

| | |
|---------------------|--|
| Zeitschrift: | Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie |
| Band: | 67 (1987) |
| Heft: | 3 |
| | |
| Artikel: | Les schistes œillés albitiques de Barneuza (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse) |
| Autor: | Sartori, Mario / Thélin, Philippe |
| DOI: | https://doi.org/10.5169/seals-51602 |

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 27.01.2026

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

Les schistes œillés albitiques de Barneuza (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse)

par *Mario Sartori¹* et *Philippe Thélin²*

Abstract

In the Siviez-Mischabel fold-nappe (Penninic Alps, Wallis, Switzerland) an augen-schist horizon with albite megaporphyroblasts (SOPA) extends for hundred kilometers at the contact between the oldest basement (Ergischhorn basement) and post-Namurian covers.

Texture and mineralogy vary little and indicate greenschist synkinematic complete (re-)crystallization-neoformation. The mega-albites show external rotation, with an internal schistosity coeval with the schistosity of the matrix.

Bulk geochemical analysis indicates that the SOPA might be derived from semi-pelites. Moreover, total alkali content ($\text{Na} + \text{K}$) is identical within the SOPA facies and the equivalent augenless facies.

These results suggest that the SOPA are the consequence of in situ synkinematic growth of albite porphyroblasts without introduction of Na but with external supply of water. The required fluid could be derived, within the frame of prograde Alpine metamorphism, from dehydration of post-Namurian covers, hence the lithostratigraphic control on the regional position of the SOPA.

Keywords: Albitization, metamorphic fluid, crystallization-deformation, lithostratigraphy, Siviez-Mischabel nappe, Penninic Alps.

1. Introduction

1.1. BUTS DU PRÉSENT TRAVAIL

Ce travail se propose d'apporter des données nouvelles sur un niveau pétrographique susceptible d'être considéré comme un repère lithostratigraphique au sein du soubassement anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel (Valais, Suisse). Il s'agit des schistes œillés albitiques de Barneuza, baptisés ainsi d'une part en raison des mégaporphyroblastes d'albite qui s'y sont développés spectaculairement et d'autre part du fait qu'ils affleurent massivement à la crête de Barneuza, située sur le versant oriental du Val de Zinal (fig. 3). Par com-

modité, ces roches seront nommées SOPA (= schistes œillés à porphyroblastes d'albite) tout au long de ce travail.

Cet horizon d'extension hectokilométrique et de puissance variable (0–250 m), associé à des schistes congénères non œillés (SNO) et à des roches vertes parfois albitiques (RVA), suscite des questions à la fois d'ordre régional (position tectonique, âge, héritage pétrographique, statut métamorphique, etc....) et d'ordre pétrologique (processus d'albitisation, statut géochimique, etc...). Notre approche, classique dans ses moyens (critères de terrain, études texturales, géochimiques de la paragneise et de la roche totale), prétend davantage livrer des observations et des données que de

¹ Institut de Géologie, Univ. Lausanne, BFSH2, CH-1015 Lausanne.

² Institut de Minéralogie, Univ. Lausanne, BFSH2, CH-1015 Lausanne.

proposer une nouvelle théorie sur le problème si complexe de l'albitisation qui relève soit de la métasomatose alcaline, soit d'une blastèse *in situ* en milieu hydrophile. On tentera tout au plus de proposer un modèle, ou pour être plus précis un scénario «cristallisation-déformation» compatible avec la nature et le contexte géologique des SOPA.

1.2. CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Les données sur lesquelles est fondée cette étude proviennent principalement d'un secteur situé en Valais oriental, sur la rive gauche du Rhône entre le Val d'Anniviers et le Mattertal (fig. 1). Cet espace est occupé pour l'essentiel

par la nappe du Grand Saint-Bernard, unité pennique moyenne, classiquement définie par LUGEON et ARGAND (1905).

Depuis plus de vingt ans, une subdivision de ce grand ensemble s'est peu à peu dessinée (SCHAER 1959, BEARTH 1961, BURRI 1983a et b, THÉLIN 1983, THÉLIN et AYRTON 1983, MARATHALER 1984) et a abouti à un découpage en quatre unités tectoniques distinctes, à savoir de bas en haut (fig. 1): la zone Houillère, la nappe des Pontis, la nappe de Siviez-Mischabel et la nappe du Mont Fort (ESCHER, sous presse).

La nappe de Siviez-Mischabel, qui ne constitue qu'une mince bande dans la région du Col du Grand Saint-Bernard, s'épaissit progressivement vers l'est pour atteindre sa puissance maximale entre le Turtmannatal et le Mattertal. Dans ce secteur, elle repose sur le socle polycy-

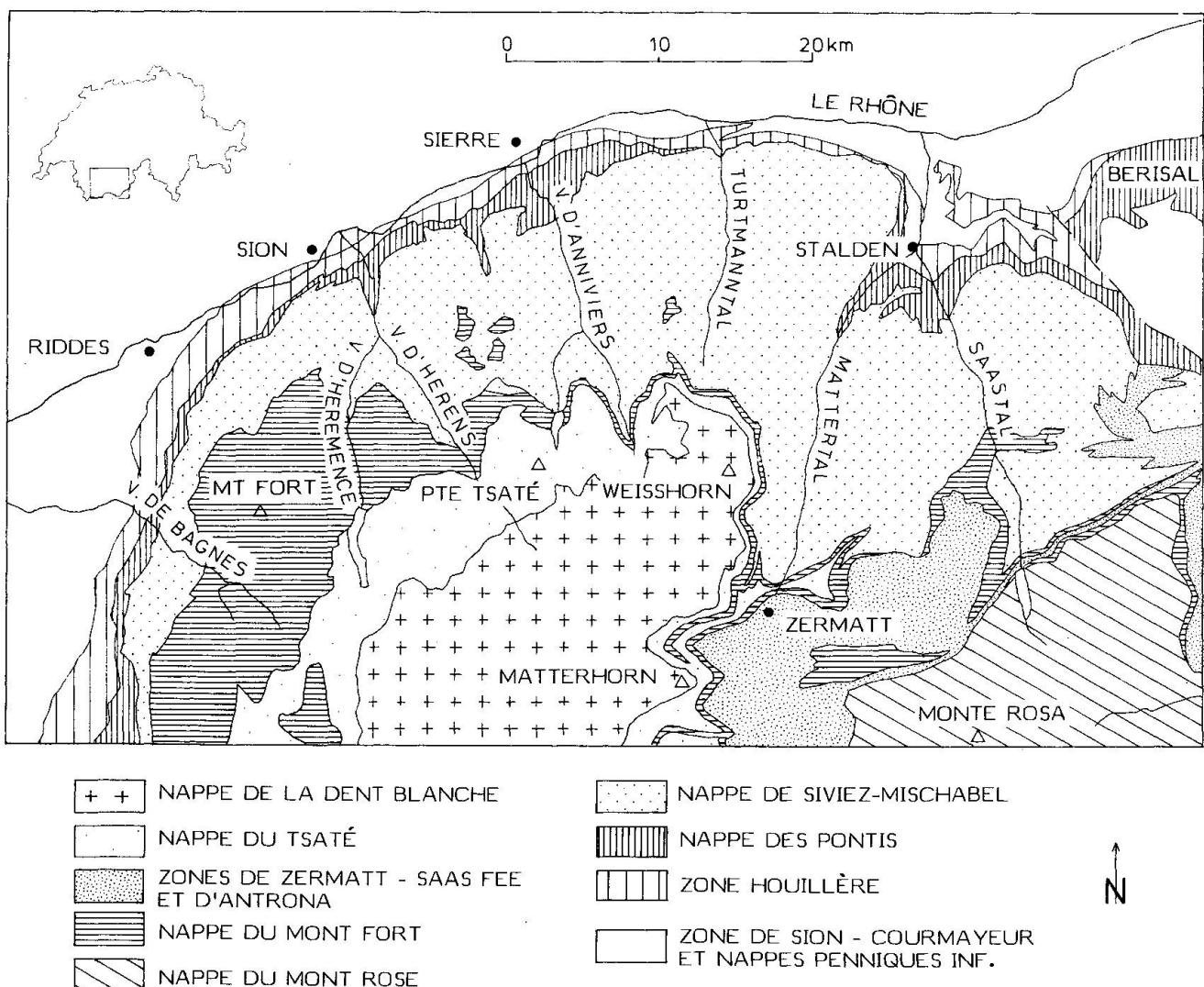


Fig. 1 Structure tectonique des unités penniques s.i. en Valais, modifié d'après ESCHER (sous presse).

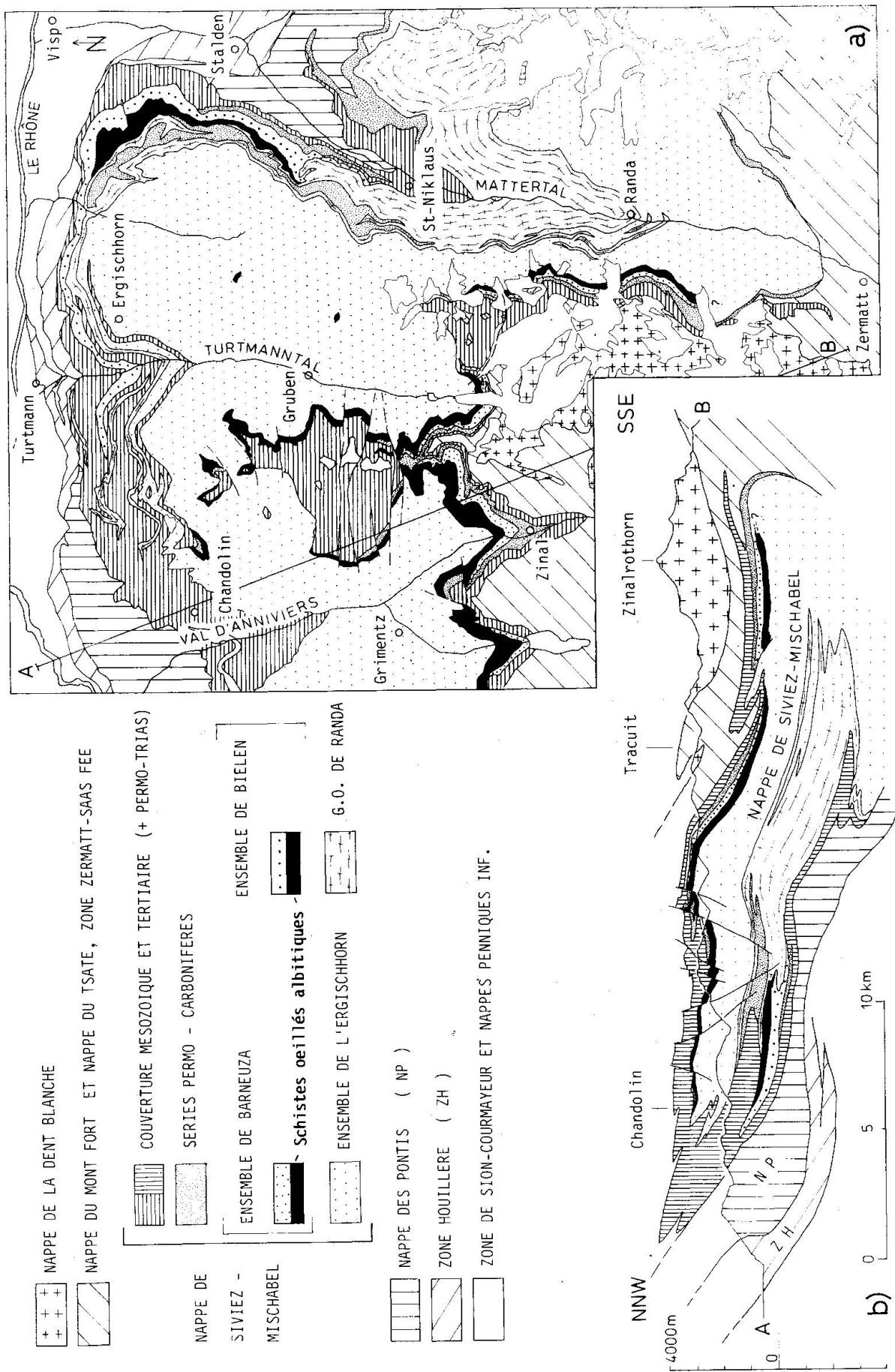


Fig. 2 Carte tectonique (a) et coupe submérienne (b) de la partie orientale de la nappe du Grand Saint-Bernard (même échelle), modifié d'après ESCHER (sous presse).

clique (zone de Stalden supérieure) de la nappe des Pontis, alors qu'elle même est surmontée par les métasédiments mésozoïques de la nappe du Mont Fort. Elle se trouve être, des quatre unités mentionnées, celle qui présente la succession stratigraphique la plus complète, puisque sur son socle polycyclique reposent des couvertures permo-carbonifère, permo-triasique et mésozoïque à tertiaire (fig. 2).

Ces enveloppes sédimentaires dessinent un vaste pli couché et emballent le noyau polycyclique de la nappe (fig. 2b). Un métagranite intrusif d'âge présumé permien (granito-gneiss œillé de Randa, THÉLIN 1987) constitue un puissant corps lenticulaire, intercalé entre le noyau et le flanc renversé de cette nappe.

Les SOPA et leurs roches associées semblent se situer d'une manière continue au contact entre le socle polycyclique s.s. et la couverture permo-carbonifère s.l., soulignant de ce fait une géométrie interne, propre à la nappe de Siviez-Mischabel et ceci aussi bien en flanc normal qu'inverse (fig. 2a et b). Leur extension régionale s'étend du Matteringtal jusqu'au nord d'Aoste (Italie) en passant par le Turtmannatal, le Val d'Anniviers, le Val d'Hérens, le Val d'Hérémence, le Val de Bagnes et le Val d'Entremont.

1.3. TRAVAUX ANTÉRIEURS

Nombre de travaux régionaux ou ponctuels (SIGG 1944, HALM 1944, GILLIÉRON 1946, VALLET 1950, SCHÄER 1960, BEARTH 1980, THÉLIN 1983 et 1987, THÉLIN et AYRTON 1983, BURRI 1983 a et b, MARTHALER 1984) signalent et/ou décrivent les SOPA, sans toutefois leur accorder une identité cartographique ni fournir des données quantifiées à leur propos. La problématique posée par la nature et la position des SOPA n'a jamais été abordée. Ces roches, tour à tour baptisées «Waffelschiefer-gneiss», «Knotenschiefer», schistes gaufrés, «Albit-Porphyroblastenschiefer», schistes œillés, gneiss quartzo-micacés à porphyroblastes d'albite, n'ont été en fait étudiées d'une manière un peu détaillée, c'est-à-dire au delà d'une simple description, que dans des travaux de diplôme (PALECZEK et THÉLIN 1976, PILLOUD et SARTORI 1981, NEIPP 1980, LAVANCHY et BRUNNER 1983, BAEHNI 1985) et en survol par WUST et BAEHNI (1986). Tous ces auteurs ont souligné la conti-

nuité cartographique des SOPA, leur position «intermédiaire» entre socle et couverture et le caractère textural spectaculaire des méga-albites incluant une schistosité interne. Seuls les derniers nommés se sont osés à prétendre que cette schistosité interne était relictuelle anté-alpine. Une méconnaissance du terrain à l'échelle régionale et une analyse hâtive de la texture nous paraissent avoir induit ces auteurs en erreur, comme on tentera de le montrer plus avant.

