albite en échiquier, d'où une ambiguïté à éviter dans la mesure du possible. De plus la composition de l'albite varie de cas en cas et dépasse souvent la limite conventionnelle An5; ceci a conduit à considérer dans tous les cas l'albite comme un plagioclase, d'où une inévitable distorsion du mode calculé par rapport au mode granitique d'origine. Par comptage de points, il a été possible d'estimer le mode de quelques blastomylonites prélevées dans le corps principal de Randa. La moyenne livre le résultat suivant:
Qtz (30%); Mi I et II (10-15%); Ab.éch. (10-15%); Ab II (35%); Micas blancs (10-15%); Epidotes sl. (<5%).

3.2.2. Les entités œillées

3.2.2.1. Les parties centrales reliques

a. Microcline I perthitique et ses substituts

Caractérisation: Microcline I, à l'origine monocristallin, de type intermédiaire à maximum, maclé Carlsbad, plus rarement quadrillé selon le système conjugué Albite-Péricline; cette association prévaut toujours dans les zones et franges microclinisées ou blastiques réactionnelles.
Composition: généralement homogène, ne traduisant aucun zonage significatif: Or 83-97 Ab 0-16 An 0-4 (proportions atomiques normées) avec Or95 Ab4 An1 comme composition moyenne – (fig. 14.a).

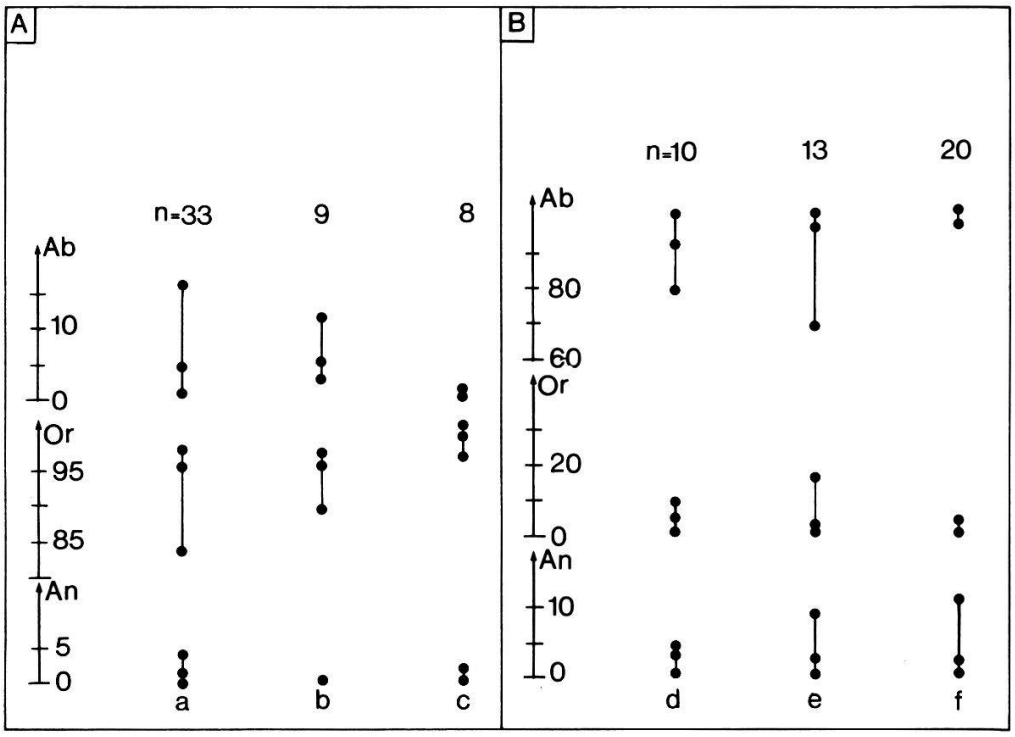


Figure 14. – Composition des feldspaths alcalins (analyses par XRD et microsonde), en % pondéral, (pt. médian = moyenne).
a: Microcline I rélictuel; b: antiperthites dans l'Albite en échiquier; c: Microcline II alpin (néoformation et/ou recristallisation); d: Albite en échiquier mégaclastique; e: macroperthites dans le Microcline I; f: Albite II néoformée.

Structure: triclinique exprimée par un indice de triclinicité (△ de GOLDSMITH et LAVES, 1954b) compris entre 0,65-0,95; indicateurs complémentaires t1m (max) = 0,12 et t2o + t2m = 0,1 – (fig. 15.a, 16, 17 et 18). La mesure quasi ponctuelle du -2Vnp par platine universelle permet d'exprimer l'hétérogénéité de la structure: $64 \leq °2Vnp \leq 88°$ avec 81° comme moyenne (n = 23) (fig. 15.b). De plus l'indicateur de normalité △a(Å) de STEWART et WRIGHT (1974) est compris entre +0,2 et −0,12, ce qui marque une anomalie de structure probablement due d'une part à l'inversion monoclinique/triclinique et d'autre part aux contraintes mécaniques supportées par le monocristal (fig. 19). On observe à ce propos que le substitut deutérique et/ou syncinématique du Fe.K, à savoir l'albite en échiquier présente une maille cohérente avec un △a(Å) compris dans les limites de normalité ±0.05 (fig. 19).

Perthites: en fait le Microcline I est lardé de perthites *s.l.* dont on peut sérier les types suivants:

– Macroperthites de type rubans anastomosés (type e de SPRY 1969), parfois maclées selon la loi de l'Albite; elles joignent en général la bordure albitique du mégafeldspath hôte. Composition: Ab 98 An 2. Largeur: 50-200μ. La figure 14.e livre les compositions des perthites *s.l.*

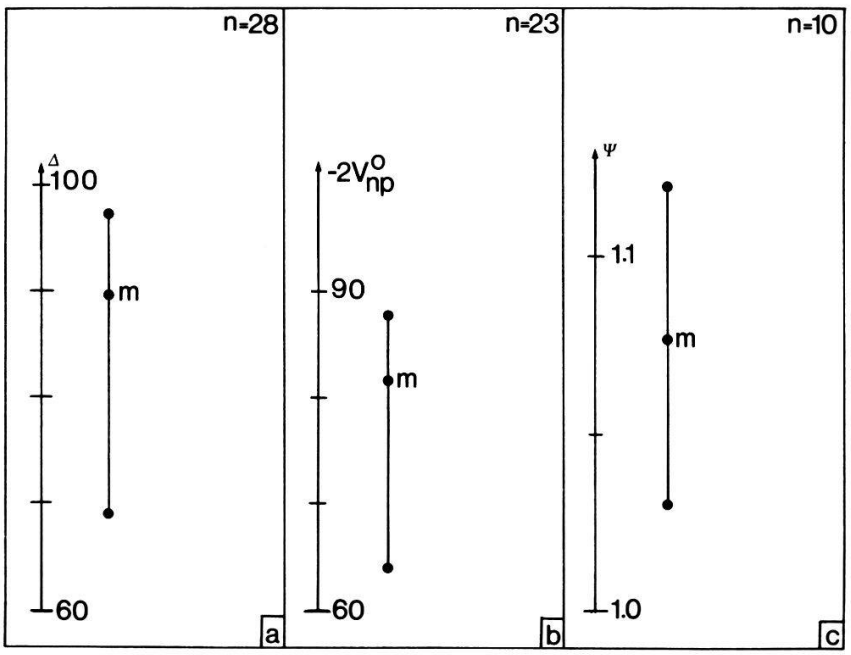


Figure 15. – Données cristallographiques et optiques sur les feldspaths alcalins.
a: indice de triclinicité de GOLDSMITH et LAVES (1954) du Microcline I.
m: moyenne,
b: mesures quasi ponctuelles de $-2Vnp$ par platine universelle au sein du Microcline I.
c: ($1\bar{3}1$-131) CuKalpha1 dans l'Albite en échiquier mesuré par XRD.

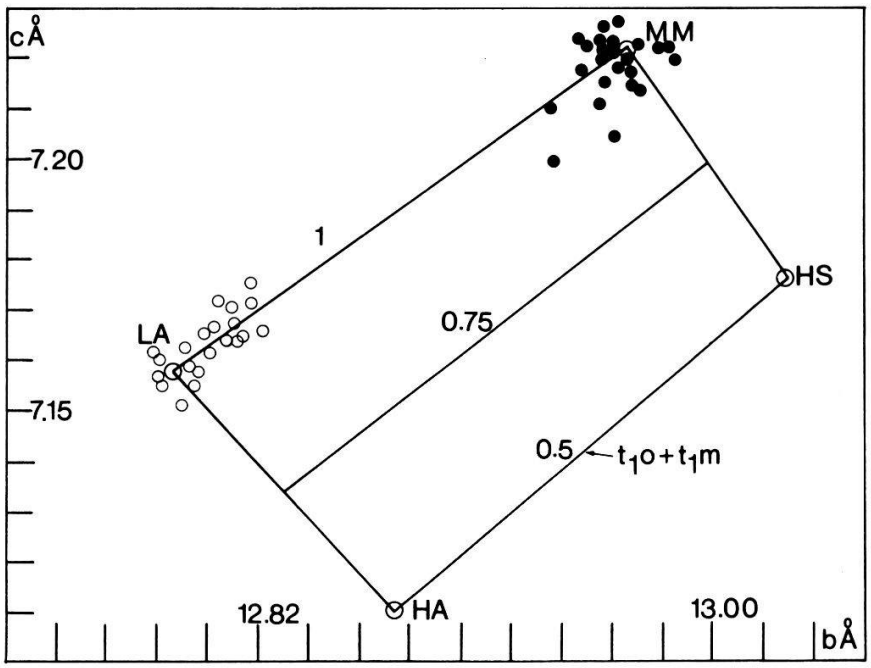
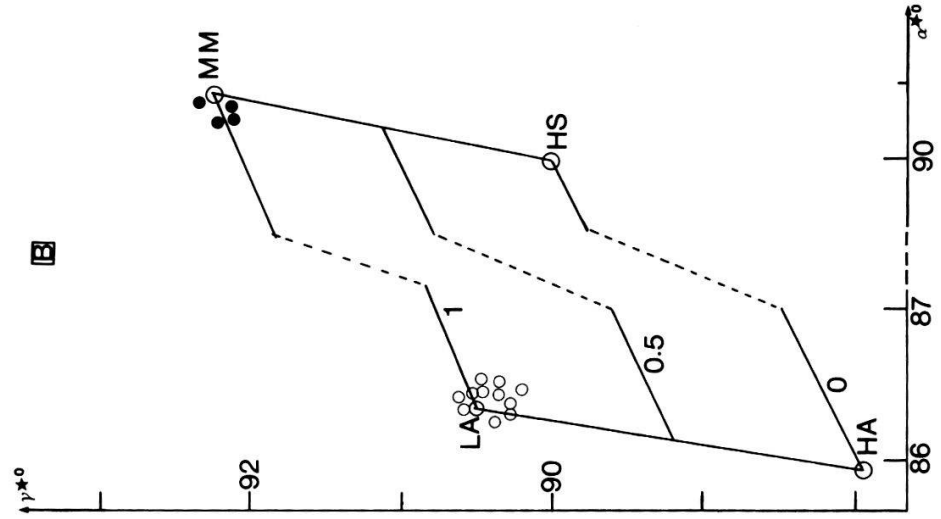


Figure 16. – Distribution de Al^{3+} dans les sites tétraédriques T1o et T1m (somme).
MM: maximum microcline; LA: low albite; HS: high sanidine; HA: high albite.
En cercles noirs: Microcline I; en cercles vides: Albite en échiquier.



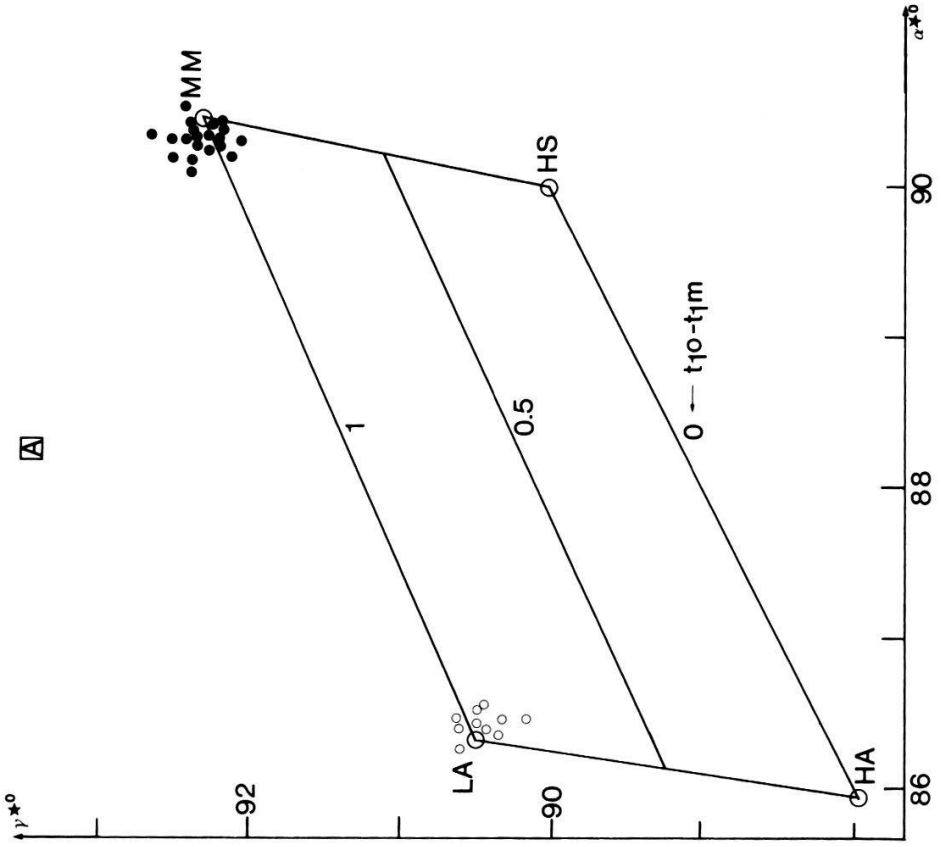


Figure 17. – Distribution de Al^{3+} dans les sites tétraédriques T1o et T1m (différence). (mêmes abréviations que dans la fig. 16)
A: Feldspaths alcalins des GO. du corps principal de Randa.
B: Feldspaths alcalins des GO. des apophyses frontales.

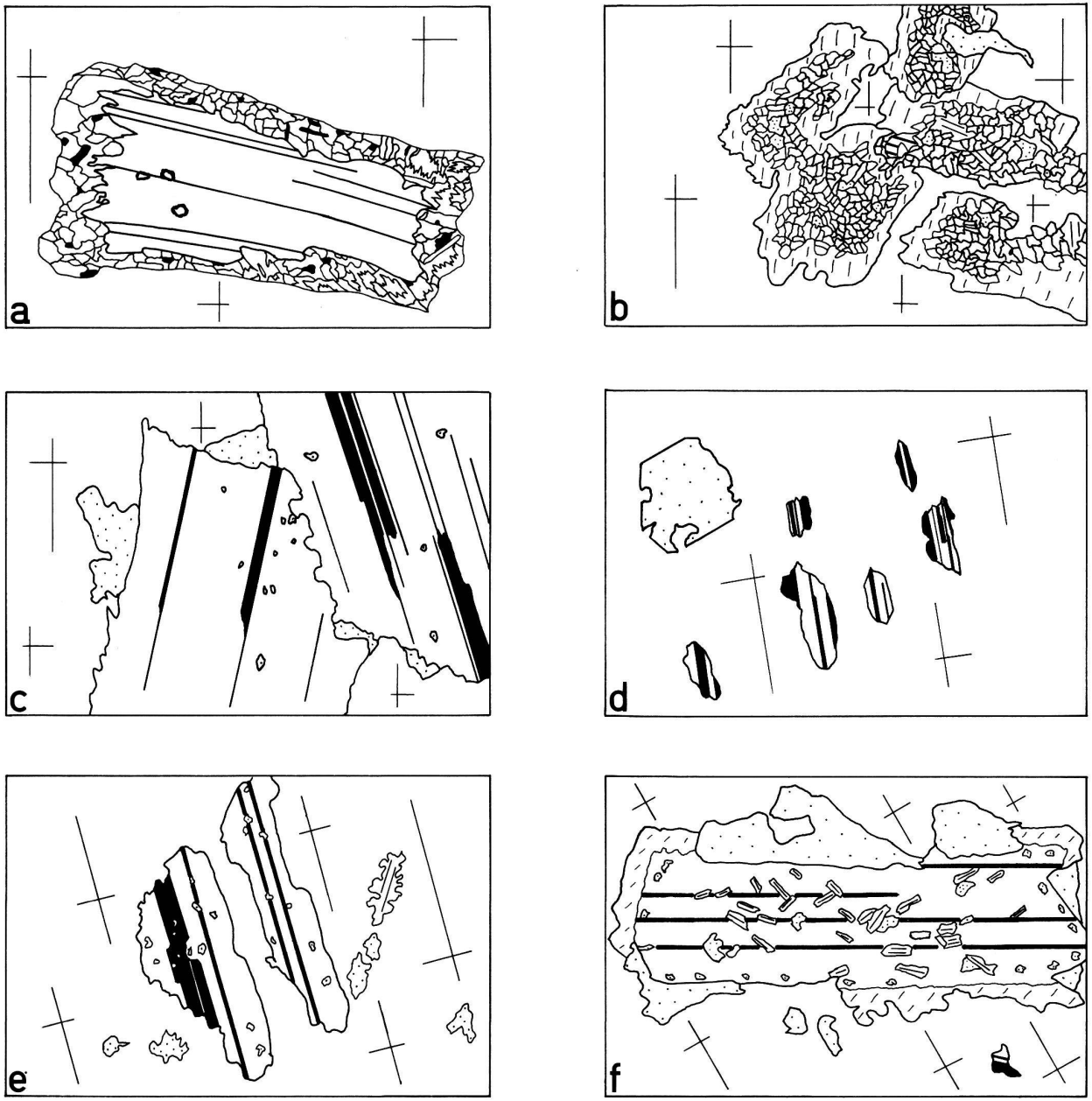


Figure 20. – Inclusions primaires (magmatiques *s.l.*) du Microcline I.

a: Biotite I dentelliforme deutérisée en muscovite, sphène et Ti-oxydes; sertis de noir: zircons métamictes. Gr. × 40.

b: Plagioclases I muscovitisés au cœur et albitisés en bordure. Gr. × 25.

c: Jumelage de deux Plagioclases I simulant une synneusis. (En pointillé: joints de quartz) Gr. × 50.

d: Inclusions primaires orientées de Plagioclase I; à noter leur morphologie résorbée. A gauche en haut, un quartz magmatique subhexagonal corrodé. Gr. × 10.

e: Inclusions primaires orientées et résorbées de Plagioclase I, pigmentées de micro-quartz. Gr. × 25.

f: Plagioclase I partiellement muscovitisé au cœur et sertie d'une bordure réactionnelle d'albite (traits) et de quartz (pointillé). Gr. × 40.

