



**Institut de Géologie
Université de Neuchâtel**

Comportement des systèmes isotopiques ^{39}Ar – ^{40}Ar et Rb–Sr dans les zones de cisaillement:

**Exemples du massif de l'Aar (Massifs cristallins externes) et de la
nappe de Suretta (Alpes centrales suisses)**

Thèse de doctorat présentée par Nathalie Challandes

à l'Université de Neuchâtel, Faculté des Sciences, Institut de Géologie

Janvier 2001

Jury de thèse:

Prof. Francis Persoz, directeur (Neuchâtel)
Dr. Didier Marquer, co-directeur (Neuchâtel)
Prof. Martin Burkhard (Neuchâtel)
Dr. Igor M. Villa (Bern)
Prof. Stefan M. Schmid (Basel)

IMPRIMATUR POUR LA THESE

**Comportement des systèmes isotopiques ^{39}Ar - ^{40}Ar
et Rb-Sr dans les zones de cisaillement : exemples
du massif de l'Aar (massifs cristallins externes) et
de la nappe de Suretta (Alpes centrales suisses)**

de Mme Nathalie Challandes

UNIVERSITE DE NEUCHÂTEL

FACULTE DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de
Neuchâtel sur le rapport des membres du jury,

MM. F. Persoz (directeur de thèse),
D. Marquer (co-directeur de thèse),
M. Burkhard, I. Villa (Berne) et
S. Schmid (Bâle)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 23 janvier 2001

Le doyen:



J.-P. Derendinger

REMERCIEMENTS	7
ABSTRACT.....	10
RÉSUMÉ	12
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	14
INDEX DES TABLES	15
INDEX DES PHOTOGRAPHIES.....	15
PARTIE I INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	17
1 INTRODUCTION	18
2 COMPORTEMENT DES SYSTÈMES ISOTOPIQUES ^{39}Ar-^{40}Ar ET Rb-Sr DANS DES ZONES DE CISAILEMENT TERTIAIRES: ASPECTS MÉTHODOLOGIQUES	22
2.1 Introduction	22
2.1.1 Le concept de fermeture isotopique.....	22
2.1.2 Estimation des valeurs de tc.....	23
2.1.3 Influence de la déformation.....	24
2.1.4 Influence des fluides.....	28
2.1.5 Synthèse bibliographique des résultats relatifs aux datations des zones de cisaillement. ...	30
2.2 Principes de la géochronologie isotopique.....	33
2.2.1 Méthodologie de la géochronologie isotopique	33
2.2.2 La méthode ^{87}Rb - ^{87}Sr	34
a) Principes de la datation Rb-Sr.....	34
b) Calcul de l'âge par la méthode des isochrones.	35
2.2.3 La méthode ^{39}Ar - $^{40}\text{Ar}^*$	37
a) Irradiation.....	38
b) Interférences	39
c) Spectres d'âges et diagrammes isochrones.....	39
2.3 Méthodologie.....	43
2.3.1 Échantillonnage	43
2.3.2 Techniques analytiques	45
2.3.3 Analyses isotopiques	45
a) Analyses Rb-Sr.....	45
b) Analyses ^{39}Ar - ^{40}Ar	46
PARTIE II APPLICATION À L'EXEMPLE DU MASSIF DE L'AAR	47
1 CADRE GÉOCHRONOLOGIQUE ALPIN.....	48
2 RÉSUMÉ DES TRANSFERTS DE MATIÈRE EN FACIÈS SCHISTES VERTS, MASSIF DE L'AAR.....	48
3 ARTICLE INTITULÉ: P-T-t EVOLUTION MODELLING VERSUS ^{39}Ar-^{40}Ar AND Rb-Sr MINERAL AGES: EXAMPLE OF THE AAR MASSIF SHEAR ZONES (EXTERNAL SWISS ALPS)	51
3.1 Abstract	52
3.2 Introduction	52
3.3 Tectono-metamorphic setting	53

3.3.1	Aar massif shear zones.....	55
3.3.2	Age of the main ductile deformation of the ECM, geological constraints.....	56
3.4	Predicted pressure-Temperature-time path.....	59
3.4.1	Initial and boundary conditions	59
3.4.2	Results.....	61
3.5	³⁹Ar-⁴⁰Ar and Rb-Sr analytical methods	62
3.5.1	³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar techniques	62
3.5.2	Rb-Sr techniques	62
3.6	Geochronological results.....	64
3.6.1	³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar dates	64
3.6.2	³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar interpretation.....	68
3.6.3	Rb-Sr dates	69
3.6.4	Rb-Sr interpretation.....	69
3.7	Discussion.....	72
3.8	Conclusions	73
4	RÉSULTATS ³⁹Ar-⁴⁰Ar SUPPLÉMENTAIRES (FELDSPATHS)	75
4.1	Introduction	75
4.2	Résultats	76
4.3	Discussion.....	80
4.4	Conclusion.....	84
5	CONCLUSIONS	85
	PARTIE III DÉFORMATION, MÉTAMORPHISME ET GÉOCHRONOLOGIE AU FRONT DE LA	
	NAPPE DE SURETTA.....	87
1	CADRE GEOLOGIQUE	88
1.1	Contexte tectonique régional	88
1.2	Contexte métamorphique et géochronologique	90
1.2.1	Introduction	90
1.2.2	Métamorphisme.....	90
1.2.3	Géochronologie et contraintes géologiques	92
	a) Précédentes études géochronologiques.....	92
	b) Discussion.....	93
1.3	Pétrologie magmatique.....	95
1.3.1	Article intitulé: Early Permian magmatism in Briançonnais terranes: the Truzzo granite and Roffna rhyolite (eastern Penninic nappes, Swiss and Italian Alps). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 78, 397-415, 1998.	95
1.4	Evolution tectono-métamorphique du domaine pennique supérieur	117
2	DÉFORMATION-MÉTAMORPHISME-CIRCULATIONS FLUIDES DANS LA PARTIE	
	FRONTALE DE LA NAPPE DE SURETTA.....	119
2.1	Introduction	119
2.2	Analyse structurale	120
2.2.1	Déformation anté-alpine	120
2.2.2	Déformation précoce.....	125
2.2.3	Déformation D1.....	125
	a) Axes de la déformation.....	125
	b) Structures.....	126
	c) Cinématique.....	129

2.2.4	Déformation D2	130
a)	Axes de la déformation	131
b)	Structures	131
c)	Cinématique	139
2.2.5	Déformation D3	139
a)	Structures	139
2.2.6	Déformation D4	140
2.3	Déformations ductile hétérogène dans le socle de la nappe de Suretta	141
2.3.1	Article intitulé: Shear zone patterns and strain distribution at the scale of a Penninic nappe: the Suretta nappe (Eastern Swiss Alps). Journal of Structural Geology Vol. 18, n° 6, pp. 753 to 764, (1996).	141
2.4	Évolution minérale dans les zones de cisaillement D1	155
2.4.1	Évolution de la taille des grains et analyse modale associée à l'échelle de l'échantillon... ..	155
2.4.2	Évolution modale des phases minérales	155
2.4.3	Évolution de la composition chimique des phases minérales	160
a)	Minéraux principaux	160
b)	Minéraux accessoires	161
2.5	Métamorphisme	163
2.5.1	Substitution tschermakitique dans les phengites	163
2.5.2	Microstructures de déformation des analyses par microsonde	164
2.5.3	Estimation de la température	165
2.5.4	Résultats	167
2.5.5	Discussion	167
2.5.6	Conclusions	168
2.6	Les transferts de matière dans les zones de cisaillement de la déformation D1	169
2.6.1	Introduction	169
2.6.2	Analyses chimiques	170
2.6.3	Transferts de matière dans les zones de cisaillement	170
a)	Roche initiale (Diagrammes de Harker)	170
b)	Bilans géochimiques (Diagrammes pondéraux normalisés)	173
c)	Profils de variation chimique	176
d)	Conclusions	177
2.6.4	Essai de bilan géochimique à partir des phases minérales	178
a)	Méthode	178
b)	Équations minérales globales	179
c)	Conclusion	181
2.6.5	Conclusions	181
3	COMPORTEMENT DES SYSTÈMES ISOTOPIQUES ^{39}Ar-^{40}Ar ET Rb-Sr DANS LES ZONES DE CISAILEMENT ALPINE DE LA RHYOLITE DE ROFFNA (NAPPE DE SURETTA)	183
3.1	Introduction	183
3.2	Article intitulé: A combined $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating and UV laserprobe analysis of C-S microstructures in an Alpine shear zone	184
3.2.1	Abstract	185
3.2.2	Introduction	185
3.2.3	Tectonic setting of the Suretta nappe	187
3.2.4	The investigated D1 shear zone	188
3.2.5	Geological age constraints on D1-D2 deformations	189
3.2.6	P-T-t path	190

3.2.7	White-mica compositional variations.....	191
3.2.8	K/Ar systematics in the studied shear zone.....	195
a)	^{40}Ar - ^{39}Ar step heating.....	195
b)	Result of ^{40}Ar - ^{39}Ar laser ablation.....	197
3.2.9	Discussion.....	200
3.2.10	Conclusions	201
3.3	Résultats isotopiques supplémentaires.....	203
3.3.1	Méthode Rb-Sr	203
a)	Roches totales.....	203
b)	Minéraux.....	205
c)	Discussion.....	206
3.3.2	Méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar	207
	Discussion.....	209
3.4	Discussions et conclusions	212
3.4.1	Apport de l'étude géochronologique.....	212
3.4.2	Implications régionales de ces datations	215
PARTIE IV	CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	217
	Bibliographie	223
	Annexes A	233
	Annexes B.....	237
	Annexes C.....	241
	Annexes D	259
	Index des figures	263

REMERCIEMENTS

Cette thèse est l'aboutissement d'une étude multidisciplinaire et d'une coopération fructueuse entre de nombreuses personnes et laboratoires. J'exprime ma gratitude à tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à l'élaboration et la finalisation de ce travail.

Ces quatre années de recherche ont relié principalement le laboratoire de pétrologie structurale (Université de Neuchâtel) et l'Isotopengeologie (Universität Bern). Merci à leurs directeurs, les professeurs Francis Persoz et Jan Kramers, de m'avoir ouvert les portes de leur laboratoire et de m'avoir ainsi permis de rédiger cette thèse. Je tiens tout particulièrement à remercier mes deux guides, Didier Marquer (NE) et Igor M. Villa (BE), qui m'ont supportée et encouragée tout au long de cette captivante expérience. Grâce à eux, mes zigzags entre la pétrologie structurale et le tri des micas ne sont pas parvenus à me disperser. Leur constante disponibilité et leur capacité à s'asseoir devant un café pour discuter d'un article ou d'une idée m'ont toujours rassurée.

Merci Didier d'avoir cru en moi, de m'avoir conviée à ce congrès à Prague à la fin de mon diplôme et d'avoir ainsi contribué à attiser ma curiosité au sujet du monde de la recherche; merci de m'y avoir fait rencontrer des chercheurs plus ou moins farfelus (Jean-Pierre, Karel, Pavel, Robin) qui ont tenté et finalement réussi à me convaincre de me lancer dans l'aventure de la recherche; merci de m'avoir inlassablement poussé à participer à des congrès nationaux ou internationaux afin de combattre ma timidité et d'apprendre à communiquer; merci pour tout ce que tu m'as enseigné, du maniement du marteau à la nécessité de relire plusieurs fois les tableaux de données pour éliminer les erreurs de copier-coller; merci pour les bières fraîches partagées en fin de journée de terrain et les longues discussions; merci pour quatre années de complicité.

Merci cher Igor M. de m'avoir initiée au monde de la chronologie isotopique, d'avoir accompagné mes premiers pas du glacial local de broyage aux premières manipulations sur les spectromètres de masse en passant par la laborieuse étape de séparation des minéraux; merci de ne m'avoir pas donné des logiciels "black box" pour le traitement de mes résultats et par là même de m'avoir forcé à calculer mes âges à la calculatrice ou sur feuilles Excel à fin d'en cerner la signification; merci d'avoir joué le rôle du catalyseur dans la lente réaction cérébrale qui m'a dévoilé que les datations géochronologiques ne se limitaient pas uniquement à l'acquisition de valeurs chiffrées de l'âge d'une roche ou d'un minéral; merci encore pour tes accueils chaleureux

lors de mes visites au labo, de la courtoisie de tes messages e-mails et continue de surveiller ta consommation de ristretto.

Bien évidemment lors de mes va-et-vient entre Berne et Neuchâtel, j'ai côtoyé de nombreuses personnes qui m'ont facilité l'acquisition de mes données.

À Neuchâtel, merci à Gérald Magranville "Mac" pour ses belles lames minces, ses massages de nuques fatiguées, son humour de fripon et son humeur joyeuse et surtout, avec la complicité de Charles-Henri Godet et de Thierry Adate, merci pour les apéros du vendredi soir qui me mettaient toujours en retard; merci à Thierry Adate pour l'interprétation de ces bizarres diagrammes RX; merci à José Richard de m'avoir accueilli dans son labo tout beau tout neuf pour que je puisse trier sous loupe binoculaire mes biotites, phengites, feldspaths à l'abri de la poussière de notre regretté vieil institut.

À Berne, merci à Rolf Brunner, Kurt Howald et particulièrement à Börgi Hebeisen qui s'est chargée de toute la partie chimie (passage dans les colonnes à résine) de mes analyses Rb-Sr. Merci à Katharina ainsi qu'à Karl Ramseier lors des séparations minérales et à Valérie Chavagnac pour m'avoir aidé à stabiliser mes faisceaux ainsi que d'avoir éteint les spectromètres de masse les vendredi soirs pour que je puisse attraper mon train. Merci à Ewin Gnos pour les analyses microsondes sur les minéraux séparés.

De l'échantillonnage au traitement des données, cette thèse m'a permis d'accéder à différents laboratoires de Suisse.

À Lausanne, Mike Cosca m'a permis de manipuler sa microsonde UV laser pour tenter de dater par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar de minuscules phengites in situ. Après t'avoir harcelé d'e-mails, je te remercie, Mike, d'avoir donné un peu de ton temps si précieux pour que cette étude se concrétise par un joli article. Je suis également redevable à François Bussy pour ses conseils et sa disponibilité lors des longues heures de mesures microsondes.

A Fribourg, il m'a été très agréable de travailler avec Mme Odette Marbacher qui m'a dévoilé les secrets de la confection des pastilles pour les analyses XRF (Sequential X-Ray Spectrometer PW2400). Merci également au professeur Giulio Galetti qui a e-mailé les tableaux de résultats plus rapidement que mon retour de Fribourg. Merci également au professeur Jürgen von Raumer pour nos discussions à la pause-café et merci à Claire et à Sophie de m'avoir si gentiment proposé le gîte et le couvert.

Mes remerciements s'adressent également aux membres du jury qui ont accepté de juger ce travail.

Encore merci à tous mes amis de l'institut pour leur soutien et surtout pour les merveilleux moments partagés ensembles lors des camps de cartographie et excursions. Un merci particulier à

- √ Marie-Pierre pour la complicité et les deux années et des poussières de co-location.
- √ Bas pour avoir eu le courage de venir vivre avec une suisse pure souche, ainsi qu'à Tessa pour m'avoir initié à la culture hollandaise; merci pour les hopjes.
- √ Federica pour m'avoir appris à faire les gnocchis et de s'être occupé de ma page WEB.
- √ Pierre et Julia pour les lasagnes et les tartes aux pommes pas cuites.
- √ Alex, Cédric, Yves les amis fidèles et idéalistes.
- √ François mon président despote.
- √ Gregy pour ces deux jours de carnaval où tu tentas de me communiquer la passion de la Guggenmusik.
- √ Manuel, la fourmi qui putze du lundi au vendredi et dont le sourire vaut bien le chant d'une cigale.
- √ Sabine et Elisabeth pour leur disponibilité et leur efficacité.

Enfin, la smala Challandes pour leur soutien inconditionnel. Merci Mama, Mae, Dimi, Mimi, Gaëtan et Stan pour tout l'amour que vous me procurez et l'enthousiasme que vous générez.

Finalement, un grand merci à mon Baba d'amour pour le calme que tu transmets à la mare où patauge son canard.

ABSTRACT

The geochronological and tectono-metamorphic study of the low to middle grade metamorphic conditions shear zones was undertaken in two major domains of the Swiss Alpine belt: the external domain and the internal domain. This work is particularly focused on the study of the ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr isotopic systems behaviour in Tertiary mylonites affecting Variscan metagranites: the Aar granite and the Grimsel granodiorite (External Crystalline Massifs) and the Roffna metarhyolite (Suretta nappe). The aim of this study is to test the influence of the deformation in the shear zones where grain size reduction is related to increasing strain intensity and to understand the role of fluid circulations on the isotopic closure of the two considered isotopic systems.

The geochronological results on the shear zones minerals give evidence for the strong influence of late fluid circulation on the ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr systems behaviour. They suggest that the temperature is not the main parameter limiting the isotopic closure in the Aar massif granites shear zones (greenschist-facies conditions).

In the Aar massif shear zones, the ^{39}Ar - ^{40}Ar mica dates are interpreted as greenschist-facies crystallisation ages around 21-17 Ma and the Rb-Sr datings are deciphered as partial resetting ages due to late fluid circulations about 12-10 Ma ago.

In the Roffna metarhyolite, the argon system behaviour in the contemporary shearing schistosity crystallised micas is not very sensitive to the influence of late fluid circulations. The ^{39}Ar - ^{40}Ar datings (by step-heating and UV-laser analyses) on phengites defining the Alpine schistosity S1, are interpreted as crystallisation ages around 49-42 Ma. On the other hand, the Rb-Sr system in these shear zones, is strongly affected by fluid circulations and allows to surround the time of these circulations in the mylonites. The Rb-Sr mineral dates are considered as partial resetting ages due to late fluid circulations at about 23 Ma ago.

The new tectono-metamorphic data at the front of the Suretta nappe has allowed gauging the P-T-d-t evolution of this unit. It can be summarised as follows:

The first deformation phase D1 (HP-LT: 11-12Kb, 400-450°C), related to the progressive Tambo and Suretta nappes subduction in the Valais accretionary prism, occurred between 49 and 42 Ma (^{39}Ar - ^{40}Ar phengite ages). It is followed by a syn-collision extensional D2 deformation, associated with a strong decompression toward greenschist-facies conditions. During the

exhumation of these units, the Bergell complex is set up about 32-30 Ma ago, cross-cutting the D2 structures. This time marker gives a lower limit of the D2 deformation activity age to 30 Ma. The D3 deformation is probably syn- to post- Bergell intrusion and interrupts just before the Novate leucogranite intrusion dated at 25 Ma. The age of the D4 deformation is syn- to tardi-Novate between 25-18 Ma.