Il convient de souligner que le travail de WATKINS (1983) a été à l'origine de la présente recherche. Cet auteur décrit en détail des roches similaires dans les «Dalradian» (SW de l'Ecosse et NE de l'Irlande). Il propose un modèle d'albitisation *in situ* très stimulant pour notre propre réflexion. On trouvera dans WATKINS nombre de références théoriques relatives aux controverses suscitées par divers mécanismes potentiels permettant d'engendrer la croissance blastique de méga-albites.

2. Données de terrain

2.1. LE FLANC NORMAL

Les schistes œillés albitiques de Barneuza s'inscrivent dans un contexte lithostratigraphique bien défini. Une couverture cartographique au 1:10 000 d'un secteur compris entre le Val d'Anniviers et le Turtmannatal (fig. 3) permet d'affirmer la validité régionale des subdivisions proposées ci-dessous (fig. 4). Les profils les plus complets du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel montrent, superposées de bas en haut, les unités dont la description suit.

2.1.1. L'ensemble de l'Ergischhorn (THÉLIN, 1983)

Cet ensemble polycyclique forme le cœur de la nappe de Siviez-Mischabel. Il est composé pour l'essentiel de paragneiss auxquels sont associés divers types d'amphibolites et de gneiss leucocrates d'origine présumée pegmatitique et aplitique. Leur répartition spatiale n'offre pas de nette continuité cartographique.

Dans le secteur étudié, le terme le plus commun de cette unité est un gneiss à minces ru-

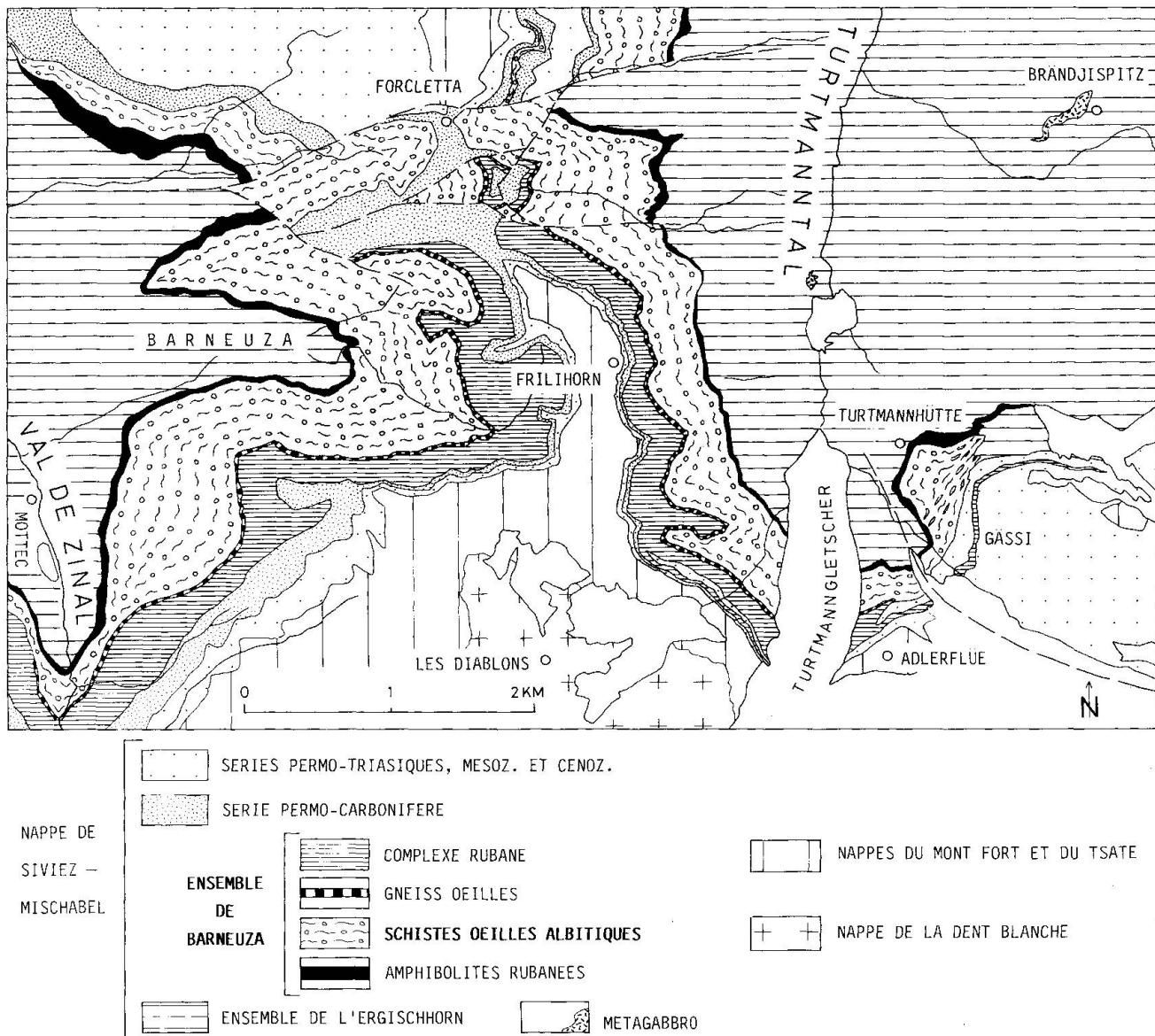


Fig. 3 Carte tectonique du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel entre le Val d'Anniviers et le Turtmannthal, d'après BERNASCONI et GILLY (1979), PILLOUD et SARTORI (1981), LAVANCHY et BRUNNER (1983), MARTHALER (1984) et SARTORI (1988).

bans de quartz. Cette roche, ainsi que les autres termes des séquences gréso-pélitique et mafique qui lui sont associés, contient, outre la paragenèse de faciès schistes verts (quartz, albite, phengite, biotite, chlorite, epidote), des minéraux reliques anté-alpins (grenat, muscovite, biotite, plagioclase, microcline) qui révèlent l'histoire polycyclique de cet ensemble (BEARTH 1961, THÉLIN et AYRTON 1983).

Au fond du Turtmannthal, deux corps intrusifs gabbroïques percent ces paragneiss (à proximité du Stausee à 2200 m; Brändjispitz

versant N, DELLA VALLE, 1988) et forment des pointements circonscrits de petit diamètre (respectivement 50 et 200 m). Ils sont constitués de métagabbro à hornblende.

2.1.2. L'ensemble de Barneuza

Les terrains de la partie supérieure du socle polycyclique de la nappe de Siviez-Mischabel présentent, à l'opposé de ceux de l'ensemble de l'Ergischhorn, une lithostratigraphie contras-

tées dont les niveaux repères ont une extension régionale. Le niveau le plus constant et le plus remarquable est formé de schistes œillés albitiques qui affleurent particulièrement bien dans la crête de Barneuza, au dessus de l'alpage du même nom (coord. nat. 113 550 / 615 662, 2525 m) en rive droite du Val d'Anniviers (à la hauteur d'Ayer). Nous désignons par le terme «ensemble de Barneuza» la succession des horizons de socle reposant sur les paragneiss et les amphibolites de l'ensemble de l'Ergischhorn et limitée à son sommet par la série permo-carbonifère (fig. 3.).

Les différents horizons pétrographiques qu'il englobe n'ont à priori en commun que le fait d'être associés selon un ordre constant sur de grandes distances et ce regroupement ne préjuge en rien des relations stratigraphiques, tectoniques et magmatiques qui les lient les uns aux autres.

Entre le Matteringtal et le Val de Moiry, cet ensemble comporte de bas en haut (fig. 4a, b, c):

- amphibolites rubanées
- schistes œillés albitiques (SOPA)
- gneiss œillés
- complexe rubané

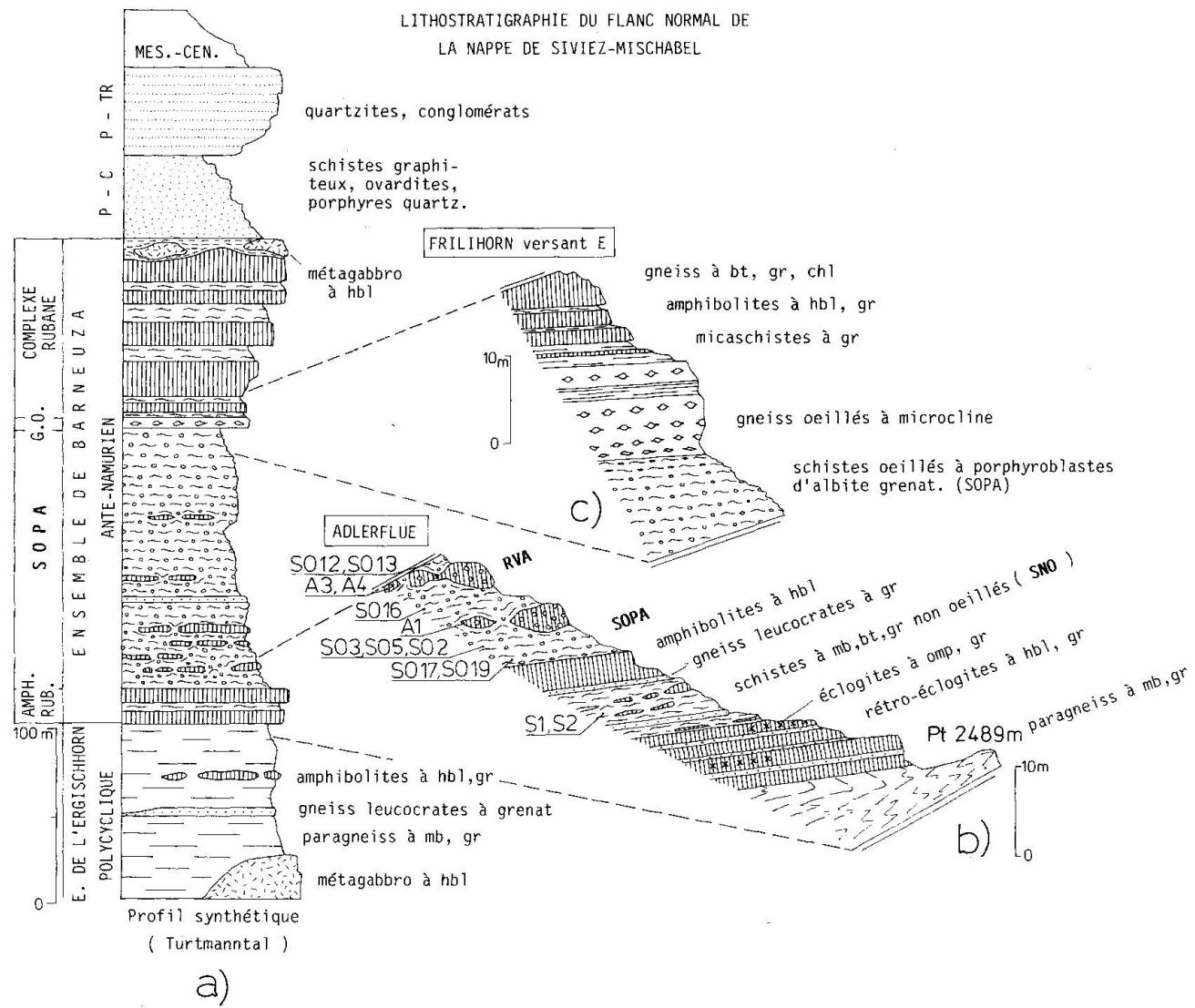


Fig. 4 Profil lithostratigraphique synthétique (a) et profils de détail (b: Adlerflüe, c: Frilihorn) du socle anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel entre le Val d'Anniviers et le Turtmannatal.

Abréviations: MES.-CEN.: couvertures indifférenciées post-paléozoïques; P-Tr: Permo-Trias et Trias inf.; P-C: Permo-Carbonifère;

AMPH. RUB.: amphibolites rubanées, SOPA: schistes œillés à porphyroblastes d'albite grenatifère; RVA: roches vertes associées; SNO: schistes congénères non œillés; gr: grenat; mb: mica blanc; bt: biotite; chl: chlorite; hbl: hornblende; omp: omphacite; S, SO, A: échantillons analysés en géochimie (XRF) et/ou par microsonde (cf. appendices A-I, A-II, B-I et B-III).

a) *Amphibolites rubanées*: ce premier niveau, de puissance variable (0.5 à 20 m), ne diffère notablement de certaines amphibolites communes dans l'ensemble sous-jacent que par son étonnante continuité cartographique. Il présente une succession de rubans décamétriques à métriques d'amphibolites, d'éclogites, et de rétroéclogites, de gneiss leucocrates et de micaschistes à grenats. Ces derniers sont intercalés à proximité du contact avec les schistes œillés albitiques sus-jacents. Ils présentent en commun avec eux l'aspect argenté et luisant des surfaces de schistosité ainsi que la même paragenèse minérale. De par leur aspect macroscopique, leur minéralogie et leur position structurale, ces micaschistes argentés pourraient constituer un équivalent des schistes œillés de Barneuza (SOPA), dépourvus de porphyroblastes d'albite et représentant par conséquent un terme de comparaison important (= schistes non œillés: SNO) dans le cadre d'une étude sur la cristallogénèse des méga-albites.

b) *Schistes œillés à porphyroblastes d'albites (SOPA)*: D'une épaisseur variant entre 0 et 250 m, ces schistes œillés déterminent des reliefs relativement doux dont la teinte gris-brun contraste avec le vert dominant dans les unités encaissantes (= complexe rubané, ensemble de l'Ergischhorn). Leur minéralogie et leur texture sont extrêmement homogènes, tant verticalement que latéralement. Il s'agit d'une roche formée d'une matrice quartzo-micacée schisteuse moulant des entités œillées de forme

ovoïde et de taille centimétrique (max. 2 cm). Une légère anisotropie dans la répartition de ces yeux est liée à leur disposition en chapelets parallèlement à la foliation. Les surfaces de schistosité sont mamelonnées et présentent des reflets micacés et argentés (micas blancs) tachetés de micas noirs. Des niveaux d'amphibolites gris-noir mouchetées de blanc (RVA) truffent localement ces schistes œillés. D'épaisseur décimétrique à plurimétrique, ils sont concordants avec la schistosité principale, mais souvent très boudinés. Si leur fréquence varie d'une coupe à l'autre, leur minéralogie et leur texture micro-œillée demeurent constantes et se distinguent des autres types d'amphibolites du socle Siviez-Mischabel. Le contact avec l'encaissant est franc, souvent souligné sur quelques centimètres par un enrichissement relatif en porphyroblastes d'albite dans les schistes et en chlorite dans les RVA. Quoique plus rares, des niveaux d'amphibolites de type rétro-éclogite sont également intercalés dans les SOPA.

Plusieurs phases de déformation, postérieures à celle pour laquelle ces assemblages œillés représentent une blastèse syncinématique, concourent localement à sa destruction par microplissement et rétromorphose.

c) *Gneiss œillés*: Sans solution de continuité apparente, un mince niveau de gneiss leucocrate (0.5–5 m) sépare les SOPA du complexe rubané qui les surmonte généralement dans ce secteur. Il s'agit d'un gneiss verdâtre à microcline, de grain fin, auquel l'altération donne un aspect microvacuolaire et une patine brun-rouille. Dans le versant E du Frilihorn (fig. 4c), ce niveau, localement moins déformé, prend l'aspect d'un gneiss œillé massif (10 m de puissance). Les entités œillées, de taille centimétrique (microcline, albite en échiquier), sont disposées dans une matrice quartzo-micacée dessinant une foliation fine et régulière.

d) *Complexe rubané*: Cette unité couronne le socle polycyclique de la nappe de Siviez-Mischabel. Du Mattertal au Val de Moiry, elle fait preuve d'une parfaite continuité est-ouest, alors que son extension vers le nord est limité par une ligne Corne de Sorebois-Col de Forcletta (WSW-ENE), ceci dans le Val d'Anniviers.