(Pour plus de détails, se reporter au texte).

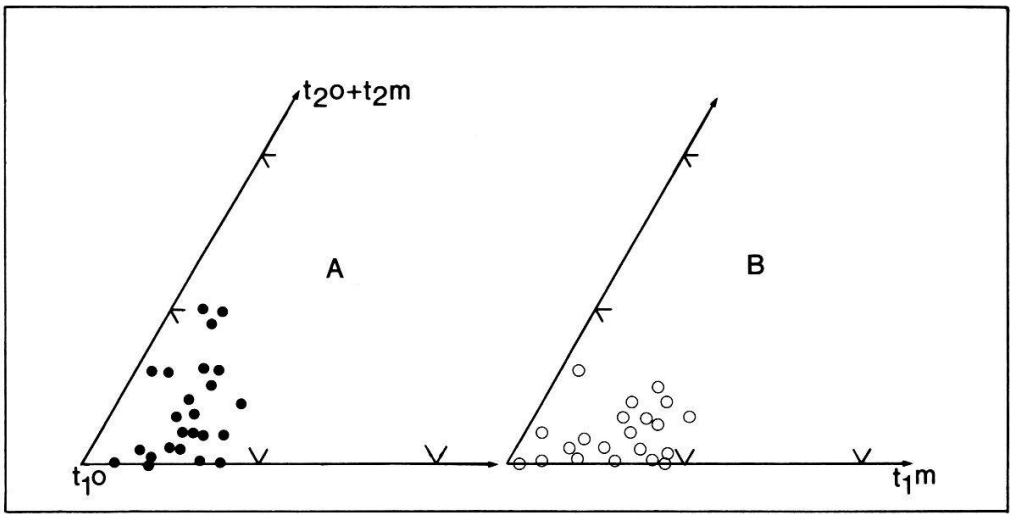


Figure 18. – Distribution de Al^{3+} dans T1o, T1m et T2.
A: Microcline I; B: Albite en échiquier.

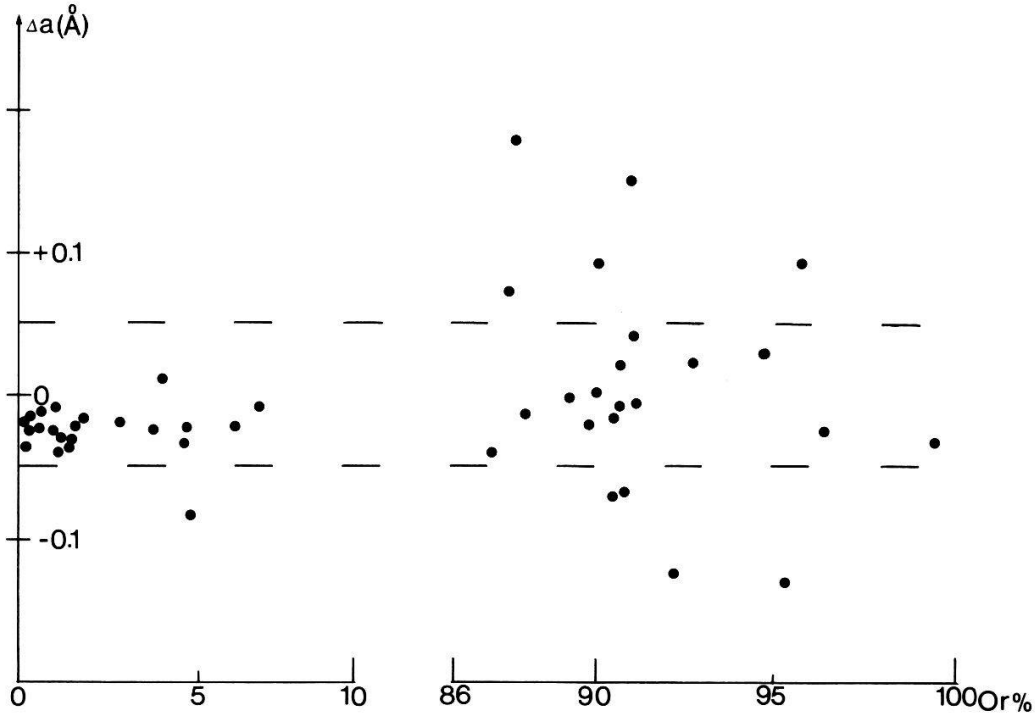


Figure 19. – Valeurs du «strain index» Δa(Å) de STEWART et WRIGHT (1974). A gauche: Albite en échiquier; à droite: Microcline I.

– Macroperthites de type vermiculaires réticulées ou flammées (type h et i de SPRY) concentrées vers l'écorce du mégacristal. Mêmes maclage, composition et dimension.

– Perthites type plaques, maclées selon la loi de Carlsbad, sans orientation préférentielle, distribuée aléatoirement au sein du mégacristal. Ce type rappelle la cleavelandite décrite par LAVES et SOLDATOS (1963). Composition Ab100.

– Perthites de contours, type «ring-patch» (AUGUSTITHIS 1975), soulignant des bords reliques de croissance du mégafeldspath hôte. Composition Ab100.

– Probables perthites d'exsolution, fines et régulières, selon un réseau plus ou moins perpendiculaire par rapport à la trace de la macle de Carlsbad. Par XRD, composition calculée par la position de −201: Ab 95-100.

Inclusions: le Microcline I est fortement poecilitique; on entend par inclusions l'ensemble des phases susceptibles d'être antérieures ou synchrones de la cristallogenèse du feldspath alcalin primaire. On peut répertorier la paragenèse d'inclusions suivante:

Plagioclase I – Qtz I – Muscovite I – Biotite I – Zircon

Plagioclase I: il s'agit d'inclusions primaires (de type FRASL 1954) souvent orientées préférentiellement par rapport au mégafeldspath hôte (fig. 20. d et e); elles sont parfois disposées selon des zones concentriques mimant des bords relictuels de croissance dudit mégacristal. De plus, elles sont en général alignées selon les clivages (001) et (010) du Microcline I. On observe ainsi de manière constante que 2 ou 3 inclusions plagioclasiques se trouvent être parallèles comme si elles avaient été parallélisées par un processus commun (face en croissance de l'hôte, film intergranulaire tardimagmatique, etc).

Leur maclage complexe est du type 3 et 4 selon GORAI (1951) et témoigne d'une origine magmatique. Leur morphologie est contrastée (idiomorphe, corrodée, résorbée, ovalisée) traduisant une histoire polyphasée. Affectés d'une altération deutérique caractéristique, elles montrent une muscovitisation centrale et une albitisation de bordure (fig. 20.b et e). On trouvera dans les figures 21 et 22 la composition de cette muscovite.

Les inclusions plagioclasiques I regroupées en agrégats (2 à 8 plages) suggèrent davantage une texture de type synneusis (VANCE 1969) qu'une intercroissance épitaxique ou une croissance simultanée de cristaux qui finissent par se jumeler. Ceci demeure conjectural, au vu en particulier de la ligne ondulée de suture (fig. 20.c) qui contredit quelque peu la découpe prétendue rectiligne des sutures de synneusis. Toutefois ces agrégats primaires traduisent sans nulle doute une croissance en milieu «liquide», donc magmatique, quelque soit le mode de jumelage.

A noter enfin une intime collusion entre ces inclusions et le quartz, soit en gouttes internes soulignant des bords rélictuels de croissance, soit en cristaux xénomorphes, d'équiorientation optique qui sertissent le plagioclase I – (fig. 20.f).

Leur composition non zonaire est comprise entre An 3-17.

Quartz I: il convient de distinguer le quartz dihexaédrique de première génération (HT°) plus ou moins corrodé (fig. 20.d) du quartz graphique et du quartz symplectiquement associé à la muscovite. Quel que soit le mode spécifique de genèse de ces habitus et associations, ils témoignent tous d'un

milieu ortho- à tardi-magmatique et confortent l'opinion selon laquelle la genèse du mégafeldspath hôte est aussi magmatique. De plus on observe de nombreux microquartz de forme énigmatique (triangulaire, cornée, pointue, en demi-lune, etc) et dépourvus d'extinction roulante qui sont disséminés uniformément au sein du mégaclaste.

Biotite I: rétromorphe, pseudomorphosée parfois totalement par une association type de l'altération deutérique: muscovite-rutile-sphène-oxydes de Ti; de très nombreux zircons métamictes, à l'origine stockés dans la biotite, y sont associés. La biotite dentelliforme (fig. 20.a) est sertie par de la muscovite et des zircons disposés en mâchoire. Ces inclusions de biotite brun-rouge sont particulièrement abondantes dans les mégafeldspaths des gneiss œillés de Randa 2.

Muscovite I: soit en inclusions indépendantes (muscovitisation deutérique du feldspath alcalin primaire), soit en inclusions dans les inclusions de plagioclases I, soit en association symplectique avec le quartz, de préférence en bordure du mégafeldspath hôte.

Zircon I: une étude en cours sur la typologie du zircon selon la méthode de PUPIN (1980) des gneiss œillés de Randa fournira la matière d'une note ultérieure. D'une manière très simpliste, on se limite à mentionner la présence de trois catégories de zircon au sein du Microcline I, à savoir:

- zircon idiomorphe (prisme allongé bipyramidé) et monophasé,
- zircon subidiomorphe, à pointe émoussée et monophasé,
- zircon très métamicte, xénomorphe, lié à la biotite I,

La matrice livre les mêmes tendances morphologiques.

Ecorces, franges blastiques, substitutions: le Microcline I, hormis les inclusions relictuelles mentionnées ci-dessus, présente à sa bordure et dans ses discontinuités (veines de tension) de multiples phénomènes de corrosion, substitution, blastèse parmi lesquels on peut sérier les catégories suivantes:

- frange d'accroissement blastique de microcline II finement moiré et non perthitique (Or 98, microcline maximum),
- frange d'accroissement blastique d'albite II, maclée selon la loi de l'Albite ou selon des macles fusiformes de déformation,
- substitution totale (5% des cas), partielle ou séléctivement selon les discontinuités par de l'albite en échiquier; cette substitution peut se produire soit précocement au stade deutérique (GUITARD 1970), soit à la faveur d'une déformation plastique par tronçonnage; pour notre part nous penchons pour un remplacement syncinématique, favorisé par la composition très albitique du plagioclase matriciel. Il convient de rappeler que la typologie des macles de l'albite en échiquier résulte par mimétisme de celles du microcline et qu'elle ne saurait se développer sans support triclinique préalable. Sa composition est comprise entre Ab 80-98 Or 0-10 An 0-4, avec une moyenne représentative de Ab 92 Or 4 An 4; elle s'approche de la structure idéale de la Low Albite (fig. 14.d, 15.c, 16, 17, 18 et 19. La substitution

complète est en particulier achevée dans les apophyses frontales (Randa 1 et 2) des gneiss œillés de Randa en raison d'un régime de déformation plus intense que dans le corps principal; cette déformation, inclus la cataclase, favorisant la remobilisation de la phase fluide qui joue le rôle du catalyseur prépondérant de ladite substitution,

– écorce relictuelle plagioclasique, pseudo-rapakivi: dans le cadre du dépistage d'une hérédité pré-métamorphique, la mise en évidence d'une écorce «rapakivi» présente un interêt primordial étant donné la signature génétique que livre cette écorce. L'observation montre, notamment dans l'apophyse frontale supérieure de Randa 2, que des mégafeldspaths ovales ou quadrangulaires sont sertis d'une bordure plus ou moins discontinue de plagioclases en mosaïque (max. An 13), localement séricitisés, muscovitisés ou saussuritisés. Il est sans doute abusif d'affirmer qu'il s'agit en l'occurrence d'un contexte rapakivi, mais il y a lieu de prétendre que cette écorce est primitive (=cogénétique du mégafeldspath alcalin primaire) et qu'elle ne doit pas être considérée comme une blastèse ou une substitution acquise.

Les veines de tension: généralement orientées selon (001) et subsidiairement selon (100) du mégafeldspath hôte; on assimile la texture propre aux veines de tension à celles résultant de la déformation paracristalline avec tronçonnement (BARD 1980). On y note une croissance syncinématique par extensions incrémentales de quartz II et d'albite II maclée polysynthétiquement qui dessinent parfois des peignes orientés perpendiculairement au plan de fracturation, caractéristiques des cristallisations syntaxiales. Parfois l'albite néoformée traverse la veine de part en part, en continuité épitaxique par rapport au mégafeldspath hôte.

b. Autres mégaclastes reliques: Quartz I et Plagioclase I

Quartz I: en partie centrale, il constitue des nodules plus ou moins lenticulés (2-20mm × 1-5mm), souvent monocristallins, parfois fragmentés et granulés dans les bords, étirés // à S1 et aplatis selon le plan de rubanage. Aucune morphologie «dihexaédrique à éclat opalescent bleuté» (quartz phénocristallin de HT° décrit par LJUNGGREN (1954) et GUITARD (1970)) n'a pu être mise en évidence de manière indubitable; toutefois de nombreux monocristaux subhexagonaux sont sans nul doute des reliques et pourraient dériver d'une origine magmatique. A cela s'ajoute parfois la présence d'une découpe concave qui rappelle des figures de golfes corrodés typiques des phénocristaux. Le quartz I, suivant les degrés subis de déstructuration et de restauration, montre d'abord des figures de translation et de glissement (=lamelles de déformation à extinction roulante), puis, par flexuration et polygonalisation, il se trouve décomposé en petits grains engrenés à contours indentés (=quartz en ruban). Ces derniers présentent également des extinctions onduleuses ce qui prouve que la déformation s'est poursuivie après cette polygonalisation. La restauration naissante,

marquée par la texture polygonale à points triples, n'a pu être observée que dans certains individus «abrités».

Plagioclase I ?: à de rares reprises, on observe des méga-albites (An 2-4, ∅ 1 cm) fraîches, maclée Albite. Dépouvues d'antiperthites et de zonage, elles pourraient dériver soit d'une porphyroblastèse antécinématique soit, par recristallisation, d'un plagioclase relique. Il est toutefois possible d'affirmer que ce type d'albite n'est pas cogénétique de l'albite II matricielle et qu'elle ne résulte pas d'un processus d'albitisation syn- à post-cinématique.

3.2.2.2. Les zones abritées

A leur propos, il convient de ne faire que quelques remarques de synthèse:

– Ces zones sont constituées par deux populations distinctes de minéraux agencés selon une texture granoblastique: 1) des fragments arrachés au mégaclaste central (Mi I, Ab.éch, Qtz I), 2) des minéraux recristallisés ou néoformés (Mi II, Ab II, Qtz II, Phengite II, Biotite II, Calcite, Chlorite).

– La dimension des grains au sein de la zone abritée est de manière générale supérieure à celle de la matrice.

– La dimension et la forme d'une zone abritée sont fonction à la fois de la taille du mégaclaste (DEBAT 1974) et de son orientation par rapport au plan de rubanage.

3.2.2.3. Les zones d'entraînement

Une zone d'entraînement apparaît de manière optimale dans les conditions suivantes: 1) rapport $M/M+m$ élevé avec M = volume d'un mégaclaste et m = volume de la matrice, 2) $\beta > 50°$ avec β = angle entre [001] et S1. Ceci signifie que plus un mégaclaste est morphologiquement anisotrope (longueur $\gg$ largeur) et plus il est discordant, plus on observe le développement de deux zones d'entraînement dissymétriques. Les minéraux constitutifs de ces zones sont bien sûr des fragments arrachés, puis étirés, du mégaclaste central. Parfois ces fragments recristallisent en fragments équidimensionnels et peuvent conduire à des croissances syntaxiales (surtout au sein du quartz).

3.2.2.4. Liseré synschisteux

Les mégaclastes sont systématiquement moulés par des liserés de trois types:

– Liseré mixte quartzo-phengitique,
– Liseré monogénique, soit quartz en ruban, soit phengite II,
– Liseré composite: épidote *s.l.*-allanite-sphène-opaques.

Ce sont ces liserés qui, à la faveur d'une fracture, s'introduisent dans le mégaclaste en y dessinant une schistosité pénétrative (fig. 8.c).

3.2.3. La matrice

On décrira plus brièvement les minéraux de la matrice car, hormis quelques phases reliques (Muscovite I, Biotite I, Allanite, Zircon), ils résultent tous du métamorphisme alpin et ne présentent donc guère d'intérêt dans la perspective de ce travail. On trouvera dans THÉLIN (1983) une description plus exhaustive.

Le mode estimé de la matrice est le suivant (à titre indicatif):

Microcline II <5% – Albite II 20% – Quartz II 40% – Muscovite I <5% – Phengite II 10-15% – Biotite I (si présent) <1-2% – Biotite II 5% – Epidotes (pistachite, clinozoïsite à bordure de pistachite, allanite) 5% – Carbonates (calcite et carb. de Fe) (si présent) 3% – Chlorite – Accessoires – Opaques. Rétromorphoses communes de l'épizone: séricitisation, saussuritisation, chloritisation, albitisation, carbonatisation.

Le tableau 2 présente les compositions représentatives des micas présents dans les gneiss œillés de Randa, de plus les figures 21 et 22 illustrent la diversité de composition des micas blancs et démontrent la coexistence d'une muscovite relique et d'une phengite néoformée. Le tableau 3 résume la chronologie de la paragenèse globale en séparant d'une part les minéraux reliques (présumés magmatiques) et d'autre part les phases néoformées et/ou recristallisées.