From these new isotopic results and tectono-metamorphic studies, a correlation between the geodynamics processes responsible of the Alpine belt formation from the internal domains toward the external domains and the major fluid circulations related to the progressive nappes stacking is proposed for the last 50 Ma in this part of the Swiss Alps.

RESUME

L'étude géochronologique et tectono-métamorphique des zones de cisaillement générées dans des conditions métamorphiques de bas à moyen grade a été entreprise dans deux domaines majeurs de la chaîne Alpine (Suisse): le domaine externe et le domaine interne. Ce travail est plus particulièrement centré sur l'étude du comportement des systèmes isotopiques ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr dans des mylonites tertiaires affectant des granitoïdes varisques: granite de l'Aar et granodiorite du Grimsel (massifs cristallins externes) et rhyolite de Roffna (nappe de Suretta). Le but est de tester l'influence de la déformation dans les zones de cisaillement où la taille des grains diminue en fonction de l'augmentation de l'intensité de la déformation et, d'appréhender le rôle des circulations fluides sur la fermeture isotopique des deux systèmes chronologiques considérés.

Les résultats géochronologiques sur les minéraux des zones de cisaillement ont mis en évidence la forte influence des circulations de fluides tardifs sur le comportement des systèmes ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr. Ils démontrent que la température n'est pas le paramètre limitant la fermeture isotopique pour les granitoïdes du massif de l'Aar (conditions du faciès schistes verts).

Dans les zones de cisaillement du massif de l'Aar, les datations ^{39}Ar - ^{40}Ar sur micas sont interprétées comme des âges de déformation ductile autour de 21-17 Ma et les datations Rb-Sr sont considérées comme des âges de ré-équilibration partielle due à des circulations de fluides tardifs vers 12-10 Ma.

Dans la rhyolite de Roffna, le comportement du système argon dans les micas cristallisés dans la schistosité contemporaine du cisaillement est peu sensible à l'influence de circulations de fluides tardifs. Les datations ^{39}Ar - ^{40}Ar sur phengites (par paliers de chauffage et laser UV) définissant la schistosité alpine S1 sont interprétées comme des âges de cristallisation autour de 49-42 Ma. Par contre, le système Rb-Sr dans ces zones de cisaillement est fortement affecté par des circulations fluides et permet en partie d'approcher le moment de ces circulations tardives dans les mylonites. Les datations Rb-Sr sur minéraux sont considérées comme des âges de ré-équilibration partielle due à des circulations de fluides tardifs vers 23 Ma.

L'acquisition de nouvelles données tectono-métamorphiques au front de la nappe de Suretta a par ailleurs permis de calibrer l'évolution P-T-d-t de cette unité. Elle peut être résumée de la manière suivante:

La première phase de déformation D1 (HP-LT: faciès schistes bleus) liée à la subduction progressive des nappes de Tambo et Suretta dans le prisme d'accrétion valaisan s'effectue entre 49 et 42 Ma (âges ^{39}Ar - ^{40}Ar sur phengites). Elle est suivie par une phase d'extension syn-collision, la déformation D2, associée à une forte décompression jusqu'à des conditions de faciès schistes verts. Lors de l'exhumation de ces unités, le complexe intrusif du Bergell s'est mis en place vers 32-30 Ma en recoupant les structures des déformations D1 et D2. Ce marqueur temporaire fixe la limite inférieure de l'âge de l'activité de la déformation D2 à 30 Ma. La déformation D3 est probablement syn- à post-intrusion du Bergell et s'interrompt peu avant l'intrusion du leucogranite de Novate. Ce leucogranite d'origine crustal est daté à 25 Ma. L'âge de la quatrième déformation D4 est syn- à tardi-Novate entre 25-18 Ma.

A partir de ces nouveaux résultats isotopiques et des études tectono-métamorphiques, une corrélation entre les processus géodynamiques responsables de la formation de la chaîne Alpine depuis les domaines internes vers les domaines externes et les circulations de fluides majeures lors des processus orogéniques est proposée pour cette partie des Alpes suisses.

LISTE DES ABREVIATIONS

BP	Basse pression
BT	Basse température
C	Cisaillement
D	Stade de déformation
FT	Traces de fission
HP	Haute pression
λ	Constante de désintégration radioactive propre à chaque isotope radioactif
L	Linéation
Le	Linéation d'étirement
Lm	Linéation minérale
MCE	Massifs cristallins externes
MSWD	Mean Squared Weighed Deviation: somme des moindres carrés divisée par le nombre de données moins 2
MT	Moyenne température
PAZ	Zone d'annihilation partielle
P-t	Pression-temps
P-T-t	Pression-Température-temps
RT	Roche totale
S	Schistosité
t_c	Température de fermeture
T-t	Température-temps

Les abréviations minéralogiques de (Kretz, 1983) ont été utilisées. Seuls les minéraux ne figurant pas sur cette liste ont été ajoutés:

Kfs	feldspath potassique
Phe	phengite
Olig	Oligoclase

INDEX DES TABLES

Table II-1:	Electron microprobe analyses of phengites from the Grimsel granodiorite mylonite and orthogneiss*. Mineral formulae are calculated based on 11 oxygens and Fe is assumed divalent. ¹ thin section, Lausanne 1998. ² thin section, Marquer 1997. ³ mineral separation, Bern 1999.	58
Table II-2	Argon data of biotites and phengite from the Aar granite	66
Table II-3	Argon data of biotites and phengite from the Grimsel granodiorite	67
Table II-4	Rb-Sr results from the External Crystalline Massifs	71
Table II-5	Données argon des feldspaths alcalins du granite de l'Aar	79
Table II-6	Analyses chimiques des feldspaths potassiques (fraction coulée) du granite de l'Aar par microsonde, Berne 1999	82
Table III-1	Electron microprobe results	193
Table III-2	Furnace step-heating Ar/Ar data of phengites from the Roffna metarhyolite	194
Table III-3	In-Situ UV-laser Ablation ³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar data	199
Table III-4	Résultats Rb-Sr de la rhyolite de Roffna	204
Table III-5	Données argon des micas de la rhyolite de Roffna (Roffna Shear Zone 1)	210
Table III-6	Données argon des micas de la rhyolite de Roffna (Roffna Shear Zone 2)	211

INDEX DES PHOTOGRAPHIES

Photo III-1	Roffna porphyres ou métarhyolite de Roffna. Enclaves leucocrates alignées dans un champs de déformation magmatique modérément préservé de la tectonique alpine (sous la boussole: zone de cisaillement D1) (Lago Azzuro).	121
Photo III-2	Plan de schistosité (S2 subparallèle à S1) dans marbres sériciteux (Col du Splügen) supportant les linéations d'étirement L1 (crayon vert) et L2 (crayon bleu).	126
Photo III-3	Vue depuis le sud-ouest de la pincée de Suretta (Punta Rossa, coord: 747.1/152.1). Cette pincée de couverture (régiment autochtone et nappe de Starlera) est coincée entre deux écailles de socle: l'écaille Timun et sous-jacente, l'écaille Roffna.	126
Photo III-4	Marbres sériciteux typiques plissés par un pli P1. Axe de pli: N156/18°; Plan axial: 92/25° (Col du Spügen).	127
Photo III-5	Interférence de plis P1 et P2 dans les calcschistes et les marbres mésozoïques de la pincée de Suretta (Punta Rossa). Les plans axiaux PA1 (parallèles aux petits côtés de la photo) sont déformés par un fort plissement D2, axe de pli A2: N90/18° et plan axial PA2: N138/28° (PA2 subparallèles aux grands côtés de la photo).	127
Photo III-6	Métarhyolite de Roffna. Répartition des zones de cisaillement D1 à l'échelle de l'affleurement (à proximité du Bergseeli).	128
Photo III-7	Zone de cisaillement D1 dans la métarhyolite de Roffna. Cette photographie illustre l'hétérogénéité de la déformation ductile. La mylonite sombre encaisse tout la déformation D1 sur une zone de 20 à 30 cm de large.	128
Photo III-8	Métarhyolite de Roffna dans des zones préservées de la déformation ductile hétérogène. Faciès "peu déformé" (proximité du Bergseeli).	129
Photo III-9	Boudinage de foliation asymétrique D1 dans les micaschistes à grenat (Col du Splügen). Axe de boudinage N60/42°, linéation d'étirement: N150, cisaillement vers le nord.	129
Photo III-10	Au bord de la rivière de Alpi di Suretta (coord: 746.2/159.4), la D1 est marquée par un boudinage. Les niveaux de dolomie associés aux marbres gris lités sont boudinés. Axe du boudin: N150/5-10°, plan du boudin: N170/24°, le sens du cisaillement est supposé vers le NNW. Les niveaux de dolomie présentent une structure en plaque de chocolat, résultant de deux sens d'étirement perpendiculaires. La cinématique du second étirement n'est pas déterminée.	130
Photo III-11	Métarhyolite de Roffna. La schistosité S2 se surimpose à la schistosité S1.	131
Photo III-12	Linéation d'étirement minérale L2 dans les pyroclastites de la carrière du Col du Splügen.	131
Photo III-13	Plis en marche d'escalier P3, axe de pli A3: N74/24° et plan axial PA3: N135/58°, abaissant relativement le compartiment nord dans marbres mésozoïques au niveau du Hüscherenbach (nord du Col du Splügen).	139

PARTIE I
INTRODUCTION
GENERALE

1 INTRODUCTION

Dans les zones orogéniques, l'acquisition des âges absolus des différentes phases de déformation est fondamentale pour en comprendre l'histoire tectono-métamorphique des différentes unités tectoniques. L'explication des mécanismes responsables de la formation des chaînes de montagne nécessite une compréhension des processus d'enfouissement et d'exhumation. Il est nécessaire de connaître le moment du début et la durée de l'enfouissement, les conditions des pics de métamorphisme (pic de pression, pic de température, Figure I-1) ainsi que de la période durant laquelle elles se sont déroulées, et finalement à quel moment l'exhumation s'est amorcée et si cette dernière s'est faite de manière continue ou selon des taux différentiels. La détermination des chemins pression-température-temps (P-T-t) de roches métamorphiques consiste donc en un point clé de l'étude des processus orogéniques.

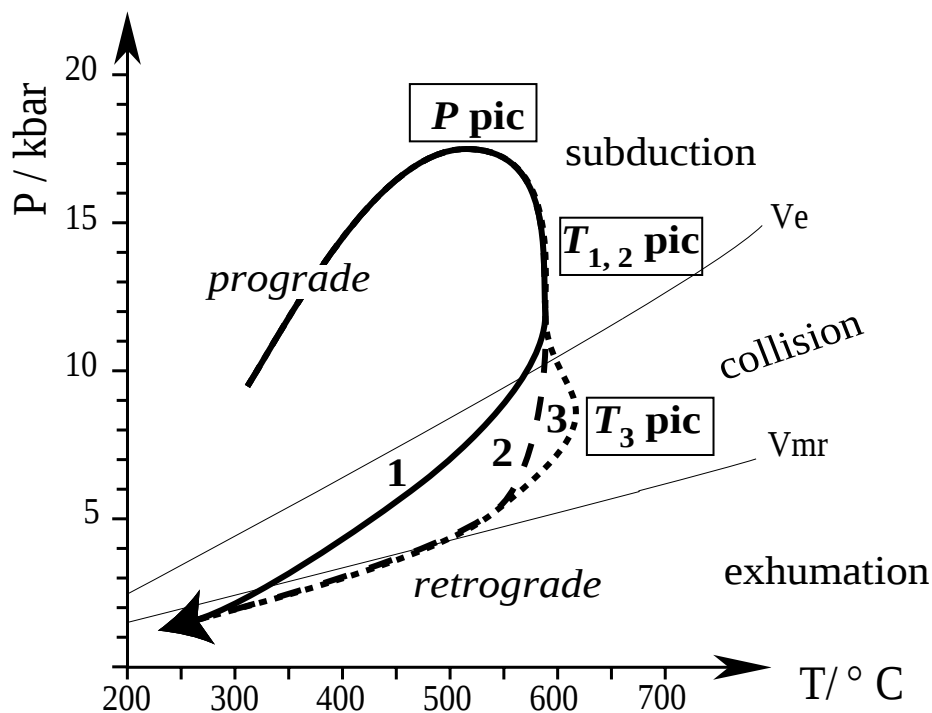


Figure I-1 Exemples de chemins pression-température théoriques (1, 2 et 3) d'une unité impliquée dans un processus de subduction-collision, résultant d'un probable enfouissement suivi par le métamorphisme (P et T pics) et éventuellement l'exhumation. V_e et V_{mr} symbolisent respectivement le géotherme non perturbé et le géotherme de relaxation maximale (England and Thompson, 1984).

Depuis longtemps, les techniques de datation radiométrique ont été employées dans le dessein de déterminer les âges absolus de déformations. Cependant, dans du matériel déformé, le comportement des systèmes isotopiques est fréquemment difficile à interpréter parce que la fermeture isotopique et/ou la diffusion d'un système est souvent dépendante de nombreux

paramètres, comme la température, l'énergie d'activation, le coefficient de diffusion, le minéral, la taille des grains et les circulations de fluides.

Le but de cette thèse est de tester le comportement isotopique des systèmes radiogéniques ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr dans des zones de cisaillement affectant des granites et de tenter d'examiner l'influence de ces facteurs.

L'investigation s'est focalisée sur:

- √ Les granites (s.l.), systèmes relativement simples considérés à l'échelle de la croûte terrestre comme des corps à texture et chimie "homogène" et aux propriétés mécaniques "isotropes". La déformation affectant les granites est fortement hétérogène et localisée dans des étroites bandes d'intense déformation. D'un point de vue rhéologique, les granites représentent de bons analogues à l'étude du comportement de la croûte continentale.
- √ Des granites permien, tardi-varisque, n'ayant subi que la déformation alpine. Dans les zones orogéniques, la succession de différents cycles tectono-métamorphiques conduit à la superposition de nombreuses structures dont le déchiffrement est souvent difficile. Il est cependant possible de dater plus d'une fabrique dans les régions polymétamorphiques, si celles-ci sont isolées à l'échelle de l'échantillon. Cette approche a le potentiel de permettre l'acquisition et la comparaison d'âges de différentes déformations pour une région définie, de l'affleurement à l'unité considérée. L'étude des intrusions permien, au cœur de l'édifice alpin, permet de s'affranchir des déformations anté-alpines.
- √ La déformation hétérogène, caractérisée par des réseaux de zones d'intense déformation fortement localisée (zones de cisaillement), anastomosées, entourant des lentilles de roches faiblement déformées, notamment des granites. Les domaines peu affectés par la déformation hétérogène permettent d'accéder à des roches reliques et par là même à des stades précédant la déformation, comme pour le cas des roches ignées, le stade magmatique, voir un événement tectonique ultérieur. De plus, l'analyse de l'arrangement géométrique des zones de cisaillement donne une indication de la forme de l'ellipsoïde de la déformation finie. La cinématique globale peut être déduite en comparant l'orientation des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation avec les référentiels que constituent la schistosité (XY) et la linéation d'étirement (X), voir PARTIE III- 2.3.1.

Les mylonites se définissent par des transformations minéralogiques associées à des transferts chimiques et une réduction de la taille des grains associées à l'augmentation de

l'intensité de la déformation. L'échantillonnage en fonction de l'intensité de la déformation, de la roche peu déformée à la mylonite en passant par les roches présentant une déformation intermédiaire (les orthogneiss) revient à collecter des échantillons selon un gradient de diminution de la taille de grains. En plus de constituer des cas d'étude naturels, l'intérêt d'étudier les zones de cisaillement réside dans le fait que tous les types de roches, échantillonnés à petite ou moyenne échelle à travers la mylonite, ont subi les mêmes conditions de température durant le même événement de cisaillement ductile. Ces conditions réunies permettront de revisiter et de discuter le concept de température de fermeture classiquement appliquée lors de l'interprétation des âges sur minéraux (PARTIE II- 3).

√ La systématique ^{39}Ar - ^{40}Ar et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ des biotites et des micas blancs, parce que ces derniers sont classiquement utilisés pour contraindre les courbes de refroidissement dans la littérature. Des datations de feldspaths ont également été entreprises.

Depuis de nombreuses années, différentes études ont montré, entre autres dans les granites, que certaines zones de cisaillement présentent des transformations minéralogiques et des transferts de matière importants liés à des circulations fluides (Marquer and Peucat, 1994; McCaig, 1997 et références citées). La mobilité du Rb et du Sr étant démontrée dans des conditions métamorphiques de bas à moyen degré, l'étude du comportement des systèmes K-Ar et Rb-Sr dans les minéraux des zones de cisaillement est donc requise pour l'interprétation des datations géochronologiques en termes d'âge de la déformation. Cette étude a donc été entreprise dans des zones de cisaillement de deux massifs cristallins suisses: les massifs cristallins externes et la partie frontale du socle de la nappe de Suretta. Elle devrait permettre de comprendre la mobilité des éléments radiogéniques ainsi que de fixer les limites d'utilisation des méthodes de datation sur minéraux dans les zones déformées.

L'ensemble des études sur le comportement des systèmes isotopiques et sur l'acquisition de données géochronologiques ont été constamment associées à des analyses pétrographiques et structurales d'échelles variant entre l'échelle de la région et celle de l'échantillon.

Ce manuscrit est divisé en deux parties.

La première partie traite de l'étude du comportement des systèmes isotopiques Ar-Ar et Rb-Sr dans un système "simple" d'un point de vue déformation, les zones de cisaillement du massif de l'Aar. Ces mylonites ont été générées lors d'un principal événement de déformation ductile d'âge oligo-miocène (25-20 Ma).

Un système plus complexe, les zones de cisaillement de la rhyolite de Roffna, est présenté dans la seconde partie de ce mémoire. L'étude structurale et métamorphique de la partie frontale de la nappe de Suretta a permis de contraindre les relations pression-température-déformation. Cette approche globale était la condition nécessaire à la reconstruction des chemins pression-température-déformation-temps.. De nouvelles données structurales et métamorphiques, basées sur la cartographie de la partie frontale de la nappe de Suretta, viennent étayer les connaissances existantes de l'évolution tectono-métamorphique de cette partie du pennique supérieur suisse. Deux déformations ductiles successives, d'âge éocène-oligocène, ont affecté ce massif cristallin. Les mylonites, associées à la première phase de déformation hétérogène D1, ont été l'objet de cette étude sur le comportement des systèmes isotopiques dans les zones de cisaillement.