Contrairement aux autres horizons lithologiques de l'ensemble de Barneuza, ce niveau n'offre pas une grande homogénéité. Les divers

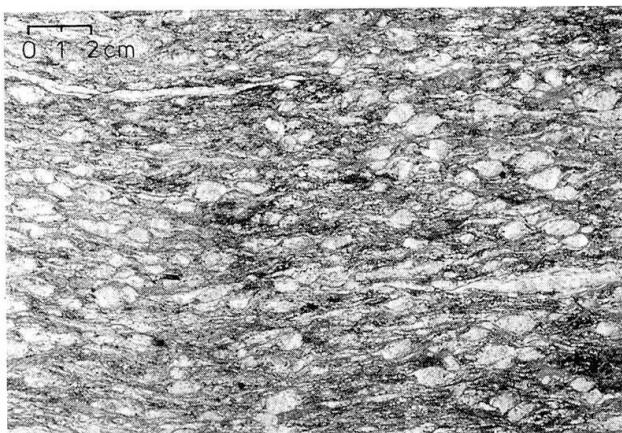


Fig. 5 Aspect typique d'un schiste à méga-porphyroblastes d'albite dont on remarquera la schistosité interne discordante.
Localité: Adlerflüe, Turtmanntal.

types pétrographiques qui le composent alternent dans les profils ou dominant localement selon une répartition difficilement cartographiable. Des amphibolites rubanées et des gneiss à biotite verte, chlorite et grenat en constituent toutefois la grande partie et lui confèrent l'aspect massif et la patine vert-bouteille qui le caractérisent à l'affleurement. Des micaschistes à grands grenats complètent cet éventail pétrographique. Dans ce complexe où prédominent des roches mafiques, deux générations d'amphiboles et de grenats peuvent être distinguées: la première, anté-alpine, composée de reliques de méga-hornblendes et de pœciloblastes grenatifères à inclusions hélicitiques, la seconde, alpine s.l., formée de prismes d'amphibole bien alignés selon la schistosité et la direction d'étirement principales ainsi que de petits grenats idiomorphes. Une porphyroblastèse d'albite syncinématique accompagne parfois cette dernière paragenèse donnant lieu à des roches de types RVA. Il faut également noter la présence fréquente de carbonates (calcite, ankérite) dans ces roches. Plusieurs pointements d'un métagabbro à hornblende, identique à celui décrit dans l'ensemble de l'Ergischhorn, ont été observé au sein du complexe rubané. Leur position structurale correspond souvent au contact entre cette unité et la série permo-carbonifère sus-jacente.

2.1.3. Série permo-carbonifère

A l'échelle cartographique, il existe une discordance angulaire entre les ensembles polycycliques décrits ci-dessus et la série gréso-pélitique monocyclique qualifiée de permo-carbonifère qui leur fait suite (figures 2 et 3). Du sud au nord, celle-ci repose progressivement sur le complexe rubané puis sur les SOPA de l'ensemble de Barneuza, enfin directement sur les paragneiss de l'ensemble de l'Ergischhorn. Dans le secteur étudié, la série est constituée pour l'essentiel de micaschistes graphiteux et de roches vertes ovarditiques. Un niveau de schistes à porphyroblastes d'albite revêt un intérêt particulier dans le cadre de ce travail. Par leur taille et leur caractère syncinématique (tableau 1) les blastes d'albite ont dans cette roche un développement très semblable à celui observé dans les SOPA. Elle en diffère toutefois par une paragenèse plus banale (Ab, Qtz, Mb,

Chl, Sp, Ep, Tourm) et par la nature généralement polycristalline des yeux d'albite.

Elle-même vraisemblablement discordante sous les quartzites permo-triasiques, cette entité «permo-carbonifère» ne semble être formée entre le Matteringtal et le Val d'Anniviers (SARTORI, 1988) que de terrains d'âge carbonifère supérieur.

2.1.4. Séries permo-triasiques à tertiaires

Le toit de la nappe de Siviez-Mischabel comporte dans sa portion orientale une enveloppe sédimentaire complète qui comprend des quartzites permo-triasiques et deux séries mésozoïques à cénozoïques distinctes (série du Barrhorn, série du Toûno). Les sédiments les plus jeunes de la nappe, considérés comme éocènes, fournissent une limite d'âge inférieure pour les événements tectono-métamorphiques méso-alpins auxquels sont liés les processus de blastèse albitique qui nous occupent ici.

2.1.5. Synthèse

En résumé, le flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel comporte un vieux socle polycyclique anté-namurien dont la partie supérieure (ensemble de Barneuza) est formée d'entités stratiformes de grande étendue reposant, peut-être en discordance (fig. 14), sur une unité plus ancienne (ensemble de l'Ergischhorn) non différenciée. Nous adopterons dans ce qui suit le point de vue de BOCQUET (1974) en désignant comme anté-namuriennes les unités portant la trace d'un métamorphisme anté-alpin. Deux cycles mafiques sont à distinguer au sein des unités anté-triasiques telles qu'elles ont été décrites. Les amphibolites des ensembles susmentionnés portent l'empreinte d'un métamorphisme ancien de mésozone, certaines d'entre elles recelant également des paragenèses éclogitiques. Leur caractère polycyclique, et partant leur âge anté-namurien, seront donc postulés. Les intrusions gabbroïques disséminées dans la masse et au toit de la partie polycyclique de ce socle ainsi que les ovardites intercalées dans les micaschistes carbonifères sup. sont monocycliques et constituaient à nos yeux un ou plusieurs événements magmatiques et/ou volcaniques d'âge carbonifère supérieur à permien inférieur dont une partie peut-être

serait à mettre en relation avec l'intrusion du corps granitique de Randa (bimodalisme permien, THÉLIN et AYRTON, 1983).

Nous nous proposons de démontrer que l'horizon de schistes œillés à porphyroblastes

d'albite (SOPA) appartenant à l'ensemble de Barneuza a subi, lors du métamorphisme méso-alpin, une recristallisation-néoformation particulièrement poussée qui a eu pour résultat d'effacer toute trace de l'assemblage minéral anté-alpin. La description de la paragenèse alpine qui s'y est substituée entièrement, ainsi que l'existence d'un contrôle lithostratigraphique de ce phénomène, seront les thèmes développés dans les chapitres 3 et 4.

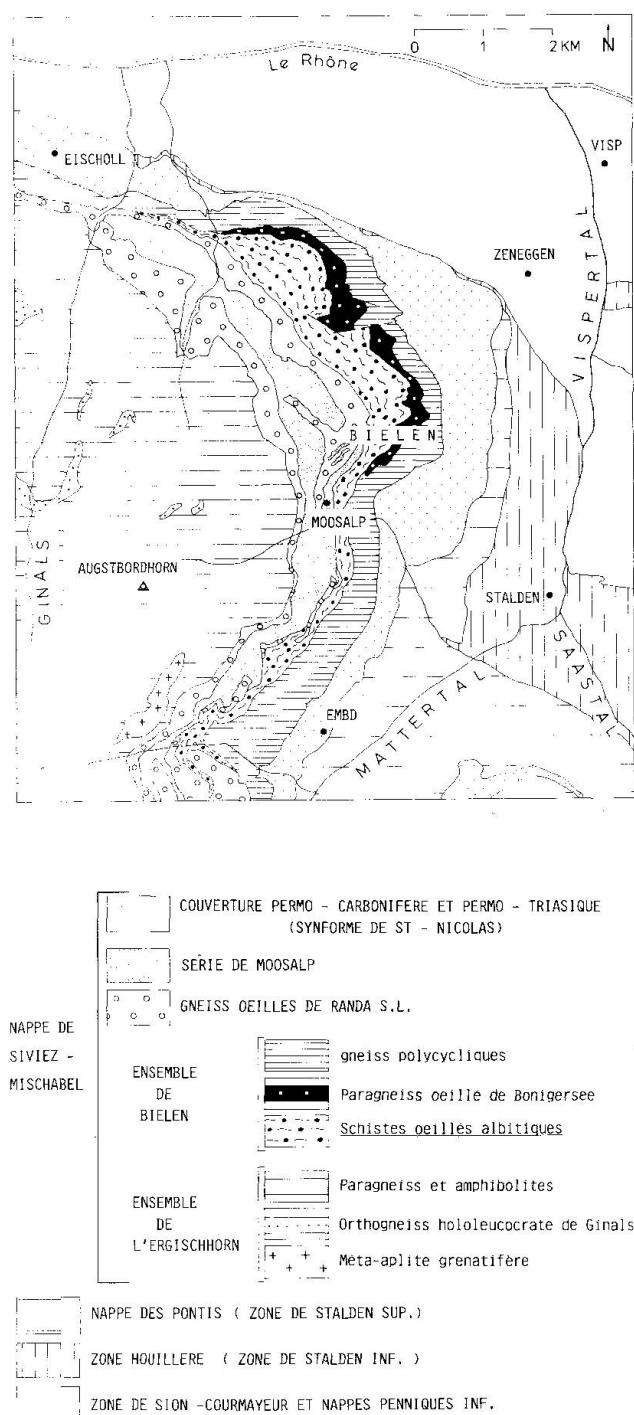


Fig. 6 Carte tectonique de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le Ginalstal et le Vispertal, d'après MANDELBAUM (1976), PALECZEK (1976), PALECZEK et THÉLIN (1976), THÉLIN (1976, 1983 et 1987) et BEARTH (1980).

2.2. LE FLANC INVERSE

2.2.1. Lithostratigraphie générale

Il ressort des figures 6 et 7 que le flanc inverse de la nappe de Siviez-Mischabel, qui affleure spectaculairement dans le Matteringtal (de Stalden à Täsch), présente globalement une lithostratigraphie similaire à celle du flanc normal, cette dernière étant plus développée et mieux préservée de la déformation (figures 3 et 4). La fig. 2a permet de prendre connaissance de cette «symétrie» à l'échelle régionale du Valais oriental et d'affirmer, cartographie à l'appui, que l'unité de Siviez-Mischabel est objectivement une nappe-pli.

De haut en bas topographiquement, on est en mesure de distinguer les zones, ensembles et séries suivantes (les termes de zones, ensembles et séries étant utilisés dans le même sens que par BURRI, 1983 a): (fig. 7a)

- Ensemble polycyclique de l'Ergischhorn (para-, orthogneiss et amphibolites, etc.)
- Apophyse frontale du granito-gneiss œillé de Randa 2 (présumé permien)
- Série de Moosalp (métagrauwackes présumés permiens)
- Apophyse frontale du granito-gneiss œillé de Randa 1 (idem)
- Ensemble composite de Bielen (incluant entre autres les SOPA et les paragneiss œillés de Bonigersee)
- Série permo-carbonifère et permo-triasique (Verrucano) de la synforme de St-Nicolas
- Zone supérieure de Stalden (= noyau polycyclique de la nappe des Pontis)
- Zone inférieure de Stalden (= zone Houillère)

Les niveaux a-b-c-d-e-f font partie de la nappe de Siviez-Mischabel, dont les niveaux b → f constituent le flanc renversé. Les niveaux

b-c-d déterminent la couverture présumée permienne qui comprend une dominante d'arénites immatures et du matériel acide d'intrusion. BEARTH (1980) ne propose aucune distinction cartographique entre les niveaux a-b-c-d-e, reléguant les séries permianes dans le

vieux socle. Ce sont les travaux de MANDELBAUM (1976), PALECZEK et THÉLIN (1976), THÉLIN (1983, 1987) qui contribuèrent par une cartographie détaillée à affiner la subdivision du soubassement anté-triasique de ladite nappe dans sa portion orientale.

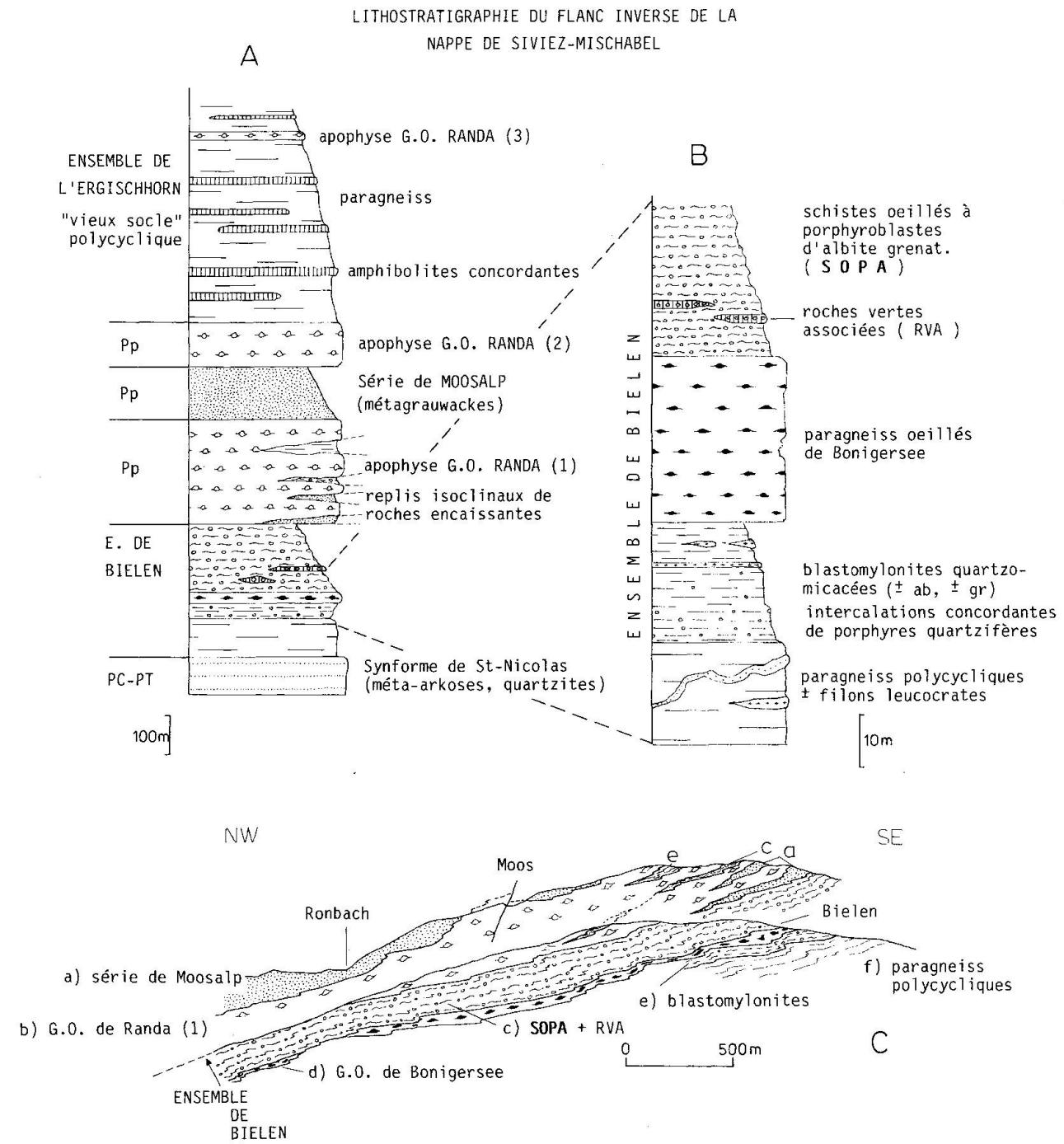


Fig. 7 Lithostratigraphie du flanc inverse de la nappe de Siviez-Mischabel (versant occidental du Matteringt). (A): profil synthétique; (B): profil détaillé dans la région de Moosalp (feuille RARON au 1:25 000, no 1288); (C) 2 coupes SE-NW dans la région Ronbach-Moos-Bielin (même feuille).