Composition représentative des micas

Formules structurales:

Muscovite I:

$(Na_{0.07}\ K_{1.77})_{1.84}\ (Al^{VI}_{3.16}\ Fe^{t}_{0.33}\ Mg_{0.5}\ Ti_{0.06})_{4.05}\ (Al^{IV}_{1.25}\ Si_{6.75})_{8}\ O_{22}$

Phengite II:

$(Na_{0.02}\ K_{1.95})_{1.97}\ (Al^{VI}_{2.91}\ Fe^{t}_{0.7}\ Mg_{0.5}\ Ti_{0.01})_{4.12}\ (AL^{IV}_{1.2}\ Si_{6.8})_{8}\ O_{22}$

Biotite I:

$(Na_{0.01}\ K_{1.82})_{1.83}\ (Al^{VI}_{0.43}\ Fe^{t}_{2.52}\ Mg_{2.68}\ Ti_{0.30})_{5.93}\ (Al^{IV}_{2.45}\ Si_{5.55})_{8}\ O_{22}$

Biotite II:

$(Na_{0.02}\ K_{1.78})_{1.80}\ (Al^{VI}_{0.27}\ Fe^{t}_{2.86}\ Mg_{3.17}\ Ti_{0.12})_{6.42}\ (Al^{IV}_{2.61}\ Si_{5.39})_{8}\ O_{22}$

Tableau 2. – Composition structurale des micas. (Analyse par microsonde).

RELIQUES MAGMATIQUES	Métamorphisme alpin			
	syncinématique		postcinématique	
	RC	NF	NF	RT
Feldspath alcalin +inclusions primaires plagio,bt,mu,qtz +altérations deutériques	Mi I Ab éch.			
	<-----Mi II----->			
Plagioclase I et Albite		Ab-Ol II	Ab III	Albiti- sation
Quartz I dihexaédrique	<-----Qtz II----->		Qtz III	
Biotite I brun-rouge (muscovitisation)		Bt II verte		
Muscovite I		Ph II		Séricitisation
		Ep Chl II Gr(al) Rt-Le-Sph Op(Py-Mg)	Chl III	Chloritisation
			Cal Cc.Fe	Carbonatisation
Accessoires Zi-Ap-All		Ap		

Abréviations: **RC**:recristallisations; **NF**:néoformations; **RT**:rétromorphoses
Mi:microcline; Ab:albite; éch:en échiquier; Ol:oligoclase; Qtz:quartz;
Bt:biotite; Mu:muscovite; Ph:phengite; Ep:épidotes sl.; Chl:chlorite;
Gr(al):grenat à dominante almandin; Rt:rutile; Le:leucoxène; Sph:sphène;
Op:opaques; Py:pyrite; Mg:magnétite; Cal:calcite; Cc.Fe:carbonates de fer indifférenciés, ankérite présumée; Zi:zircon; Ap:apatite; All:allanite.

Ordre présumé de cristallisation au stade magmatique: 1°)Plagio I - Qtz I - Bt I - Zi
2°)Fe.alc(orthomagmatique à subsolidus)
3°)Muscovite et albite(deutérisme)
Muscovite>>Biotite

Tableau 3. – Chronologie de la paragenèse des gneiss œillés de Randa sur la base des données texturales et minéralogiques.

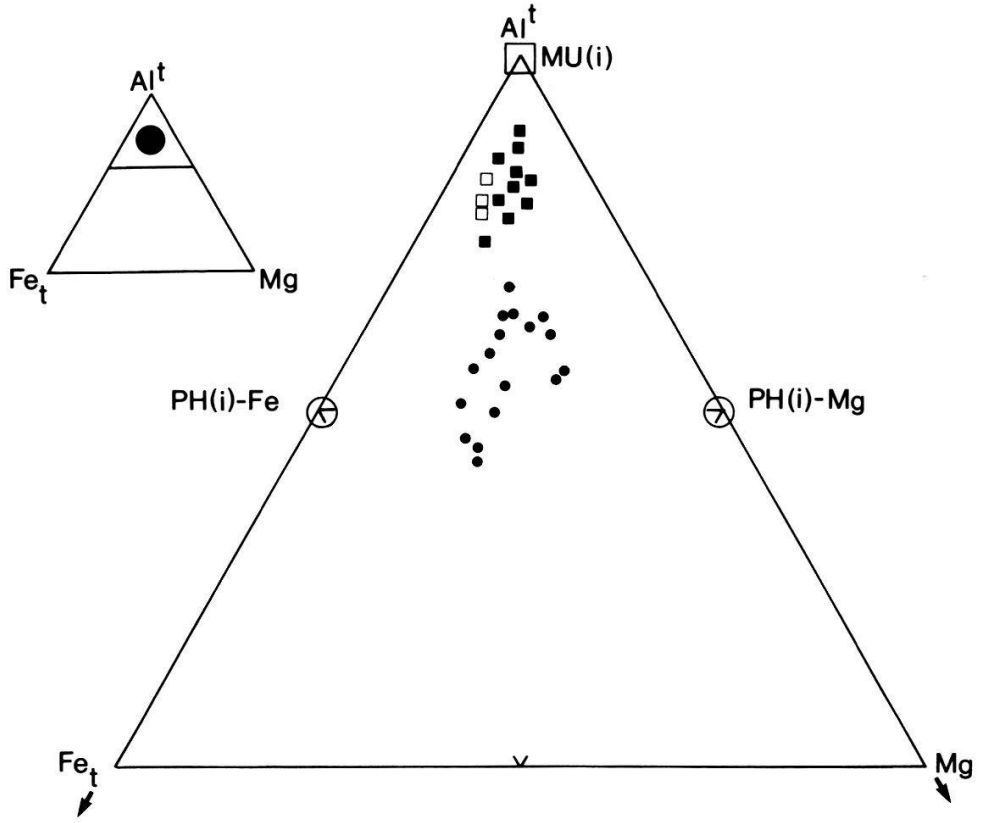


Figure 21. – Composition des micas blancs- diagramme Altot-Fetot-Mg. (Analyses par microsonde).
Mu(i)-muscovite idéale; PH(i) -phengite idéale, Fe-ferrifère, Mg-magnésienne.
Carrés noirs: Muscovite I matricielle; carrés vides: inclusions de Muscovite I dans le Microcline I; cercles noirs: Phengite II alpine.

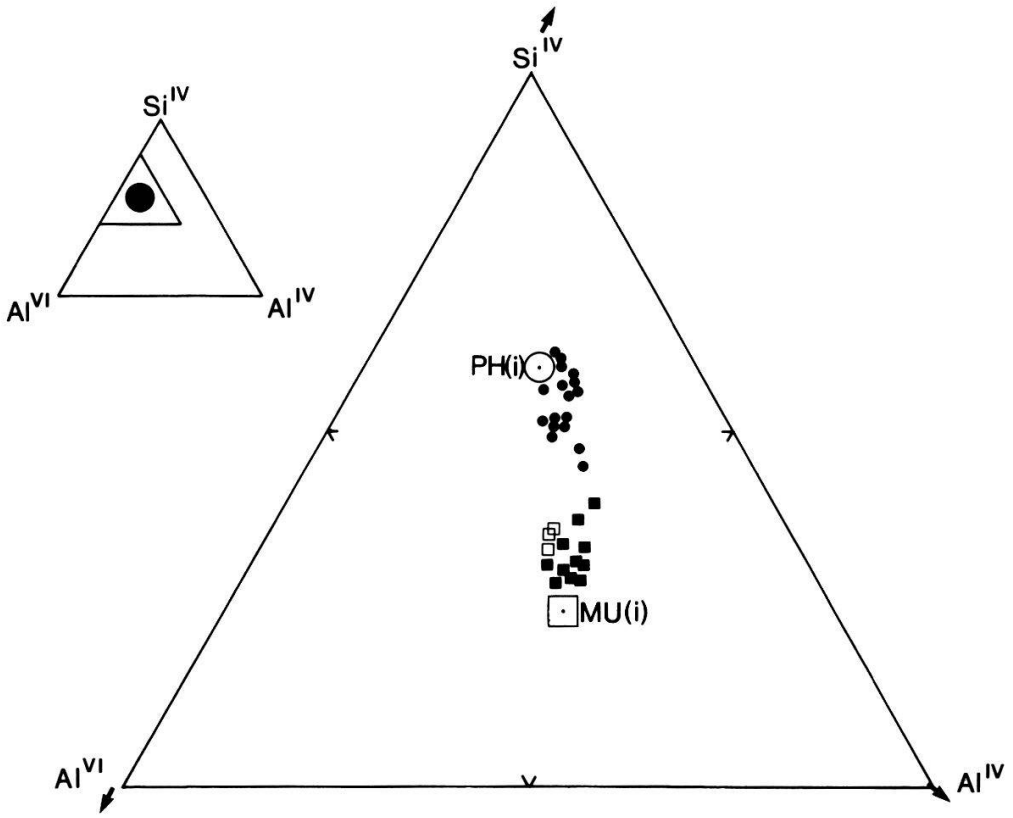


Figure 22. – Composition des micas blancs-diagramme SiIV-AlIV-AlVI.
(Mêmes abréviations que dans la fig. 21.)

Données spécifiques sur quelques minéraux de la matrice:

– Muscovite I: incolore, non pléochroïque, à extinction lamellaire, $0° \leq -2Vnp \leq 12°$; origine deutérique présumée.

– Phengite II: léger pléochroïsme normal vert-clair, $10° \leq -2Vnp \leq 25°$; par XRD: polytype unique 2M1.

– Biotite I: pseudomorphosée partiellement en muscovite-sphène-rutile et pigmentée de zircons métamictes; origine magmatique présumée; pléochroïsme normal brun-rouge (surtout dans GO. Randa 2).

– Biotite II: pléochroïsme vert-brun, fraîche, caractéristique d'un faciès schiste vert élevé.

– Rares micro-grenats frais: composition représentative dans la double représentation ternaire: al 85 spe 5 py 10
gro 40 spe 10 py 50

– Microcline II: en plages xénomorphes, granoblastiques, ⌀ 0.05 mm, jamais maclé Carlsbad, toujours finement quadrillé (Ab-Pé) et moiré, non perthitique; composition homogène Or 96 (fig. 14.c), propriétés optiques homogènes, par exemple: $-2Vnp = 83°$. Ce Microcline se distingue donc fondamentalement du Microcline I relique.

– Albite II: en plages xénomorphes, rarement maclées; composition homogène Ab 98 avec parfois un léger zonage inverse à la bordure An 91 – (fig. 14.f).

– Allanite: caractérisée par un pléochroïsme brun-rouge; en habitus tentaculaire, souligné par des protubérances dentelliformes; parfois poecilitique (inclusions de quartz et biotite I); souvent de grande taille (⌀ max. = 0,7 mm), présumée relictuelle.

3.3. Nature d'origine des mégafeldspaths potassiques

On a souligné plus haut que du point de vue textural et minéralogique c'est par le biais des mégaclastes feldspathiques que l'on peut, en raison de leur compétence relative, espérer mettre en évidence des marqueurs d'origine préservés. On se propose donc de détailler les indices fournis par les éléments suivants:

– données cristallographiques et implications thermométriques,
– la distribution du Ba,
– les inclusions primaires de plagioclases I.

3.3.1. Données cristallographiques et implications thermométriques

Une étude fine du Microcline I par XRD, couplée avec des mesures par microsonde, a été entreprise afin de tenter de répondre, du moins très partiellement, aux questions suivantes:

– Partant du fait établi (MARTIN 1974; PARSONS et BROWN 1984) que le degré d'ordre-désordre Al/Si d'un feldspath alcalin témoigne à la fois des

conditions thermodynamiques de sa cristallisation primaire et de son adaptation à des conditions ultérieures, notamment thermiques, on a tenté de quantifier la métastabilité du Microcline I et de prouver qu'il recèle des reliques de faible triclinicité, voire monocliniques, ce qui tendrait à faire croire qu'il résulte par inversion d'une forme de haute à moyenne température, compatible avec une cristallisation d'origine en milieu granitique.

– Tenter de mettre en évidence des paires feldspathiques reliques, idéalement en équilibre, afin à partir de leur composition de calculer la température d'équilibre et partant la température de cristallisation primaire.

A la suite des travaux pionniers de GOLDSMITH et LAVES (1954 a et b) et ORVILLE (1967), la quantification des propriétés d'un feldspath alcalin par XRD sur poudres a fait des progrès majeurs depuis vingt ans; on se doit de citer les travaux et revues dont nous nous sommes inspirés: WRIGHT (1968), STEWART et WRIGHT (1974), KROLL (1971); KROLL et RIBBE (1983), KROLL *et al.* (1986), RIBBE (1983 a et b, 1984), EGGLETON et BUSECK (1980). Ces travaux ont permis entre autres de quantifier en fonction de la topologie feldspathique la distribution préférentielle de Al^{3+} et Si^{4+} au sein des sites tétraédriques disponibles. On sait par ailleurs que cette distribution est l'expression intime du degré d'ordre-désordre et que ce degré est contrôlé pour l'essentiel par la température. Dans les Alpes, ces méthodes ont été utilisées par BAMBAUER et BERNOTAT (1982), BERNOTAT et BAMBAUER (1982) et HAMMERSCHLAG (1985) afin de situer l'isograde sanidine/microcline.

La mise en œuvre a consisté, à partir de diagrammes sur poudres, de calculer les paramètres de maille raffinés par le programme LATCON, utilitaire bien connu des cristallographes; puis on a calculé divers paramètres (programme FEALC) qui sont listés dans l'appendice 1. Les figures 15, 16, 17, 18 et 19 en donnent une représentation graphique. THÉLIN (1983) détaille le fondement théorique des concepts et équations utilisés.

Les résultats livrent pour l'essentiel les informations suivantes:

Indice de triclinicité: (présumé nul pour une structure C2/m)

– $0.65 \leq \Delta \leq 0.95$ (certains échantillons présentent des pics 131 et 1-31 mal individualisés l'un par rapport à l'autre; ceci témoigne d'une structure «randomly ordered», c'est-à-dire une structure dans laquelle des microdomaines C2/m et C-1 coexistent à très petite échelle au sein du mégafeldspath)

Distribution probabiliste de Al^{3+} et Si^{4+} dans les sites T1O, T1M, T2O et T2M: (cf. KROLL et RIBBE 1983 pour les équations utilisées)

– t1m(max) = 0.12; t2o + t2m (max) = 0.10

– par chauffage («dry heating») (1000°, pendant 5 jours) on a modifié cette distribution comme suit: t1m(max) = 0.31; t2o + t2m(max) = 0.11; cette évolution traduit un «ideal two-step ordering path» au sens de CHERRY et TREMBATH (1979).

Strain index $\Delta a(Å)$ de STEWART et WRIGHT (1974):

– le Microcline I présente souvent un $\Delta a(Å)$ anormal: $> \pm 0.05(Å)$

– l'Albite en échiquier présente un $\Delta a(Å)$ normal.

Parmi d'autres facteurs pouvant conduire à une anomalie de maille, donc de structure, STEWART et WRIGHT signalent les processus suivants: 1) on constate une déformation que dans les associations perthitiques (semi-) à cohérentes et nettement plus prononcées dans les phases potassiques que dans les phases sodiques; 2) la déformation résulte pour l'essentiel des contraintes induites lors du processus d'exsolution et par l'inversion diffusive de la symétrie; 3) cette déformation traduit au sein des phases tricliniques (microcline intermédiaire et maximum) la survivance en îlots de micro-domaines monocliniques métastables.

De ces résultats on peut, en résumé, proposer les interprétations suivantes qui portent à croire que le Microcline I est du point de vue cristallographique une relique complexe, contrairement au Microcline II de la matrice:

– inhomogénéité structurale (ordre Al/Si) de la phase potassique,

– présence d'une association perthitique discrète, semi- à cohérente,

– préexistence et survivance de micro-domaines monocliniques métastables.

La thermométrie «feldspathique» est un domaine qui a fait couler beaucoup d'encre durant la dernière décennie, nourrissant de multiples controverses (STORMER (ST) 1975, POWELL et POWELL (PP) 1977, WHITNEY et STORMER (WS) 1977, BROWN et PARSONS (BP) 1981, PARSONS et BROWN 1984).

On ne souhaite nullement discuter les fondements théoriques de la thermométrie des paires feldspathiques présumées à l'équilibre. HAMMERSCHLAG (1985) détaille ces fondements et compare la validité des divers géothermomètres sur le «marché». En accord avec lui, on considère le modèle de BROWN et PARSONS comme le plus performant, d'autant qu'il repose sur des fondements théoriques très solides (par exemple: le solvus ternaire Or-Ab-An de SECK 1971) et qu'il propose des tests permettant de savoir si la paire feldspathique considérée est à l'équilibre ou non. Il convient d'ajouter que la thermométrie de composition, basée sur N_{An}% dans le plagioclase et N_{Ab}% dans le feldspath potassique, semble fournir une meilleure approximation de la température de cristallisation d'une telle paire que la thermométrie structurale proposée par STEWART et WRIGHT (1974) qui repose sur le degré d'ordre-désordre Al/Si. Idéalement il conviendrait de tenir compte de N_{Or}% dans le plagioclase et de N_{An}% dans le feldspath potassique pour se calibrer sur le solvus ternaire; en pratique c'est très délicat à réaliser. Dans le cadre de notre étude, nous opposons deux paires feldspathiques représentatives, à savoir:

1) une paire relictuelle, considérée à l'équilibre (tests du solvus binaire et du diagramme de SECK):

Microcline I	Or 83	Plagioclase I	An 17

2) une paire «alpine», également à l'équilibre selon ces critères

Microcline II	Or 96		Albite II		An 2
Résultats* à 4Kbar:	ST	PP	WS	BP	
1re paire:	493°	536°	573°	495°C	
2e paire:	330°	389°	399°	325°C	≈ ± 15° par ± 1Kbar

* paramètres de Margule calculés par BROWN et PARSONS (1981)

Ces résultats, qui tiennent davantage de l'estimation que de l'absolue précision, permettent à tout le moins de sérier deux paires thermiques bien contrastées. On peut supposer que la première paire renvoie à une température tardimagmatique ou deutérique, alors que la deuxième paire porte la marque de l'épizone élevée. Il subsiste donc une paire feldspathique contiguë témoignant d'une (re-)cristallisation en milieu non métamorphique.