L'acquisition de nouvelles données géochronologiques et leur intégration dans les données P-T-d permettent de contraindre les relations pression-température-déformation-temps des deux massifs cristallins étudiés: les massifs cristallins externes et la partie frontale du socle de la nappe de Suretta.

2 COMPORTEMENT DES SYSTEMES ISOTOPIQUES ^{39}Ar - ^{40}Ar ET Rb-Sr DANS DES ZONES DE CISAILLEMENT TERTIAIRES: ASPECTS METHODOLOGIQUES

2.1 Introduction

2.1.1 Le concept de fermeture isotopique

La fermeture isotopique d'un système, par définition, a lieu lorsqu'un minéral ne présente plus d'échanges isotopiques avec les minéraux environnants. Dans l'idée de caractériser le processus de fermeture isotopique, Jaeger et al. (1967) ont introduit le concept de température de blocage, modifié par Dodson (1973) en température de fermeture (closure temperature: t_c). En essence, la température de fermeture d'un système géochronologique peut être définie comme la température spécifique en dessous de laquelle la composition isotopique d'un minéral n'est plus modifiée. Depuis 1967, la température est considérée comme le paramètre limitant la diffusion isotopique.

Les valeurs absolues pour les températures de fermeture de la biotite et de la muscovite ont été fixées en référence à la carte de distribution des âges dans les Alpes centrales suisses (dôme lépontin) et avec une estimation des températures sur la base de deux isogrades régionaux provenant d'une vision du métamorphisme alpin à l'état fini actuel (Jaeger et al., 1967). En dépit du diachronisme probable de ces "isogrades d'un métamorphisme tertiaire", ces auteurs ont observé, dans la zone de l'isograde stilpnomélane-out, une zone où les âges sur biotites K-Ar et Rb-Sr s'étaient de 50 à 200 Ma. Cette zone n'a subi qu'un rajeunissement partiel alpin (Jaeger et al., 1967; planche 1). De manière similaire, l'isograde du staurotide-in a été considéré comme l'isograde critique des âges Rb-Sr sur muscovite. Ces observations ont mené Jaeger et al. (1967) à proposer une relation inverse entre les températures de métamorphisme et les âges sur micas. Cette relation implique que le développement de minéraux avec des t_c plus hautes que celles du métamorphisme enregistrerait un âge de métamorphisme-déformation. Les minéraux cristallisant avec des t_c plus basses que celles du métamorphisme indiqueraient un âge de refroidissement. La discrimination entre minéraux ouverts ou fermés aux échanges isotopiques a nécessité l'estimation de l'âge supposé du métamorphisme. Il est intéressant à noter que la limite entre une mise à zéro partielle ou complète des systèmes a été estimée arbitrairement à 38 ± 2 Ma et que les températures des isogrades stilpnomélane-out et staurotide-in ont été fixées à 300 et 500 °C, respectivement (Jaeger, 1973). Cependant Nitsch (1970) et Korikovskij et al. (1975), cités dans Villa (1998), avaient obtenu expérimentalement des valeurs de 460-470°C pour l'isograde du stilpnomélane-out. Ce qui jette un doute sur les estimations de Jaeger et al. (1967, 1973).

Depuis 1973 et bien que de nombreuses critiques du concept aient été formulées, une très grande quantité de données géochronologiques (âges sur minéraux) ont été interprétées à la lumière du concept de t_c et de refroidissement (Hunziker et al., 1992 et références citées). Déformation, taille de grain, durée du métamorphisme, vitesse de refroidissement, circulation de fluides, composition chimique des minéraux induisant des défauts, des dislocations du réseau ainsi que des exsolutions et autres ont été proposés comme paramètres gouvernant les mécanismes de rajeunissement. Cependant la température est demeurée dans le collectif commun comme le paramètre limitant principal, dans des environnements de moyen à bas grade.

Dans les terrains polymétamorphiques, il est difficile de distinguer les effets des différents événements qui se succèdent. La sensibilité du système ^{39}Ar - ^{40}Ar aux perturbations thermiques lui confère la capacité d'estimer l'âge et la durée d'un événement thermique distinct. Cependant si une perte d'argon est due à une interaction avec des fluides et/ou avec un événement tectonique, le concept de t_c ne fonctionne plus (Chopin and Maluski, 1980; Parsons et al., 1988). En 1980, Chopin et Maluski ont également avancé des arguments contre le concept de t_c dans une étude géochronologique ^{39}Ar - ^{40}Ar sur des micas métamorphiques de haute pression de la région du Grand Paradiso (Alpes occidentales). Observant différents âges plateaux pour des micas échantillonnés dans le même endroit, ils ont conclu que sous des conditions P-T identiques certains systèmes s'étaient ouverts tandis que d'autres non. Ainsi la température ne peut être le seul paramètre limitant de l'ouverture d'un système. Une réactivité minéralogique dépendant d'autres facteurs contrôlant la migration (déformation pénétrative et comportement des fluides induits) leur apparut comme un important facteur de l'ouverture d'un système.

Pour appréhender de manière valable le concept de t_c , il est intéressant de noter qu'il est basé sur le principe d'un ralentissement progressif du processus de diffusion volumique, dont l'activation ne dépend que de la température dans un milieu anhydre et sans échanges intergranulaires durant un événement de refroidissement. En d'autres termes, le réseau cristallin du minéral présent au début du refroidissement doit demeurer non modifié à la fin du refroidissement.

2.1.2 Estimation des valeurs de t_c

von Blanckenburg et al. (1989) ont mis en évidence que la séquence d'âges radiogéniques relative au concept de t_c (Phe Rb-Sr > Hbl K-Ar > Phe K-Ar > Bt Rb-Sr, K-Ar > Ap FT) de la partie occidentale de la fenêtre du Tauern était différente de celles d'autres régions, celle de Deutsch and Steiger (1985) pour les Alpes centrales helvétiques, par exemple. Sauf pour l'âge Rb-Sr sur

phengite qui demeure discutable, tous les âges sont interprétés en âges de refroidissement. À partir d'une vaste palette de t_c déterminées par des observations de terrain et des expériences de diffusion, ces auteurs ont conclu que les séquences spécifiques et les valeurs de t_c différaient avec la composition chimique des minéraux et les conditions environnementales de chaque région étudiée. De ce fait, elles n'étaient applicables finalement qu'à la région d'investigation.

Les t_c des chronomètres radiogéniques sont estimées, en général, soit à partir d'extrapolations d'expériences de laboratoire ou d'interpolations entre les t_c estimées d'autres systèmes. Une autre opportunité pour l'évaluation de t_c est offerte par des études in situ dans des forages profonds dont le site est resté thermiquement stable sur une échelle de temps géologique significative. Dans un forage profond situé dans le massif de Bohème, Coyle and Wagner (1998) ont déterminé la température de la zone d'annihilation partielle (PAZ) des traces de fission (FT) sur sphène (titanite). La température de la roche forée, à 9000 mètre de profond, était de $\sim 265^\circ\text{C}$. A cette profondeur, l'âge et la longueur des traces ont suggéré que la PAZ des FT sur sphène ne fût pas atteinte. Par une reconstruction de l'histoire thermique, ces auteurs ont déduit que la PAZ in situ devait probablement se situer dans la gamme de température de $265\text{--}310^\circ\text{C}$. Cette valeur est plus précise que les précédentes estimations de la PAZ des FT sur sphène et est également plus élevée. Ce résultat induit un rehaussement implicite des valeurs de PAZ des FT sur zircon, qui recalibrées selon Carpena (1992), Coyle and Wagner (1998) et Villa (1998) pourraient s'étaler de 300 à 380°C . Il en découle qu'une réévaluation des taux de refroidissement-exhumation contraints précédemment par ce thermochronomètre doivent être revus et corrigés.

2.1.3 Influence de la déformation

De nombreuses études ont déjà considéré la relation température et taille de grains et l'ont appliqué pour contraindre l'histoire thermique de roches métamorphiques (Kligfield et al., 1986; West and Lux, 1993; Huon et al., 1994). La déformation doit également jouer un rôle important dans l'interprétation des données isotopiques car elle conduit à une modification de la taille des grains et induit des modifications du réseau cristallin comme des défauts, des dislocations qui peuvent affecter les vitesses de diffusion (Reddy et al., 1999).

Classiquement, le développement de grains avec des températures de fermeture (t_c) plus hautes que celles de la déformation enregistrerait un âge de déformation. Dans une étude des relations entre mécanismes de déformation et systématique de l'argon dans les micas, Reddy and Potts (1999) déclarent que cette situation doit se réaliser (1) lors de néo-cristallisations, (2) lorsque la réduction de taille de grains s'effectue à des températures inférieures aux t_c des grains

de taille réduite et lorsque les mécanismes de déformation ont restructuré les grains ou (3) lorsque la taille des grains augmente à cause de la déformation. Ces auteurs ont également suggéré une probable relation entre l'orientation des minéraux et leur âge.

Le postulat d'une t_c précise est requis pour l'interprétation des datations minéralogiques en termes d'âges de la déformation ou de refroidissement. Les zones de cisaillement sont caractérisées par une réduction de la taille des grains en fonction de l'augmentation de l'intensité de la déformation. Ainsi, et en parallèle à l'étude de Reddy and Potts (1999), des abaques représentant la relation entre la t_c calculée et la taille de grains ont été recalculées. En considérant un modèle simple de diffusion volumique (Dodson, 1973), l'influence des paramètres impliqués dans le calcul (coefficient de diffusion, taux de refroidissement...) est mis en évidence. En raison de la faible quantité de valeurs de coefficient de diffusion publiées dans la littérature, cette approche s'est limitée au système K-Ar et aux micas (biotites et muscovites).

Les processus de diffusion solide, activés thermiquement, suivent une simple loi d'Arrhenius. Selon Dodson (1973), la t_c d'un minéral est donc fortement dépendante de la température de fermeture initiale (t_{ci}) introduite dans la formule (t_c intégrée par itération), du coefficient de diffusion (D_0), de l'énergie d'activation (E), de la constante des gaz parfaits (R) ainsi que de la taille (a) et de la géométrie des grains (A : 55, 27 ou 8.7 pour la diffusion volumique dans une sphère, un cylindre ou un plan, respectivement; la diffusion dans les micas se fait de manière préférentielle parallèlement aux feuillets, la géométrie cylindrique se rapporte le plus à celle des micas, donc $A_{\text{micas}} = 27$) et d'une constante de température reliée au taux de refroidissement (τ):

$$t_c = \frac{E/R}{\ln\left(\frac{A \cdot t_{ci}^2 \cdot D_0 / a^2}{\tau \cdot E/R}\right)} \quad \text{d'après Dodson (1973).}$$

Le choix des valeurs du coefficient de diffusion et de l'énergie d'activation influence largement les estimations de t_c pour une taille de grain et un taux de refroidissement définis (Figure I-2). L'estimation du taux de refroidissement est également un paramètre non négligeable (Figure I-3).

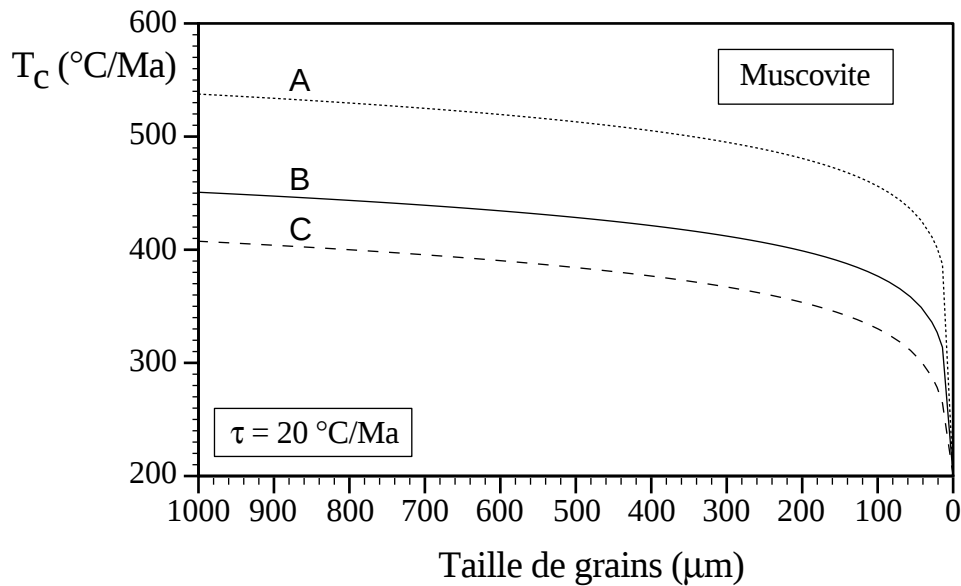


Figure I-2 Abaque de la variation de la température de fermeture (t_c) du système K-Ar appliqué à la muscovite en fonction de la taille des grains (taux de refroidissement de 20°C/Ma), selon différents coefficients de diffusion. A: $D_0 = 0.11\text{ cm}^2/\text{s}$ recalculé d'après Hames and Cheney (1997) et $E = 250\text{ kJ/mol}$; B: $D_0 = 0.04\text{ cm}^2/\text{s}$ et $E = 218\text{ kJ/mol}$ (Hames and Bowring, 1994); C: $D_0 = 3.9 \cdot 10^{-4}\text{ cm}^2/\text{s}$ et $E = 180\text{ kJ/mol}$ (Robbins, 1972).

En conclusion, pour une taille de grains particulière, les estimations de la t_c peuvent varier considérablement en fonction des paramètres utilisés pour le calcul (Figure I-2 et Figure I-3). La Figure I-2 montre des variations de près de $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour les tailles de grains de $1000\text{--}800\text{ }\mu\text{m}$ en fonction des coefficients de diffusion retenus. Les taux de refroidissement peuvent affecter considérablement les t_c . Un taux rapide de refroidissement induira une plus haute t_c qu'un taux de refroidissement lent (Figure I-3). À partir de la taille de grain critique de $200\text{ }\mu\text{m}$, les valeurs de t_c diminuent dramatiquement. L'évaluation précise de la taille de grains du minéral analysé nécessite également une attention particulière. Finalement, des études supplémentaires sont indispensables pour une meilleure connaissance des valeurs des coefficients de diffusion.

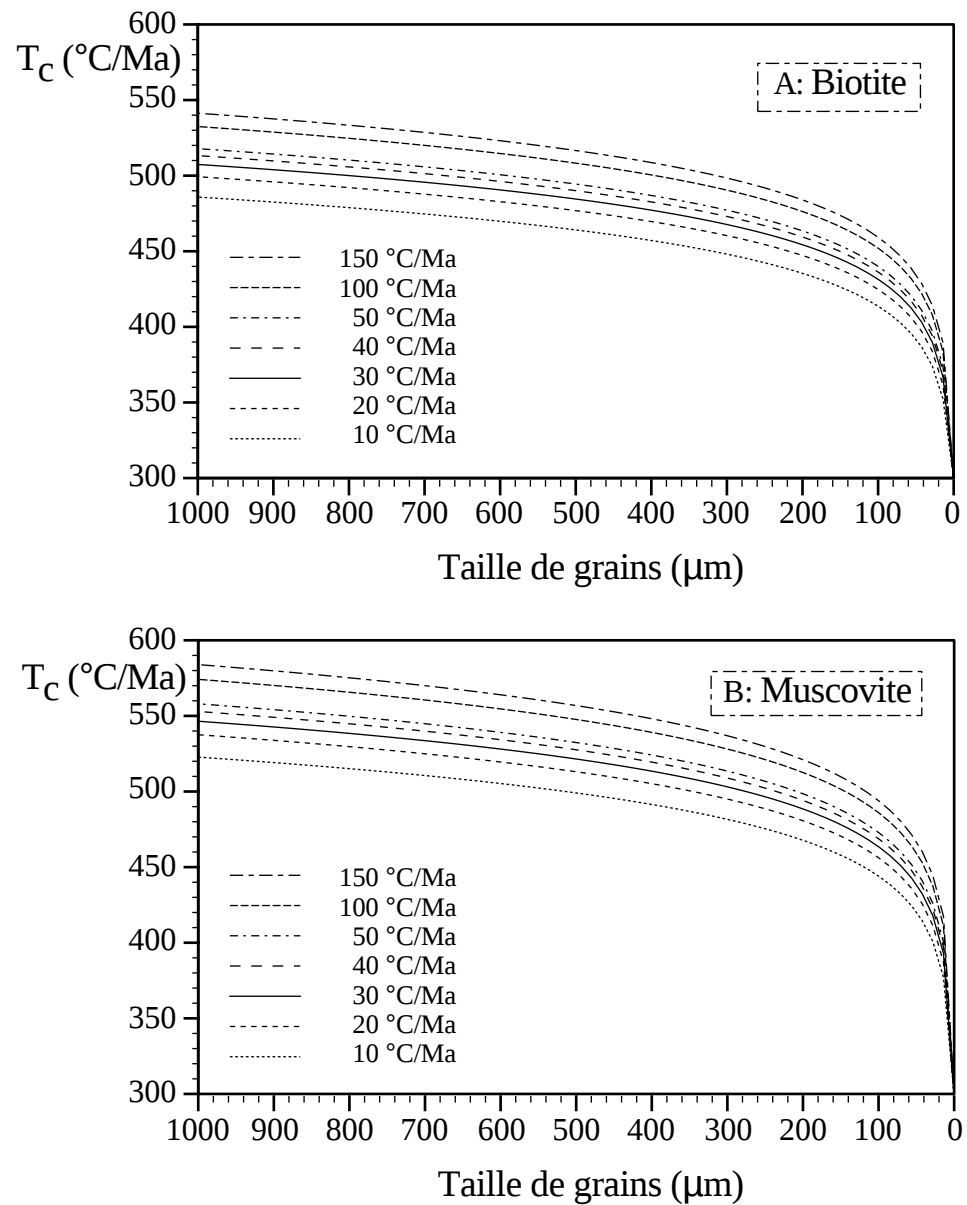


Figure I-3 Abaque de la variation de la température de fermeture (t_c) du système K-Ar appliqué aux micas en fonction de la taille des grains, selon différents taux de refroidissement. A: Biotite, $D_0 = 0.78 \text{ cm}^2/\text{s}$ et $E = 250 \text{ kJ/mol}$ d'après Villa and Puxeddu (1994); B: Muscovite, $D_0 = 0.11 \text{ cm}^2/\text{s}$ recalculé d'après Hames and Cheney (1997) et $E = 250 \text{ kJ/mol}$.