Abréviations: Pp: Permien présumé; PC-PT: Permo-Trias et Permo-Carbonifère; G.O.: gneiss œillés; autres abréviations, cf. fig. 4.

2.2.2. L'ensemble composite de Bielen

Cet ensemble, équivalent grosso-modo à celui de Barneuza tant par sa position intermédiaire au sein de la lithostratigraphie que par sa lithologie, s'étend géographiquement de St-Nicolas (au S) jusqu'à Bachtola (au N), en passant par Grossberg, Pletschen, Bifigstäfel, Vor-alpen, Gärlich, Bürchen (cf. feuilles 1308 St. Niklaus et 1288 Raron). Le nom de Bielen (anc. Bieltini cf. feuille Raron) lui a été attribué car c'est dans cette portion de terrain, entre Gold-biel (pt. 2125.4 m) et Chalte Brunne (pt. 2043 m), qu'il livre une coupe quasi complète.

Avant de décrire cet ensemble, il convient de faire deux remarques préliminaires. En premier lieu, la succession lithologique (fig. 7b) décrite ci-dessous, relevée à Goldbiel (env. 2 km au N de Törbel), est quelque peu synthétique du fait de l'espacement des affleurements, des variations latérales de faciès, du laminage cataclastique et de répétitions tectoniques à petite échelle soit par plissement isoclinal, soit par écaillement. D'autre part, contrairement à l'ensemble de l'Ergischhorn, l'ensemble de Bielen est constitué de termes pétrographiques définis et délimitables qui peuvent donc être cartographiés. Toutefois leur juxtaposition sur le terrain, entre la synforme de St-Nicolas et l'apophyse frontale de Randa 1, est la cause principale de leur regroupement qui est donc quelque peu arbitraire.

Succession lithologique, de haut en bas (figures 7b et c): a) Les schistes œillés à porphyroblastes d'albite (SOPA) et équivalents non œillés (SNO) (ép.: 20–120 m): schistes ou parfois gneiss à patine et cassure bleu-vert, présentant un caractère œillé manifeste (\varnothing 0.3–0.8 cm), déterminé par des blastes d'albite moulés par la schistosité principale. Le laminage extrême induit une répartition des méga-albites assez erratique, à l'inverse de ce que l'on observe en flanc normal (ensemble de Barneuza). On peut les observer de manière aisée à Wasme, le long de la route Törbel-Moosalp, à 1900 m, de 121800/630555 à 121962/630900; également à l'W de Goldbiel, à Bawald, à Gärlich et à Nässjere (région Unterbäch-Bürchen). Localement, notamment à Wasme, on note des intercalations cm-dm d'amphibolites grenatifères, parfois albitiques (équivalents possibles des RVA du flanc normal). Le contact avec l'encaissant (= Randa 1 et gneiss œillés de Bonigersee), dans la mesure où l'on peut le discer-

ner, voire même le suivre, paraît concordant à la schistosité principale et de nature tectonique, du moins en ce qui concerne le contact SOPA-Randa 1.

b) Les paragneiss œillés de Bonigersee (ép.: 20–50 m): en niveau continu d'extension kilométrique, ces gneiss œillés fortement laminés (THÉLIN, 1983) affleurent selon une lentille arquée de Bielen à Bürchen. On peut les observer à Blatt (env. 500 m au SE de Bürchen), à Goldbiel (au N du Bonigersee) et au NNW du Breitmattsee. Il s'agit de gneiss mylonitiques œillés de teinte gris-vert, à rubanage compositionnel fin et régulier. Les entités œillées, de forme elliptique, ont une constitution polycristalline et polygénique, à dominante qtz-fe.alc-mb-carb. La taille de ces paraclastes et tectoclastes n'excède pas 1.5 cm. Une étude texturale fine ainsi que de nombreuses analyses géochimiques (THÉLIN, op.cit.) ont permis de mettre en évidence la nature métadétritique immature desdits gneiss œillés. De ce fait on ne peut pas les assimiler aux orthogneiss œillés de Randa qui affleurent à leur proximité.

c) Blastomylonites quartzo-micacées (ép.: 10–30 m): en contact net et fortement laminé, on passe à un mélange de faciès, à la fois récurrence de SOPA très déformés et apparition progressive de gneiss polycycliques à grenat (cf. niveau {d}). Laminage et récurrences plaident pour une zone de contact mécanique. On y observe localement des filons en apparence concordants de porphyres quartzifères. Ils sont similaires à ceux répertoriés dans le Permo-Trias et témoignent d'un magmatisme acide permien.

d) Paragneiss polycycliques (ép.: 10–70 m): ces gneiss, déterminent la base de l'ensemble de Bielen. Parfois très feuillettés, à patine gris-bleu rouillé, à cassure gris-bleu, moyennement à grossièrement cristallisés, avec en alternance des lits de quartz et des lits muscovitiques (muscovite confirmée par XRD), ils recèlent une paragenèse relique (pré-alpine) indubitable, marquée par la paragenèse: grenat globuleux à inclusions hélicitiques (\varnothing max.: 0.6 cm) – muscovite – plagioclase saussuritisé – biotite altérée brun-rouge. THÉLIN (1983) livre des analyses qui démontrent que la composition de ces minéraux reliques contraste avec celle des minéraux alpins (grenat néoformé – phengite – biotite verte – albite). Ces paragneiss sont localement lardés de porphyres quartzifères concordants et de filons albitiques discordants. Il est à

signaler, par comparaison avec le complexe rubané de l'ensemble de Barneuza auquel cet horizon peut être assimilé, du moins par sa position lithostratigraphique et son caractère polycyclique, qu'il y a très peu de roches vertes (amphibolites, métagabbros) dans cette succession

monotone de paragneiss semi-pélitiques. Le contact inférieur de l'ensemble de Bielen par rapport aux quartzites et métá-arkoses du Permo-Trias est net et peu déformé, ce qui une fois de plus plaide en faveur d'un contact tectonique.

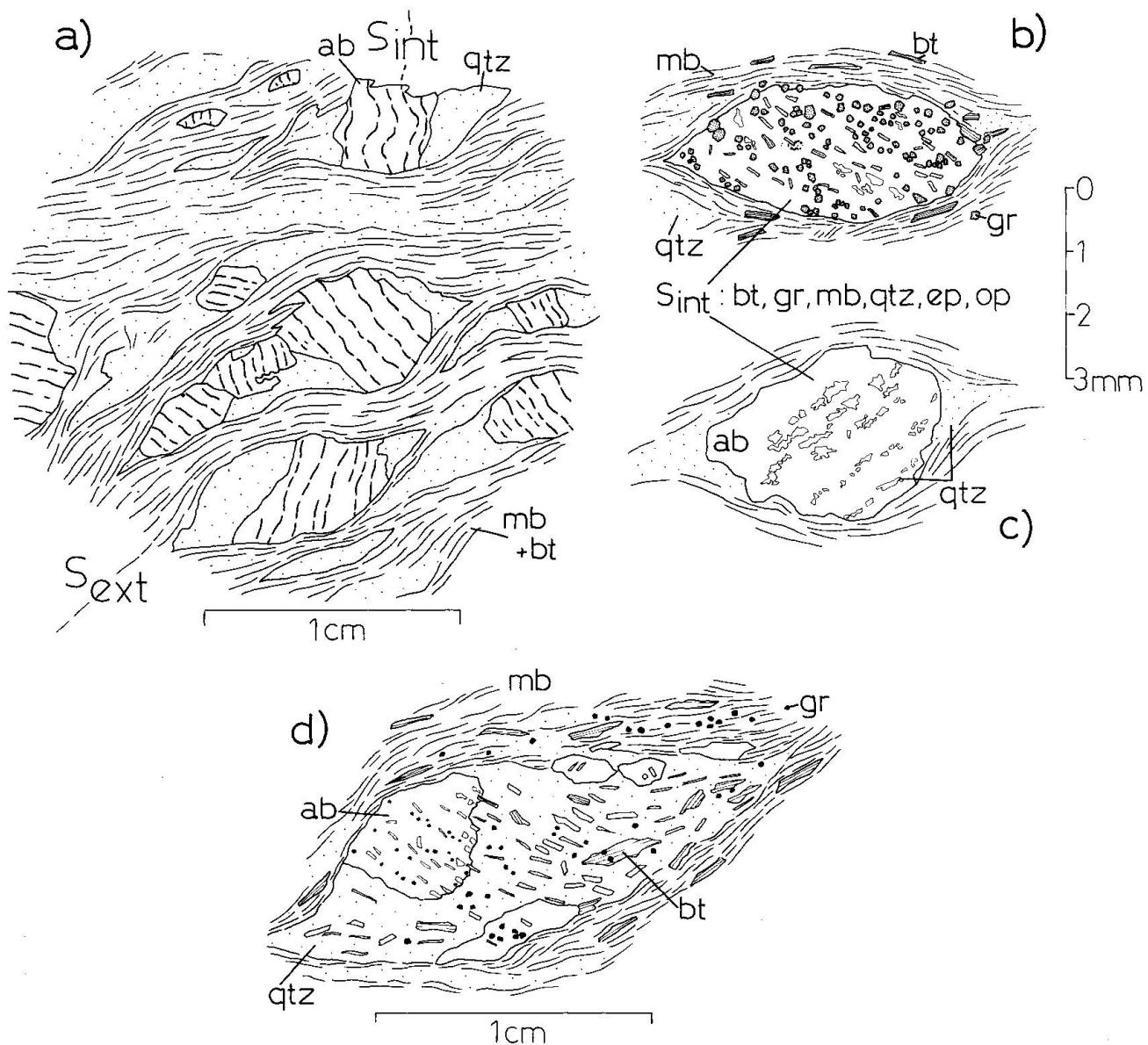


Fig. 8 Microtextures des schistes œillés albitiques de Barneuza:

a) Porphyroblastes d'albite à schistosité interne (S. int) et queues de cristallisation moulés par la matrice granulépidoblastique constituant la schistosité externe (S. ext).

b) Porphyro-pœcilelobaste d'albite à inclusions alignées.

c) Idem. Dans ce porphyroblaste, seules les inclusions de quartz ont été représentées. Elles dessinent avec l'albite une texture subgraphique.

d) Queue de cristallisation à inclusions sigmoïdales. S. interne et S. externe sont co-cinématiques et relèvent d'une cristallisation syncinématique.

Abréviations: qtz: quartz; ab: albite; mb: mica blanc (= phengite); bt: biotite; gr: grenat (à dominante almandin); ep: épidoite; op: minéraux opaques.

3. Données texturales et minéralogiques

3.1. LES SCHISTES ŒILLÉS ALBITIQUES (SOPA)

La texture des SOPA est marquée par le développement de méga-porphyrabolastes d'albite moulés dans une matrice granolépidoblastique conférant à la roche une schistosité nette (S. externe). Les blastes d'albite emprisonnent une schistosité (S. interne), généralement discordante par rapport à la S. externe (fig. 8a).

a) Porphyroblastes d'albite et S. interne: Les «yeux» de la roche sont formés par une albite très pure (moy.: $An_2Ab_{97}Or_1$; Al/Si ordre: $t_{10} = 0.95\text{--}1.00$, $t_{1m} = 0.05$ max., type low albite) non zonée, présentant rarement un liseré plus calcique (max. An_7). La tendance idiomorphe et la fréquence des individus maclés augmentent avec leur taille, celle-ci pouvant atteindre 2 cm. Les macles recensées sont d'origine mécanique (de type albite, non traversières, soit coupées à angle droit, soit fusiformes).

Les minéraux inclus dans cette albite sont en règle générale de petite taille ($> \frac{1}{10}$ mm) et participent tous de l'arrangement planaire constituant une S. interne rectiligne (fig. 8b) ou très rarement sigmoïde. Le *grenat* est minuscule («minute garnet», $\varnothing 0,1$ mm en moyenne, \varnothing max. 1 mm), subidiomorphe, et comporte fréquemment un cœur riche en impuretés cryptocrystallines et une bordure limpide (mais aucune inclusion alignée ou sigmoïdale). Il lui arrive de s'assembler en agrégats ou de figurer une texture en «atoll». Son chimisme est celui d'un almandin zoné (fig. 9 et appendice A-I) qui présente du centre vers le bord une augmentation en molécules «almandin» et «pyrope» et, corrélativement, une diminution en «grossulaire». Les petits micas blancs inclus dans l'albite sont des *phengites* $2M_1$ (fig. 10, appendice A-II) alors que le mica noir, souvent de taille légèrement supérieure (\varnothing max. 0,7 mm) est une *biotite* vraie à pléochroïsme brunâtre-brun foncé. Le *quartz* forme des chaînes parallèles et rectilignes de petits grains allongés qui soulignent la S. interne de façon très nette (fig. 8c). Les divers grains d'une de ces chaînes ont des formes vermiculaires et sont parfois en continuité optique. Le quartz constitue donc avec l'albite un type particulier de texture subgraphique. Une *allanite* de couleur brunâtre à rougeâtre, légèrement pléochroïque, se présente sous forme de prismes al-

longés selon S. interne. Enfin de petits grains d'*ilménite* et de *rutile* parfois sertis de leucoxène font partie intégrante de cette paragenèse captive des méga-porphyrabolastes d'albite. L'apatite et le zircon sont très nettement subordonnés.

Bien que variable d'une méga-albite à l'autre et d'une lame mince à l'autre, la proportion (en surface) des minéraux inclus selon S. interne est en moyenne de l'ordre $\frac{1}{3}$ quartz, $\frac{1}{3}$ grenat, $\frac{1}{3}$ mica, allanite et ilménite. Le contenu total des inclusions couvre environ 30 à 40% de la surface des blastes d'albite.

b) *Matrice de la roche (S. externe)*: Les minéraux de la matrice définissent la schistosité principale qui moule les méga-albites. Elle s'exprime sous la forme d'un fin litage de quartz et de micas. Le mica blanc et le mica noir sont intimement mêlés selon des fuseaux alignés formant des lits phylliteux. Il s'agit d'une *phengite* et d'une *biotite* sans différence significative avec celles de la S. interne (fig. 10 et 11, appendice A-II). Ces fuseaux de micas sont riches en inclusions de type et de taille semblables à celle de la S. interne. Le grenat présente un habitus particulier de petits granules allongés dans le plan de la S. externe. Son chimisme diffère très légèrement de celui de la S. interne car il est en valeur absolue plus pauvre en molécule grossulaire et plus riche en spessartine, mais le zonage, bien que plus

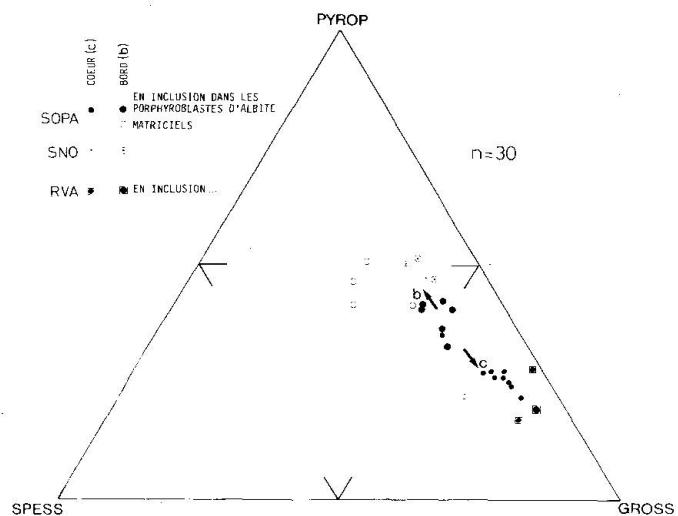


Fig. 9 Diagramme de composition Pyrope-Spessartine-Grossulaire des grenats à dominante almandin (cf. appendice A-I).