3.3.2. Distribution du Ba

De très nombreux travaux ont démontré que la quantité de Ba incorporée par les K-mégafeldspaths en milieu granitique est un excellent point d'accrochage pour argumenter quant à l'origine toujours controversée de leur cristallogenèse. On trouve dans EMMERMANN (1969), MEHNERT et BUSCH (1981), LONG et LUTH (1986) l'essentiel des considérations dont nous nous sommes inspirés. L'article marquant de MEHNERT et BUSCH (*op. cit.*) propose à la fois une revue approfondie du problème et un modèle de croissance multiphasée des K-mégafeldspaths à partir d'observations texturales et du dosage quasi ponctuel du Ba par microsonde, notamment dans des mégafeldspaths du granite de l'Albtal en Forêt Noire. Le Ba se positionne dans le site M2+ des feldspaths et son incorporation dépend des conditions du milieu selon les paramètres suivants: variations de température, de viscosité, du régime des turbulences et de la composition de la phase fluide. Ces auteurs ont donc noté que dans un nombre significatif de cas le Ba était stocké en quantités contrastées selon des zones ± concentriques au sein du mégacristal, à savoir un noyau orthomagmatique ($3000 \leq Ba \leq 5000$ ppm), une enveloppe tardimagmatique ($4000 \leq Ba \leq 15000$ ppm), une bordure endoblastique (≈ 1000 ppm Ba) et des infiltrations hydrothermales ($20000 \leq Ba \leq 30000$ ppm). De plus son mode de distribution (linéaire, saccadé, oscillatoire, etc.) n'est pas identique selon la zone considérée.

On a procédé à de très nombreux dosages et profils au sein du Microcline I (// et ⊥ à (010) et l'on présente dans la figure 23 les résultats les plus caractéristiques. On peut observer, notamment sur les profils a et b, les allures suivantes:

– une teneur moyenne élevée en Ba au sein du noyau («core») symétriquement disposée par rapport à la macle de Carlsbad (mc) et distribuée régulièrement ($6000 \leq Ba \leq 8500$ ppm);

– une répartition présentant d'abruptes variations dans la portion intermédiaire («shells») selon des teneurs plus faibles que dans le noyau ($4000 \leq Ba \leq 7000$ ppm);

– une bordure («rim») à plus faible teneur décroissant très fortement (≈ 2000 ppm Ba).

On se doit de souligner que tous les profils n'ont pas la même allure zonaire (fig. 23.c). Toutefois les courbes mesurées dans le Microcline relique des gneiss œillés de Randa concordent à plusieurs reprises avec celles dosées par MEHNERT ET BUSCH (*op. cit.*) et LONG et LUTH (*op. cit.*). Quelle que soit l'exacte signature génétique que traduisent ces profils contrastés, il nous paraît indubitable d'affirmer qu'ils expriment une croissance multiphasée dans des conditions thermiques élevées ($>700°$ pour le noyau et l'enveloppe) et ceci dans un milieu fluide ou subsolidus. Il nous paraît rassurant de considérer que cette distribution chimique d'origine n'a pas été altérée par la recristallisation sous contrainte lors du métamorphisme; par conséquent le dosage du Ba des K-mégafeldspaths d'un gneiss œillé semble être une manière prometteuse d'envisager l'élucidation de leur cristallogenèse primaire.

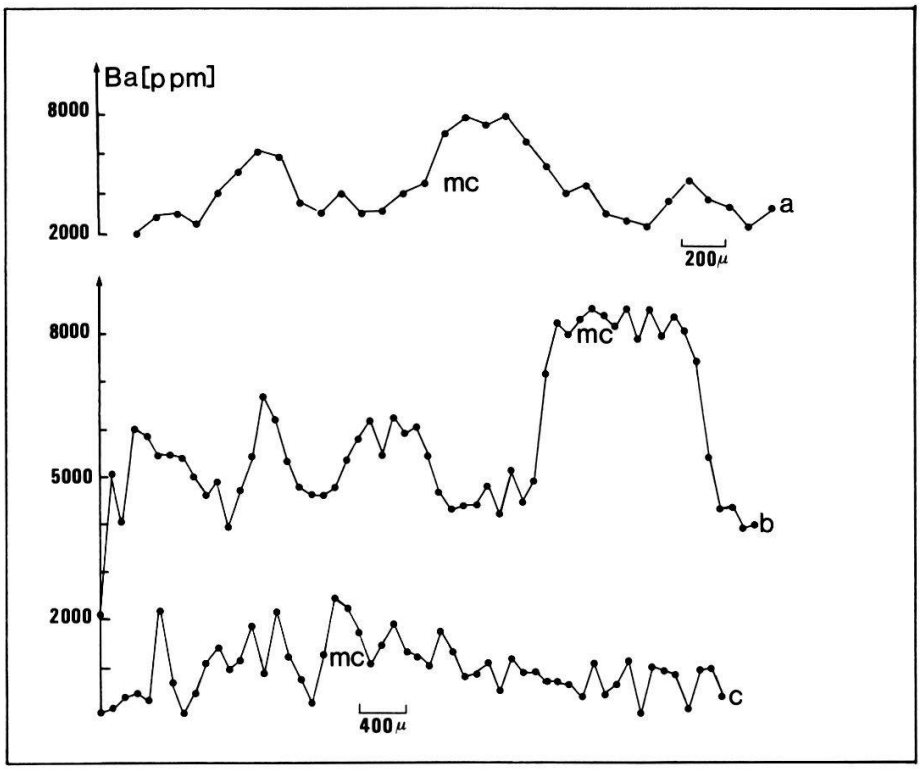


Figure 23. – Profils en Ba dans le Microcline I (perpendiculairement à la trace de la macle de Carlsbad -mc).
(Analyses par microsonde).
(Pour plus de détails, se reporter au texte).

3.3.3. Inclusions primaires de plagioclases I

S'il semble acquis que les inclusions micacées (Biotite I et Muscovite I) sont des inclusions d'origine magmatique, il reste à discuter le cas des inclusions plagioclasiques I orientées. La controverse à leur sujet porte surtout sur les conditions de leur incorporation dans les K-mégafeldspaths. A cet égard on peut résumer les théories possibles comme suit:

1. l'hypothèse magmatique (FRASL 1954, HIBBARD 1965) selon laquelle le K-mégafeldspath s'est développé à partir d'un liquide, a réorienté les plagioclases préexistant selon ses faces en croissance et les a englobés lors de son accroissement rapide;

2. l'hypothèse subsolidus ou endoblastique (DRESCHER-KADEN 1948 et 1969, SMITHSON 1965) selon laquelle les K-mégafeldspaths sont autométasomatiques et se seraient formés dans un milieu globalement solide, finement imprégnés de fluides intersticiels de telle sorte qu'ils auraient réorienté en cours de croissance les composants de la matrice, inclus les plagioclases précoces, grâce à la mince enveloppe (film intergranulaire) de faible viscosité qui les séparait les uns des autres. Pour notre part nous avons observé au sein du Microcline I, comme décrit plus haut, toutes les caractéristiques des inclusions plagioclasiques I dites primaires et ceci tant du point de vue de la morphologie, de la composition, de l'orientation, de l'altération deutérique que du jumelage de type pseudo-synneusis. Ceci nous conduit à conclure qu'il ne fait aucun doute que ces plagioclases sont orthomagmatiques et que le doute ne subsiste que sur les conditions exactes de leur incorporation. Nos observations excluent toutefois une incorporation en milieu métamorphique au sens où le Microcline I dériverait d'une porphyroblastèse.

3.4. Synthèse des critères texturaux et minéralogiques

Les tableaux 3 et 4 (A-B-C) tentent de résumer l'essentiel de nos interprétations, suppositions et conclusions. A l'évidence, hormis les micas reliques et le Quartz I présumé phénocristallin, c'est le Microcline I et ses inclusions primaires qui fournissent les indices les plus sûrs d'une hérédité magmatique. On se doit même de souligner que dans nombre de spécimens ces indices sont remarquablement préservés. La conception du tableau-tryptique 4 doit beaucoup, au niveau du modèle, aux travaux de HIBBARD (1965), SWANSON (1977), CHESNEY (1981), MEHNERT et BUSCH (1981), WINKLER et SCHULTES (1982), SCHULER (1983). Ces auteurs, mis à part les derniers nommés, insistent tous sur la croissance multiphasée des K-mégafeldspaths en milieu granitique, du stade orthomagmatique aux stades subsolidus et deutérique. Nos observations ne contredisent pas ce modèle et on propose de considérer le Microcline I comme un phéno-endoblaste relique qui livre à l'examen minutieux les traces d'une histoire magmatique complexe, typique d'un granite crustal subsolvus et hypovolcanique, affecté par un deu-

térisme prononcé. Le tableau 3 présente en bref l'ordre présumé de cristallisation au stade magmatique *s.l.*; le quartz I, le plagioclase I et la biotite I devant être considérés comme les phases réfractaires et le mégafeldspath potassique comme une phase globalement subsolidus. La muscovite est dominante par rapport à la biotite et suggère un caractère de leucogranite.

4. Données géochimiques

4.1. Buts poursuivis, limites et mise en œuvre

Le recours à la géochimie des éléments majeurs et accessoirement en traces vise deux buts complémentaires:

1. caractériser l'hérédité (ortho ou para) des gneiss œillés de Randa par rapport à des standards-types dont la composition est censée être représentative de chaque hérédité potentielle (granite, granite alcalin, arkose, grauwacke, etc.);

2. en cas d'hérédité ortho démontrée ou nettement suggérée, caractériser la typologie du granitoïde d'origine par rapport aux classifications chimico-minéralogiques les plus récentes ainsi que, corrélativement, le contexte géodynamique de mise en place.

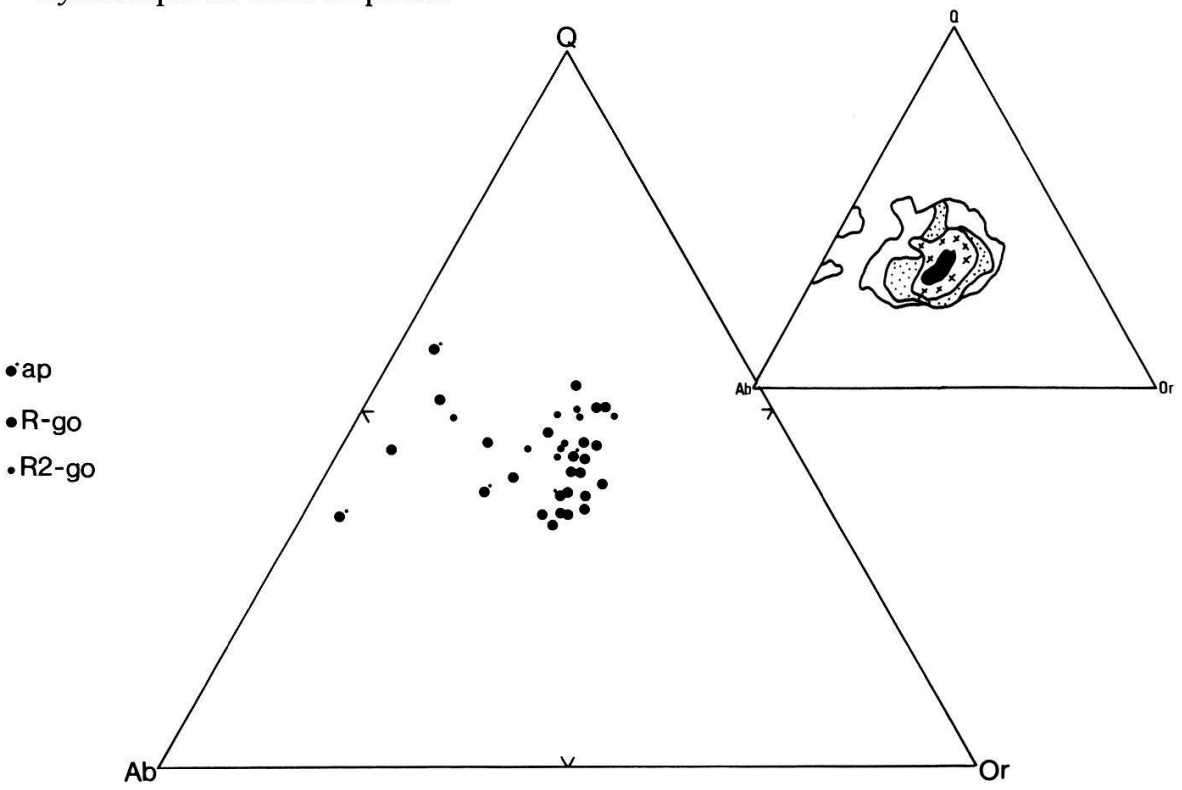


Figure 24. – Diagramme normatif Q-Ab-Or de Winkler et von Platen (1961). A droite en haut, diagramme de fréquence relatif aux granites.
R-go: gneiss œillés du corps principal et de l'apophyse frontale inférieure; R2-go: gneiss œillés de l'apophyse frontale supérieure de Randa 2; ap: méta-aplites et faciès équigranulaires de bordure.

Une telle démarche implique que les effets conjugués de la cataclase et du métamorphisme n'aient pas altéré significativement la composition de la roche d'origine. Selon de nombreux travaux dont ceux de MEHNERT (1969) et LA ROCHE (1975-1976), on considére que le métamorphisme épi- et mésozonal est globalement conservatif, notamment en ce qui concerne TiO_2, Al_2O_3, MgO, SiO_2, Fe_2O_3tot. FONTEILLES (1976) a démontré que le comportement de CaO est au total inerte au sein du faciès des schistes verts, quelque soit son réceptacle (plagioclase, épidote, carbonates); ceci à la condition bien-sûr qu'aucune carbonatation locale ou régionale n'ait affecté les roches soumises à analyse. L'hypothèque la plus grave concerne à l'évidence Na_2O et K_2O; d'autant que dans le cas des gneiss œillés de Randa la substitution (albitisation ou microclinisation) est manifeste. La métasomatose alcaline est un sujet en serpent de mer qui se noie périodiquement dans les flots d'encre déversés à son sujet. Tout le problème, dans la perspective de notre recherche, est de savoir si la feldspathisation observée est globalement isochimique du point de vue de la somme des alcalins ce qui signifierait que la soude disponible se substitue à la potasse et vice-versa, sans apport extérieur ou départ d'alcalins. En tout état de cause, il n'est pas possible de répondre à cette question avec certitude. Tout au plus comme le montrent les travaux de TOURET (1969), GUITARD (1970) et FONTEILLES (1976), on se doit à cet égard et dans l'optique de l'interprétation génétique des compositions chimiques d'adopter la tactique simpliste suivante:

1. Comme le démontre le diagramme de la saturation de l'alumine par les feldspaths (FONTEILLES 1976, THÉLIN 1983 et la figure 25), la somme $Na_2O + K_2O$ permet de discriminer les granitoïdes des sédiments clastiques (matures et immatures); aussi est-il préférable de considérer la somme des alcalins plutôt que des diagrammes dans lesquels Na_2O et K_2O sont dissociés.

2. L'albitisation, donc l'apport de Na_2O, s'accompagne d'une perte quasi stoechiométrique de K_2O, d'où une variation négligeable de la somme des alcalins, de l'ordre de $\pm 5\%$ (THÉLIN 1983, pp. 293-294).

La cataclase proprement dite peut également altérer une composition d'origine. Si les travaux de KERRICH *et al.* (1980), BEACH (1980), ETHERIDGE et COOPER (1981) montrent qu'on est en droit de considérer le processus de destruction mécanique comme globalement isochimique et isochore, il semblerait que les alcalins (Na, K, Rb) et les alcalino-terreux (Ca, Sr) soient les éléments les plus remobilisés dans une mesure qui puisse parfois compromettre une caractérisation d'hérédité. On doit par conséquent s'entourer de prudence lorsque l'on recourt à des diagrammes impliquant de tels éléments.

Il convient enfin de rappeler que le deutérisme (albitisation, muscovitisation, saussuritisation, etc.) peut falsifier la composition-type d'un granite *s.l.* Dans notre cas, il est quasi impossible de tenir compte de cette altération spécifique de composition en l'isolant de celles consécutives au

A	Stade Magmatique	
Paramètres significatifs	Ortho-	Tardi-
Evolution structurale	forme monoclinique stable C2/m →	
T° approximative (re-) cristallisation	950°-850°C pour X_{H2O}=2%	~700°C (~ 50% roche solide)
Evolution morphologique	petits cristaux idiomorphes (formation du noyau "core") —coalescence→	mégacristal idiomorphe croissance saccadée
Dénomination	Phénocristal dans un granite subsolvus	
Altérations	———	———
Blastèses	———	———
Inclusions & Ecorce	- zircon - biotite I - plagioclase I ± orienté (synneusis ou jumelage en milieu fluide) - septa de quartz dihexaédrique ± corrodé	-écorce pseudo-rapakivi -association graphique
Teneur en Ba(ppm)	3000≤Ba≤9000	1000≤Ba≤6000

B	Stade Deutérique Formation d'un phéno-endoblaste
Paramètres significatifs	
Evolution structurale	inversion partiellement réalisée-->microcline intermédiaire avec perthites d'exsolution et apparition du maclage quadrillé (Ab-Pé) et/ou moirage fin
T° approximative (re-) cristallisation	~500° (subsolidus)
Evolution morphologique	croissance médiane("shells") et périphérique ("rim") à découpe subidiomorphe,à contours bourgeonnés
Substitutions	- muscovitisation partielle du K-mégafeldspath -association symlectique quartz-muscovite au dépens du K-mégafeldspath
Altérations	-muscovitisation de la biotite I -muscovitisation du plagioclase I & albitisation de sa bordure -possible albitisation de l'écorce pseudo-rapakivi
Blastèses	-endoblastèse K-feldspathique -frange albitique (écorce)
Inclusions	-quartz en gouttes (résorption partielle du quartz mésostasique) -albite en plaque (cleavelandite?)
Teneur en Ba(ppm)	1000≤Ba≤6000

C	Stade Métamorphique incluant déformation-cataclase-recristallisation-néoformation formation d'un mégaclaste
Paramètres significatifs	
Evolution structurale	inversion complète--->microcline max.(t1o=1) inversion partielle--->microcline intermédiaire
T° approximative (re-) cristallisation	~350°C (1kb)-------->~420°C (10kb)
Evolution morphologique	survivance de l'idiomorphie ou xénomorphisation par déformation-cataclase---->habitus en sigmoïde,ovalisation,assymétrisation par structure de flux,granulation---->déstructuration complète
Substitutions	-albitisation en échiquier -corrosion albitique de bordure -micro- et macroperthites -myrmékites bulbeuses -microclinisation II
Altérations	———
Blastèses	-frange type microcline II non perthitique -frange albitique (≠ échiquier)
Effets de la déformation-cataclase	-réorientation mécanique par rotation externe avec (001) trace de macle de Carlsbad--->// S1 -veines de tension conjuguées selon ≈(001) et (100) avec cicatrisation syntaxiale de qtz-cal-ab-chl -formation de zones abritées et de zones d'entraînement
Teneur en Ba(ppm)	600≤Ba≤1000

Tableau 4. – (Triptyque A-B-C): Evolution du mégafeldspath potassique du stade orthomagmatique au stade postcinématique en passant par les stades subsolidus, deutérique et syncinématique alpin.