2.1.4 Influence des fluides

Les circulations de fluides dans les environnements métamorphiques ne peuvent être étudiées qu'à partir de déductions provenant des roches qu'elles ont affectées. Ainsi, divergentes opinions persistent. La plupart des roches métamorphiques ont-elles été affectées ou non par de larges flux de fluides lors du métamorphisme? Si c'est le cas, ce flux fut-il continu ou se produisit-il lors de brefs épisodes? Il est de plus en plus évident que l'évolution de la croûte terrestre est fortement affectée par l'action des fluides, ainsi qu'en témoigne une littérature de plus en plus riche (cf. georef.cos.com). Le flux de fluides à travers les zones de cisaillement contient probablement une partie importante du budget total du flux de fluides à travers la croûte (Fyfe et al., 1978). En outre, la plupart des mécanismes de déformation ductile n'augmentent pas de manière significative la perméabilité de la roche, mais tendent à la diminuer lorsque la déformation cesse (Knipe and McCaig, 1994). La pression effective présente probablement la plus grande influence sur la perméabilité, puisqu'une faible surpression de fluide dans les pores peut promouvoir la création de fractures dans des conditions de contraintes déviatoriques faibles et même si la roche se déforme dans les conditions du régime ductile à des températures relativement hautes (McCaig, 1997). Thompson (1997) estime que les perméabilités moyennes sont de trois ordres de magnitude plus haute dans les zones de cisaillement (10^4 - 10^6 m³/m²) que dans les roches environnantes (10 - 10^4 m³/m²) (Figure I-4).

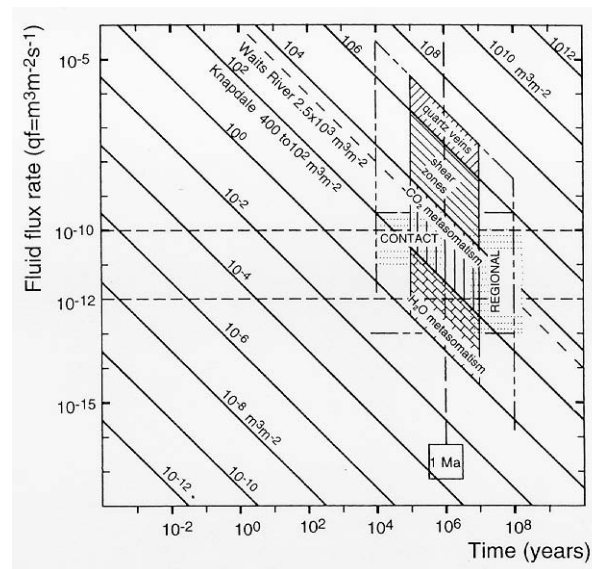


Figure I-4 Diagramme du taux de flux de fluide (m³/m²·s) par rapport au temps (an) (Thompson, 1997) (figure 17.3 de la page 301). Les lignes diagonales représentent le flux de fluide intégré (m³/m²).

En d'autres termes, la perméabilité est ainsi principalement augmentée par des processus dynamiques et retourne à des valeurs proches de la normale entre les événements tectoniques. Les fluides syn-métamorphiques semblent se concentrer dans les zones de fortes déformation lors du métamorphisme, alors que les fluides post-déformations pourraient traverser indifféremment les zones de cisaillement et les roches environnantes (Oliver, 1986). Dans les zones de collision, les roches de la croûte baignent donc continuellement dans un environnement hydraté ce qui a pour conséquence d'augmenter la rapidité des échanges isotopiques.

Villa (1998) a réexaminé le concept de fermeture isotopique en termes de phénomènes rapides, induisant la recristallisation, c'est-à-dire les circulations fluides et la déformation. Certains points de ses observations sont repris ici.

- ✓ La diffusion volumique, contrôlée seulement par la température, en absence de recristallisation, nécessite un gradient de concentration, c'est-à-dire une concentration très faible en bordure de grains. La diffusion thermique est extrêmement lente.
- ✓ La diffusion assistée par des fluides est beaucoup plus rapide que la diffusion thermique.
- ✓ Le taux d'échanges isotopiques est augmenté par l'interaction avec des fluides également à des températures inférieures de plus de cent degrés à celles qui sont requises pour la diffusion volumique.

Lors de la déformation ou recristallisation d'un minéral, des micropores peuvent se former. Le scellage ultérieur de ces derniers permet de piéger les fluides syn- ou post-métamorphiques présents qui ne sont pas forcément en équilibre avec le minéral ou la roche et qui peuvent ainsi perturber l'interprétation des âges radiogéniques. Burgess et al. (1992) ont détecté la présence d'excès d' ^{40}Ar dans des inclusions fluides de Kfs qui fut relâché dans les paliers de basses températures (méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar) et lors du broyage sous vide. Ils ont déterminé que l'excès d' ^{40}Ar était corrélé avec les valeurs de Cl (^{38}Ar). Cumbest et al. (1994) ont été capables de déterminer la concentration d'argon et la composition isotopique de multiples réservoirs de fluides riches en argon, piégés dans les inclusions fluides d'amphiboles et de plagioclases. Ils ont établi que l'excès d' ^{40}Ar était piégé dans les inclusions fluides salines. Pour une amphibole de zone mylonitique présentant un spectre ^{39}Ar - ^{40}Ar avec des âges apparents non-significatifs, ils ont déduit qu'un excès d' ^{40}Ar était piégé dans le réseau cristallin. L'argon des fluides métamorphiques préservés dans les inclusions fluides aurait diffusé à travers le réseau cristallin.

2.1.5 Synthèse bibliographique des résultats relatifs aux datations des zones de cisaillement.

Les mylonites ou les zones de cisaillement ont été l'objet ces vingt dernières années d'un intérêt croissant. Elles sont des laboratoires naturels permettant l'étude des processus métamorphiques et tectoniques. Dans l'idée de dater directement la déformation ou le métamorphisme associé, de nombreux travaux géochronologiques se sont focalisés sur les zones de cisaillement. Dans les prochains paragraphes, quelques études récentes sont retenues.

Etheridge and Cooper (1981) ont démontré dans une étude d'une zone de cisaillement rétrograde recristallisée de la région de Broken Hill (Australie) que ce type de zones présentait une ré-équilibration des horloges K-Ar et Rb-Sr comme l'indiquaient de précédentes recherches isotopiques sur les mylonites, dans la nappe de Suretta (Hanson et al., 1969) et dans les "metamorphic core complexes" aux USA (Pierce and Armstrong, 1966; Dietrich et al., 1969; Abbott, 1972). Etheridge and Cooper (1981) ont illustré par des données isotopiques et géochimiques que la mylonite de Broken Hill avait fonctionné comme un système partiellement ouvert à une époque de son histoire. Une interaction fluide/roche a modifié la composition isotopique du Sr en une composition mixte entre celle de la roche originelle et le fluide.

Gromet (1991) a entrepris l'étude géochronologique d'un gneiss à hornblende-magnétite précambrien tardif, dont les structures (foliation pénétrative et linéations) sont caractéristiques de celles de la Hope Valley Shear zone (Appalaches). Le gneiss a été échantillonné à 300 m de la zone de cisaillement s.s.. L'âge de la fabrique de ce gneiss (plagioclase-hornblende-Kfeldspath-sphène-apatite) a été déterminé en utilisant les systèmes Rb-Sr, Sm-Nd et U-Pb. Les microtextures indiquaient une recristallisation/néo-cristallisation extensive dans des conditions de faciès amphibolitique de moyen à haut grade. A l'exception des âges U-Pb sur zircon et sphène porphyroclastique, les analyses Rb-Sr, Sm-Nd et U-Pb ont fourni une remarquable concordance d'âges (295-275 Ma). Cela indique que l'équilibre isotopique était accompli à cette époque. Il conclut que ces minéraux ont été ouverts aux échanges isotopiques et que l'équilibration eut lieu en réponse aux processus de déformation (dislocation creep, migration de joint de grain) et/ou en réponse aux néo-cristallisations métamorphiques.

West and Lux (1993) émirent certaines remarques sur les datations ^{39}Ar - ^{40}Ar de muscovites de la zone de cisaillement de Norumbega (Maine). (1) Les échantillons doivent être caractérisés par une étude pétrographique et structurale préalable afin de distinguer les minéraux reliques des néo-cristallisations. (2) Il est nécessaire de se focaliser sur la datation des événements

tectoniques qui ont eu lieu à des températures inférieures à leur température de fermeture. L'histoire du refroidissement régional s'établit à travers une étude thermochronologique détaillée pour permettre la comparaison entre les spectres d'âge des minéraux mylonitiques et leur équivalent régionaux. (3) L'excès d'argon doit être négligeable.

Freeman et al. (1997) ont daté les micas blancs (fractions 400-200 μm) de la zone de cisaillement d'Entrelor dans les Alpes italiennes par la méthode Rb-Sr. Deux populations de micas blancs ont été identifiées par des contenus en Si différents: les micas définissant la foliation principale présentant des valeurs de Si supérieures aux micas des bandes de cisaillement recoupant la foliation principale. Ces auteurs ont suggéré que la fabrique principale fût formée il y a 38 Ma et que les micas de P et T inférieures étaient la conséquence d'un remaniement tardif de la structure vers 34 Ma, malgré l'absence de déformation pénétrative à cette époque. Aucune discussion de l'influence de la taille des minéraux n'a été engagée.

Des datations Rb-Sr de micas blancs recristallisés provenant du Moine Thrust (Ecosse), formé en faciès schistes verts, sont compatibles avec les données existantes et avec l'histoire tectonique de la région (Freeman et al., 1998). Cela n'est pas le cas des analyses ^{39}Ar - ^{40}Ar dont les résultats présentent des âges plus vieux que ceux qui sont attendus et par conséquent suggèrent une incorporation d'excès d'Ar. Les auteurs ont interprété la vaste palette d'âges Rb-Sr, de 437 à 408 Ma, comme dues à des zones de déformation d'intensités différentes. L'excès d'argon paraissant s'atténuer au-delà de 1.5 km de la mylonite, cette distance (1.5 km) peut représenter l'échelle de l'influence du fluide qui a circulé à travers la zone de cisaillement lors de la déformation.

Dans les Alpes orientales autrichiennes, le socle poly-métamorphique cristallin ne présente aucun rajeunissement alpin et n'enregistre que des âges tardi-varisques, tandis que la déformation dans la couverture est datée par les systèmes Rb-Sr et ^{39}Ar - ^{40}Ar autour de 80-85 Ma. Mueller et al. (1999), dans la nappe de socle de Wechsel, ont tenté de dater une zone d'intense déformation de faciès schistes verts afin que l'âge obtenu leur permette de déterminer à laquelle des trois phases de déformation elle était associée. Ils ont daté les minéraux des bandes de cisaillement et ont obtenu des âges Rb-Sr autour de 85 Ma. Les minéraux non affectés par les bandes de cisaillement ont préservé des âges Rb-Sr et ^{39}Ar - ^{40}Ar plus vieux. Leur conclusion principale revient à dire que la déformation (recristallisation dynamique et déstabilisation cassante des minéraux) induisant une réduction de taille de grains est le facteur principal de la ré-équilibration chimique et isotopique. Cependant, aucun contrôle structural ne permet de

confirmer que cet âge Crétacé supérieur est l'âge de la formation de la bande de cisaillement ou l'âge d'un événement postérieur à sa formation.

Cheilletz et al. (1999) ont daté avec la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar les micas néoformés des zones de cisaillement D2 affectant le socle varisque du Maghreb algérien (Greater Kabylia). L'âge de 128 Ma proposé est contraint par la convergence d'un âge plateau sur muscovite à 128 ± 0.3 Ma et des spectres d'âge en cloche de phengites, interprétés comme le mélange de deux phases: un composé hérité supposé d'âge varisque et un composé recristallisé lors de la mylonitisation.

En conclusion, il semblerait que les minéraux des zones de cisaillement formées dans des conditions de HT (faciès amphibolitique et granulitique) subiraient une ouverture de leurs systèmes isotopiques. L'équilibration isotopique s'effectuerait complètement lors de l'événement cisailant de HT. Les méthodes de datations radiogéniques présentant des t_c élevées, appliquées aux minéraux index du métamorphisme de HT recristallisés ou néo-cristallisés dans la mylonite, paraissent être de bonnes techniques pour acquérir l'âge de la mylonitisation de HT.

Cependant, les études géochronologiques appliquées aux zones de cisaillement générées dans des conditions de MT à BT révèlent une large gamme de résultats. Parfois la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar fournit l'âge de la déformation ductile, dans d'autres études c'est la technique Rb-Sr. Quoi qu'il en soit, il en découle que l'acquisition de l'âge absolu de la mylonitisation nécessite une approche multidisciplinaire pour contraindre les résultats isotopiques obtenus et en discuter la validité.

2.2 Principes de la géochronologie isotopique

Les principes de la géochronologie isotopique sont décrits succinctement dans la deuxième édition de l'ouvrage de référence de Faure (1986) et dans Dickin (1997) pour ce qui en concerne les récents développements.

2.2.1 Méthodologie de la géochronologie isotopique

Les méthodes de géochronologie absolue sont basées sur la désintégration radioactive d'isotopes-pères (P) en isotopes-fils (F).

La loi de désintégration radioactive donne accès à l'âge t du dernier équilibre isotopique ou fermeture isotopique:

$$F = F_i + P(e^{\lambda t} - 1)$$

F = teneur (mesurée) en élément-fils

F_i = teneur (initiale) en élément-fils

P = teneur (mesurée) en élément-père

λ = constante de désintégration radioactive propre à chaque isotope radioactif

Cette équation de droite a deux inconnues t et F_i . La difficulté du calcul de l'âge par la méthode conventionnelle, où F_i est une constante dont la valeur doit être supposée, a été écartée au profit de la méthode des isochrones (PARTIE I - 2.2.2b). Ainsi l'équation de la loi de la désintégration radioactive peut être résolue, pour t = âge du système, si les conditions classiques suivantes sont satisfaites:

- ✓ les conditions initiales doivent être parfaitement connues: homogénéisations ou mise à zéro initiale du système
- ✓ la roche ou le minéral considéré doit demeurer un **système clos** à la diffusion isotopique ou au dégazage, c'est-à-dire ni perte, ni gain soit d'atomes-pères (P), soit d'atomes-fils (F); en fait, un système isotopique est considéré clos, lorsque la diffusion de ces isotopes est négligeable.
- ✓ le processus de datation envisagé doit être assez simple et ne pas être perturbé par d'autres processus conduisant à des produits de désintégration semblables: pas d'interférences nuisibles

✓ la valeur de la constante de désintégration (λ) ne doit pas avoir varié avec le temps et doit être connue avec précision

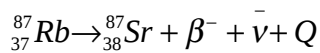
✓ F et P , ainsi que leur incertitude (1σ), doivent être mesurés avec soin

2.2.2 La méthode ^{87}Rb - ^{87}Sr

Le rubidium et le strontium sont présents dans tous les types de roches comme éléments en trace depuis quelques ppm dans les roches ultrabasiques et la centaine de ppm dans les granites, pour le rubidium par exemple.

Le rayon ionique du rubidium (1.48 Å) est suffisamment similaire à celui du potassium (1.33 Å) pour lui permettre de se substituer à celui-ci dans tous les minéraux comportant du potassium.

Le rubidium présente deux isotopes naturels, ^{85}Rb et ^{87}Rb , dont les abondances isotopiques sont 72.1654 % et 27.8346 %, respectivement (Faure, 1986). Son poids atomique est de 85.46776 a.m.u.. Le ^{87}Rb se désintègre en ^{87}Sr stable par émission d'une particule bêta négative β^- , selon la loi de désintégration radioactive suivante:



où ν est un antineutrino et Q est l'énergie de désintégration (0.275 MeV).

Le rayon ionique du strontium (1.13 Å) est légèrement plus grand que celui du calcium (0.99 Å), qu'il substitue dans la plupart des minéraux, en particulier dans les plagioclases. Cependant la capacité du strontium à remplacer le calcium est quelque peu réduite par le fait que les ions de strontium (Sr^{2+}) préfèrent les sites de coordination 8, tandis que les ions de calcium (Ca^{2+}) peuvent accommoder à la fois des sites 6 et 8, grâce à leur petite taille.

Le strontium présente quatre isotopes, ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr et ^{84}Sr , dont les abondances isotopiques sont 82.53 %, 7.04 %, 9.87 % et 0.56 %, respectivement (Faure, 1986). Les abondances isotopiques du Sr sont variables à cause de la formation du ^{87}Sr radiogénique par désintégration radiogénique du ^{87}Rb . Les isotopes ^{88}Sr , ^{86}Sr et ^{84}Sr , ne sont ni radioactifs, ni radiogéniques.

a) Principes de la datation Rb-Sr

L'application de la formule générale de la radioactivité donne:

$$^{87}\text{Sr}_m = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb}_m(e^{\lambda t} - 1)$$

$^{87}\text{Sr}_m$ et $^{87}\text{Rb}_m$ = teneurs actuelles mesurées

$^{87}\text{Sr}_i$ = teneur initiale inconnue (à $t=0$)

λ = constante de désintégration du ^{87}Rb ($\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ou $T = 48,8 \cdot 10^9$ ans)

L'âge t se déduit de l'équation précédente:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{^{87}\text{Sr}_m - ^{87}\text{Sr}_i}{^{87}\text{Rb}_m} + 1 \right)$$

comme en spectrométrie de masse, les rapports sont mesurés, l'équation peut être écrite:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_m - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_i}{\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right)_m} + 1 \right)$$

Classiquement, les roches totales (RT) sont considérées comme des systèmes clos, sans échanges isotopiques avec leur environnement. Elles conservent idéalement l'équilibre isotopique originel de leur cristallisation. En conséquence, les datations sur roche totale ne s'appliquent qu'aux roches magmatiques co-génétiques et permettraient de dater l'âge du protolithe.