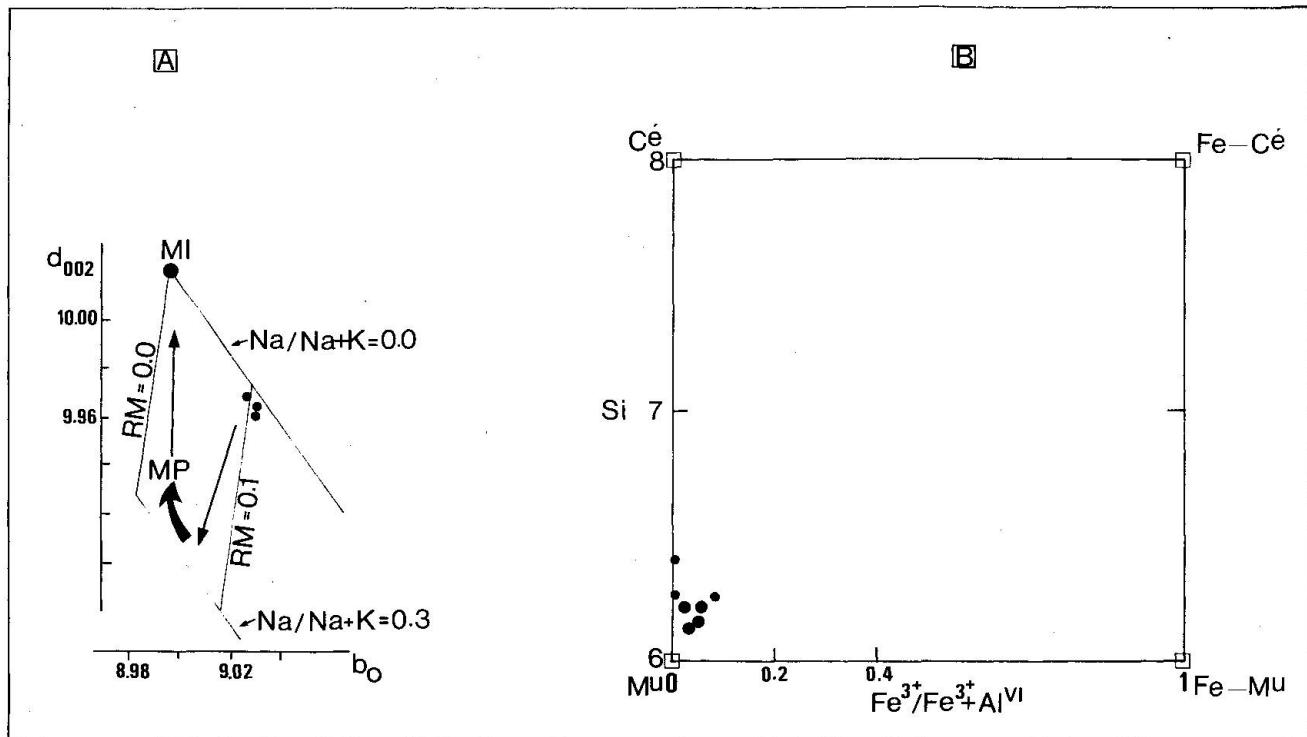


Fig. 10 Composition des micas blancs (phengite 2M1)

A: Substitution céladonitique «RM» et substitution paragonitique ($Na/Na + K$) en relation avec d_{002} et b_0 ($n = 3$) (selon KÜBLER, 1984, fig. 61).

Abréviations: MP: moyenne pression; MI: muscovite idéale.

B: Composition en fonction de la substitution Tschermak (Si) et de $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{VI})$ ($n = 7$).

Abréviations: Mu: muscovite; Cé: céladonite; Fe-Cé: ferri-céladonite; Fe-Mu: ferri-muscovite.

Figurés: grands cercles pleins: mica blanc en inclusion dans les méga-albites des SOPA; petits cercles pleins: mica blanc matriciel des SOPA.

discret, est de même polarité (fig. 9, appendice A-I). L'allanite, l'ilménite, l'apatite et le zircon constellent également les plages de micas alors que la tourmaline, toujours absente dans S. interne est fréquente dans la S. externe où elle englobe parfois des inclusions de quartz, de grenat et de micas. Le quartz forme de minces bandes ($> \frac{1}{10}$ mm) parallèles aux lits micacés ou insinués en leur sein. Il présente une texture de type «Plattenquartz» qui témoigne de son statut syncinétique. Il cristallise également, en compagnie des micas, dans les ombres de pression des porphyroblastes d'albite.

Cet assemblage minéral est souvent partiellement rétromorphosé, en relation avec l'intensité locale des déformations tardives. On observe une chloritisation progressive de la biotite puis du grenat de la S. externe, les minéraux constitutifs de S. interne restant protégés par l'albite dans laquelle se développent de minuscules paillettes de séricite. La déformation allant croissant, elle conduit, dans la matrice, à

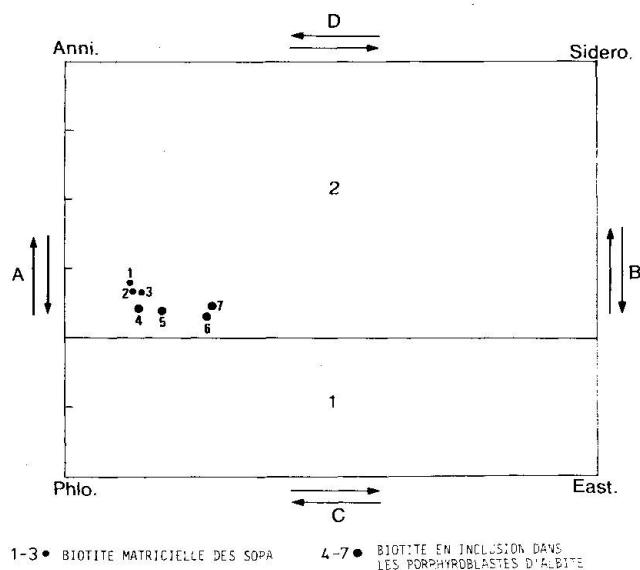


Fig. 11 Composition des micas noirs (biotite brun-vert).

Substitution A: Annite-Phlogopite; B = Eastonite-Sidérophyllite; C: Phlogopite-Eastonite; D: Annite-Sidérophyllite. Champ 1: Phlogopites s.l.; 2: Biotites s.l.

une très forte granulation du quartz et des micas, à un fort étirement des porphyroblastes et à la chloritisation de la biotite et des grenats de la S. interne.

Certains minéraux sont clairement postcinématiques, comme la pyrite, parfois abondante et, dans les zones extrêmement déformées, les chapelets de blastes d'albite tardive développée au détriment des lits micacés.

c) *Synthèse texturale (tableau 2)*: A l'exception de certains minéraux accessoires dont le zircon, très métamicte et impropre à un examen typologique (Ch. Talon, comm. orale) et le rutile (?), tout l'assemblage minéral composant les SOPA résulte d'une cristallogénèse alpine. Les observations texturales montrent sans ambiguïté que l'ensemble des phases, y compris le grenat et la biotite brune, participe de façon éo-à syncinématique à la formation de la schistosité alpine dominante (S 1). En cours de croissance, les porphyro-pœciloblastes d'albite ont enclavé une multitude de petits grains également néoformés et disposés selon une schistosité interne. Dans une processus de déformation-(re-)cristallisation en apparence continu mais rapide (S. interne rectiligne, rarement sigmoidale) les blastes d'albite ont subi une rotation externe par rapport à la matrice au sein de laquelle s'est poursuivie la cristallisation de l'assemblage minéral selon la schistosité principale de la roche (S. externe). Durant cet événement les méga-albites ont été le siège d'une dissolution sous pression alors que se formaient des queues de cristallisation dans les zones abritées. Ces dernières mettent parfois en évidence la continuité de ce processus de cristallisation-déformation (fig. 8d).

3.2. LES SCHISTES CONGÉNÈRES NON ŒILLÉS (SNO)

Les SNO possèdent une texture grano-lépidoblastique. De petits fuseaux de phengite et de biotite brune marquent une schistosité fine et régulière. Parallèlement à ces lits micacés, le quartz forme de fins rubans à texture «Plattenquartz». L'albite présente un aspect matriciel: elle constitue une pâte de cristaux xénomorphes, envahis par de minuscules paillettes de séricite dans laquelle se découpent à l'emporte-pièce les lits de micas et de quartz. Le grenat, de taille et d'allure semblable à celui des SOPA (allongement // à la schistosité princi-

pale) est distribué de façon homogène. Il s'agit d'un almandin peu zoné (fig. 9, appendice A-I) dont le chimisme représente à peu près une moyenne par rapport aux grenats des SOPA. L'assemblage minéral est complété par l'allanite et l'ilmenite (tous deux également allongés) ainsi que par l'apatite et le zircon. La chlorite et la pyrite sont de génération postérieure. Exception faite de l'absence de porphyro-pœciloblastes d'albite, les SNO sont identiques aux SOPA du point de vue minéralogique et modal.

Toutefois une biotite brune à pléochroïsme intense, de taille trois fois supérieure à la moyenne des autres biotites associées à la phengite dans la schistosité, montre des caractéristiques qui la désignent comme minéral relique par rapport à l'assemblage décrit ci-dessus. Il en est de même pour de grandes lamelles de mica blanc (muscovite?) disposées obliquement à la schistosité principale et moulées par elle, ainsi que pour de grands porphyroblastes de plagioclase très fortement altérés.

3.3. LES ROCHES VERTES ASSOCIÉES (RVA)

Leur texture est comparable à celle des SOPA, si ce n'est que des prismes d'amphiboles remplacent les micas. On y retrouve donc des porphyroblastes d'albite qui contiennent en schistosité interne de petits prismes de hornblende tschermakite (appendice A-III); de petits grenats subidiomorphes très faiblement zonés à dominante almandin moins marquée que ceux des SOPA, mais plus riche en grossulaire (fig. 9, appendice A-I); du sphène très chagriné; de petites «gouttes» de quartz; de l'apatite, de l'ilmenite et autres opaques. Ces yeux sont moulés par une matrice faite de petits prismes de ferrohornblende marquant la S. externe et auxquels sont associés le grenat, le sphène et l'ilmenite. Quelques fins rubans de «Plattenquartz», issus souvent des ombres de pression des porphyroblastes, s'insinuent dans cette schistosité.

La rétromorphose partielle de cet assemblage conduit à la formation de biotite verte et de chlorite au détriment de l'amphibole alors que l'albite est envahie par de la séricite et des rosettes de petits prismes d'épidote nébuleuse.

A l'instar des SOPA, aucune relique minérale n'a échappé à la recristallisation alpine de la roche.

4. Données géochimiques

Le recours à la géochimie sur roches totales (par XRF, appendices B-I, II, III) vise essentiellement trois buts: 1) caractériser la nature originelle des SOPA et des SNO; 2) préciser par le biais d'une étude comparative entre les SOPA et les SNO (supposés congénères non œillés) si les premiers traduisent un enrichissement notable en Na et corrélativement un lessivage en K, ce qui dans cette hypothèse d'apport externe serait susceptible d'expliquer la cristallogénèse spectaculaire des porphyroblastes d'albite faisant l'objet de cette étude; 3) caractériser la nature originelle des RVA ainsi que leur contexte géodynamique de mise en place.

Le diagramme de FONTEILLES (1976), quelque peu affiné par THÉLIN (1983), montre (fig. 12) que les SOPA présentent une compatibilité géochimique avec des sédiments détritiques semi-matures, à savoir des semi-pélites avec un faible taux de saturation des feldspaths par l'alumine, de l'ordre de 33-50%. Les SOPA

prélévés dans le flanc normal, qu'ils soient macro- à micro-œillés, montrent une nette homogénéité pour les éléments considérés. Comparativement aux SNO - en dépit du nombre très réduit d'échantillons analysés - ils se révèlent globalement plus pauvres en alcalins. Les SOPA échantillonnés dans le flanc inverse expriment une saturation moindre en alcalins et un plus grand étalement des teneurs en alumine, mais également une nette affinité avec «leurs» SNO. Cette différence pourrait s'expliquer, en partie du moins, par des remobilisations consécutives à la forte cataclase à laquelle furent soumis, en flanc inverse, les SOPA au sein de l'ensemble de Bielen. Il pourrait également s'agir d'un léger contraste d'origine conservé. Il convient de souligner très clairement que si ce diagramme tend à prouver une compatibilité avec des semi-pélites et à écarter une origine de type arkosique ou granitique, il ne signifie pas pour autant de manière unique que les SOPA dérivent de tels sédiments étant donné que d'autres roches (par exemple: des kératophyres, THÉLIN, 1983) peuvent pré-

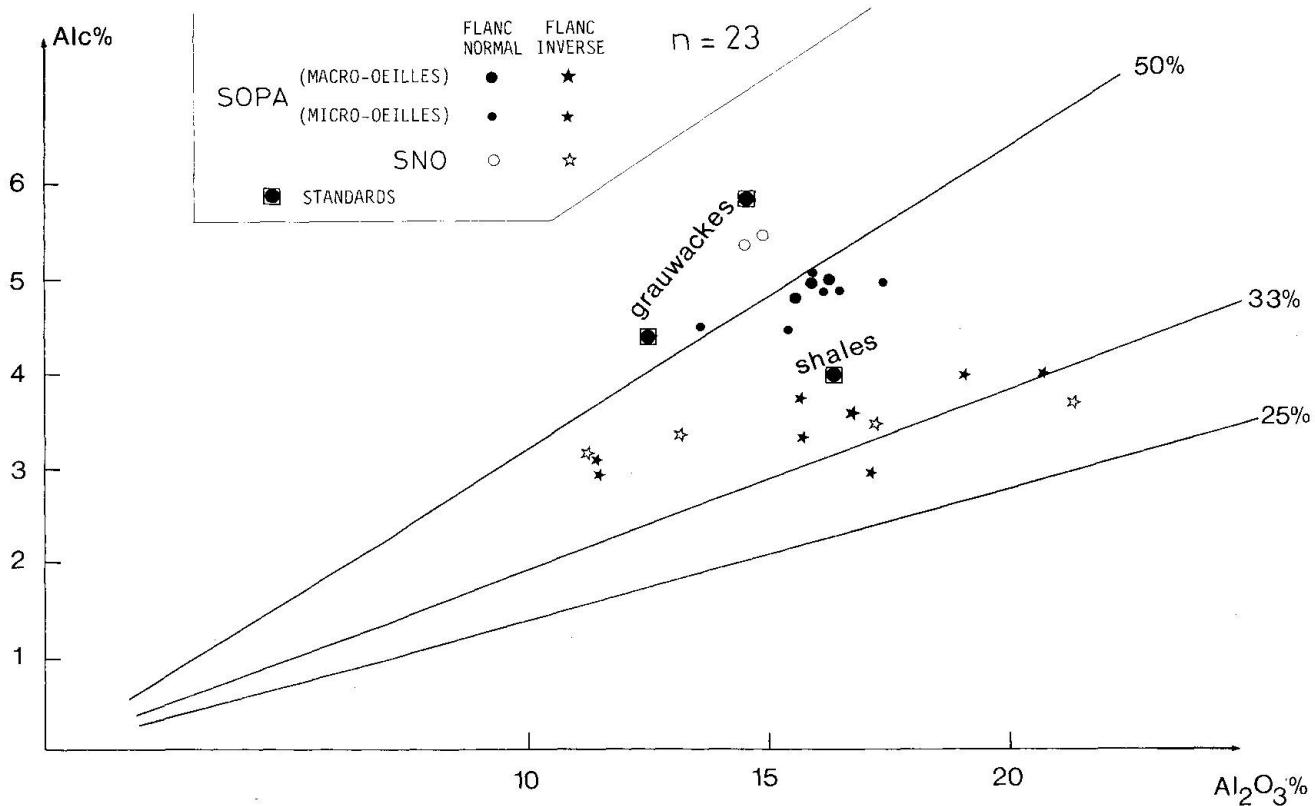


Fig. 12 Diagramme de saturation de l'alumine par les feldspaths selon FONTEILLES (1976).
 $\text{Alc\%} = \text{Na}_2\text{O} + 31/47 \text{K}_2\text{O} (+62/56 \text{CaO} \text{ si } \text{CaO} > 1\%)$. Position des standards (moyenne) selon compilation THÉLIN (1983).