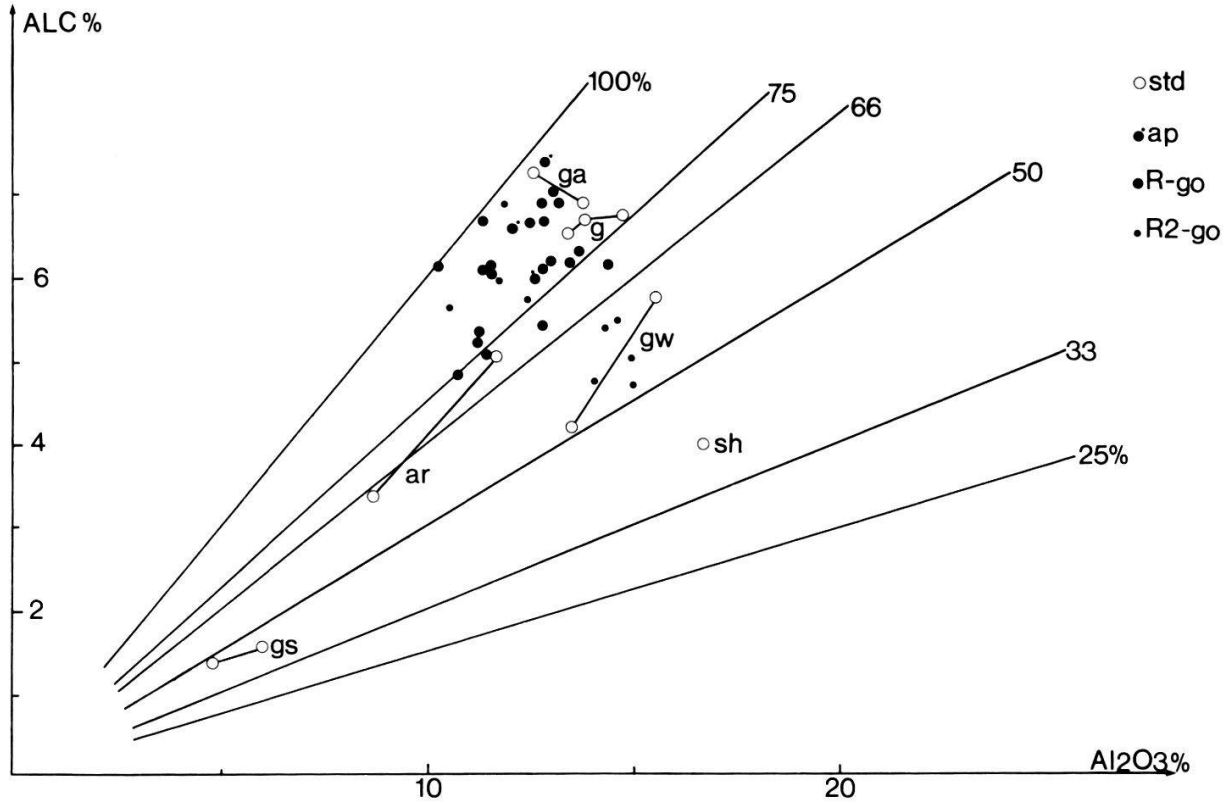


Figure 25. – Diagramme de la saturation de l'alumine par les feldspaths selon FONTEILLES (1976).
ALC% = $Na_2O + 31/47K_2O$ (+ 62/56CaO si CaO > 1%).
Std: standards selon compilation THÉLIN (1983).
ga: granite alcalin; g: granite; ar: arkoses; gw: grauwackes; gs: grès; sh: shales.
(Pour les autres abréviations, se reporter à la fig. 24).

métamorphisme et à la cataclase; toutefois on se doit de la mentionner par souci de rigueur. LA ROCHE (1979), BARRIÈRE et COTTEN (1979) détaillent d'intéressantes considérations sur ces modifications de la composition chimique du fait de l'autométasomatose en milieu granitique.

Dans la mesure du possible on a échantillonné à la fois les roches les plus saines et les plus représentatives des gneiss œillés de Randa *s.l.* en les sériant en trois catégories (analyses – cf. appendice 2):

a. R-gneiss œillés et blastomylonites du corps principal et de l'apophyse frontale inférieure de Randa 1 (n = 14),

b. R2-gneiss œillés de l'apophyse frontale supérieure de Randa 2 (n = 7),

c. AP-faciès de bordure «microgranitique» équigranulaire et aplites d'injection (n = 8).

Les analyses ont été effectuées par XRF à l'Institut de Minéralogie de l'Université de Genève et au Centre d'Analyse Minérale (CAM) de l'Université de Lausanne; THÉLIN (1983) en détaille le processus analytique.

4.2. Les diagrammes d'hérédité pré-métamorphique

C'est l'école française, principalement sous l'impulsion de LA ROCHE (1972, 1974, 1975-1976) et FONTEILLES (1976), qui a proposé de nombreux diagrammes chimico-minéralogiques permettant de discriminer les roches-mères potentielles d'une roche métamorphique. Dans le domaine des roches quartzo-feldspathiques (granitoïdes et sédiments clastiques immatures), ces auteurs ont démontré qu'il existe une différence statistiquement significative entre ces deux hérédités ortho et para. A l'usage, les nombreux diagrammes proposés par ces auteurs suscitent de nombreuses questions méthodologiques et livrent parfois des résultats difficiles à interpréter. On ne se propose pas de discuter ici, dans le cadre d'une étude régionale, de ces problèmes délicats. THÉLIN (1983), par le biais d'une étude à la fois bivariée et statistique multivariée de l'information géochimique, détaille les avantages, les possibilités et les aléas d'une recherche d'hérédité dans le cas des gneiss œillés. En l'occurrence, du point de vue géochimique, le caractère œillé est tout à fait accessoire étant donné son incidence texturale et non compositionnelle, au même titre qu'il n'est pas nécessaire de dissocier la géochimie typologique des granites équigranulaires de celle des granites porphyriques.

Les obstacles principaux que rencontre une telle recherche sont les suivants:

1. Approche statistique bivariée comparative qui entraîne d'une part une utilisation très fragmentée de l'information géochimique (2-5 éléments par diagramme) et d'autre part une comparaison par aire de dispersion des points figuratifs dont il est délicat, dès que le recouvrement «aire-échantillon sur aire-standard» devient partiel ou fortement dissocié, de tirer un enseignement quantifiable et donc significatif, d'où une fréquente ambiguïté au niveau de la qualification d'une hérédité pré-métamorphique.

2. Le fait que les arkoses hyperfeldspathiques recouvrent partiellement l'aire de dispersion des granites *s.l.*; de ce point de vue et d'une manière plus générale, on est en droit de se demander si le fait même de concevoir pour les sédiments clastiques immatures (arkoses, etc.) une identité géochimique, ne serait-ce que statistique, nettement discriminante par rapport à celle de leurs roches-mères, à savoir les granites *s.l.*, revêt un sens relevant du sérieux. On a constaté (THÉLIN, 1983) qu'une approche statistique multivariée fine recourant à l'analyse de grappes, à l'analyse discriminante et à la corrélation multiple autorise un espoir quant à caractériser significativement, l'une par rapport à l'autre, l'identité géochimique des arkoses *s.l.* et des granites.

Ceci étant posé par prudence et rigueur, on présente brièvement les résultats obtenus par le biais de divers diagrammes; les figures 24 et 25 détaillant deux d'entre eux.

	Diagramme	Résultat (hérédité des gneiss œillés de Randa)
SAF	(Saturation de l'alumine par les feldspaths) FONTEILLES (1976)	granite probable (fig. 25)
AM	(Diagramme Al_2O_2:MgO) FONTEILLES 1976	ambigu (granite-arkose)
RT	(Diagramme des roches totales) LA ROCHE (1965)	granite probable
ALN K	(Comportement différentiel de Na,K et Al) LA ROCHE (1972)	granite
SA	(Diagramme des silico-aluminates + indice de basicité) LA ROCHE (1972)	granite
Z	($Al_2O_{23}/Fe_2O_3t + MgO + Al_2O_3$) FONTEILLES (1976)	granite probable
QAO	(Diagramme normatif CIPW Q-Ab-Or) WINKLER et V. PLATEN (1961)	granite (fig. 24)

Ces indications de tendance génétique appellent quelques commentaires:

1. On donne les résultats figurés du diagramme de la saturation de l'alumine par les feldspaths conçu par FONTEILLES (*op. cit.*). Ce diagramme, subtil dans sa conception, montre que si toute l'alumine est dans les feldspaths la saturation est de 100%; par contre si elle est stockée dans les phyllosilicates, la saturation est égale à 33%. De plus cette représentation tient compte des masses molaires respectives de Na_2O et K_2O, voire de CaO si la chaux feldspathisable excède 1%. Ce diagramme utilise de plus la somme des alcalins, globalement invariante, et l'alumine isochimique, d'où le caractère conservatif de cette corrélation. Les positions des standards figurés résultent d'une compilation effectuée par THÉLIN (1983). La faible perte en ALC% par rapport au champ des granites permet d'estimer le lessivage total en alcalins qu'ont probablement subi les gneiss œillés de Randa.

2. On présente également le diagramme normatif Q-Ab-Or qui, même s'il n'a pas été conçu dans une perspective génétique, montre à quel point la concordance entre le diagramme de référence et nos résultats est manifeste.

3. Les gneiss œillés de Randa 2 (apophyse frontale supérieure) montrent au fil des diagrammes une nature géochimique contrastée par rapport à ceux du corps principal; les points figuratifs déterminent à plusieurs reprises une hérédité ambiguë, à mi-chemin des granites et des grauwackes. Cela peut résulter soit d'un processus primaire, mise en place hypovolcanique avec contamination modifiant la composition dans un sens volcano-détritique, soit lessivage de certains éléments (Na, K) et apport de Ca dus au métamorphisme alpin. Pour notre part, nous proposons d'interpréter cette

différence de composition comme un héritage primaire, contemporain de la mise en place, étant donné les disparités structurales et texturales constatées plus haut à propos de cette apophyse frontale supérieure.

Globalement, par-delà les limites de la représentation bivariée de l'information géochimique, l'hérédité granitique des gneiss œillés de Randa est confirmée. L'analyse statistique multivariée (THÉLIN 1983) a abouti avec plus de netteté encore à certifier l'origine magmatique.

4.3. Typologie du granite d'origine

L'hérédité étant déterminée, il reste à caractériser la typologie du granite d'origine (lignée magmatique, contexte géodynamique, caractéristiques chimiques, etc.). Si le diagramme modal (fig. 13) suggère selon la classification de LAMEYRE et BOWDEN (1982) une origine crustale typique des S-granites, il reste, par le biais des récentes classifications de l'école française, à confirmer ou infirmer cette suggestion. Sous l'impulsion à nouveau de LA ROCHE, divers auteurs proposèrent dès 1980 des diagrammes à la fois subtils et faciles à utiliser, reposant sur les éléments majeurs.

La corrélation TiO_2:Zr (fig. 26), isochimique par excellence, montre que les divers faciès du méta-granite de Randa sont cogénétiques, dérivant d'un magma-source unique. On note avec intérêt que ce diagramme livre des résultats presque similaires à ceux présentés par MARRO (1986) sur les granitoïdes du Mont-Blanc, à savoir une faible teneur en Ti des aplites et faciès microgranitiques de bordure et une augmentation quasi linéaire des teneurs dans les faciès plus profonds. On rappellera que cette corrélation a été utilisée avec profit par EMMERMANN (1977) dans le cas des granitoïdes de la Forêt Noire. Ce diagramme nous autorise donc à considérer les gneiss œillés de Randa comme un ensemble typologiquement cohérent, constituant une seule population au sein des diagrammes utilisés par la suite.

4.3.1. Classification normative de STRECKEISEN et LE MAITRE (1979) (fig. 27)

Ces auteurs, suite aux travaux fondamentaux de STRECKEISEN dans le domaine de la classification modale des roches ignées, proposent un diagramme qui corrèle les paramètres Q' et ANOR de la norme moléculaire de BARTH-NIGGLI. Nous disposions de la norme CIPW et nous nous sommes octroyés le droit de l'utiliser au sein dudit diagramme suite au point de vue de HAMMERSCHLAG (1985) préconisant l'usage indifférent de l'une ou l'autre norme dans cette représentation. La classification de STRECKEISEN et LE MAITRE permet d'établir un pont entre la norme et le mode; elle poursuit avant tout un but nominal. Selon les résultats figurés, on constate une concentration des points dans les domaines 3a et 2, typiques des granites calco-alcalins à alcalins. On notera le caractère nettement alcalin des faciès aplitiques et microgranitiques et le caractère subalcalin du faciès porphy-

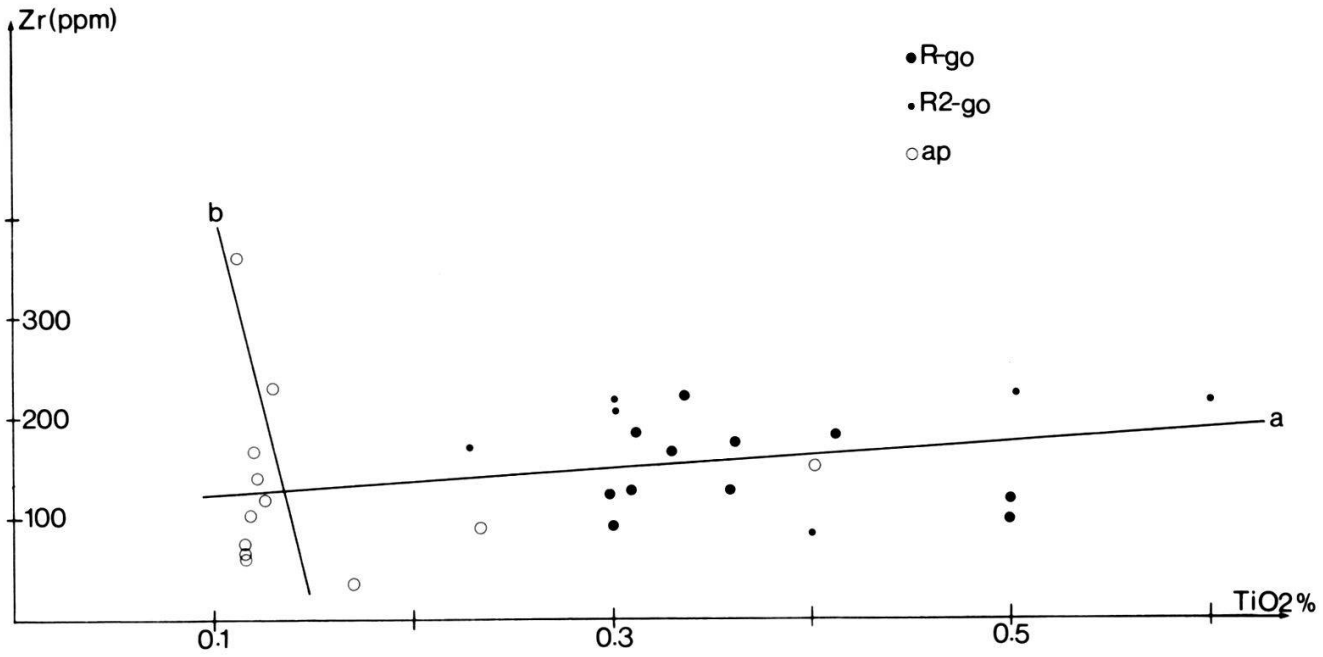


Figure 26. – Diagramme Zr:TiO_2. (Se reporter au texte.)