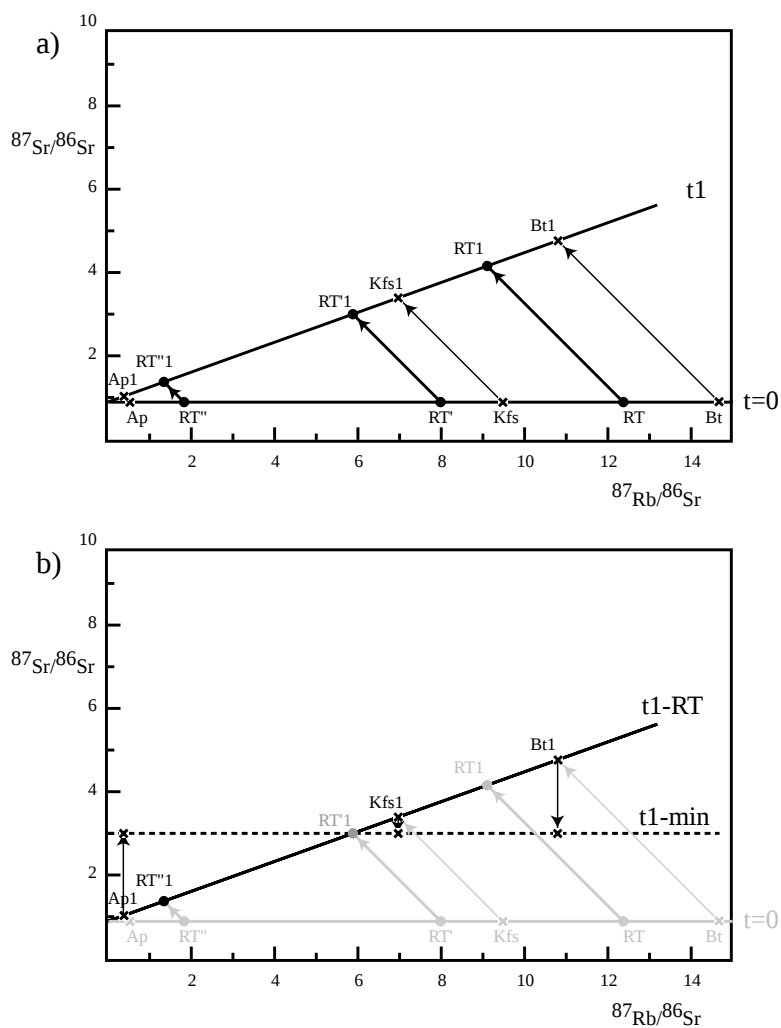
b) Calcul de l'âge par la méthode des isochrones.

À condition que t soit une constante, l'équation précédente peut s'écrire:

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_m = \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right)_m (e^{\lambda t} - 1) + \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_i$$

Une suite d'échantillons co-génétiques de degrés de différenciation différents (issus du processus de cristallisation fractionnée d'un magma), donc de compositions chimiques différentes, vont dévoiler des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ variant d'un échantillon à l'autre. Dans un diagramme exprimant les rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ces roches sont représentées par des points alignés sur une droite appelée isochrone (RT, RT', RT'', Figure I-5a). Plus les teneurs en élément père (^{87}Rb) d'une roche ou d'un minéral à l'autre sont espacées, plus l'isochrone obtenu sera bien défini et l'âge calculé précis. La pente de cette isochrone $a = e^{\lambda t} - 1$ est proportionnelle à l'âge t . La valeur du rapport initial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ est donné par l'intersection de la droite avec l'axe des ordonnées (Figure I-5). Donc une série de roches co-magmatiques d'âge t ne déterminera une isochrone que si tous les échantillons de cette série ont le même rapport initial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, c'est-à-dire, une homogénéisation isotopique initiale, et que si ces échantillons se sont comportés en système clos vis-à-vis du Rb et du Sr (ni gain, ni perte de ces éléments): les rapports $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ ne dépendent que de la désintégration du ^{87}Rb . Dans le cas d'une roche magmatique à histoire

simple, l'âge obtenu par isochrone de roches totales (t1) correspond à celui de la mise en place (Figure I-5a). Si les roches magmatiques ont subi un événement métamorphique ultérieur à leur mise en place, le système Rb-Sr sera rééquilibré (Figure I-5b). Au moment de la mesure, les RT s'aligneront le long d'une isochrone correspondant à l'âge de la mise en place mais les minéraux définiront une isochrone indiquant l'âge de l'événement métamorphique (Figure I-5c).



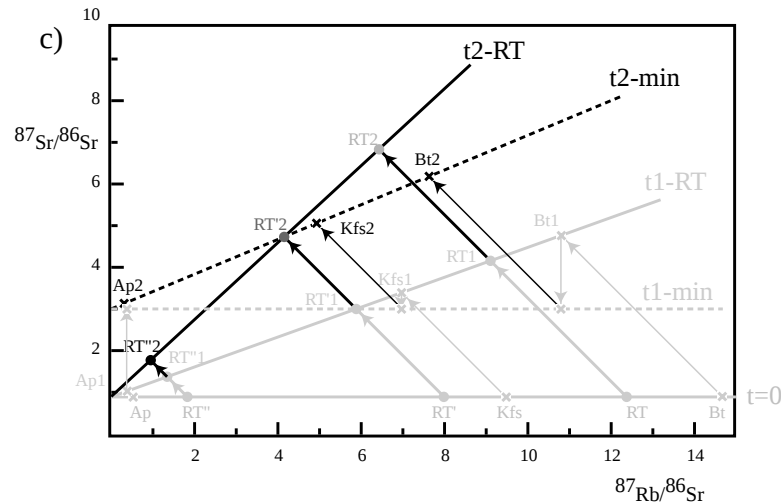


Figure I-5 Evolution théorique du strontium de trois roches totales ignées co-magmatiques (RT, RT' et RT'') et des minéraux (Ap, Kfs, Bt) de RT' après un événement métamorphique. a) Au temps initial $t=0$, lors de la cristallisation du magma, les roches totales et minéraux associés possèdent le même rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: tous sont alignés selon une droite de pente zéro. Ces ensembles évoluent en système clos et se déplacent selon une trajectoire de pente -1 jusqu'à t_1 . b) Lors d'un événement métamorphique, il y a migration du Sr^* entre les constituants minéraux de la roche. Ainsi les micas riches en Rb et pauvres en Sr vont facilement perdre le Sr radiogénique qui va être piégé par des minéraux pauvres en Rb et riches en Sr (plagioclases, apatite,...). Cette diffusion du Sr va cesser lorsque tous les minéraux seront à l'équilibre isotopique (rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ identiques). Cette diffusion se réalisant à l'échelle millimétrique ou centimétrique, la roche totale ne sera pas affectée et continuera à évoluer en système clos. Graphiquement, il y a basculement de l'isochrone minéraux (traitillé) autour de la roche totale correspondante et la pente devient nulle. c) Quand l'événement métamorphique est terminé, les minéraux et la roche évoluent en système clos. Au moment de la mesure, les minéraux sont alignés selon une isochrone $t_2\text{-min}$ (pointillée) dont l'âge donne le temps écoulé depuis la ré-homogénéisation isotopique, donc depuis l'âge de cet événement métamorphique. Les roches totales qui sont restées en système clos depuis $t=0$ déterminent une isochrone $t_2\text{-RT}$ dont l'âge correspond à celui de la cristallisation du magma, modifié d'après Duthou (1992).

2.2.3 La méthode $^{39}\text{Ar}\text{-}^{40}\text{Ar}^*$

Le potassium est l'un des huit éléments les plus abondants de la croûte continentale terrestre et un constituant de nombreux minéraux. Trois isotopes naturels co-existent, ^{39}K , ^{40}K et ^{41}K . L'isotope radioactif ^{40}K (abondance de 0.012 % du K total) se désintègre par émission β en $^{40}\text{Ca}^*$ (89.5 %), qui dans la plupart des minéraux, est dilué par le ^{40}Ca naturel. L'abondance de ce dernier est de 96.6 % du Ca total. Seulement 11 % de la désintégration de l'isotope radioactif ^{40}K produit de l'argon radiogénique ($^{40}\text{Ar}^*$) par capture d'électrons. Parce que l'Ar est un gaz rare, l'élément radiogénique est dominant (abondance de 99.6 % de l'Ar atmosphérique). La production d'isotopes radiogéniques est décrite par la loi de désintégration radioactive:

$$^{40}\text{K}(e^{\lambda t - 1}) = ^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ca}^*$$

La fraction du ^{40}K qui se désintègre en $^{40}\text{Ar}^*$ correspond à:

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda_e}{\lambda} {}^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{où } \lambda_{(^{40}\text{K})} = \lambda_e + \lambda_\beta = 0.581 \cdot 10^{-10} + 4.9262 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$\lambda_{(^{40}\text{K})}$: constante de désintégration totale

λ_e : constante de désintégration par capture d'électron

λ_β : constante de désintégration par émission de particule β

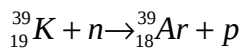
Sur la base de cette équation, deux méthodes de datation peuvent être utilisées: les méthodes ^{40}K - ^{40}Ar et ^{39}Ar - $^{40}\text{Ar}^*$.

La méthode de datation ^{39}K - ^{40}Ar dépend de l'hypothèse que l'échantillon ne contenait pas d'argon au moment de sa formation et qu'en conséquence l' $^{40}\text{Ar}^*$ est un pur produit radiogénique depuis la fermeture du système. Dans certaines circonstances, un excès d' $^{40}\text{Ar}^*$ radiogénique peut être présent, induisant des âges ^{39}K - ^{40}Ar trop vieux. La méthode de datation ^{39}Ar - $^{40}\text{Ar}^*$ a été développée pour palier aux limitations de la méthode ^{39}K - ^{40}Ar et théoriquement permet de rendre compte des pertes ou des excès d'Ar par rapport à l'Ar atmosphérique.

La méthode K-Ar est unique parmi la vaste palette de méthodes de datations radiométriques, dans le sens que le produit fils est un gaz rare. Ceci signifie que le système K-Ar réagit différemment des autres systèmes, comme le système Rb-Sr, vis-à-vis des événements thermiques ou du métamorphisme hydrothermal.

a) Irradiation

Le ^{39}K produit de l' ^{39}Ar par irradiation de neutrons rapides dans une réaction de capture de neutron et émission de proton:



La production d' ^{39}Ar à partir de ^{39}K lors de l'irradiation est exprimée selon:

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \Delta t \int_{\min e}^{\max e} \phi_e \sigma_e d_e \quad \text{ou } \Delta t \text{ est le temps d'irradiation, } \phi_e \text{ la densité du flux de neutron avec}$$

une énergie e , σ_e est la capture par ^{39}K de neutrons d'énergie e . La production doit être intégrée sur tout le spectre d'énergie des neutrons, ce qui devient un calcul direct difficile. Ainsi, la procédure normale implique l'utilisation d'un standard d'âge connu. En divisant l'équation de la désintégration ^{39}K - ^{40}Ar par cette équation, la relation suivante est obtenue:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} = \frac{\lambda_e}{\lambda} \frac{{}^{40}\text{K}}{^{39}\text{K} \Delta t \int \phi_e \sigma_e d_e} (e^{\lambda t} - 1)$$

où $\frac{\lambda_e}{\lambda} \frac{{}^{40}\text{K}}{{}^{39}\text{K}\Delta t \int \phi_e \sigma_e d_e}$ est identique pour l'échantillon et le standard.

En conséquence, pour le standard dont t est connu: $J = \frac{(e^{\lambda t} - 1)}{{}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}}$ et l'équation pour calculer l'âge inconnu de l'échantillon devient: $t = (1/\lambda) \ln \left[({}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}) \cdot J + 1 \right]$.

Plusieurs standards sont en général intercalés entre les séries d'échantillons placés dans le réacteur à neutrons afin d'obtenir une valeur interpolée de J des plus précises pour chaque échantillon.

b) Interférences

Les isotopes ${}^{37}\text{Ar}$, ${}^{38}\text{Ar}$, et ${}^{39}\text{Ar}$ sont produits par plusieurs réactions d'interférence dues aux interactions des neutrons avec les isotopes du calcium, du chlore et du potassium lors de l'irradiation dans le réacteur nucléaire (Faure, 1986). Ainsi ces trois isotopes de l'argon fournissent des informations substantielles qui peuvent être utilisées pour définir différentes phases.

La plupart des études ${}^{39}\text{Ar}$ - ${}^{40}\text{Ar}$ se contentent de considérer l'interférence de l'argon atmosphérique:

${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar} = \left({}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar} \right)_{\text{mesuré}} - 295.5 \left({}^{36}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar} \right)_{\text{mesuré}}$ où ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} = 295.5$, mesuré dans l'air.

c) Spectres d'âges et diagrammes isochrones

Parce que l' ${}^{39}\text{Ar}$ est produit in situ par désintégration du ${}^{39}\text{K}$ lors de l'irradiation, il est possible lors du chauffage par paliers de température de libérer de l'argon par des stades correspondant à différents domaines de l'échantillon. La mesure des rapports isotopiques, ${}^{39}\text{Ar}$ - ${}^{40}\text{Ar}^*$ entre autres, s'effectue à l'aide d'un spectromètre de masse. Les résultats de la technique de chauffage par paliers sont illustrés sous forme de spectres d'âges apparents (Ma) par rapport à l' ${}^{39}\text{Ar}$ libéré cumulé (Figure I-6). Classiquement, des diagrammes chimiques reliant les rapports Ca/K et Cl/K versus le % d' ${}^{39}\text{Ar}$ libéré cumulé peuvent être mis en relation avec les spectres d'âges (Figure II-10 et Figure III-40). En parallèle, des diagrammes isochrones (${}^{36}\text{Ar}$ - ${}^{40}\text{Ar}$) par rapport à (${}^{39}\text{Ar}$ - ${}^{40}\text{Ar}$) peuvent rendre compte de l'Ar hérité, en déséquilibre avec l'Ar atmosphérique. Malgré le potentiel immense de ces diagrammes, Foland (1983) a démontré, sur une biotite présentant un excès d'Ar, des résultats qui n'apportaient pas une information fiable.

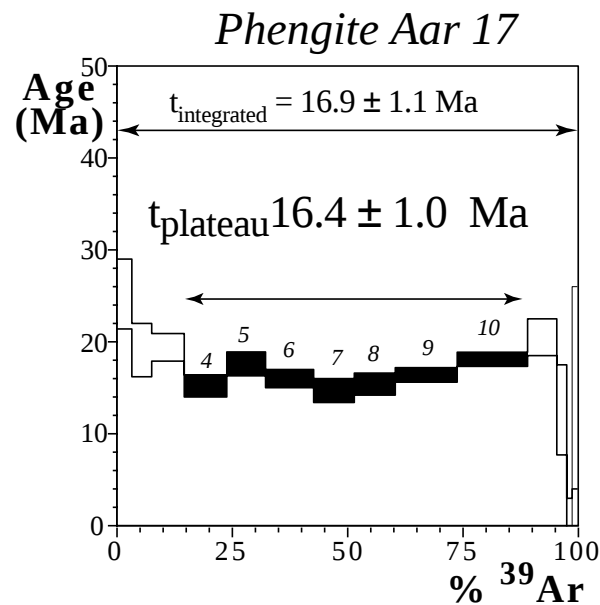


Figure I-6 Spectre d'âges ^{39}Ar - ^{40}Ar d'une phengite du granite de l'Aar (mylonite: Aar 17) illustrant un âge intégré et un âge plateau.

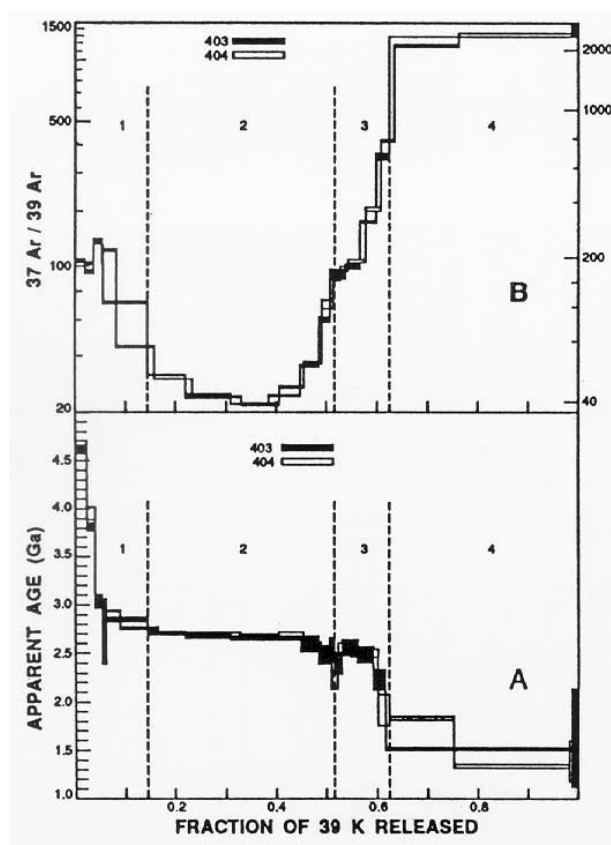


Figure I-7 Spectres d'âges (A) et du rapport ^{37}Ar - ^{39}Ar (B) de deux séparations minérales (pyroxènes) du sill de Munro-Warden, Ontario (Hanes, 1991). Les lignes verticales pointillées divisent les spectres en 4 zones représentant le gaz de différents réservoirs.

Classiquement, seuls les spectres d'âges plats apparents donnent un âge intégré ou plateau significatif (Figure I-6). Cependant, de nombreux auteurs comme Foland (1983), Phillips and Onstott (1988) et Lee et al. (1991) ont démontré que certains spectres plats donnant des âges plateaux n'ont pas toujours un sens géologique. Les spectres en selle d'amphiboles et de plagioclases sont généralement liés à un excès d'argon (Harrison and McDougall, 1981). Il est bien évidemment accepté que les phengites contenant un excès d'argon (hérité) présentent des âges plateaux sans signification géologique (Ruffet et al., 1995; Ruffet et al., 1997). Cependant, il n'a jamais été démontré que l'excès d'argon dans les micas blancs impliquait des spectres d'âge en selle.