N.B. Les droites exprimant en % le taux de saturation ne délimitent pas les aires de dispersion des grauwackes et des shales.

senter selon les éléments considérés par le diagramme de Fonteilles une même signature géochimique. L'enseignement majeur de ce diagramme nous paraît être la similarité exprimée entre les SOPA et les SNO qui traduit à la fois une possible origine commune ainsi qu'un profil en alcalins globalement identique.

Le diagramme des alcalins ($K_2O : Na_2O$, fig. 13) livre tout d'abord une information paradoxale mais de première importance: à savoir que les SOPA, dans le flanc normal de façon plus marquée que dans le flanc inverse, contiennent moins de Na_2O que leurs congénères SNO, ce qui tendrait à prouver que la porphyroblastèse sélective d'albite dans les SOPA n'entretient aucun rapport de cause à effet avec un présumé apport extérieur de soude; même plus, la moindre teneur de SOPA en Na_2O pourrait exprimer une remobilisation interne de cet élément par un fluide lors de la porphyroblastèse, elle-même accompagnée d'un léger lessivage.

On notera de plus que les SOPA du flanc inverse sont relativement pauvres en Na_2O (de l'ordre de 1.7%). Il est possible, dans certains échantillons, que K_2O se soit substitué à Na_2O par remplacement externe, ce qui n'apparaît pas dans les SOPA du flanc normal. On s'ac-

corde à penser que ces derniers sont des échantillons plus fiables dans le cadre d'une étude d'hérédité géochimique vu qu'ils ont été moins malmenés par le laminage mécanique; leur homogénéité de teneur l'attestant.

Les RVA (amphibolites associées) ne font pas l'objet d'une investigation géochimique poussée (appendice B-III); toutefois, s'inspirant des divers diagrammes utilisés par MAGETTI et GALETTI (1984), on peut suspecter qu'il s'agit d'orthoamphibolites, d'origine tholéitique, mise en place en milieu médio-océanique. Cette information géodynamique doit être considérée avec prudence (rapports V/Ti et Ti/Zr en ppm), mais ne peut être ignorée. Un échantillonnage plus important devrait permettre de confirmer cette tendance océanique.

Contrairement au constat effectué par WATKINS (1983) selon lequel le rapport d'oxydation est significativement plus élevé dans les schistes à porphyroblastes d'albite que dans leurs congénères non œillés, aucune tendance du rapport $(2 \cdot Fe_2O_3 / (2 \cdot Fe_2O_3 + FeO)) \times 100$ ne semble permettre de discriminer les SOPA des SNO.

5. Discussion et questions

5.1. FAITS ET DONNÉES

a) Contrôle stratigraphique de la position des SOPA

L'Ensemble de Barneuza, en flanc normal, constitue une entité bien définie entre le «vieux» socle (ensemble de l'Ergischhorn) et les couvertures monocycliques du Paléozoïque supérieur. En son sein les SOPA déterminent un niveau remarquable tant par sa continuité lithostratigraphique que par sa nature pétrographique. Il convient de souligner également leur association quasi constante avec un cortège de roches vertes au sein duquel on peut distinguer (figures 4a et 14):

- un «plancher» d'éclogites rétromorphes,
- divers types d'amphibolites, dont certaines (RVA), intercalées au sein des SOPA, traduisent une tendance tholéitique océanique.

Si l'association de ces roches est manifeste et continue dans le flanc normal, il convient de souligner d'une part qu'elles n'affleurent pas au front de la nappe de Siviez-Mischabel (érosion/lacune d'observation) et d'autre part

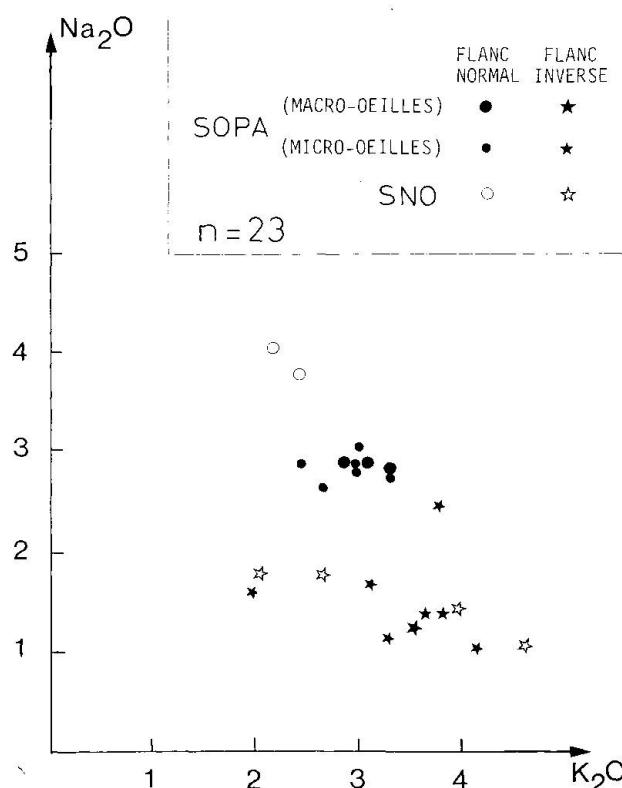


Fig. 13 Diagramme des alcalins.

qu'en flanc inverse (ensemble de Bielen) les effets de la lamination alpine sont tels qu'ils altèrent la limpidité de la lithostratigraphie. Il demeure néanmoins acquis que les SOPA y affleurent de manière indéniable et que les intercalations de roches vertes y sont plus erratiques.

On se doit également de rappeler qu'aussi bien dans l'ensemble de Barneuza qu'au sein de celui de Bielen, les SOPA sont associés avec

des complexes polycycliques à dominante de paragneiss et d'amphibolites rubanées.

Comme tente de l'illustrer le tableau 1, les SOPA, ne sont pas les seules roches du soubassement anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel comportant de porphyroblastes albitiques. Il est important de dissocier clairement les blastères albitiques syncinétiques des blastères postcinétiques. La croissance syncinétique d'albite, qui nous intéresse

Tab. 1 Répartition de l'albitisation au sein du socle anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel.

1: portion orientale; 2: S. interne des SOPA; 3: S. interne des RVA; 4: séquences quartzo-feldspathique et semi-pélitique; 5: séquence mafique.

Abréviations: FN: flanc normal; FI: flanc inverse; SOPA: schistes œillés à porphyroblastes d'albite; GO: gneiss œillés (Barneuza et Bonigersee); CR: complexe rubané; SEQ: séquence; SP: semi-pélitique; MAF: mafique; QF: quartzo-feldspathique; Mono. Crist*: monocristallin; Poly. Crist*: polycristallin; SYN-S1*: syncinétique méso-alpin; POST-S1*: postcinétique méso-alpin (* caractérise les blastes d'albite).

Minéraux: Qtz: quartz; Mb: mica blanc; Bt: biotite; Gr: grenat; Ep: epidote; Chl: chlorite; Am: amphibole; Sph: sphène; Op: opaques.

| Mode d'albitisation de la lithostratigraphie de la nappe de Siviez-Mischabel (socle anté-triasique) ¹ | | | | | | |
|--|-------------------------------|---|---------------------------------------|-----|------------------------------------|-------------------------------|
| | Ensemble de l'ERGISCHHORN | Ens. de BARNEUZA (FN) et de BIELEN (FI) | | | Permo-Carbonifère | |
| Paramètres | Toutes lithologies confondues | AMPH. | SOPA | GO. | C.R. | Toutes lithologies confondues |
| SYN-S1 | | | | | | |
| POST-S1 | | | | | | |
| SEQ. SP | | | | | | |
| SEQ. MAF | | | | | | |
| SEQ. QF | | | | | | |
| Paragenèse de S-int dans les mégablastes (syn-S1) | | | Bt-Gr ² Mb-Qtz Ep-Op | | Ep ⁵ Am Sph Gr | Mb-Qtz-Chl ⁴ |
| | | | Am-Gr ³ Sph-Op | | | Ep-Bt-Mb-Sph ⁵ |
| Mono.Crist | | | | | | |
| Poly. Crist | | | | | | |



fréquent



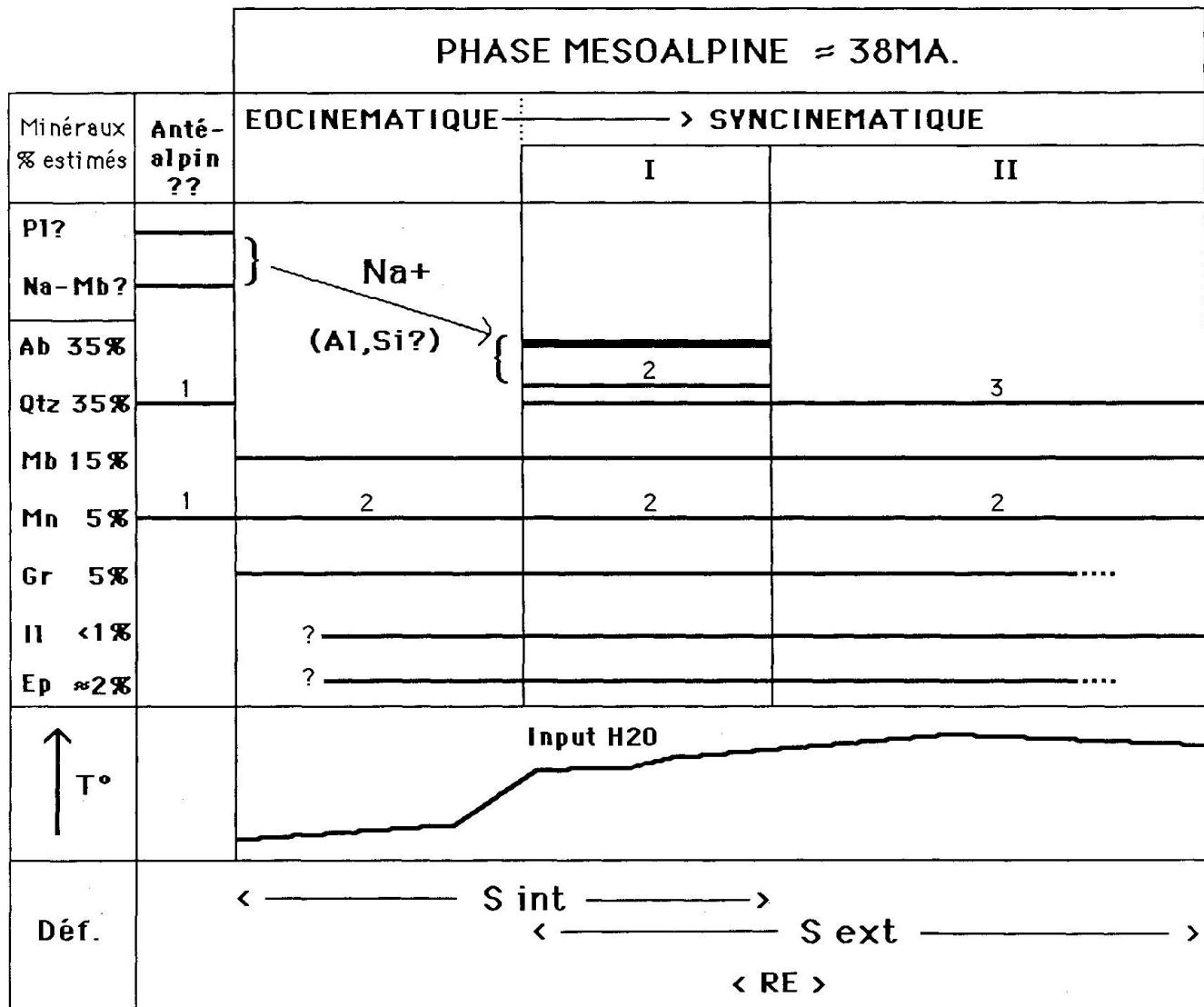
rare

Tab. 2 Schéma cinématique des relations «cristallisation-déformation».

Abréviations: S. interne: schistosité interne; S. externe: schistosité externe; RE: rotation externe; Minéraux: Pl*: plagioclase relique présumé; Na-Mb*: mica-blanc sodique présumé; Ab: méga-albite; Qtz: quartz-1*: relique; 2: en association symplectique avec l'albite; 3: recristallisé et néoformé; Mb: mica blanc; Mn: mica noir-1*: relique; 2: néoformée; Gr: grenat; Il: Ilménite; Ep: Epidote. En regard, on indique la proportion modale estimée. (* cette paragenèse relique présumée n'a pas été observée et demeure proposée à titre d'hypothèse)

RELATIONS CRISTALLISATIONS-DEFORMATIONS

Modèle spéculatif



NB: S int et S ext co-cinématiques (= même phase métamorphique)

dans le cadre de ce travail, affecte plusieurs horizons au sein du paquet de roches comprises entre le toit de l'ensemble de l'Ergischhorn et le Trias carbonaté, phénomène déjà souligné par HALM (1945). Le niveau d'éclogites (amphibolites rubanées) paraît jouer le rôle d'un plancher d'étanchéité. Cette porphyroblastèse, soumise à un contrôle lithostratigraphique, a at-

teint son développement maximum dans les SOPA.