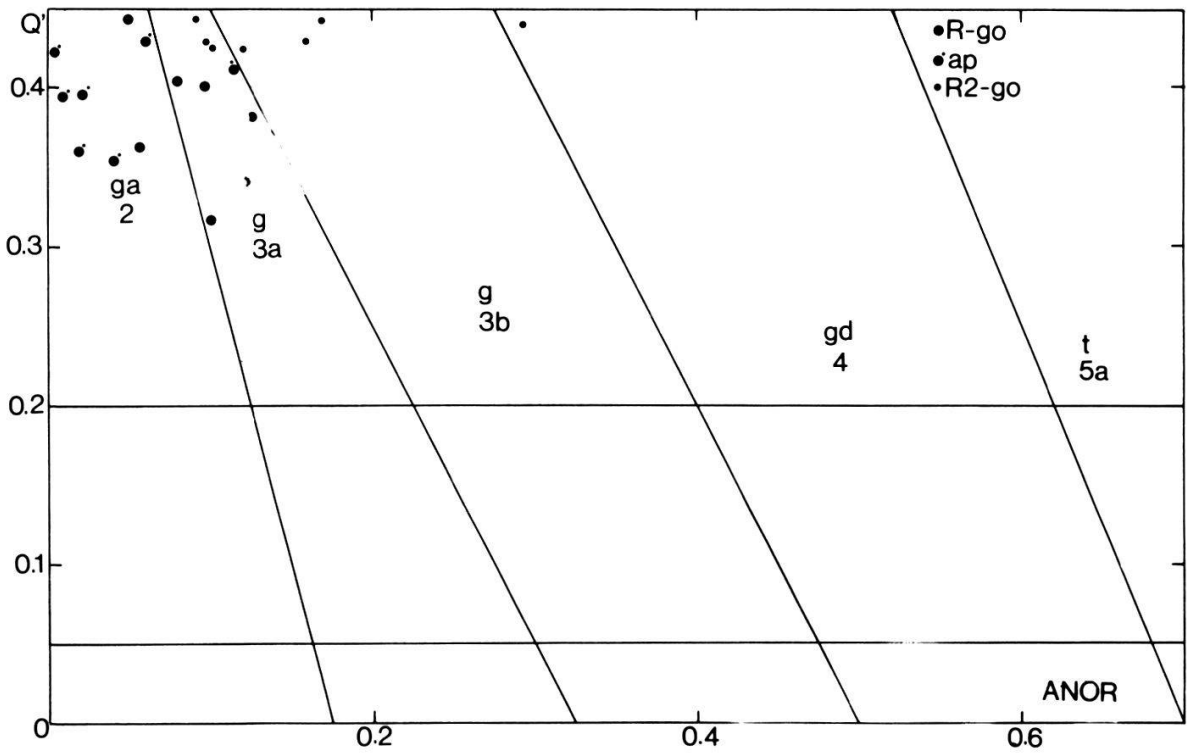


Figure 27. – Diagramme normatif de STRECKEISEN et LE MAITRE (1979).
Q' = Q/(Q + Or + Ab + An) CIPW;
ANOR = An/(Or + An) CIPW;
ga: granite alcalin; g: granite calco-alcalin; gd:granodiorite; t: tonalite.
(Pour les autres abréviations, se reporter à la fig. 24).

roïde. La concordance avec le diagramme modal (fig. 13) est excellente et permet de considérer à un double titre le granite de Randa comme calco-alcalin à alcalin.

4.3.2. Classification chimique de La Roche *et al.* (1980) (fig. 28)

Cette classification selon R1 et R2 présente l'avantage d'utiliser conjointement tous les éléments majeurs, notamment les ferro-magnésiens et le titane. Le fait d'associer d'une part Si-Na-K-Fetot-Ti et d'autre part Ca-Mg-Al permet une excellente discrimination fondée sur un concept à la fois chimique et surtout minéralogique. On note que le résultat obtenu concorde parfaitement avec les diagrammes susmentionnés. La tendance calco-alcaline du faciès porphyroïde ainsi que celle plus alcaline des faciès aplitique et microgranitique ressort très nettement. Il convient enfin de souligner le fait que les points figuratifs sont globalement orientés selon une courbe qui s'oriente davantage vers les monzonites quartzifères que vers des roches plus mafiques du type granodioritique et tonalitique. Ceci indique probablement une origine purement crustale, sans ascendance ni contamination mantéllique.

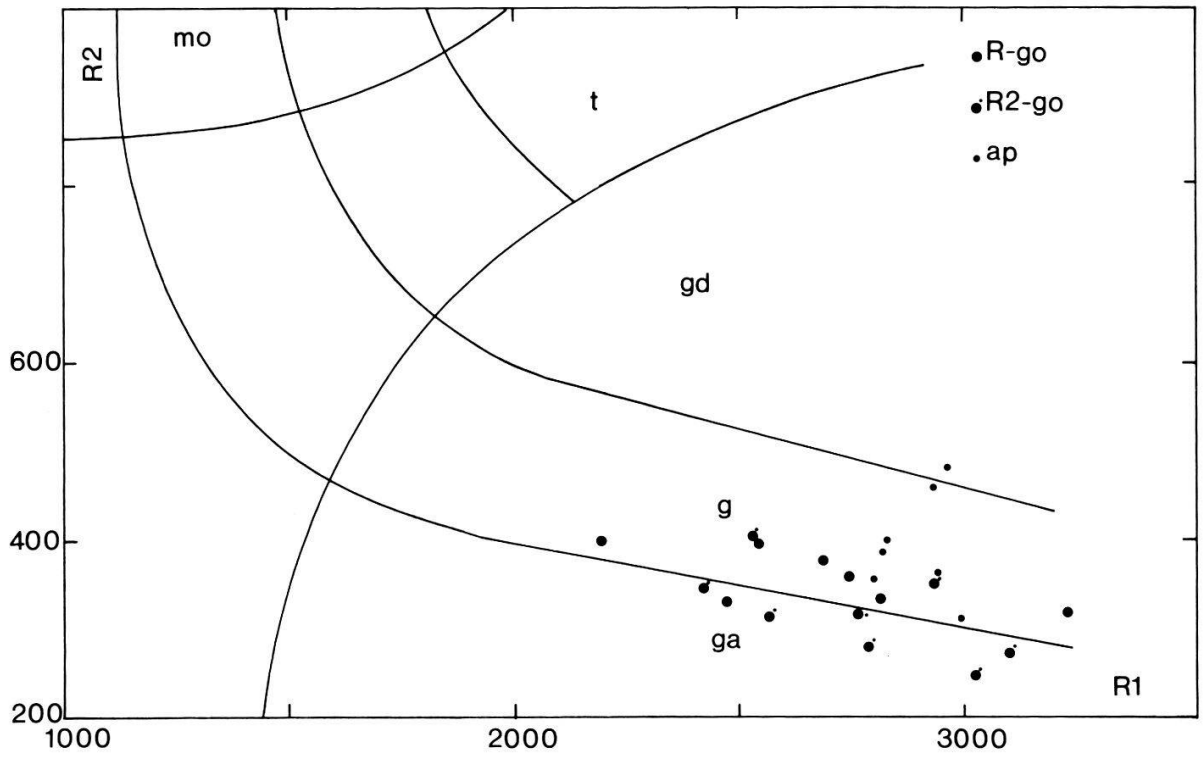


Figure 28. – Diagramme de variation chimique R1:R2 de La Roche *et al.* (1980).
R1: 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti);
R2: 6Ca+2Mg+Al, en milliatomes dans 100 g de roche;
mo: monzonite; t: tonalite; gd: granodiorite; g: granite calco-alcalin; ga: granite alcalin.
(Pour les autres abréviations,se reporter à la fig. 24).

4.3.3. Classification chimico-minéralogique de DEBON et LE FORT (1982) (fig. 29 et 30)

Cette classification a l'extrême mérite de proposer d'une part une dénomination rigoureuse des roches plutoniques et d'autre part une caractérisation typologique de l'association (ou série) magmatique à laquelle la roche étudiée s'assimile prioritairement. Ces auteurs proposent donc l'utilisation complémentaire de trois diagrammes. On en présente seulement deux car ils suffisent à exprimer les tendances escomptées. Les points figuratifs des gneiss œillés de Randa *s.l.* tombent dans le champ strict des granites (± adamellites). Du point de vue de l'association magmatique ils appartiennent soit à la série alumino-cafémique (tendance subalcaline «SALKL», voir BOTZUG *et al.* 1984), soit plus probablement à la série alumineuse au sens de ces auteurs. Ces deux associations attestent d'une ori-

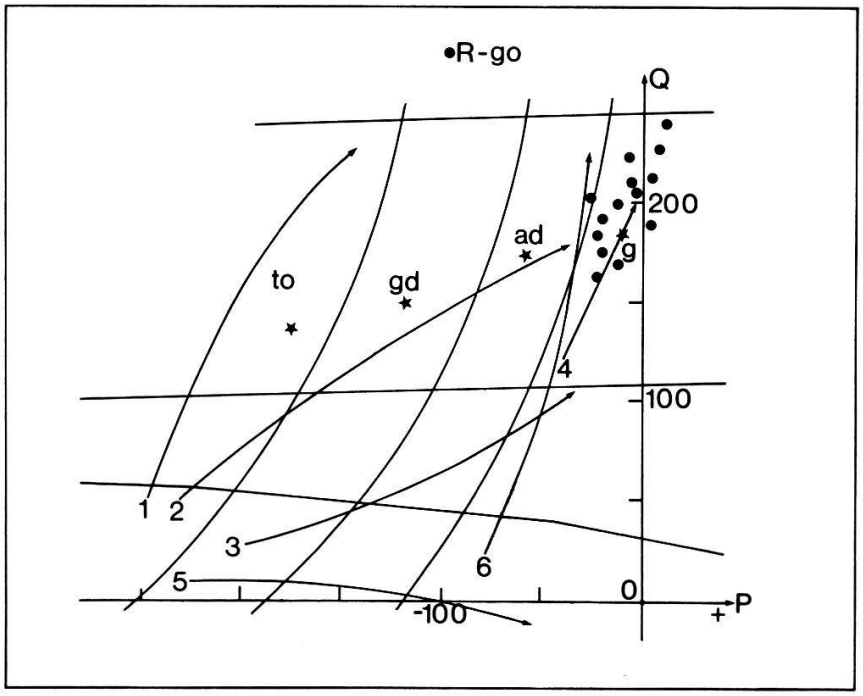


Figure 29. – «Nomenclature» diagramme Q:P de DEBON et LE FORT (1982).
Q = Si/3-(K + Na + 2 Ca/3);
P = K-(Na + Ca), en milliatomes dans 100 g de roche;
to: tonalite; gd: granodiorite; ad: adamellite; g: granite.
Association magmatique sous-types des associations cafémiques ou aluminocafémiques:
1: THOL-tholéiitique;
2: CALK-calco-alcaline;
3: SALKD-calco-alcaline sombre;
4: SALKL-subalcaline leucocrate (*ie* monzonitique);
5: ALKS-alcaline saturée;
6: ALKOS-alcaline sursaturée.
Les gneiss œillés de Randa sont considérés globalement.

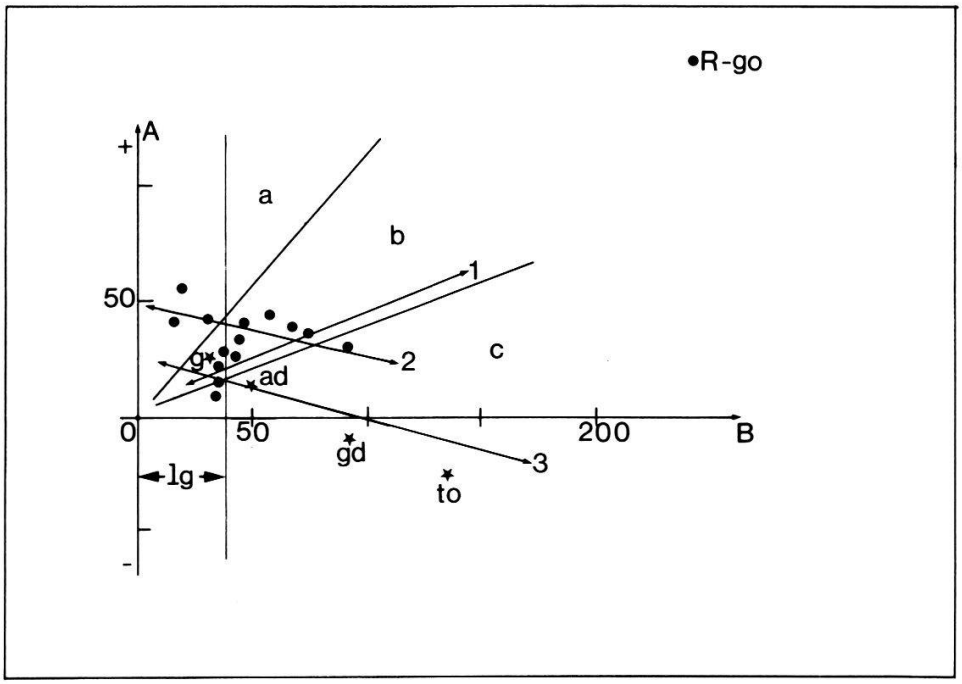


Figure 30. – «Characteristics minerals» diagramme A:B de DEBON et LE FORT (1982).
A = Al-(K+Na+2Ca)
B = Fe+Mg+Ti, en milliatomes dans 100 g de roche.
domaine a: Muscovite >Biotite; b: Mu=Bi; c: Biotite seule.
lg: domaine des leucogranites.
1 et 2: association magmatique alumineuse;
3: association alumino-cafémique.
Les gneiss œillés de Randa sont considérés globalement.
(Pour les autres abréviations, se reporter à la fig. 29).

gine crustale typique d'un S-granite au sens de PITCHER (1982, Table I). En utilisant les diagrammes de la classification fine de LA ROCHE *et al.* (1980-1981), notamment les représentations Q3B3F3 et SS-AC-MM, on obtient une indication convergente, soulignant l'association subalcaline (monzonitique quartzifère) et le caractère anatectique.

4.3.4. Critères additionnels à partirs des éléments en traces

L'utilisation des éléments en traces dans la perspective d'élucider l'hérédité d'origine d'une roche métamorphique pose d'innombrables problèmes qui limitent fortement ce type d'approche. Ces limitations tiennent d'une part à la remobilisation quasi irrationnelle des traces sous l'effet conjugués de la cataclase et du métamorphisme; d'autre part, fait sous-estimé par nombre d'auteurs, la localisation des traces dans le support cristallin (soit en substitution diadochique, soit en imprégnation dans les dislocations et les

joints de grains) empêche, à l'instar des majeurs, de les considérer globalement comme stoechiométriques. THÉLIN (1983) présente par le biais de divers diagrammes les limites de leur signification génétique dans le domaine des granitoïdes et des sédiments clastiques immatures. Au total ces diagrammes soulignent sans ambiguïté la dérivation ortho des gneiss œillés de Randa. On se limite ici, dans une optique typologique, à considérer les diagrammes de PEARCE *et al.* (1984). Ces auteurs proposent des diagrammes statistiquement discriminants du point de vue du contexte géodynamique de la mise en place des granites. Ils distinguent quatre contextes: «ocean ridge granites (ORG), volcanic arc granites (VAG), withinplate granites (WPG), collision granites (COLG)». Le diagramme Rb:Y+Nb (fig. 31) montre la limitation de son utilisation. On peut s'attendre à ce que le granite de Randa (S-type tardi à postcinématique) corresponde au domaine des «collision granites», voire des «within plate granites». Cette tendance ne ressort pas nettement du diagramme du seul fait d'un léger lessivage du Rb, commun dans les roches fortement cataclasées (KERRICH

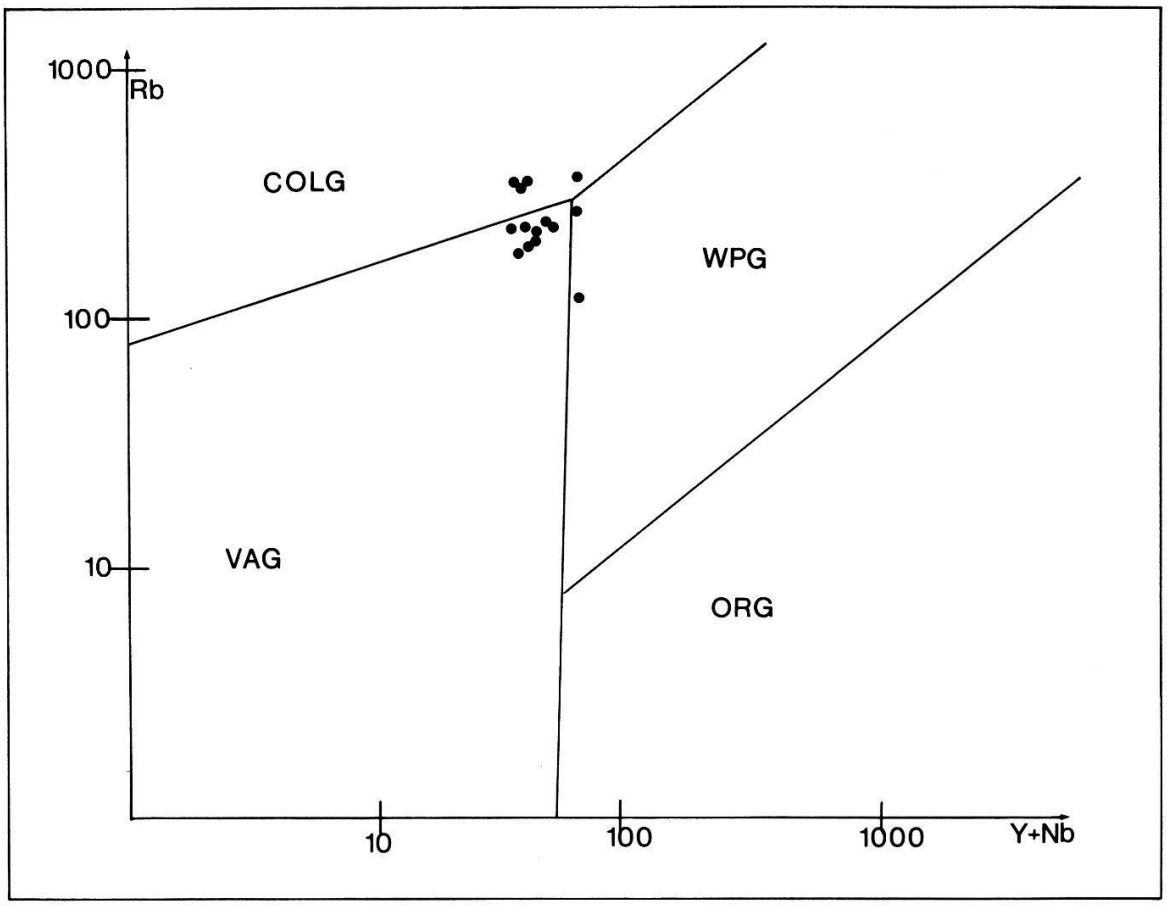


Figure 31. – Diagramme discriminant Rb:Y + Nb de PEARCE *et al* (1984).
COLG: «collision granites»; WPG: «within plate granites»; VAG: «volcanic arc granites»; ORG: «ocean ridge granites».

et al. 1980). Ce fait considéré, il n'y a pas d'exclusive à insérer le granite filonien de Randa dans le champ des «syn-à post-collision granites». Vu son âge présumé Permien(≈270 Ma), on peut considérer un contexte «post-collision» tardicinématique comme une hypothèse de travail plausible quant à la génération du magma source et une mise en place à la faveur d'une tectonique continentale cassante très active, légèrement extensive (voir le modèle d'EMMERMANN (1977) repris par MARRO (1986) à propos du massif du Mont-Blanc).