Le dégazage progressif, enregistré par paliers, permet d'identifier de possible sous-système du minéral analysé (Figure I-7) ou de révéler la présence de plusieurs phases minéralogiques (Figure I-8 et Figure I-9). Dans le cas de systèmes relativement peu perturbés, cette technique est également susceptible de mettre en évidence, dans les paliers de basses températures, les domaines de l'échantillon qui sont les plus propices à la perte d'Ar (bordures des cristaux).

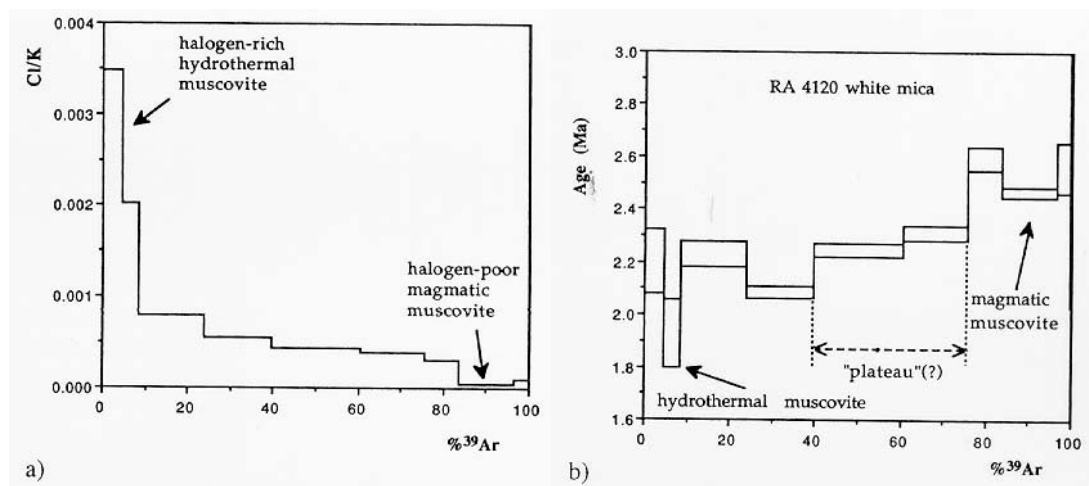


Figure I-8 Analyse ^{39}Ar - ^{40}Ar d'un mica blanc (RA 4120) d'un dyke granitique du champ géothermique de Larderello-Travale (Villa et al., 1997). a) Spectre de Cl/K. La tendance décroissante est interprétée comme le mélange de deux phases: les rapports élevés de Cl/K reflètent le dégazage d'un mica hydrothermal, tandis que les rapports Cl/K bas correspondent à la muscovite magmatique. b) Spectre d'âges ^{39}Ar - ^{40}Ar en escalier, anti-symétrique au spectre de la figure II-7a, dû au mélange de deux phases. Le "plateau" central postulé est un artefact et n'a pas de signification géologique.

Les spectres perturbés renseignent de manière pertinente sur la nature du minéral ou de la fraction analysée. Il est en effet possible de relier différents groupements de paliers avec les informations chimiques (rapports Ca/K et Cl/K) et d'attribuer leur âge apparent à différent

domaine de rétention d'Ar au sein du minéral ou à différentes phases minéralogiques. Wijbrans and McDougall (1986) et Villa et al. (1997) ont démontré que des spectres perturbés peuvent être la conséquence d'un mélange de plusieurs phases minérales (Figure I-8 et Figure I-9).

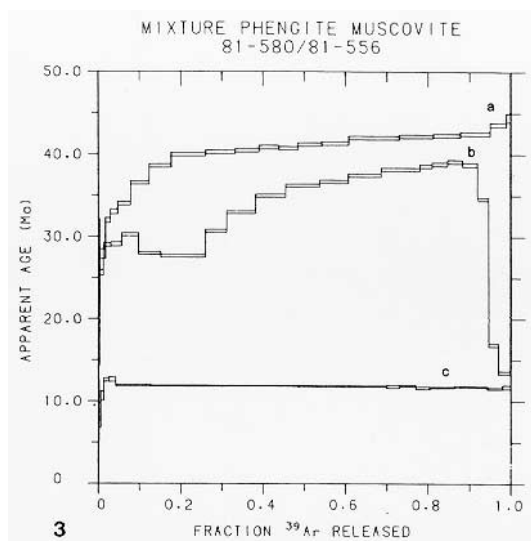


Figure I-9 Spectres d'âges de micas blancs provenant de roches métamorphiques de Naxos, Grèce (Wijbrans and McDougall, 1986). Phengites pures (a), Muscovites pures (c), ainsi qu'un mélange artificiel à 75 % de Phe et 25 % de Ms conduisant à un spectre d'âges en selle (c).

2.3 Méthodologie

2.3.1 Échantillonnage

Les échantillonnages dans le massif de l'Aar (Figure I-10) et dans la rhyolite de Roffna (Figure I-11) ont été effectués à plusieurs échelles selon des gradients de déformation montrant le passage progressif du matériel faiblement déformé aux ultramylonites. Les échantillons du massif de l'Aar proviennent d'une étude précédente sur les transferts de matières et la déformation progressive des granitoïdes (Marquer, 1987). L'intensité de la déformation ($\overline{\epsilon}_s$) de chaque échantillon a été déterminée indirectement à partir d'une loi reliant les modifications structurales (pourcentage de matrice) en fonction de l'intensité de la déformation finie (Marquer, 1987). La relation angulaire (Φ) entre la schistosité S et le plan de cisaillement C donne également une indication de l'intensité de la déformation ($\gamma = \tan \Phi$) pour la zone de cisaillement RSZ1 (Figure I-11) de la rhyolite de Roffna (Figure I-12) (RSZ: Roffna Shear Zone).

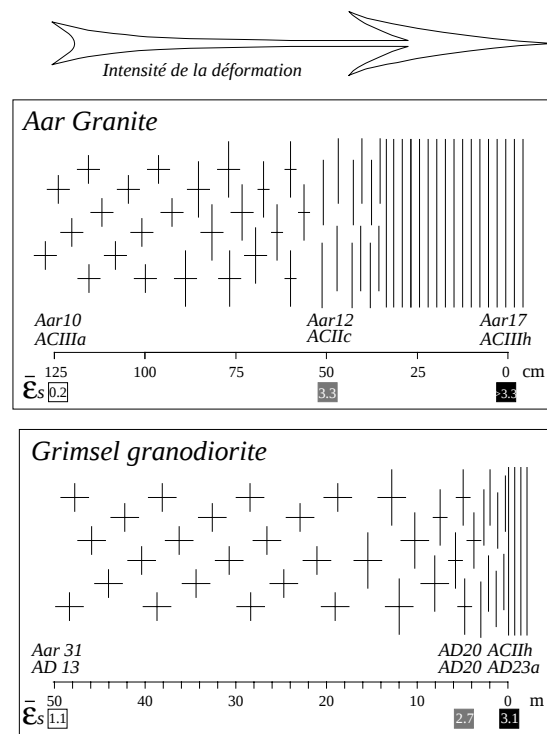


Figure I-10 Représentation schématique des zones de cisaillement échantillonnées dans le massif de l'Aar (MCE) avec localisation de l'échantillonnage géochimique: Aar10 & Aar31, roches faiblement déformées (carrés blancs); Aar12 & AD20, orthogneiss (carrés gris); Aar17 & ACIIh, mylonites (carrés noirs).

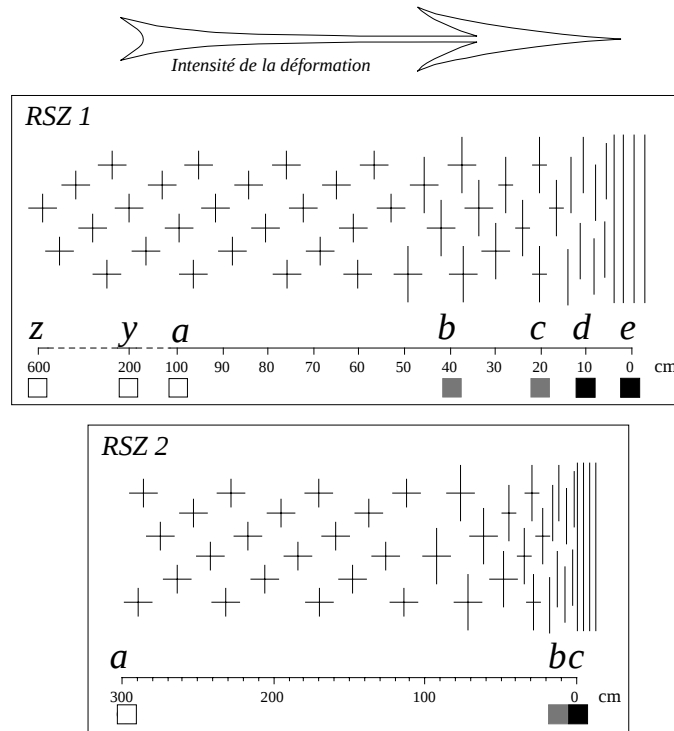


Figure I-11 Représentation schématique des zones de cisaillement D1 (RSZ1, RSZ2) échantillonnées dans la rhyolite de Roffna (Nappe de Suretta) avec localisation de l'échantillonnage géochimique: RSZ1z, y et a & RSZ2a, roches faiblement déformées (carrés blancs); RSZ1b, RSZ1c & RSZ2b, orthogneiss (carrés gris); RSZ1d, RSZ1e & RSZ2c, mylonites (carrés noirs).

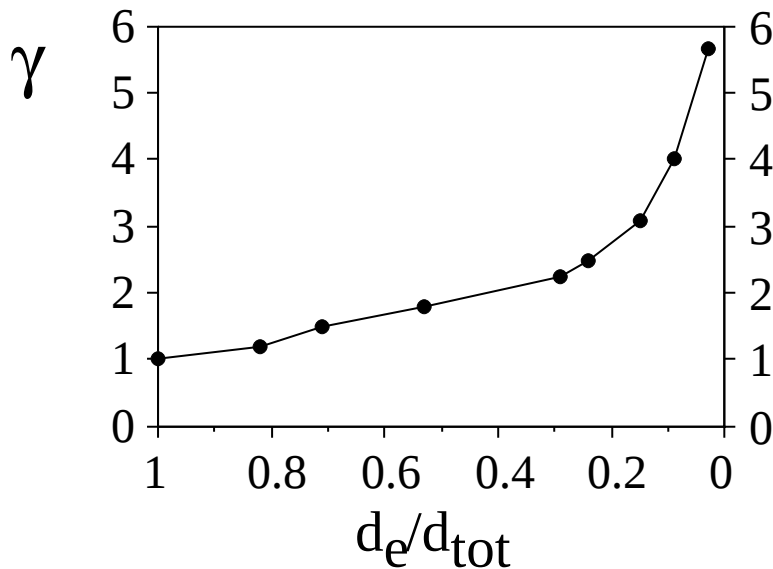


Figure I-12 Intensité de la déformation ($\gamma = \tan \Phi$) en fonction du profil d'échantillonnage (rhyolite de Roffna, zone de cisaillement RSZ1); Φ : angle entre la schistosité S et le plan de cisaillement C, d_e : distance de l'échantillon par rapport à la mylonite. d_{tot} : distance totale du profil de déformation échantillonné. Mylonite: $d_e/d_{tot} < 0.1$.

2.3.2 Techniques analytiques

La plupart des analyses isotopiques ont été faites sur minéraux séparés. Après un tamisage à sec, un tri minéralogique minutieux a été effectué sur les fractions 149-177 μm pour les roches faiblement déformées et les orthogneiss et sur les fractions $<44 \mu\text{m}$ pour les mylonites. Ce tri comporte trois étapes (1) séparation des minéraux magnétiques à l'aide du séparateur magnétique "Franz", (2) séparation par liqueurs denses (Bromoform pur, densité = 2.98; Iodur de méthyle, densité = 3.1) et (3) tri minutieux manuel sous loupe binoculaire.

Dans les zones de cisaillement, la petite taille de la plupart des minéraux, comme les phyllosilicates et les feldspaths, est un obstacle majeur à la séparation et la caractérisation de générations uniques de minéraux. En contact avec un liquide, les fins minéraux ont tendance à s'agglutiner et à former des flocons flottants. Une séparation inappropriée a le potentiel de biaiser les données isotopiques. Les fractions $<44 \mu\text{m}$ des mylonites ont subi une séparation uniquement par la méthode des liqueurs denses en la forçant par centrifugation et en s'aidant des ultrasons pour empêcher la floculation.

2.3.3 Analyses isotopiques

a) Analyses Rb-Sr

L'ensemble des analyses Rb-Sr a été effectué à Berne. Les concentrations de Rb et Sr ont été déterminées par dilution isotopique en utilisant un spike mixte ^{87}Rb - ^{84}Sr . Du spike est préliminairement pesé (RT: ~ 10 gouttes; minéraux: ~ 1 -2 gouttes) auquel l'échantillon est ajouté (RT: ~ 200 mg; minéraux: ~ 20 mg). La dissolution des échantillons s'est effectué en trois temps: (1) deux jours de traitement par acide ($\text{HNO}_3 + \text{HF}$) sur une plaque chauffante (120°C) dans un gobelet Savillex scellé, (2) passage aux ultrasons suivi de l'évaporation, (3) un jour à l'HCL 6N (récipient fermé) suivi de l'évaporation. La séparation du Rb et du Sr a été faite en utilisant la technique en routine de colonnes d'échange de cations.

Le Rb a été mesuré sur un spectromètre de masse à ionisation thermique AVCO, le Sr sur un VG 354. Les âges Rb-Sr sur minéraux et roche totale ont été calculés avec le programme Macintosh Isoplot/Ex, version 2.2, développé par Ludwig (2000). La constante de désintégration λ (lambda) du ^{87}Rb est $1.42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ et l'erreur 2-sigma. Les résultats sont donnés dans les Table II-4 et Table III-4.

b) Analyses ^{39}Ar - ^{40}Ar

Environ 10 mg de chaque séparation minérale (biotites, phengites et feldspaths) ont été irradiés pendant 5 heures dans le réacteur de recherche nucléaire de Risø (DK). Les mesures du rapport ^{39}Ar - ^{40}Ar par la méthode de chauffage par paliers ont été effectuées à l'aide d'un spectromètre de masse MAP® 215-50B à Berne. La préparation des échantillons et les techniques analytiques ^{39}Ar - ^{40}Ar sont décrites en détail dans Belluso et al. (2000). La constante de désintégration λ (lambda) du ^{40}K est $5.543 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$. Les résultats des analyses ^{39}Ar - ^{40}Ar sont donnés dans les Table II-2, Table II-3, Table II-5, Table III-2, Table III-3, Table III-5 et Table III-6.

PARTIE II
APPLICATION A
L'EXEMPLE DU MASSIF
DE L'AAR

1 CADRE GEOCHRONOLOGIQUE ALPIN

Deux approches se complètent pour contraindre l'histoire alpine des massifs cristallins externes helvétiques: les relations stratigraphie/structures au front du Massif de l'Aar et les données géochronologiques (PARTIE II-3).

De nombreuses études radiométriques ont été entreprises dans les massifs de l'Aar et du Gotthard (Wuthrich, 1965; Jaeger et al., 1967; Schaer et al., 1975; Purdy and Jaeger, 1976; Wagner et al., 1977; Frank and Stettler, 1979; Dempster, 1986; Schaltegger, 1986; Michalski and Soom, 1990; Schaltegger, 1990; Schaltegger and von Quadt, 1990; Kralik et al., 1992; Schaltegger and Corfu, 1992; Schaltegger, 1993). Le massif de l'Aar, composé de vieux gneiss, migmatites et amphibolites intrudés par des granites tardi-varisques (Schaltegger, 1994), a été métamorphisé et déformé lors de l'orogénèse alpine. Dempster (1986) a argumenté pour un âge maximum de 25 Ma (méthode Rb-Sr sur phengite) pour le métamorphisme alpin, dans le massif de l'Aar. Cette limite supérieure est largement acceptée par la communauté de géochronologues ayant travaillé dans la région. Michalski and Soom (1990) ont utilisé les âges absolus précédemment publiés pour étoffer leurs propres données afin d'établir l'histoire du refroidissement alpin de la région. Dans la région du Grimsel, ils obtinrent une inflexion dans la courbe de refroidissement avec un taux relativement constant de refroidissement de 14-15°C/Ma depuis le moment du pic métamorphisme (27 Ma?) jusqu'à 4 Ma, suivi d'une accélération pour les quatre derniers millions d'années.

2 RESUME DES TRANSFERTS DE MATIERE EN FACIES SCHISTES VERTS, MASSIF DE L'AAR

L'étude des transferts de matière dans les zones de cisaillement ductiles affectant les granitoïdes des massifs de l'Aar et du Gotthard (Alpes centrales suisses) a été entreprise par Marquer (1987, 1989). Après avoir caractérisé l'état de référence des granitoïdes considérés (effet des variations magmatiques locales), l'étude des variations géochimiques a été entreprise dans des profils d'échantillonnage montrant une augmentation de l'intensité de la déformation allant des roches faiblement affectées par la déformation à des mylonites, en passant par des roches de déformation intermédiaire (orthogneiss). Le principe de la méthodologie propre à cette étude est de comparer l'évolution minéralogique et géochimique de roches de plus en plus déformées avec une roche ou un ensemble de roches de référence (état magmatique anté-déformation) afin de comprendre les processus de transfert de matière dans les zones de cisaillement.

Les résultats relatifs aux massifs de l'Aar sont résumés de la manière suivante:

- ✓ Les zones de cisaillement de la granodiorite du Grimsel, déformées dans des conditions du faciès schistes verts (450°C - 4,5-6 kbar), montrent des variations chimiques dans les roches mylonitiques: K₂O, MgO, Rb augmentent et Na₂O et CaO, Sr diminuent.
- ✓ Ces variations sont directement corrélées aux modifications minéralogiques associées aux conditions métamorphiques syn-schisteuses. L'évolution des transformations minérales est progressive. Elle augmente avec l'intensité de la déformation. Le processus présente trois étapes: (1) Granodiorite à l'état non déformé, en moyenne: 20 % Qtz, 50 % Olig, 15 % Kfs, 13 % Bt brune et d'accessoires (Steck, 1966). (2) Orthogneiss ($\overline{\epsilon_s} > 1.2$): albitisation des Olig et des Kfs, ces derniers disparaissent dans les stades mylonitiques; néo-cristallisation de blastes d'Ab et Ep dans les plans de cisaillement. (3) Mylonite: diminution de l'Ab, disparition de l'Ep. La déstabilisation des feldspaths se fait à la faveur des phyllosilicates (Phe).
- ✓ Les mobilités géochimiques, les variations minéralogiques, et le changement progressif de structure des roches sont parfaitement corrélés à l'intensité de déformation finie quelle que soit l'échelle considérée.
- ✓ Les transferts de matière associés à la mylonitisation s'effectuent de manière isovolumique.