A l'opposé, des zones à blastes d'albite post-cinématiques existent dans toutes les unités de socle (voire de la couverture). Elles sont toujours nettement liées à des discontinuités tectoniques importantes (contacts anormaux, zones de cisaillement) qui ont joué le rôle de drains

pour les fluides tardi-métamorphiques, et sont indépendantes de la lithostratigraphie.

b) Paragenèse exclusivement alpine

Il ressort de la texture et de la paragenèse que les SOPA résultent d'une (re-)cristallisation-néoformation strictement confinée au cycle alpin, en l'occurrence à la phase méso-alpine. Aucun relique anté-alpine n'a pu être mise en évidence. Ainsi tous les minéraux répertoriés (S. interne, mégablastes d'albite, S. externe) relèvent d'une cristallisation syn- à postcinématique alpine. Le tableau 2 résume la relation cristallisation-déformation. Il en émane un point essentiel, à savoir que la schistosité interne (intra-mégablastes d'albite) et la schistosité externe (matricielle) sont co-cinématiques. Il en découle que la cristallogenèse des porphyroblastes d'albite est liée aux événements tectono-métamorphiques alpins, ce qui ne préjuge a priori en rien du processus pétro-

logique ayant présidé à cette croissance spectaculaire.

c) Porphyroblastèse albitique: un processus endogène

La géochimie sur «roche totale» tend à prouver que les SOPA n'ont pas subi un enrichissement significatif en Na, ce qui signifie que la porphyroblastèse albitique résulte d'un phénomène isochimique. Par conséquent il serait impropre d'invoquer un processus d'albitisation impliquant une métasomatose alcaline entre des niveaux pétrographiques distincts. On propose en conséquence, hormis le rôle catalytique des fluides, de considérer cette porphyroblastèse comme contrôlée uniquement par la nature originelle des SOPA (composition chimique, paragenèse et propriétés hydrologiques) et par leur position lithostratigraphique. Ceci rejoint, du moins au niveau des généralités, l'interprétation de WATKINS (1983)

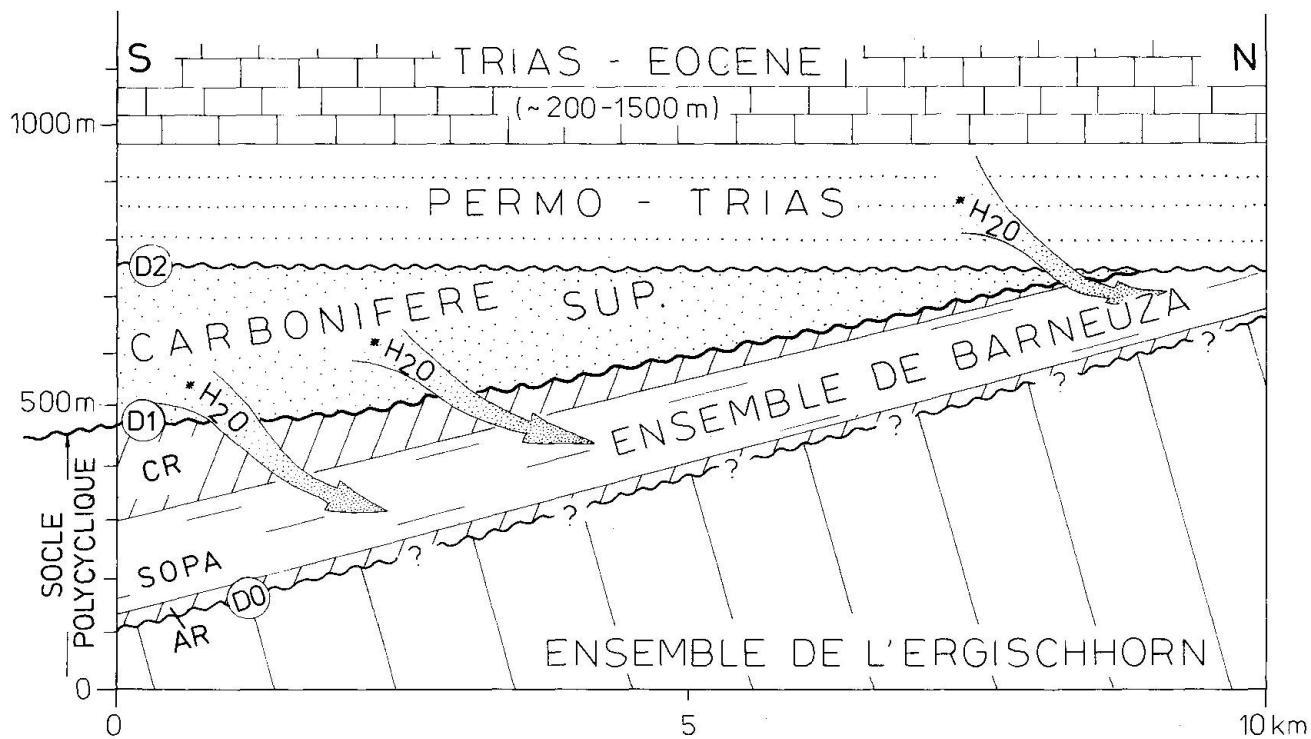


Fig. 14 Schéma palinspastique à l'Eocène moyen, résumant en termes stratigraphiques l'interprétation des discordances cartographiques du soubassement anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel (flanc normal).

Durant les événements tectono-métamorphiques méso-alpins (Eocène sup. - Oligocène), un apport d'eau provenant des couvertures paléozoïque supérieure et mésozoïque (processus de déshydratation) aurait catalysé la blastèse *in situ* de méga-albites syncinématiques dans certains niveaux du socle polycyclique, en particulier dans les SOPA.

Abréviations: D₀: discordance virtuelle d'âge inconnu; D₁: discordance sudète (?); D₂: discordance saalienne (?); CR: complexe rubané; AR: amphibolites rubanées.

*H₂O: apport d'H₂O lié à l'orogenèse alpine.

qui explique la cristallogénèse des méga-albites par une réaction minérale *in situ* avec apport d'eau.

5.2. INTERPRÉTATIONS ET HYPOTHÈSES

a) Age et origine des SOPA

Les SOPA ont une composition virtuelle de métasédiments semi-pélitiques à pélitiques, déposés sur et intercalés avec des roches vertes (amphibolites rubanées, éclogites, RVA) qui dérivent, selon l'hypothèse la plus vraisemblable, de coulées basaltiques (média-océaniques?) de nature tholéïtique. Admettre la polycyclité de ce groupe de roches, bien que ce caractère soit dans une large mesure oblitéré par la paragenèse alpine, revient à leur attribuer un âge anté-namurien. Pour les raisons invoquées plus bas relativement à l'ensemble de Barneuza dans son intégralité, un âge anté-carbonifère paraît donc plausible pour les SOPA et leurs roches associées.

b) Processus de croissance de l'albite

Dans son étude pétrogénétique des schistes à porphyroblastes d'albite du Dalradian d'Ecosse et d'Irlande, WATKINS (1983) démontre le caractère isochimique de cette blastèse et en analyse les modalités. Nous pensons que le processus de croissance de l'albite qu'il décrit s'adapte bien aux données relatives aux SOPA, à savoir:

- l'assemblage minéral auquel appartient l'albite porphyroblastique s'est développé par rétromorphose aux dépens d'une paragenèse de faciès amphibolite d'âge hercynien, caractérisée par l'association relique plagioclase-quartz-muscovite-biotite brune-grenat(?) qui n'existe plus qu'au sein des SNO;

- le processus de (re-)cristallisation-néosformation dans la foliation principale alpine sous les conditions du faciès schistes verts élevé a été accompagné d'une hydrolyse susceptible de créer un gradient géochimique, moteur du transfert des cations de Na à partir des lits quartzo-feldspathiques de la texture anté-alpine vers les lits à dominante micacée. Cette migration a vraisemblablement été orientée par la schistosité alpine naissante comme le laisse transparaître parfois l'alignement en «rangs d'oignons» des porphyroblastes d'albite. Un apport d'eau dans le système est nécessaire à ce type de réaction.

Toutefois si WATKINS (*op. cit.*) montre, dans le cas du «Dalradian», que l'albitisation fut pour l'essentiel contrôlée par des facteurs tectoniques, nous pensons, concernant les SOPA, que la position lithostratigraphique fut prépondérante lors de la blastèse *in situ* des méga-albites.

c) Source des fluides

La distribution des horizons à croissance d'albite porphyroblastique (tableau 1) suggère une percolation de fluides à partir des couvertures hydratées permocarbonifère, permotriassique voire mésozoïque (toutefois cette dernière faisait défaut dans la partie ouest de la nappe par suite de son décollement précoce) vers la portion «sèche» à métamorphisme ancien (fig. 14). Les amphibolites rubanées de l'ensemble de Barneuza semblent avoir bloqué cette migration d'eau et, par conséquent, protégé les roches sous-jacentes (SNO, paragneiss de l'Ergischhorn) du processus de croissance des méga-albites.

d) Contexte structural et aspect cinématique

La genèse de l'assemblage minéral et de la texture des SOPA et des RVA est liée à la formation de la nappe de Siviez-Mischabel et à son chevauchement par les unités supérieures, ces événements étant concomitants de la culmination du métamorphisme régional mésocalpin. La foliation de ces roches (S. externe) dans le flanc normal et le flanc inverse représente la schistosité de plan axial du pli-nappe, encore que les observations précises manquent actuellement dans la partie frontale où les déformations ultérieures sont fortement surimposées. Cette schistogenèse progressive a le caractère d'un cisaillement rotationnel avec aplatissement. Elle englobe les phénomènes suivants:

1. déformation et granulation de l'assemblage anté-alpin, apparition d'une schistosité alpine avec cristallisation orientée de quartz, grenat, micas, epidote et ilménite;
2. croissance des porphyro-pœcloblastes d'albite autour des minéraux formant cette schistosité naissante, cette blastèse étant beaucoup plus rapide que la rotation de la schistosité externe;
3. poursuite du cisaillement selon une intensité croissante, rotation des porphyroblastes avec dissolution sous pression et formation de queues de cristallisation, croissance con-

tinue de la même paragenèse en S. externe jusqu'au stade de la déformation finie.

5.3. QUESTIONS EN SUSPENS

Mise en évidence d'un socle «intermédiaire»

Les ensembles de Barneuza et de Bielen, à la lithostratigraphie continue et clairement compartimentée, posent la question de l'existence d'un socle «intermédiaire», certes polycyclique, à l'interface des couvertures détritiques du Paléozoïque supérieur et du «vieux» socle, en l'occurrence l'ensemble de l'Ergischhorn. Le fait qu'ils aient subi avec ce dernier les effets d'un métamorphisme ancien polyphasé (faciès éclogitique, puis amphibolitique - SARTORI en prép.) qui présente de fortes similitudes avec l'événement «éo-hercynien» dévonien tel qu'il est décrit par AUTRAN et COGNÉ (1980) laisse à penser que l'âge des roches qui les composent est résolument anté-carbonifère. Il demeure nécessaire de les distinguer des socles polycycliques plus anciens dont l'histoire tectono-métamorphique est peut-être encore plus complexe, distinction que cette recherche souligne pour la première fois dans le cadre de la nappe de Siviez-Mischabel.

Il est important de relever que si la porphyroblastèse albitique relève strictement d'un processus alpin au sein des SOPA, cela ne signifie pas pour autant que leur roche-mère (semi-pélites, kératophyres [?], etc.) n'a pas été à l'origine enrichie en albite par un phénomène de type spilitisation. On sait que plusieurs auteurs dont JUTEAU et ROCCI (1974) et GUILLOT (1987) invoquent de tels processus au sein des séries océaniques anté-permiennes dans lesquelles l'association intime «spilites-kératophyres» a été étudiée de manière très objective. L'intercalation des SOPA et des RVA pourrait évoquer une association analogue. C'est pour le moins une réflexion dont les recherches ultérieures devront tenir compte.

Remerciements

Nous tenons à exprimer notre vive gratitude à A. Escher, St. Ayrton, Ch. Bauchau, H. R. Pfeifer, L. Dufresne, G. Burri, R. Ansermoz et J.-Cl. Lavanchy. Chacun saura se souvenir de ce nous lui devons. Les analyses géochimiques ont été fournies par le Centre d'Analyse Minérale et les analyses des miné-

raux par le laboratoire de microsonde, tous deux situés à l'Université de Lausanne. Une gratitude particulière s'adresse à A. Colombi, doctorant FNRS, pour avoir mis à notre disposition ses programmes originaux de correction des analyses minérales.

Références

- AUTRAN, A. et COGNÉ, J. (1980): La zone interne de l'orogenèse varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In 26^e Congrès Géologique International, C6 Mém. du BRGM 108.
- BAEHNI, L. A. (1985): Géologie et aspects pétrographiques de la région du Col des Mines - Mt. Gelé - Mt. Fort, Val de Bagnes, Valais. Travail de diplôme inédit. EPFZ, Zurich.
- BEARTH, P. (1961): Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand St-Bernard dans le Valais (Suisse). Livre à la mémoire de Paul Fallot. Soc. Géol. France, II, 407-418.
- BEARTH, P. (1980): Feuille St. Niklaus et sa notice explicative. Atlas géologique de la Suisse no 71 au 1:25 000. Comm. Géol. Suisse.
- BERNASCONI, R. et GILLY, M. (1979): Etude géologique et pétrographique du flanc oriental du moyen Val d'Anniviers. Travail de diplôme inédit. Uni. Lausanne.
- BOCQUET, J. (1974): Il metamorfismo prealpino nella Vanoise (Savoia) e in altri settori dello zoccolo brianziese. Mem. Soc. Geol. Italia. 13/1, 271-284.
- BURRI, M. (1983a): Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). Bull. Lab. Geol. Uni. Lausanne. 270, 88 p.
- BURRI, M. (1983b): Le front du Grand St-Bernard du val d'Hérens au val d'Aoste. Eclogae geol. Helv. 76/3, 469-490.
- DELLA VALLE, G. (1988): Contribution à l'interprétation métallogénique des fahldbandes et autres minéralisations des nappes penniques du Valais central. Thèse. Uni. Lausanne.
- ESCHER, A. (sous presse): La structure de la Nappe du Grand Saint-Bernard. Rapport du Service hydrologique et géologique suisse. A paraître.
- 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.
- GILLIÉRON, F. (1946): Geologisch-petrographische Untersuchungen in den Ni-Co-Lagerstätten Kaltenberg (Turtmannatal, Wallis). Matér. Géol. Suisse, Géotech. 25.
- GUILLOT, F. (1987): Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). Thèse Uni. Lille (Flandres-Artois).
- HALM, E. (1945): Die Kupfer-Wismut-Lagerstätten im oberen Val d'Anniviers. Matér. Géol. Suisse, Géotech. 22.

- JONES, K. A. (1961): Origin of albite porphyroblasts in rocks of the Ben More-Am Binnein area. W. Perthshire, Scotland. *Geol. Mag.* 98, 41-56.
- JUTEAU, Th. et ROCCI, G. (1974): Vers une meilleure connaissance du problème des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilito-kératophylique hercynotype. In *Spilites & Spilitic Rocks* (Amstutz, G.C. éd.). Springer-Verlag, pp. 253-329.
- KÜBLER, B. (1984): Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse. In *Thermométrie et barométrie géologiques*. Ed. M. Lagache. Vol. 2, chap. XIV, 489-589.
- LAVANCHY, J. A. et BRUNER, Ch. (1983): Etude géologico-minéralogique et pétrographique de la région de la Corne de Sorebois (Val de Moiry, Val de Zinal, VS). Travail de diplôme inédit. Uni. Lausanne.
- LUGEON, M. et ARGAND, E. (1905): Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *C. R. Acad. Sc. Paris.* 140, 1364-1367.
- MAGGETTI, M. et GALETTI, G. (1984): Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta (Schweiz). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 64/3, 423-450.
- MANDELBAUM, Ph. (1976): Etude géologique et pétrographique de la région Turtig-Altstafelhorn-Augstbordhorn. Travail de diplôme inédit. Uni. Lausanne.
- MARTHALER, M. (1984): Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et la val de Tourtemagne (Valais, Suisse). *Elogae geol. Helv.* 77, 395-448.
- NEIPP, S. A. (1980): Etude géologique et pétrographique du flanc ouest du moyen Turtmannal (Valais). Travail de diplôme inédit. Uni. Lausanne.
- 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.
- PILLOUD, C. et SARTORI, M. (1981): Etude géologique et pétrographique de la région des Diablons (Val de Zinal, Valais). Travail de diplôme inédit. Uni. Lausanne.
- SARTORI, M. (1988): Géologie de la région du Barrhorn (Valais, Suisse). Thèse. Uni. Lausanne.
- SARTORI, M. et DELLA VALLE, G. (1986): La minéralisation en nickel et cobalt du Pipitälli (VS). *Elogae geol. Helv.* 79, Nr. 3, 685-703.
- SASSI, F. P. (1971): Isochemical postkinematic feldspathization. A genetic model. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 51, 451-461.
- SCHAER, J. P. (1959): Géologie de la partie septentriionale de l'Eventail de Bagnes. *Arch. Sc. Genève,* 12/4, 473-620.
- SIGG, J. (1944): Contribution à l'étude pétrographique et minière de la partie inférieure du Val d'Anniviers et plus particulièrement de la région Saint-Luc-Bella-Tolla. *Beitr. geol. Schweiz, Geotech.* 21.
- THÉLIN, Ph. (1976): Etude géologique de la rive gauche de la Vallée de la Vièze entre Embd et Vièze. Travail de diplôme inédit. Uni. Lausanne.
- THÉLIN, Ph. (1983): Les gneiss œillés de la nappe du Grand Saint-Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritage pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). Thèse Uni. Lausanne. 485 p.
- THÉLIN, Ph. (1987): Nature originelle des gneiss œillés de Randa. *Bull. géol. Lausanne.* 290.
- THÉLIN, Ph. et AYRTON, St. (1983): Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63, 393-420.
- THÉLIN, Ph. et SARTORI, M. (1987): An occurrence of in situ synkinematic albitisation (Siviez-Mischabel nappe, Wallis, Switzerland) Extended Abstract. EUG IV, Strasbourg, In *Terra Cognita*, 7, 2/3, 137.
- VALLET, J.-M. (1950): Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hermence. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 30/2, 322-346.
- WATKINS, K. P. (1983): Petrogenesis of Dalradian albite porphyroblast schists. *J. geol. Soc. London.* 140, 601-618.
- WÜST, G. H. et BAEHNI, L. A. (1986): The tectonometamorphic evolution of two basement complexes belonging to the Grand Saint-Bernard nappe (Val de Bagnes, Valais). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66, 1/2, 53-71.