Il est nécessaire de mentionner, par contraste avec le corps principal, la forte concentration en V et Ba que contiennent les gneiss œillés de Randa 2; aucun argument ne permet d'avancer s'il s'agit d'une caractéristique d'origine ou acquise; une fois de plus l'identité géochimique de l'apophyse frontale supérieure se singularise nettement.

5. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

1. Par cette recherche on pense avoir atteint par des méthodes classiques (terrain, lames minces et géochimie des majeurs) le but fixé, à savoir la caractérisation du méta-granite de Randa (type S alumineux et subalcalin) et un modèle schématique de sa mise en place en milieu continental éopermien. Il est évident que le recours à «l'artillerie lourde» (isotopes stables, terres rares, datations, etc.) permettrait d'affiner le diagnostic; on a la prétention de croire que ces méthodes n'apporterait aucun élément décisif du fait surtout de leur manque de fiabilité dans des roches fortement blastomylonitisées.

2. L'âge de mise en place du granite (≈270 ma.) est présumé (HUNZIKER communication orale); toutefois il paraît plausible du fait de la lithostratigraphie encaissante (le granite recoupant le Permo-Carbonifère) et de sa typologie qui se rapproche du leucogranite-porphyre du massif du Mont-Blanc décrit par MARRO (1986).

3. Si l'on se réfère au modèle d'EMMERMANN (1977) repris en partie par DÉTRAZ (1984) et MARRO (*op. cit.*), une tectonique cassante tardi- à post-hercynienne en milieu continental légèrement extensif permet d'expliquer une mise en place filonienne du granite de Randa en laccolite et sills au sein du socle pré-Westphalien et des couvertures monocycliques. Il s'agit donc d'une manifestation tardive du magmatisme acide hercynien (post-protogine) qui s'est traduite par une mise en place hypovolcanique, voire superficielle; les gneiss œillés de Randa 2 laissant peut-être suggérer une hérédité de méta-rhyolites porphyroïdes.

4. Comme signalé par THÉLIN et AYRTON (1983) et détaillé par THÉLIN (à paraître), les gneiss œillés de la Zone supérieure de Stalden (nappe des Pontis), cartés par BEARTH (1973 et 1980) en «Randa», ne sont selon toute probabilité pétrographique et géochimique pas du même âge ni de même

nature; ils dériveraient d'un magmatisme calco-alcalin plus ancien (anté- à synhercynien) et seraient intimement liés à des roches mafiques et ultramafiques.

5. L'étude de terrain et la coupe d'ESCHER (à paraître) laisse suggérer que du fait de son extrême compétence le corps de Randa a pu jouer le rôle de plan de glissement lors de la mise en place du socle polycyclique (ensemble de l'Ergischhorn) de la nappe de Siviez-Mischabel. De plus son intrusion s'est probablement accompagnée d'une augmentation de volume de la couverture permo-carbonifère, provoquant de ce fait un renflement de celle-ci qui a pu jouer un rôle de butée à l'alpin.

6. Sur le plan régional, en plus du leucogranite-porphyre susmentionné, on est en droit de corréler le granite de Randa avec les intrusions dont la mise en place est liée à la tectonique cassante de la phase saalienne: Mont-Flassin et Costa-Citrin décrit par CABY (1974) et gneiss œillés du Sapey (DÉTRAZ 1984).

7. Il convient de demeurer très prudent sur le point suivant: si le terrain et la géochimie suggèrent que le granite de Randa est un S-type crustal et anatectique, il convient de rappeler que le magmatisme permien est bimodal (acide-mafique, cf. les gabbros du Mont-Collon) et que rien n'interdit de penser qu'en profondeur ledit granite soit lié à des termes dioritiques ou gabbroïques. Le niveau «superficiel» d'observation ne permet pas d'observer des enclaves endogènes, ce qui n'est pas une preuve de leur absence à l'échelle globale de son intrusion.

6. REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier pour leur concours R. Ansermoz, St. Ayrton, G. Burri, M. Burri, L. Dufresne, A. Escher, J.-G. Hammerschlag, J.-Cl. Lavanchy, M. Marthaler, H.-R. Pfeifer, M. Sartori, A. Steck. Chacun saura se souvenir de ce que je lui dois. Je tiens également à rendre hommage à P. Bearth pour la somme de son travail cartographique et pétrographique dont je me suis souvent inspiré. Un souvenir amical va à mes camarades de volée Ph. Mandelbaum et P. Paleczek avec lesquels, voici déjà dix ans, je faisais mes premières armes géologiques dans le chaos des schistes inférieurs de Casanna pour reprendre cet ancien terme qui résumait alors l'essentiel du savoir dans la région étudiée.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à la Société vaudoise des Sciences naturelles qui, par sa générosité, a permis l'impression du présent travail en y consacrant une part des Fonds Mermod et Pierre Mercier.

7. Bibliographie

Argand E., 1934. La Zone Pennique. Guide géologique de la Suisse. Fasc. III-Wepf, Bâle.

Augustithis S.S., 1975. Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. Elsevier. 377 p.

Bambauer H.U. et Bernotat W.H., 1982. The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions, Part I. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62:* 185-230.

Bard J.-P. 1980. Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson. 192 p.

Barrière M. et Cotten J., 1979. Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteric equilibria in granites. *Contr. Mineral. Petrol. 70:* 182-192.

Beach A., 1980. Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian complex. *Jour. Struct. Geol. 2:* 257-263.

Bearth P., 1953. Feuille Zermatt et sa notice explicative. Atlas géologique de la Suisse N° 29 au 1:25'000. Comm. Géol. Suisse.

– 1957. Feuille Monte-Moro et Saas et sa notice explicative. Atlas géologique de la Suisse N°s 30-31 au 1:25'000. Comm. Géol. Suisse.

– 1961. Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand Saint-Bernard dans le Valais (Suisse). Livre à la mémoire de Paul Fallot. Soc. Géol. France. t. II: 407-418.

– 1962. Versuch einer Gliederung alpin metamorpher Serien des Westalpen. *Schweizmineral. petrogr. Mitt. 42:* 127-137.

– 1964. Feuille Randa et sa notice explicative. Atlas géologique de la Suisse N° 43 au 1:25'000. Comm. Géol. Suisse.

– 1967. Exkursion Nr. 10: Visp–St. Niklaus–Zermatt–Gornergrat. Guide Géologique de la Suisse. Fasc. 3. Wepf, Bâle.

– 1973. Feuille Simplon et sa notice explicative. Atlas géologique de la Suisse N° 61 au 1:25'000. Comm. Géol. Suisse.

– 1980. Feuille St. Niklaus et sa notice explicative. Atlas géologique de la Suisse N° 71 au 1:25'000. Comm. Géol. Suisse.

Bernotat W.H. et Bambauer H.U., 1982. The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions, Part II. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt 62:* 231-244.

Blanc P., 1967. Etude géologique et pétrographique de la région d'Ergisch et d'Eischoll (Haut-Valais). Travail de diplôme inédit. Uni. Lausanne.

Borradaile G.J., 1976. A strain study of a granite-granite gneiss transition and accompanying schistosity formation in the Betic orogenic zone, SE Spain. *J. geol. Soc. London. 132:* 417-428.

Botzug D., Debon F., Le Fort P. et Yilmaz O., 1984. Geochemical characteristics of some plutons from the Kastamonu granitoid belt (Northern Anatolia, Turkey). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 64:* 389-403.

Brown W.L., ed., 1984. Feldspars and Feldspathoids. Structures, Properties and Occurences. NATO ASI Series. Series C. Vol.137. Reidel. 541 p.

Brown W.L. et Parsons I., 1981. Towards a more practical two feldspar geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol. 76:* 369-377.

BURRI M., 1983a. Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). *Bull. Labo. Geol. Uni. Lausanne. 270,* 88 p.

– 1983b. Le front du Grand Saint-Bernard du val d'Hérens au val d'Aoste. *Eclogae geol. Helv. 76/3:* 469-490.

CABY R., 1974. Gneiss permo-carbonifères d'origine granitique et volcanique dans la Zone du Grand Saint-Bernard en val d'Aoste (Italie). *Géol. alp. (Grenoble) 50:* 39-44.

CHERRY M.E. et TREMBATH L.T., 1979. Order-disorder paths of alkali feldspars. *Amer. Mineralogist. 64:* 66-70.

CHESNEY M., 1981. Cristallisation des roches plutoniques de la Vallée du Portillon, Lys-Caillaonas, Pyrénées Centrales. Thèse N° 738. Uni. Paul Sabatier, Toulouse et Ecole des Mines de Saint-Etienne. 233 p.

DEBAT P., 1974. Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne Noire Occidentale. Thèse, Uni. Paul Sabatier, Toulouse. 468 p.

DEBON F. et LE FORT P., 1982. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 73:* 135-149.

DÉTRAZ G., 1984. Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Peclet-Polset (Alpes de Savoie). Thèse. Uni. Grenoble. 174 p.

DOWTY E., 1980. Synneusis reconsidered. *Contr. Mineral. Petrol. 74:* 75-84.

DRESCHER-KADEN F.K., 1948. Die Feldspat-Quartze-Reaktionsgefüge des Granite und Gneise. Springer-Verlag, Heidelberg. 259 p.

– 1969. Granitprobleme. Akademie-Verlag, Berlin. 586 p.

EGGLETON R.A. et BUSECK P. R., 1980. The Orthoclase-Microcline Inversion: a high-resolution transmission electron microscope study and strain analysis. *Contr. Mineral. Petrol. 74:* 123-133.

EMMERMANN R., 1969. Genetic relations between two generations of K-feldspar in a granite pluton. *Neu. Jb. Mineral. Abh. 111:* 289-313.

– 1977. A petrogenetic model for the origin and evolution of the Hercynian granite series of the Schwarzwald. *Neu. Jb. Mineral. Abh. 128:* 219-253.

ESCHER A., 1987. La structure de la Nappe du Grand Saint-Bernard. *Eclogae geol. Helv.* A paraître.

ETHERIDGE M.A. et COOPER J.A., 1981. Rb/Sr isotopic and geochemical evolution of a recrystallized shear (mylonite) Zone in Broken Hill. *Contr. Mineral. Petrol. 78:* 74-78.

FONTEILLES M., 1976. Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). Thèse d'Etat. Uni.Paris VI. 2 vols. 685 p.

FRASL G. 1974. Anzeichen schmelzfluessigen und hochtemperierten Wachstums an den grossen Kalifeldspaten einiger Porpyrgranite, Porphyrgranitgneise und Augengneise. *Österreichs. Jb. geol. Bundesanst. (Wien). 97:* 71-134.

GOLDSMITH J.R. et LAVES F., 1954a . The microcline-sanidine stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta. 5:* 1-19.

– 1954b. Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. *Geochim. cosmochim. Acta. 6:* 100-118.

GORAI M., 1951. Petrological studies on Plagioclase Twins. *Amer. Mineralogist. 36:* 884-901.

GUITARD G., 1970. Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du Canigou (Pyrénées Orientales). Mém. BRGM. 63, 353 p.

HAMMERSCHLAG J.-G., 1985. Métamorphisme progressif dans la séquence quartzo-feldspatique. Profil Aar-Bergell (Alpes Centrales). Thèse Uni. Lausanne. 419 p.

HIBBARD M.J., 1965. Origin of some alkali feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis. *Amer. J. Sci. 263:* 245-261.

HIGGINS M.J., 1971. Cataclastic Rocks. *Geological Survey Prof. Paper. 687,* 97 p.

HUNZIKER J.C., 1969. Rb/Sr Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen Hellglimmer und Gesamtgesteins alterswerte. *Eclogae geol. Helv. 62:* 527-542.

HUNZIKER J.C. et BEARTH P., 1969. Rb/Sr Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. *Eclogae geol. Helv. 62:* 205-222.

JÄCKLI R., 1950. Geologische Untersuchungen in der Stirn-Zone des Mischabels-Decke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis). *Eclogae geol. Helv. 43:* 31-93.

KERRICH R., ALLISON I., BARNETT R.L., MOSS S. et STARKEY J., 1980. Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear-zone at Miéville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contr. Mineral. Petrol. 73:* 221-242.

KROLL R., 1971. Determination of Al,Si distribution in alkali feldspars from X-ray powder data. *Neu. Jb. Mineral. Mitt. 2:* 91-94.

KROLL R. et RIBBE P.H.,1983. Lattice parameters, composition and Al,Si order in alkali feldspars. In Feldspars Mineralogy, Reviews in Mineralogy, MSA. Vol. 2, 2nd ed.: 57-99.

KROLL R., SCHMIEMANN I. et COLLN G. von, 1986. Feldspar solid solutions. *Amer. Mineralogist. 71:* 1-16.

LAMEYRE J. et BOWDEN P., 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various grantoid series and related rocks. *Jour. Volc. & Geother. Res. 14:* 169-186.

LA ROCHE H. de, 1965. Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées Luchonnnaises. *Geol. Rdsch. 55:* 274-301.

– 1972. Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. *Sci. de la Terre. XVII, N°s* 1-2: 31-46.

– 1974. Geochemical characters of the metamorphic domains-survival and testimony of their premetamorphic history. *Sci. de la Terre. XIX, N° 2:* 101-117.

– 1975/1976. Variations chimiques durant le métamorphisme croissant des grésopélites. *Sci. de la Terre. XX, N° 2:* 165-200.

– 1979. Muscovitisation deutérique, caractère alumineux des leucogranites et classification des granites subsolvus. *Bull. Soc. géol. France. 21:* 87-93.

LA ROCHE H. de, LETERRIER J., GRANDCLAUDE P. et MARCHAL M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses; its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol. 29:* 183-210.

LA ROCHE H. de, STUSSI J.-M. et CHAURIS L., 1980/1981. Les granites à deux micas hercyniens français: essai de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. *Sci. de la Terre. XXIV, N° 1:* 5-121.

LAURENT R. et CHESSEX R., 1968. Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes Occidentales. *Eclogae geol. Helv. 1:* 1-18.

LAVES F. et SOLDATOS K., 1963. Die Albit/Mikroklin-Orientierungsbeziehungen in Mikroklinperthiten und deren genetische Deutung. *Z. Kristallogr. 118:* 69-102.

LJUNGGREN P., 1954. The region of Halia in Dalecarlia, Sweden. Thèse, Göteborg. 112 p.

LONG Ph.E. et LUTH W.C., 1986. Origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks: Implications of a partitioning model for barium. *Amer. Mineralogist.* (R.H. JAHNS Memorial Issue). 71: 367-375.

MANDELBAUM Ph., 1976. Etude géologique et pétrographique de la région Turtig–Altstafelhorn–Augstbordhorn. Travail de diplôme inédit. Uni. Lausanne.

MARRO Ch., 1986. Les granitoïdes du Mont-Blanc en Suisse. Thèse Uni. Fribourg N° 909, 145 p.

MARTHALER M., 1984. Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). *Eclogae geol. Helv. 77:* 395-448.

MARTIN R.F., 1974. Controls of ordering and subsolidus phase relations in the alkali feldspars. *In* The Feldspars (MacKenzie & Zussmann, eds). Manchester Univ. Press: 313-336.

MEHNERT K.R., 1969. Composition and Abundance of common metamorphic rock types. *In* Handbook of Geochemistry, vol. I (Wedepohl, ed). Springer-Verlag.

MEHNERT K.R. et BUSCH W., 1981. The Ba content of K-feldspar megacrysts in granites: a criterion for their formation. *Neu. Jb. Mineral. Abh. 140:* 221-252.

MÜLLER R., 1983. Die Struktur der Mischabelfalte (Penninische Alpen). *Eclogae. geol. Helv. 76:* 391-416.

OHTA Y., 1969. On the formation of augen structure. *Lithos. 2:* 109-132.

ORVILLE P.M., 1967. Unit-cell parameters of the microcline-low albite and the sanidine-high albite solid solution series. *Amer. Mineralogist. 52:* 55-86.

PALECZEK P., 1976. Etude géologique de la région Bürchen-Augstbordhorn-Visp. Travail de diplôme inédit. Uni. Lausanne.

PALECZEK P. et THÉLIN Ph., 1976. Etude pétrographique des gneiss œillés types Bonigersee et Randa et de leurs roches encaissantes. Travail de diplôme inédit. Uni. Lausanne.

PARSONS I. et BROWN W.L., 1984. Feldspars and thermal history of igneous rocks. *In* BROWN W.L., ed., *op. cit.*: 317-371.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W. et TINDL A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol. 25.4:* 956-983.

PITCHER W.S., 1982. Granite Type and Tectonic Environment. *In* Montain building processes, Hsü, K.J., ed. Academic Press: 13-17.

POWELL R. et POWELL M., 1977. Plagioclase-alkali feldspar geothermometry revisited. *Mineral. Mag. 41:* 253-256.

PUPIN J.P., 1980. Zircon and Granite Petrology. *Contrib. Mineral. Petrol. 75:* 207-220.

RIBBE P.H., 1983a. Chemistry, structure and nomenclature of feldspars. *In* Feldspar Mineralogy, Reviews in Mineralogy. MSA. Vol. 2, 2nd. ed.: 1-19.

– 1983b. Aluminium-silicon order in feldspars: domain textures and diffraction patterns. *In* Feldspar Mineralogy, Reviews in Mineralogy. MSA. Vol. 2, 2nd. ed.: 21-55.

– 1984. Average structures of alkali and plagioclase feldspars: systematics and applications. *In* BROWN W.L., ed., *op.cit.*: 1-54.

SARTORI M. et THÉLIN Ph., 1987. Les schistes œillés albitiques de Barneuza (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais). A paraître.