Le chapitre suivant 2.3 présente au travers d'un article intitulé: "P-T-t evolution modelling versus ³⁹Ar-⁴⁰Ar and Rb-Sr ages: Example in the Aar Massif shear zones", les résultats majeurs de cette étude.

3 ARTICLE INTITULE: *P-T-t* EVOLUTION MODELLING VERSUS ^{39}Ar - ^{40}Ar AND *Rb-Sr* MINERAL AGES: EXAMPLE OF THE AAR MASSIF SHEAR ZONES (EXTERNAL SWISS ALPS)

Nathalie Challandes¹, Didier Marquer¹ and Igor M Villa²

¹ Geological Institute, 11 Rue Emile Argand, 2007 Neuchâtel, Switzerland

² Isotopengeologie, 9a Erlachstrasse, 3012 Bern, Switzerland

**Submitted to Contribution to Mineralogy and Petrography:
15/04/2000**

3.1 Abstract

Micas from two shear zones in the Aar massif were analysed by ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr techniques to study the isotopic behaviour of these two radiogenic systems as a function of progressive deformation. Biotites and white micas recrystallised in shear zones of the Aar granite and the Grimsel granodiorite during Miocene deformation under greenschist-facies conditions. Two different numerical models of P-T-t paths for the Grimsel granodiorite are evaluated without considering age constraints based on isotopic mica dates to discuss the concept of closure temperature of isotopic systems. In these shear zones, ^{39}Ar - ^{40}Ar mica dates are interpreted as ductile deformation ages around 21-17 Ma and Rb-Sr dates are deciphered as partial resetting ages due to late fluid circulations. No relationship exists between grain size and isotopic age of micas in these studied shear zones for both isotopic ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr systems. These results suggest that temperature is not the main parameter limiting the isotopic closure in metagranites that were deformed during greenschist-facies conditions.

Key words

Micas, granite, shear zone, P-T-t evolution, T-modelling, ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr ages, fluid circulation, Aar massif, Central Alps

3.2 Introduction

A study of mineral ages in shear zones of the External Crystalline Massifs (ECM), Central Swiss Alps, is reported here which attempts to assess the influence of factors such as deformation, grain size reduction, and fluid circulation on ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr systematics in a regional metamorphic framework. As for the whole Alpine chain, there is an ongoing debate on the timing of the different tectonic events (Steck, 1984; Dempster, 1986; Hunziker et al., 1986; Pfiffner, 1986; Burkhard, 1988; Kralik et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1995; Kirschner et al., 1995; Kirschner et al., 1996).

The Aar massif was chosen because there is exceptionally thorough published documentation of its geology, mineralogy, whole-rock and stable isotope geochemistry (Steck, 1966; Steck, 1968; Steck and Burri, 1971; Steck, 1976; Frey et al., 1980; Steck, 1984; von Raumer, 1984; Fourcade et al., 1989; Steck et al., 1989; Marquer and Burkhard, 1992; Marquer and Peucat, 1994; Schaltegger, 1994; Frey and Mählmann Ferreiro, 1999; von Raumer et al., 1999). Two ductile shear zones related to Miocene greenschist-facies deformation were selected for this study in two late Variscan granites: the Aar granite and in the Grimsel granodiorite (Marquer et al., 1985; Marquer, 1990). None of these sampled shear zones presents

superimposed structures or observable late hydrothermal alteration associated with late stages of faulting (Kralik et al., 1992).

In a first step, we modelled the P-T-t path of the ECM using a stepwise application of discrete Fourier transform solutions, an alternative to 1-D finite-difference thermal modelling (Mancktelow, 1998). The aim of this modelling is to express the retrograde path of the ECM without considering the cooling history obtained classically with radiogenic dating methods. Then, in two increasingly deformed profiles, we investigated the ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr behaviour in three samples showing a large grain-size reduction: a weakly deformed rock, an orthogneiss, and a mylonite.

The aim of this study is to test the isotopic behaviour of these two radiogenic systems within high-strain deformation zones affecting metagranites. In our samples, grain size reduction is related to increasing strain intensity. We focused our attention on biotites and white mica ^{39}Ar - ^{40}Ar and whole rock-minerals Rb-Sr systematics because they were classically used to constrain the regional cooling history of orogenic belts (Hunziker et al., 1992) or used as crystallisation time indicators in greenschist-facies conditions (e.g. white micas in Suretta nappe, Jaeger et al., 1967); note, however, that in that particular instance, the white mica ages are probably Prealpine-Alpine mixed ages, as discussed by Villa (1998). In addition to the natural laboratory conditions, the interest in studying these rocks lies in the fact that all studied rock types, sampled on a small scale (within a few metres, Aar granite; within 60 metres, Grimsel granodiorite), underwent the same temperature conditions during main shearing event. Thus, we can separate the influence of temperature and grain size from other factors such as shear-induced recrystallisation and fluid circulation.

In this paper, we will show that the K-Ar and Rb-Sr systems give evidence for influence of late fluid circulation based on ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr dating of these shear zones, and that the closure temperature concept does not give correct predictions for retrograde metamorphic rocks in the investigated Aar massif shear zones. Furthermore, the obtained ages provide further constraints on the Oligo-Miocene tectono-metamorphic evolution and the timing of late fluid circulations of the ECM.

3.3 Tectono-metamorphic setting

The Aar massif represents a polycyclic basement window exposed within the External Alps of Switzerland (Figure II-1). This ECM belongs to the European plate involved in the Alpine continent-continent collision (Pfiffner et al., 1990a; Pfiffner et al., 1990b) and was thrust towards

the northwest under greenschist-facies metamorphic conditions during late Alpine tectonics (Steck, 1966; Steck, 1968; Choukroune and Gapais, 1983; Steck, 1984; Marquer et al., 1985; Marquer, 1987). The Aar massif is mainly composed of pre-variscan gneisses, Palaeozoic migmatites and amphibolites that were intruded by granites during the late Variscan orogeny (Labhart, 1977; Abrecht, 1994; Schaltegger, 1994).

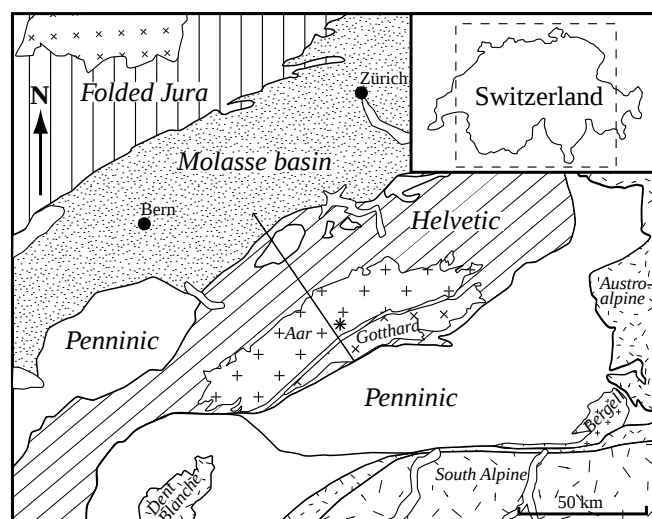


Figure II-1 Simplified geological map of the Swiss Alps. Asterisk in the Aar massif, External Crystalline Massif: location of the studied shear zones (Swiss topographic coordinates of samples: Aar granite: 667.90-160.45; Grimsel granodiorite: 668.50-158.40). NW-SE line: orientation of the cross-section (Figure II-3).

The Aar granite and Grimsel granodiorite are part of these Variscan intrusives exposed in the central and southern part of the massif, a few kilometres north of the Grimsel pass (Stalder, 1964). During Tertiary NW-SE shortening, they have been affected by heterogeneous deformation leading to anastomosing shear zones surrounding lenses of weakly deformed rocks at different scales (Choukroune and Gapais, 1983; Marquer et al., 1985; Gapais et al., 1987). The metamorphic conditions, associated with this main ductile deformation in the Aar massif, show a progressive increase of pressure and temperature from north (3 kbar, 400°C) to south (4.5 kbar, 450-500°C) (Steck and Burri, 1971; Frey et al., 1974; Steck, 1976; Bernotat and Bambauer, 1980; Frey et al., 1980; Bambauer and Bernotat, 1982; Bernotat and Bambauer, 1982; Fourcade et al., 1989). According to the Si-content in phengites, being between 3.2 and 3.3 p.f.u., (Figure II-2a and Table II-1), and based on $\delta^{18}\text{O}$ analyses of biotite and quartz (Fourcade et al., 1989) the PT conditions of the main shearing event can be estimated at around 450°C and 6 kbar in case of the shear zone studied from the Grimsel granodiorite (Figure II-2b).

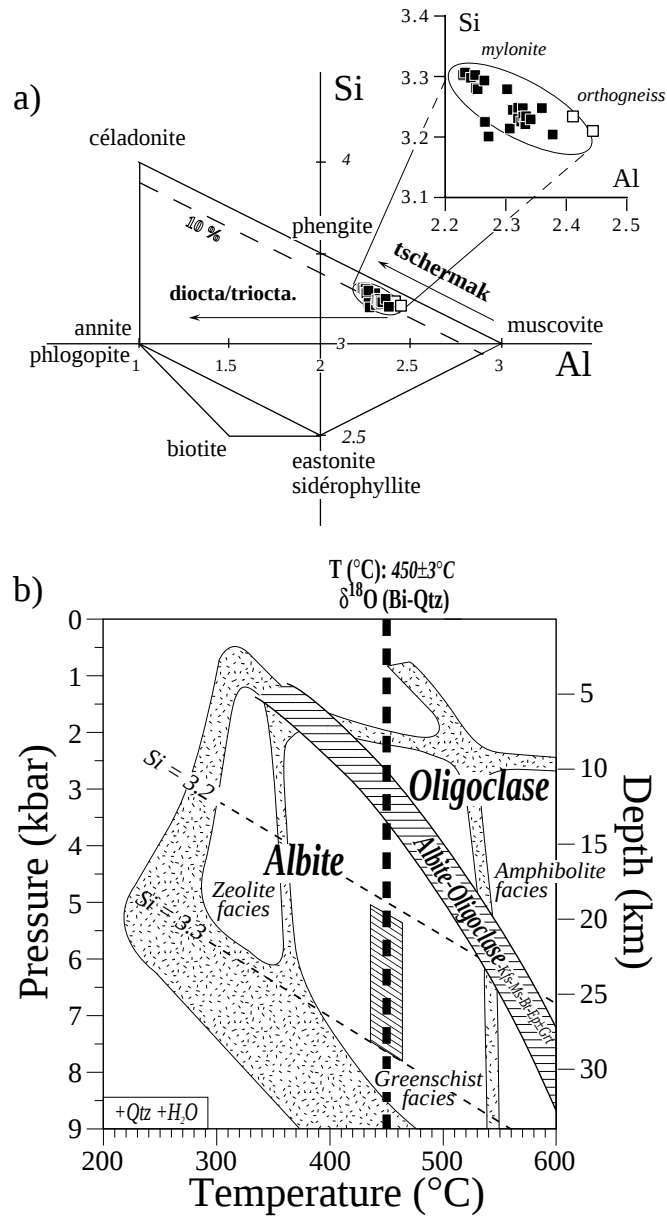


Figure II-2 a) Si/Al-content in phengites in the Grimsel granodiorite shear zone (Table II-1). Black squares: mylonites; white squares: orthogneisses. b) P-T conditions of the greenschist-facies deformation affecting the Grimsel granodiorite (oblique stripped area). Temperature conditions: $450 \pm 3^\circ\text{C}$ (Bt-Qtz oxygen isotopes recalculated after Fourcade et al., 1989). Dashed lines corresponding to Si-content in phengites (Figure II-2a) after Massonne and Schreyer (1987). Albite-Oligoclase equilibrium after Maruyama et al. (1983).

3.3.1 Aar massif shear zones

Both grain size and mineralogy change progressively across the ductile shear zones of the Grimsel granodiorite and Aar granite leading to syn-kinematic mineral assemblages in equilibrium with greenschist-facies conditions, with grain size reduced from an average of 1000 mm in weakly deformed rock to around 30-mm in ultramylonites (Marquer, 1987). The Grimsel

granodiorite and the Aar granite (KF, oligoclase, biotite I, quartz) change toward an albite-bearing mylonite (albite, phengite, biotite II, quartz). Epidote is stable in orthogneiss but disappears in mylonite. The chemical behaviour of radiogenic and stable isotopes, major, traces and rare earth elements in the Grimsel granodiorite and the Aar granite were analysed within several metric to hectometric shear zones (Marquer et al., 1985; Marquer, 1987; Fourcade et al., 1989; Marquer and Peucat, 1994). The geometry of the structures and the geochemical variation profiles across the shear zones are independent of the shear zone size (Marquer, 1989). These previous studies mainly documented enrichment of K, Mg, and Rb and depletion of Na, Ca and Sr in mylonites while the other element variations remained in the range of initial magmatic variations. The values of whole rock oxygen isotope analyses display an increase in high strain zones (9.65‰) with respect to weakly deformed rocks (7.5‰) (Fourcade et al., 1989). The grain size reduction enhanced the fluid circulation and increased the surface reaction of minerals, improving chemical mass transfer in ductile shear zones (Marquer et al., 1985). Furthermore, the systematic Rb-Sr variations in the granite and granodiorite shear zones lead to fictitious Early Cretaceous Rb-Sr whole rock ages controlled by partial chemical mass transfer (Marquer and Peucat, 1994).

3.3.2 Age of the main ductile deformation of the ECM, geological constraints

The Alpine schistosity and shear zone patterns of the Aar and Gotthard Massifs were analysed by Choukroune and Gapais (1983) and Marquer (1990). They interpreted the sub-vertical internal structure and stretching in the core of both massifs by a bulk coaxial NW-SE shortening during the underthrusting of the ECM. In the surrounding Helvetic nappes, geometric relationships allow the distinction of superimposed deformations (Milnes and Pfiffner, 1980; Burkhard, 1988). In 1988, Burkhard described five deformation phases (Plaine Morte, Prabé, Trubelstock, Kiental, and Grindelwald phases; Figure II-3) and attributed the steeply dipping ductile schistosity of the internal Aar massifs to the Kiental phase (Figure II-3 and Figure II-4c and f). No penetrative deformation related to the younger Grindelwald phase was observed in the internal part of the ECM. Localised slip reactivating the schistosity, or discrete thrusting in the ECM could have accommodated late-stage large scale folding in the cover units during the Grindelwald phase.

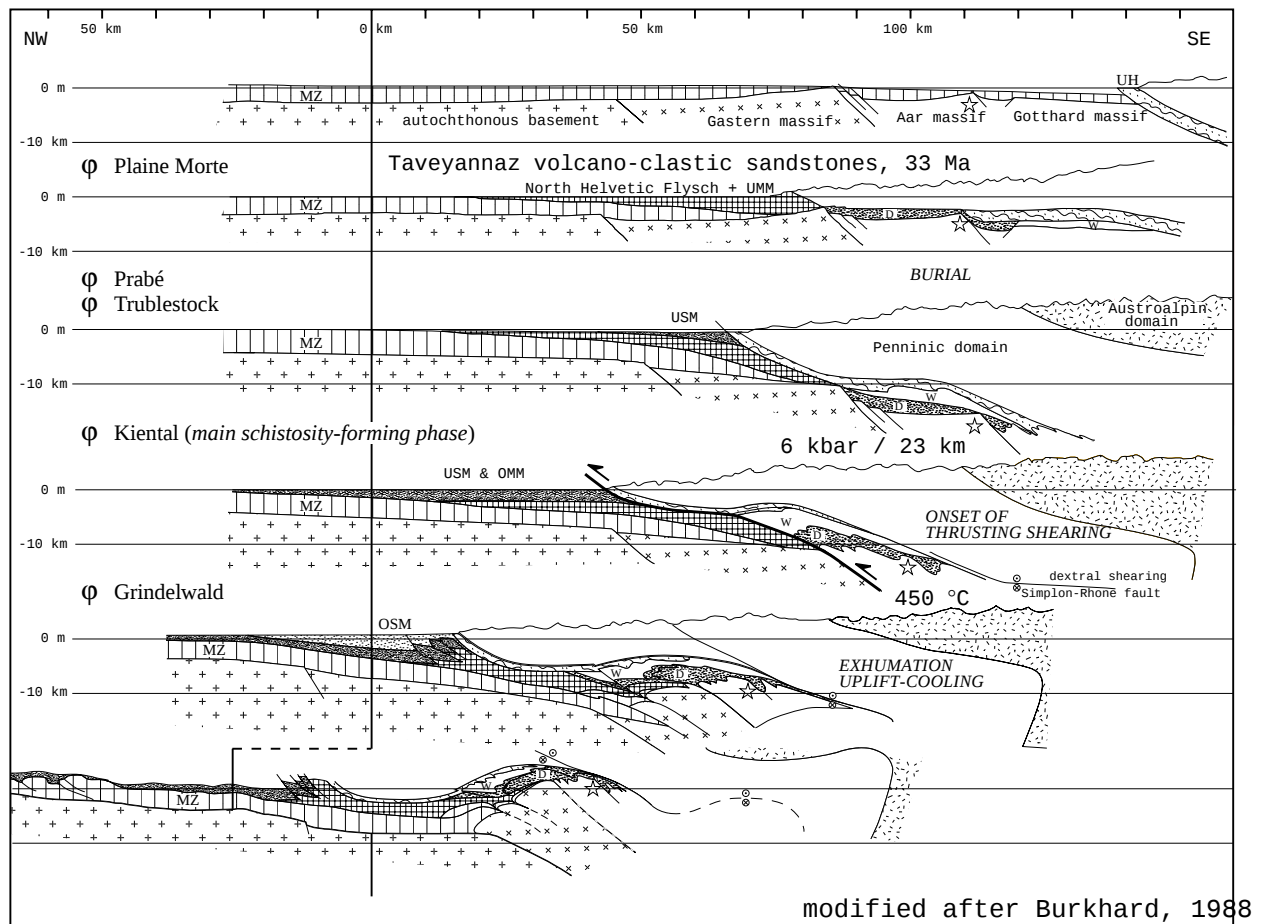


Figure II-3 Tectonic evolution of Alpine front since upper Eocene, modified after Burkhard (1988). White star: projected location of the studied shear zones (Grimsel area, Haslital). MZ: Mesozoic sedimentary cover; UH: Ultra-helvetic unit; D: Doldenhorn nappe; W: Wildhorn nappe; UMM: Lower Marine Molasse; USM: Lower Fresh Molasse; OMM: Upper Marine Molasse; OSM: Upper Fresh Molasse.