Manuscrit reçu le 20 juin 1987; manuscrit révisé accepté le 3 octobre 1987.

APPENDICE A-I Analyses chimiques des minéraux (par microsonde)

GRENATS des SOPA, SNO et RVA
Corrections Bence&Albee

APPENDICE A-II Analyses chimiques des minéraux (par microsonde)MICAS ET AMBPHIBOLES DES SOPA et RVA

Corrections Bence&Albee

| Ech.no. | SO12 | SO12 | SO12 | SO3 | SO3 | A3 | A3 | A3 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------------|
| Roche: | SOPA | SOPA | SOPA | SOPA | SOPA | RVA | RVA | RVA |
| Minéral: | mb | mb | mb | mn | mn | amph | amph | amph |
| Situation: | incl | incl | mat | incl | mat | mat | mat | incl |
| Position: | cent | bord | cent | cent | cent | cent | bord | cent |
| SiO ₂ | 46.51 | 46.30 | 46.70 | 36.03 | 36.30 | 44.87 | 44.52 | 42.49 |
| TiO ₂ | 0.57 | 0.44 | 0.57 | 1.58 | 1.58 | 0.61 | 0.53 | 0.62 |
| Al ₂ O ₃ | 33.12 | 34.41 | 33.82 | 18.02 | 17.59 | 11.23 | 11.94 | 14.24 |
| FeO tot | 1.45 | 1.29 | 1.32 | 22.20 | 21.58 | 18.94 | 19.08 | 18.78 |
| MnO | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.02 | 0.09 | 0.30 | 0.20 | 0.21 |
| MgO | 1.37 | 0.93 | 0.93 | 8.64 | 7.84 | 8.27 | 8.14 | 7.88 |
| CaO | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 10.78 | 10.52 | 10.46 |
| Na ₂ O | 1.42 | 1.51 | 1.13 | 0.17 | 0.14 | 1.62 | 1.76 | 1.82 |
| K ₂ O | 9.15 | 9.15 | 9.40 | 7.86 | 8.31 | 0.46 | 0.62 | 0.65 |
| H ₂ O(stoech) | 4.50 | 4.50 | 4.50 | 4.00 | 4.00 | 2.30 | 2.30 | 2.30 weight% |
| Tot. | 98.10 | 98.56 | 98.38 | 98.52 | 97.43 | 99.38 | 99.61 | 99.45 |
| <hr/> | | | | | | | | |
| Mb et Mn (10 oxygènes) | | | | | | Amph*: | | |
| Si | 3.09 | 3.06 | 3.13 | 2.80 | 2.90 | 6.70 | 6.63 | 6.32 |
| AlIV | 0.91 | 0.94 | 0.87 | 1.20 | 1.10 | 1.30 | 1.37 | 1.68 |
| AlVI | 1.75 | 1.81 | 1.80 | 0.40 | 0.51 | 0.68 | 0.73 | 0.82 |
| M/M+Ft ** | 58.84 | 53.45 | 55.67 | 40.96 | 40.44 | | | |
| R2*** | | | | 16.33 | 20.47 | | | |
| R3*** | | | | 49.42 | 47.45 | | | |
| Mg*** | | | | 34.25 | 32.08 | | | |
| <hr/> | | | | | | | | |
| Amph | | | | | | | | |
| End member | | | | | | | | |
| EDENITE | | | | | | 0.283 | 0.306 | 0.316 |
| GLAUCOPHANE | | | | | | 0.137 | 0.160 | 0.047 |
| TSCHERMAKITE | | | | | | 0.472 | 0.501 | 0.547 |
| TREMOLITE | | | | | | 0.108 | 0.033 | 0.090 |
| Ratio Mg/FM (molar proportion) | | | | | | 0.487 | 0.492 | 0.518 |
| <hr/> | | | | | | | | |

Abréviations utilisées: SOPA: schistes œillés albitiques
RVA: roches vertes associées
mn: mica noir (biotite sl.)
mb: mica blanc
amph: amphiboles vertes
incl: en inclusion dans les porphyroblastes d'albite
mat: dans la matrice
cent: au centre du minéral "core"
bord: au bord du minéral "rim"
* normalisation Positive charge: (Cations-Ca-Na-K=13)
** M/M+Ft = (100*Mg/Mg+Fe2+Fe3)
*** triangle R2-R3-Mg des micas noirs
avec R2 = 100*(AlVI+Fe3+Ti)
R3 = 100*(Fe2+Mn) Mg = 100*Mg

pour la localisation des échantillons, se référer à la fig.4.

pour les représentation figurée des analyses, se reporter aux figs.10 et 11

APPENDICE B-I Analyses chimiques (XRF) - "Bulk composition"-
 (on ne présente que les analyses représentatives)

Schistes oeillés albitiques et roches associées (Flanc normal,
 Région Adlerflüe,
 Turtmannatal)

| Ech.no | SO5 ma | SO2 ma | SO16 ma | SO19 mi | SO17 mi | SO8 mi | SO13 mi | SO7 mi | SO9 mi | S1* mi |
|--------------------------------|-----------|-----------|------------|------------|------------|-----------|------------|-----------|-----------|-----------|
| SiO ₂ | 65.12 | 67.87 | 66.79 | 68.01 | 64.99 | 65.11 | 64.25 | 66.29 | 71.71 | 66.41 |
| TiO ₂ | 0.69 | 0.67 | 0.69 | 0.63 | 0.69 | 0.74 | 0.74 | 0.74 | 0.58 | 0.73 |
| Al ₂ O ₃ | 16.28 | 15.61 | 15.89 | 15.43 | 16.05 | 16.42 | 17.39 | 15.90 | 13.60 | 14.88 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.26 | 1.67 | 0.68 | 0.52 | 3.54 | 0.38 | 0.72 | 2.20 | 0.51 | 0.17 |
| FeO | 2.29 | 3.44 | 4.38 | 3.88 | 2.01 | 5.02 | 4.73 | 3.16 | 3.39 | 4.94 |
| MnO | 0.11 | 0.11 | 0.11 | 0.09 | 0.10 | 0.11 | 0.11 | 0.07 | 0.10 | 0.11 |
| MgO | 1.81 | 1.66 | 1.72 | 1.73 | 1.96 | 1.92 | 1.99 | 1.80 | 1.22 | 2.08 |
| CaO | 0.91 | 0.78 | 0.90 | 0.60 | 0.95 | 0.97 | 0.78 | 0.78 | 0.94 | 1.59 |
| Na ₂ O | 2.80 | 2.90 | 2.88 | 2.68 | 2.89 | 2.85 | 2.76 | 3.03 | 2.88 | 4.03 |
| K ₂ O | 3.31 | 2.85 | 3.09 | 2.67 | 2.96 | 2.99 | 3.31 | 3.00 | 2.44 | 2.17 |
| P ₂ O ₅ | 0.10 | 0.11 | 0.12 | 0.12 | 0.11 | 0.14 | 0.11 | 0.11 | 0.10 | 0.13 |
| H ₂ O+ | 1.50 | 1.59 | 1.78 | 2.05 | 2.03 | 2.20 | 2.50 | 2.37 | 1.51 | 1.46 |
| CO ₂ | 0.51 | 0.36 | 0.33 | 0.57 | 0.63 | 0.89 | 0.74 | 0.60 | 0.50 | 0.43 |
| Tot. | 98.69 | 99.63 | 99.36 | 98.97 | 98.91 | 99.74 | 100.13 | 100.05 | 99.48 | 99.13 |
| Traces [ppm] | | | | | | | | | | |
| Zr | 196. | 185. | 196. | 185. | 186. | 207. | 206. | 226. | 199. | 203. |
| Rb | 108. | 92. | 101. | 79. | 95. | 90. | 99. | 107. | 78. | 85. |
| Sr | 118. | 106. | 120. | 107. | 106. | 98. | 109. | 99. | 120. | 172. |
| V | 79. | 75. | 80. | 76. | 82. | 83. | 86. | 80. | 67. | 86. |
| Ba | 571. | 502. | 561. | 541. | 588. | 618. | 557. | 704. | 586. | 477. |
| S | 2814. | 520. | 581. | 48. | 815. | 122. | 335. | 1267. | 46. | 0. |

Abréviations utilisées: SO: schistes oeillés albitiques (=SOPA)
 mi: micro-oeillé ($\phi < 2\text{mm}$)
 ma: macro-oeillé ($2\text{mm} < \phi < 2\text{cm}$)
 S: schistes équivalents non oeillés (=SNO)
 (*cette analyse est une moyenne représentative
 de 3 analyses de SNO)

Coordonnées: SO7 111°075' / 620°250'
 SO8 idem idem
 SO9 111°150' / 620°000'

pour la localisation des autres échantillons, se référer à la fig.4.

APPENDICE B-II Analyses chimiques (XRF) -"Bulk composition"-
 (on ne présente que les analyses représentatives)

Schistes œillés albítiques et roches associées (Flanc inverse,
 Région Wasme sur
 Törbel, Matteringtal)

| Ech.no | SO53 mi | SO56 mi | SO51 mi | SO52 mi | SO55 mi | SO57 mi | S59 | S13 | S67 |
|--------------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 74.78 | 68.24 | 66.22 | 67.70 | 62.38 | 76.76 | 76.72 | 63.37 | 63.47 |
| TiO ₂ | 0.81 | 0.86 | 0.93 | 0.77 | 0.91 | 0.80 | 0.77 | 0.39 | 0.28 |
| Al ₂ O ₃ | 11.58 | 15.69 | 16.74 | 15.71 | 19.02 | 11.37 | 11.23 | 21.44 | 20.58 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.67 | 0.33 | 0.68 | 0.39 | 1.18 | 2.18 | 0.32 | 3.91 | 3.53 |
| FeO | 3.23 | 4.90 | 4.90 | 4.98 | 5.14 | 1.27 | 2.87 | 2.12 | 1.98 |
| MnO | 0.07 | 0.05 | 0.05 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.04 | 0.03 | 0.02 |
| MgO | 1.70 | 1.51 | 1.77 | 1.49 | 1.66 | 0.98 | 0.95 | 1.40 | 1.28 |
| CaO | 1.39 | 0.25 | 0.43 | 0.42 | 0.36 | 0.74 | 0.66 | 0.14 | 0.99 |
| Na ₂ O | 1.58 | 1.12 | 1.22 | 1.63 | 1.01 | 1.73 | 1.76 | 1.29 | 1.01 |
| K ₂ O | 2.00 | 3.29 | 3.52 | 3.15 | 4.12 | 2.09 | 2.10 | 3.87 | 4.64 |
| P ₂ O ₅ | 0.14 | 0.13 | 0.15 | 0.11 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.08 | 0.09 |
| H ₂ O+ | 1.68 | 2.66 | 2.70 | 2.52 | 3.21 | 1.27 | 1.37 | 1.41 | 1.43 |
| CO ₂ | 0.38 | 0.43 | 0.54 | 0.50 | 0.29 | 0.43 | 0.44 | 0.38 | 0.45 |
| Tot. | 100.01 | 99.46 | 99.85 | 99.45 | 99.50 | 99.84 | 99.38 | 99.83 | 99.75 |
| <hr/> | | | | | | | | | |
| Traces [ppm] | | | | | | | | | |
| Zr | 612. | 354. | 356. | 258. | 265. | 779. | 711. | 244. | 310. |
| Rb | 78. | 123. | 133. | 119. | 157. | 80. | 82. | 156. | 162. |
| Sr | 153. | 100. | 106. | 101. | 127. | 101. | 103. | 108. | 59. |
| V | 60. | 73. | 81. | 75. | 96. | 50. | 47. | 201. | 151. |
| Ba | 530. | 647. | 763. | 545. | 792. | 532. | 525. | 657. | 887. |

Abréviations utilisées: SO: schistes œillés albítiques (=SOPA)
 mi: micro-œillé ($\phi < 2\text{mm}$)
 S: schistes équivalents non œillés (=SNO)

Coordonnées: ces échantillons ont été pris le long de la route Törbel-Moosalp
 sur Wasme (alt. $\approx 1900\text{m}$.du point 121'800/630'555 au point 121'962/
 630'900 -cf. feuille St.Niklaus au 1:25'000, Blatt 1308)

APPENDICE B-III Analyses chimiques (XRF) - "Bulk composition"
 (on ne présente que les analyses représentatives)

Roches vertes associées (RVA) (Flanc normal à l'Adlerflüe et flanc inverse à Wasme sur Törbel)

| Ech.no | A4 | A1 | A11 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 53.17 | 49.00 | 49.74 |
| TiO ₂ | 2.59 | 1.41 | 1.40 |
| Al ₂ O ₃ | 13.55 | 14.85 | 17.54 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.23 | 3.90 | 0.24 |
| FeO | 8.80 | 6.76 | 10.82 |
| MnO | 0.24 | 0.19 | 0.15 |
| MgO | 4.30 | 7.41 | 6.53 |
| CaO | 6.72 | 10.30 | 1.99 |
| Na ₂ O | 2.87 | 2.23 | 1.80 |
| K ₂ O | 0.35 | 0.95 | 3.03 |
| P ₂ O ₅ | 0.33 | 0.15 | 0.16 |
| H ₂ O+ | 2.29 | 1.83 | 5.36 |
| CO ₂ | 0.74 | 0.74 | 0.60 |
| Tot. | 99.18 | 99.76 | 99.45 |
| Traces [ppm] | | | |
| Zr | 222. | 104. | 114. |
| Rb | 13. | 30. | 154. |
| Sr | 173. | 228. | 143. |
| Zn | 128. | 82. | 238. |
| Cu | 32. | 98. | 5. |
| Ni | 29. | 64. | 98. |
| Co | 49. | 47. | 42. |
| Cr | 71. | 288. | 387. |
| V | 267. | 210. | 200. |
| Ba | 97. | 138. | 671. |
| S | 2375. | 904. | 0. |

Abréviations utilisées: A:amphibolites

pour la localisation des échantillons, se référer à la fig.4.
 coordonnées éch.A11:même coupe lithologique que dans B-II.