SHULER Ch., 1983. Die interne Sr-isotopensystematik des herzynischen Albtalgranits (Schwarzwald). Thèse ETH, Zürich. N° 7356. 187 p.

SECK H. A., 1971. Koexistierende Alkalifeldspäte und Plagioklase im System NaAl-Si3O8-KAlSi3O8-CaAl2Si2O8-H2O bei Temperaturen von 650° bis 900°. *Neu. Jb. Mineral. Abh. 115:* 315-345.

SMITHSON S.B., 1965. Oriented plagioclase grains in K-feldspar porphyroblasts. *Contr. geol.:* 63-68.

SPRY A., 1969. Metamorphic Textures. Pergamon Press. 350 p.

STAUB W., 1926. Zur Tektonik des Gebirges zwischen Turtmanntal und Simplonpass. *Eclogae geol. Helv. 20:* 247-252.

– 1928. Über die Verbreitung des Augengneisses von Randa im Gebiet des Vispertäles. *Eclogae geol. Helv. 21:* 338-340.

– 1934. Kleintektonik und Oberflächengestalt auf der Westseite des Vispertäles. *Eclogae geol. Helv. 27:* 517-519.

– 1945. Der Bau der Stirnregion der St. Bernard Decke und ihrer Unterlage zwischen Visp und Leuk-Susten im Mittel-Wallis. *Vjschr. natf. Ges. Zürich. 40:* 135-140.

STEWART D.B. et WRIGHT T.L., 1974. Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars and the relationship of strained cell parameters to bulk composition. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. 97:* 356-377.

STORMER J.C., 1975. A practical two-feldspar geothermometer. *Amer. Mineralogist. 60:* 667-674.

STRECKEISEN A. et LE MAITRE R.W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neu. Jb. Mineral. Abh. 136:* 169-206.

SWANSON S., 1977. Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *Amer. Mineralogist. 62:* 966-978.

THÉLIN Ph., 1976. Etude géologique de la rive gauche de la Vallée de la Viège entre Embd et Viège. Travail de diplôme inédit. Uni. Lausanne.

– 1983. Les gneiss œillés de la nappe du Grand Saint-Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'hérédité pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). Thèse Uni. Lausanne. 485 p.

– 1987. La Zone de Stalden supérieure dans sa partie frontale: pétrographie et géochimie. (Nappe des Pontis, Valais). A paraître.

THÉLIN Ph. et AYRTON S.N., 1983. Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63:* 393-420.

TOURET J., 1969. Socle Précambrien de la Norvège méridionale. Thèse d'Etat. Fac. Sci. Nancy. 456 p.

VANCE J.A., 1969. On synneusis. *Contr. Mineral. Petrol. 24:* 7-29.

WERENFELS A., 1924. Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales. *Beitr. geol. Karte. Schweiz. 26/III.*

WHITHEY J.A. et STORMER J.C., 1977. The distribution of NaAlSi3O8 between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. *Amer. Mineralogist. 62:* 687-691.

WINKLER H.G.F. et PLATEN H. von, 1961. Experimentelle Gesteinmetamorphose: experimentelle anatektische schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. *Geochim. Cosmochim. Acta. 24:* 250-259.

WINKLER H.G.F. et SCHULTES H., 1982. On the problem of alkali feldspar phenocrysts in granitic rocks. *Neu. Jb. Mineral. Abh. 15:* 558-564.

WRIGHT T.L., 1968. X-ray and optical study of alkali feldspar. Parts I & II. *Amer. Mineralogist. 53:* 38-104.

Manuscrit reçu le 5 novembre 1986

APPENDICE I-Feldspaths alcalins:données cristallographiques(XRD)
(Echantillons représentatifs et quasi"normaux"
selon Δa(Å))

Ech no.	R110	R111	R119	R115	R116	R125	RI8°	RII80°
a(Å)±0.005	8.558	8.582	8.561	8.576	8.570	8.563	8.147	8.134
b(Å) "	12.958	12.977	12.957	12.957	12.967	12.959	12.812	12.781
c(Å) "	7.220	7.227	7.222	7.221	7.214	7.222	7.164	7.155
alpha±0.05	90.64	90.72	90.63	90.70	90.80	90.66	94.11	94.26
béta "	115.88	115.89	115.90	115.83	115.81	115.90	116.64	116.72
gamma "	87.63	87.63	87.66	87.62	87.51	87.64	87.82	87.71
Δa(Å)	-0.004	-0.167	-0.008	+0.019	+0.008	-0.018	-0.025	+0.002
t1o	0.93	0.97	0.93	0.93	0.93	0.94	0.89	0.91
t1m	0.07	0.02	0.07	0.06	0.02	0.06	0.07	0.06
Σt2	-	0.01	-	0.01	0.05	-	0.04	0.03
Tr[110](Å)	15.821	15.851	15.819	15.832	15.850	15.824	15.443	15.421
Tr[110](Å)	15.232	15.260	15.236	15.240	15.230	15.236	14.920	14.876
Δmes.	0.89	0.96	0.96	0.93	0.91	0.95	—	—
Or%calc.	89.33	94.77	90.06	92.74	91.08	90.53	3.69	0.46

°Albite en échiquier;les autres échantillons:Microcline I (maximum à intermédiaire)
-paramètres raffinés de maille,calculés par LATCON
-Δa(Å):"strain index" de Stewart&Wright(1974)
-t1o,etc:probabilité statistique d'occupation par Al3+ des sites tétraédriques(Σt=1) selon la topologie de Megaw
-Tr[110] et [1$\bar{1}$0]:distance de translation selon les directions [110] et [1$\bar{1}$0]
-Δmes:indice de triclinicité mesurés entre 131 et 1$\bar{3}$1
-Or%calc:orthose% mol.selon l'équation d'Orville(1967)

Note:on se limite à donner les résultats chiffrés que pour les échantillons les plus représentatifs;Thélin(1983) présente les résultats exhaustifs dont l'énumération ici serait par trop fastidieuse et répétitive.

APPENDICE II-Analyses chimiques(XRF)

A-Gneiss oeillés du corps principal de Randa

Ech.no	R108	R109	R107	R119	R122	R112b	R125b
SiO2	73.67	72.82	76.80	76.11	74.63	74.70	74.85
TiO2	0.34	0.42	0.37	0.32	0.49	0.29	0.47
Al2O3	12.72	12.98	11.41	13.35	12.70	13.16	13.63
Fe2O3	1.11	1.73	0.81	1.19	1.05	0.79	1.03
FeO	1.39	1.51	0.71	0.51	0.61	0.43	0.54
MnO	0.05	0.07	0.06	0.09	0.09	0.07	0.05
MgO	0.61	0.81	1.12	0.81	0.52	0.68	0.40
CaO	1.12	1.33	0.38	0.59	0.79	0.49	0.94
Na2O	3.76	3.23	2.20	3.15	3.00	3.29	3.27
K2O	4.85	4.53	4.47	4.70	4.75	5.61	4.69
P2O5	0.05	0.08	0.07	0.07	0.12	0.10	0.09
H2O+	1.13	1.27	0.89	0.66	1.05	1.07	1.04
Tot.	100.80	100.78	99.29	101.55	99.80	100.68	101.00
Traces [ppm]							
Nb	12.	16.	7.	7.	9.	6.	8.
Zr	163.	184.	127.	129.	115.	94.	120.
Y	38.	46.	35.	32.	38.	23.	28.
Sr	80.	81.	26.	74.	48.	44.	69.
Rb	243.	282.	231.	212.	238.	199.	194.
Co	41.	35.	69.	20.	25.	21.	24.
Ba	422.	321.	310.	397.	227.	431.	392.
S	0.	44.	0.	0.	0.	121.	0.
Norme CIPW							
Q	29.92	32.52	44.56	37.54	36.88	32.32	35.53
C	0.00	0.54	2.43	2.18	1.47	1.02	1.68
Or	28.66	26.77	26.42	27.77	28.07	33.15	27.72
Ab	31.82	27.33	18.62	26.65	25.38	27.84	27.67
An	3.51	6.08	1.43	2.47	3.14	1.78	4.08

Coordonnées:

R108 626100/106525
R109 idem
R107 626185/106600
R119 idem
R122 628000/115550
R112b idem
R125b idem

APPENDICE II-Analyses chimiques(XRF)

B-Aplites et faciès équigranulaires de bordure

Ech.no	R120	R105	R165	R103	R114	R169	R170	R171
SiO2	76.88	78.15	74.26	79.46	76.89	73.11	78.18	78.62
TiO2	0.17	0.16	0.26	0.18	0.21	0.28	0.22	0.18
Al2O3	11.97	10.12	12.70	11.51	12.58	12.45	11.21	11.41
Fe2O3	1.05	0.65	0.48	0.68	0.97	1.17	0.78	0.92
FeO	0.30	0.59	1.54	0.54	0.65	1.13	0.43	0.38
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.03	0.02	0.00
MgO	0.32	0.33	0.55	0.28	0.35	1.44	0.32	0.24
CaO	0.71	0.44	1.27	0.37	0.84	0.32	0.61	0.09
Na2O	3.43	3.46	3.55	2.90	3.03	3.46	4.22	2.80
K2O	5.59	4.90	4.84	4.82	4.61	4.94	3.90	5.07
P2O5	0.12	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.14	0.10
H2O+	0.71	1.02	1.11	0.00	0.56	1.40	0.46	0.53
Tot.	101.30	99.87	100.61	101.57	100.83	99.73	100.89	100.34
Traces [ppm]								
Nb	11.	7.	16.	9.	7.	6.	7.	11.
Zr	38.	76.	119.	67.	103.	228.	141.	62.
Y	20.	28.	37.	25.	31.	22.	26.	25.
Sr	47.	17.	37.	17.	60.	27.	44.	14.
Rb	224.	360.	349.	336.	210.	117.	89.	329.
Co	21.	45.	58.	12.	21.	21.	58.	50.
Ba	227.	90.	176.	81.	248.	332.	968.	73.
S	158.	0.	0.	0.	7.	421.	156.	0.
Norme CIPW								
Q	34.31	39.75	31.01	42.84	39.54	30.94	37.76	42.67
C	0.00	0.00	0.00	0.85	1.32	0.83	0.00	1.39
Or	33.03	28.96	28.60	28.48	27.24	29.19	23.05	29.96
Ab	29.02	24.77	30.04	24.54	25.64	29.28	35.71	23.69
An	0.76	0.00	4.42	1.84	3.51	1.59	0.13	0.00

Coordonnées:

R120	626275/108000	R114	627950/116610
R105	625950/106035	R169	626050/106010
R165	idem	R170	idem
R103	627950/116610	R171	idem

APPENDICE II-Analyses chimiques(XRF)

C-Gneiss oeillés et méta-aplites de l'apophyse frontale inférieure de Randa1 (méta-aplites°)

Ech.no	RI152	RI155°	RI153	RI59°	RI91	P18b°	RI89
SiO2	78.06	77.72	77.94	79.75	75.56	78.50	76.97
TiO2	0.33	0.34	0.29	0.41	0.36	0.19	0.32
Al2O3	9.95	12.71	10.63	11.18	12.73	11.31	11.16
Fe2O3	3.58	0.77	0.82	0.41	1.54	0.91	1.68
FeO	0.43	0.06	0.99	0.37	0.97	0.66	0.82
MnO	0.04	0.05	0.02	0.05	0.04	0.02	0.05
MgO	0.55	0.24	0.64	0.60	0.80	0.62	0.92
CaO	0.03	0.59	0.73	0.39	0.67	0.61	0.08
Na2O	4.38	6.94	2.35	4.45	3.04	5.49	2.32
K2O	2.85	0.80	3.73	1.37	3.70	1.03	4.45
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.09	0.10	0.11	0.09
H2O+	0.79	0.72	1.12	1.02	1.39	0.94	1.12
Tot.	100.99	100.88	99.26	100.09	100.90	100.39	99.98
Traces [ppm]							
Nb	32.	2.	3.	1.	5.	4.	4.
Zr	220.	94.	121.	53.	175.	165.	186.
Y	42.	25.	32.	25.	40.	22.	36.
Sr	101.	125.	45.	65.	45.	68.	20.
Rb	49.	31.	137.	60.	124.	28.	168.
Co	83.	75.	67.	18.	13.	22.	23.
Ba	143.	133.	398.	192.	490.	128.	555.
S	61.	0.	31.	0.	288.	97.	75.
Norme CIPW							
Q	41.23	33.06	47.17	47.16	41.38	40.63	45.17
C	0.00	0.00	1.40	1.88	2.75	0.32	2.60
Or	16.84	4.73	22.04	8.10	21.86	6.09	26.30
Ab	35.31	58.75	19.88	37.65	25.72	46.45	19.63
An	0.00	1.17	3.62	1.35	2.67	2.31	0.00

Coordonnées:

RI152	630275/120775	RI91	630175/120675
RI155	idem	P18b	630275/120775
RI153	idem	RI89	629900/121950
RI59	630175/120675		

APPENDICE II-Analyses chimiques(XRF)

D-Gneiss oeillés de l'apophyse frontale supérieure de Randa2

Ech.no	RII149	RII97	RII95	RII66	RII76	RII126	RII60b
SiO2	77.39	81.43	73.31	72.92	71.00	71.53	71.67
TiO2	0.30	0.41	0.32	0.61	0.47	0.29	0.51
Al2O3	11.67	10.02	14.56	14.90	14.90	13.93	14.35
Fe2O3	0.93	0.72	2.06	2.40	2.81	3.02	2.26
FeO	0.98	0.51	1.20	1.38	1.59	1.25	1.19
MnO	0.04	0.06	0.09	0.04	0.12	0.09	0.03
MgO	0.40	0.35	0.52	0.37	0.92	0.72	0.96
CaO	0.65	0.18	0.91	0.52	1.06	1.91	0.97
Na2O	3.91	4.80	2.91	2.76	2.35	2.35	2.88
K2O	3.17	1.93	4.01	3.55	3.65	3.69	3.87
P2O5	0.09	0.06	0.13	0.07	0.10	0.08	0.09
H2O+	0.94	0.76	0.84	0.93	1.98	1.26	1.52
Tot.	100.47	101.03	100.86	100.45	100.95	100.12	100.30
Traces[ppm]							
Nb	4.	0.	7.	4.	3.	11.	5.
Zr	130.	83.	209.	220.	260.	218.	226.
Y	41.	33.	44.	36.	36.	43.	37.
Sr	150.	19.	13.	36.	146.	29.	55.
Rb	107.	73.	127.	123.	118.	133.	130.
Co	66.	21.	24.	36.	26.	16.	26.
V	4.	0.	132.	118.	172.	128.	122.
Ba	512.	382.	1036.	983.	1279.	908.	1003.
S	0.	0.	0.	0.	88.	101.	13.
Norme CIPW							
Q	40.51	46.56	38.62	41.82	39.99	38.81	36.86
C	0.84	0.18	4.09	5.74	5.40	2.79	3.88
Or	18.73	11.41	23.70	20.98	21.57	21.81	22.87
Ab	33.08	38.92	24.62	23.35	19.88	19.88	24.37
An	2.64	0.50	3.67	2.12	4.61	8.95	4.22

Coordonnées:échantillons prélevés sous Holtz 627450/125350

TABLE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

Figure 1: Structure tectonique des unités penniques *s.l.* en Valais 6
Figure 2: Situation géographique de la région étudiée 8
Figure 3: Schéma lithostratigraphique synthétique de la nappe du Grand Saint-Bernard dans sa partie frontale et orientale 9
Figure 4: Carte géologique des unités penniques entre le Turtmanntal et le Vispertal . . . 10
Figure 5: Structure de fluxion des gneiss œillés de Randa et mégaclastes feldspathiques ensigmoïde 14
Figure 6: Coupes lithologiques dans le corps principal des gneiss œillés de Randa 15
Figure 7: Structure d'une entité œillée 17
Figure 8: Morphologie et orientation des principaux types de mégaclastes feldspathiques . 19
Figure 9: Détail d'un contact d'intrusion du granite de Randa 24
Figure 10: Carte de la lithostratigraphie du flanc inverse de la nappe de Siviez-Mischabel dans sa partie frontale et orientale (planche hors-texte)
Figure 11: Coupes lithologiques dans les apophyses frontales de Randa 1 et Randa 2 . . 25
Figure 12: Mégaclastes de Microcline I 32
Figure 13: Diagramme modal QAP 33
Figure 14: Composition des feldspaths alcalins 34
Figure 15: Données cristallographiques et optiques sur les feldspaths alcalins 35
Figure 16: Distribution de Al dans les sites tétraédriques T1o et T1m (somme) 35
Figure 17: Distribution de Al dans les sites tétraédriques T1o et T1m (différence) 36
Figure 18: Distribution des Al dans T1o, T1m et T2 37
Figure 19: Valeurs du «strain-index» 37
Figure 20: Inclusions primaires du Microcline I (planche hors-texte)
Figure 21: Composition des micas blancs (Al tot-Fe tot-Mg) 44
Figure 22: Composition des micas blancs (SiIV-AlIV-AlVI) 44
Figure 23: Profils en Ba dans le Micocline I 49
Figure 24: Diagramme normatif Q-Ab-Or 51
Figure 25: Diagramme de la saturation de l'alumine par les feldspaths 53
Figure 26: Diagramme Zr: TiO_2 57
Figure 27: Diagramme normatif Q': Anor 57
Figure 28: Diagramme de variation chimique R1: R2 58
Figure 29: «Nomenclature» diagramme Q: P 59
Figure 30: «Characteristics minerals» diagramme A: B 60
Figure 31: Diagramme discriminant Rb: Y + Nb 61
Tableau 1: Subdivisions générales de la nappe du Grand Saint-Bernard 7
Tableau 2: Composition structurale des micas 42
Tableau 3: Chronologie de la paragenèse des gneiss œillés de Randa 43
Tableau 4: (A-B-C): Evolution du mégafeldspath potassique (hors-texte)

© Société vaudoise des Sciences naturelles, Lausanne.

Rédaction:
Jean-Louis Moret, Institut de Botanique, Bâtiment de biologie, 1015 Lausanne.
Imprimerie: Héliographia SA, 1001 Lausanne.