Considering non-isotopic age determinations, only the incorporation age of the Helvetic margin into the accretionary prism is well constrained by biostratigraphic ages. The Taveyannaz volcano-clastic sandstones were the last sediments to be deposited on the Helvetic Nummulitic platform before burial under the advancing nappe pile (North Helvetic flysch, Figure II-3). Vertically positioned above the southern part of the Helvetic shelf (Figure II-3), they are biostratigraphically correlated with calcareous nannofossils, NP21 after Lateltin and Muller (1987) and yield oligocene sedimentation ages between 34.2 and 32.8 Ma (actualised after Berggren et al., 1995).

Label	AD23 phgx-49 ¹	AD23 phgx-50 ¹	AD23 phgx-51 ¹	AD23 phgx-52 ¹	AD23 phgx-53 ¹	AD23 phgx-54 ¹	AD23 phgx-55 ¹	AD23a ²	AD23 phgx-56 ¹	ACTth_1 ³	ACTth_3 ³	ACTth_6 ³	ACTth_6 ³	ACTth_6 ³	ACTth_6 ³	ACTth_15 ³	ACTth_15 ³	ACTth_15 ³	ACTth_2 ³	ACTth_3 ³	ACTth_8 ³	AD20 ^{3*}				
SiO ₂	48.54	48.24	48.53	48.37	48.24	48.48	48.33	48.52	48.93	43.27	47.11	45.64	46.43	47.12	47.81	47.53	47.26	46.28	46.68	44.05	45.10	46.00	44.67	45.48	47.65	47.67
TiO ₂	0.27	0.32	0.25	0.29	0.26	0.29	0.28	0.29	0.31	0.44	0.37	0.36	0.36	0.26	0.33	0.31	0.30	0.31	0.58	0.39	0.32	0.30	0.36	0.33	0.17	0.22
Al ₂ O ₃	27.80	27.64	27.81	28.20	28.07	27.97	28.20	28.04	29.15	26.05	28.48	28.73	28.24	28.99	29.13	29.05	28.93	28.05	28.56	27.05	27.80	27.42	27.20	27.94	30.76	30.13
FeO ³	3.79	3.65	3.84	3.81	3.86	3.57	3.49	3.60	4.03	4.69	3.83	3.66	3.41	3.84	4.13	3.88	3.80	3.54	3.58	4.14	3.21	5.34	4.68	4.61	3.73	3.23
MnO	0.03	0.02	0.02	0.07	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.08	0.07	0.10	0.05	0.06	0.08	0.11	0.00	0.09	0.08	0.04	0.03	0.08	0.06	0.07	0.06	0.05
MgO	3.10	2.90	3.01	3.05	3.03	2.93	2.83	2.86	2.65	3.28	2.73	2.62	2.67	2.81	2.97	2.82	2.80	2.64	2.72	2.58	2.35	3.24	3.00	2.69	2.15	2.25
CaO	0.11	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.06	0.01	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.25	0.01	0.01	0.06	0.03	0.04	0.00	0.00
Na ₂ O	0.12	0.14	0.15	0.12	0.15	0.12	0.13	0.12	0.14	0.15	0.15	0.16	0.17	0.18	0.12	0.14	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.18	0.19	0.16	0.19	0.21
K ₂ O	10.96	11.14	11.34	11.44	11.41	11.55	11.25	11.18	10.68	10.05	11.13	10.68	10.78	10.96	11.05	11.16	10.99	10.95	10.88	9.98	10.26	10.70	10.40	10.54	10.57	10.69
	94.72	94.08	94.97	95.37	95.09	94.94	94.56	94.65	95.91	88.02	93.87	92.01	92.12	94.24	95.66	95.01	94.25	92.02	93.49	88.40	89.24	93.32	90.59	91.86	95.28	94.45
Si	3.30	3.31	3.30	3.28	3.28	3.30	3.29	3.30	3.28	3.20	3.24	3.20	3.25	3.23	3.23	3.23	3.23	3.25	3.23	3.22	3.25	3.22	3.21	3.22	3.21	3.24
Ti	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
Al ^(tot)	2.23	2.23	2.23	2.25	2.25	2.24	2.26	2.25	2.30	2.27	2.31	2.38	2.33	2.34	2.32	2.33	2.33	2.32	2.33	2.33	2.36	2.27	2.31	2.33	2.44	2.41
Fe ³⁺	0.22	0.21	0.22	0.22	0.22	0.20	0.20	0.20	0.23	0.29	0.22	0.22	0.20	0.22	0.23	0.22	0.22	0.21	0.21	0.25	0.19	0.28	0.25	0.25	0.21	0.18
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.31	0.30	0.31	0.31	0.31	0.30	0.29	0.29	0.27	0.36	0.28	0.27	0.28	0.29	0.30	0.29	0.29	0.28	0.28	0.28	0.25	0.34	0.32	0.28	0.22	0.23
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
K	0.95	0.97	0.98	0.99	0.99	1.00	0.98	0.97	0.91	0.95	0.98	0.96	0.96	0.96	0.95	0.97	0.96	0.98	0.96	0.93	0.94	0.96	0.95	0.95	0.91	0.93
	7.05	7.06	7.07	7.08	7.08	7.08	7.06	7.05	7.02	7.12	7.08	7.08	7.06	7.08	7.08	7.07	7.07	7.08	7.07	7.07	7.04	7.12	7.10	7.08	7.03	7.03
Al ^{IV}	0.70	0.69	0.70	0.72	0.72	0.70	0.71	0.70	0.72	0.80	0.76	0.80	0.75	0.77	0.77	0.77	0.77	0.75	0.77	0.78	0.75	0.78	0.79	0.78	0.79	0.77
Al ^{VI}	1.53	1.54	1.53	1.53	1.53	1.54	1.56	1.55	1.58	1.47	1.56	1.58	1.58	1.57	1.55	1.56	1.57	1.57	1.55	1.55	1.61	1.49	1.52	1.55	1.65	1.65

Table II-1: Electron microprobe analyses of phengites from the Grimsel granodiorite mylonite and orthogneiss*. Mineral formulae are calculated based on 11 oxygens and Fe is assumed divalent. ¹thin section, Lausanne 1998. ²thin section, Marquer 1997. ³mineral separation, Bern 1999.

3.4 Predicted pressure-Temperature-time path

The P-T-t paths followed by rocks involved in mountain building processes depend on many physical and tectonic factors, such as the number and thickness of stacked nappes, erosion and/or tectonic denudation rate. To better understand the significance of natural P-T-t paths, several simple tectonic models have been investigating numerically calculated P-T-t paths (England and Richardson, 1977; England and Thompson, 1984; Davy and Gillet, 1986; Karabinos and Ketcham, 1988; Ruppel et al., 1988; Ruppel and Hodges, 1994). For numerical calculations of P-T-t paths of the Grimsel granodiorite, a stepwise application of discrete Fourier transform solutions is applied using the Macintosh DialogExhume program developed by Neil S. Mancktelow (1998). As mentioned in the introduction, it was thought desirable to establish an approximate P-T-t framework for retrograde conditions without resorting to model-dependent interpretations of isotopic behaviour.

3.4.1 Initial and boundary conditions

Numerical models for deriving P-T-t paths must start with mechanisms of thickening: in our case the under-thrusting of the ECM has occur at 23 km depth. Considering a stable continental lithosphere, which is duplicated by "instantaneous thrusting" of one section above the second one, the resulting geothermal gradient has a sawtooth shape (Figure II-4a and d, model 1 and 2, respectively; 33 Ma). During the relaxation, the shape of the geothermal gradient can be calculated at any time following thrusting (Figure II-4a and d). Several models were tested with different boundary conditions. Here, we present two models where the initial and boundary conditions give the best fit to the evolution of observed P-T metamorphic conditions in the Grimsel granodiorite. In these two models, exhumation rates were different, giving different results for constant exhumation versus differential exhumation histories (see physical parameters and initial geothermal gradient on Figure II-4).

In both models, the beginning of the tectonic burial is placed at 33 Ma, based on the biostratigraphic age of the North Helvetic Taveyannaz flysch formation. The exhumation rate is zero during the first 10 Ma of modelling, a minimum value required in order to reach the metamorphic peak conditions (450°C and 600 MPa). In order to satisfy these P-T observations, exhumation can only begin 10 Ma after burial for both models. Thus, the calculated P-T-t paths (model 1 and 2), starting at 33 Ma for a pressure of 600 MPa, equivalent to a depth of 23 km, are horizontal for this initial period of 10 Ma. From the beginning of exhumation at 23 Ma, the calculated P-T-t path reproduces the temperature increase to a maximum of 450°C for both

models, followed by a decrease in both pressure and temperature. The constant exhumation rate in model 1, considering vertical stretching and denudation by erosion, is 1 mm/a during the 23 Ma following the P peak (Figure II-4a, b, and c). In model 2 (Figure II-4d, e, and f), a variable exhumation rate was chosen in order to match zircon and especially apatite fission track data recorded in the Aar massif (Wagner et al., 1977; Michalski and Soom, 1990): 1 mm/a between 23 and 19 Ma to reach temperature peak conditions, 3 mm/a between 19 and 15 Ma, and 0.5 mm/a during the remaining 15 Ma (Figure II-4f). With the mathematical simplification of instantaneous thickening, the former P-T-t evolution of the ECM was taken into account because of its simplicity coupled to a fair agreement with FT data, while the latter is an example of a rather extreme (six fold) variation in exhumation rates which gives a better fit to the apatite data. The P-T-t evolution of the ECM is bracketed between these two extreme boundary conditions.

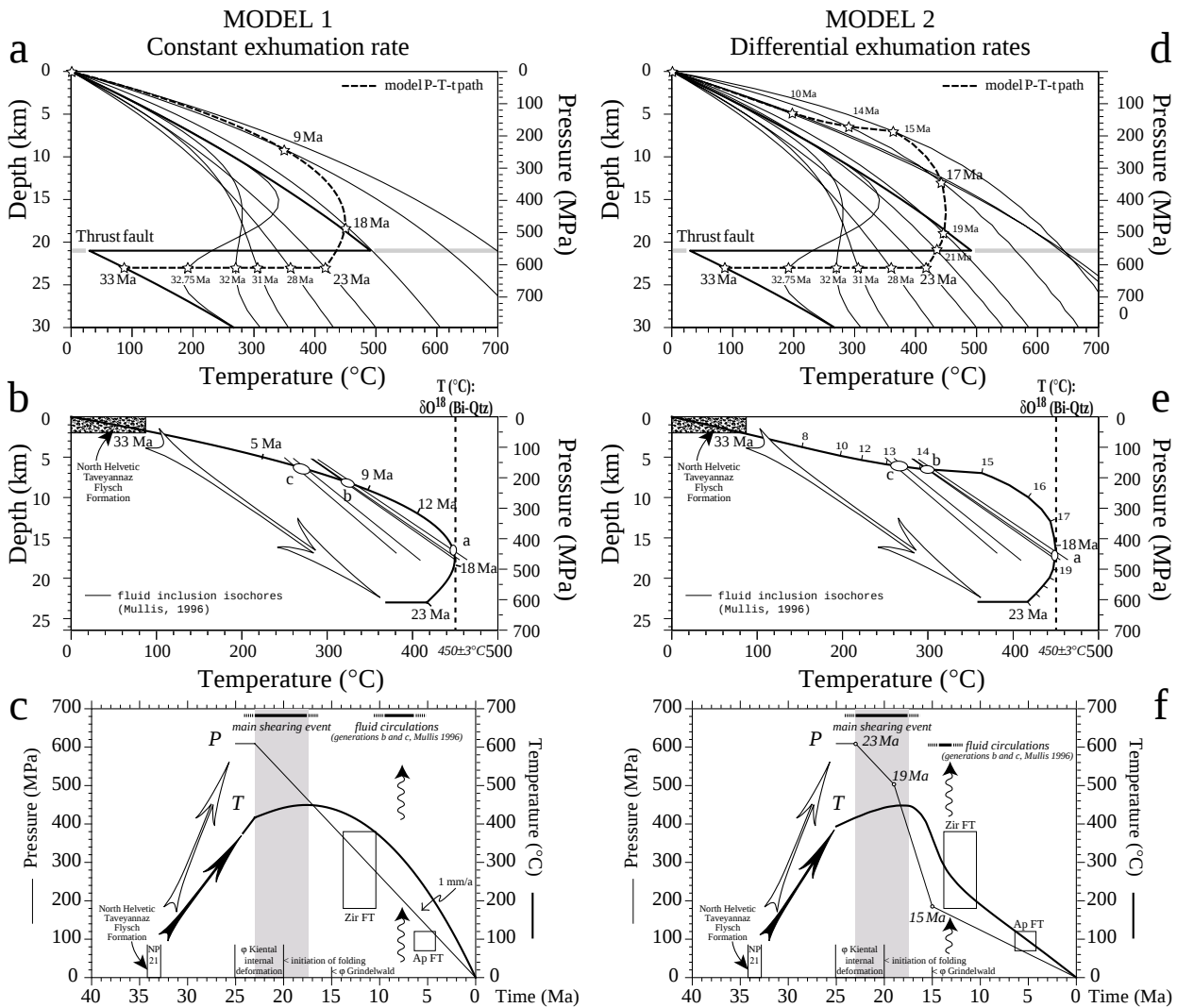


Figure II-4 Two models for derived P-T-t path of the Grimsel granodiorite (ECM) using a standard discrete Fourier transform solutions (Macintosh DialogExhume program developed by Neil S. Mancktelow (1998). (See text for explanation).

Figure II-4 (suite):

- a and d: Thermal relaxation after instantaneous thrusting located at 21 km in depth, 33 Ma ago. The starting depth for sample exhumation history is 23 km (about 600 MPa). Properties of rocks: thermal diffusivity, $8.42 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{sec}$ (Philpotts, 1990); surface volumetric heat production, $2.5 \times 10^{-6} \text{ W/m}^3$; heat capacity, $1100 \text{ J/kg/}^\circ\text{K}$; density, 2700 kg/m^3 .
- b and e: P-T-t path of the Grimsel granodiorite (ECM) during Oligo-Miocene Alpine tectonics. Vertical dashed line: temperature conditions of the Grimsel granodiorite (cf. Figure II-2). Thin oblique lines: fluid inclusions isochores, extensional quartz veins after Mullis (1996).
- c and f: Pt –Tt paths of the Grimsel granodiorite (ECM) during Oligo-Miocene Alpine tectonics. Thin line: Pt retrograde modelled path. Bold line: Tt retrograde modelled path. Top of the diagrams: timing of the main shearing event (delay between P and T peaks) and fluid circulations, after fluid inclusion generations b and c (Mullis, 1996). Bottom of the diagrams: timing of the Kiental and Grindelwald phases after Burkhard (1988); age of the North Helvetic Taveyannaz Flysch Formation, NP21 after Lateltin and Muller (1987), Berggren et al. (1995). f: Boxes corresponding to apatite and zircon fission tracks data are from Wagner et al. (1977) and Michalski and Soom (1990); the isotherm boundaries for zircon fission tracks are extended following Carpena (1992), Coyle and Wagner (1998) and Villa (1998).

3.4.2 Results

According to the above boundary conditions, P-T-t and Pt – Tt paths of the ECM are drawn in Figure II-4b, e and Figure II-4c, f, respectively. The computational necessity (Mancktelow, 1998) to assume an instantaneous thrusting requires the ad-hoc waiting time of 10 Ma in order to achieve the observed P-T maximum of 600 MPa/450°C. In a more realistic reconstruction this could be viewed as an average burial/heating rate of 60 MPa/Ma and 45 °C/Ma, respectively. Note that for our purposes the prograde history is not relevant and we therefore can safely use the instantaneous thrusting hypothesis as long as the maximum P-T observations are reproduced. Progressive burial of the ECM is sketched by arrows (Figure II-4b, e; 4c, f). In both models, the main shearing event, corresponding to the observed P peak (600 MPa) and T peak (450°C), is predicted to occur between 23 and 18 Ma (Figure II-4b, e; 4c, f). These results are consistent with the timing of the Kiental phase (Figure II-3: 25-20 Ma according to Burkhard, 1988).

The formation of quartz-bearing Alpine fissures was the result of the progressive deformation of the ECM (Mullis et al., 1994). These extensional veins are usually subhorizontal and were opened parallel to the vertical stretching lineation. These veins are interpreted as syn- to post-peak temperature and shear zone formation. Thin oblique lines corresponding to fluid inclusion isochores of extensional quartz veins, after Mullis (1996), are drawn on the calculated Oligo-Miocene P-T-t path of the Aar massif (Figure II-4b, e). Intersections of these fluid inclusion isochores with the P–T–t paths give ages of about 18-17 Ma (model 1) or 19-18 Ma

(model 2) (high-P intercepts) and between 9 and 5 Ma (model 1) or 14 and 13 Ma (model 2) (low-P intercepts) for the first (a) and the two late generations (b and c), respectively (fluid inclusions nomenclature after Mullis et al, 1994). These data are of great importance for the discussion of the geochronological results, because they suggest that late fluid circulations were recorded in the Aar Massif after the main shearing event (generations b and c, Figure II-4c and f).

3.5 ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr analytical methods

^{39}Ar - ^{40}Ar incremental release heating and Rb-Sr techniques were used to investigate six representative samples collected across two deformation gradients (Swiss topographic coordinates: Aar granite: 667.90 – 160.45, Grimsel granodiorite: 668.50 – 158.40), from weakly deformed granites (Aar10 and Aar 31) to orthogneisses (Aar12 and AD20) and mylonites (Aar17 and ACIIh). These samples provide fourteen multi-grain mineral separates (six biotites, two phengites, six feldspars) and six whole-rock samples.

3.5.1 ^{39}Ar - ^{40}Ar techniques

Mineral concentrates samples, biotites and phengites, were analysed using incremental-heating ^{39}Ar - ^{40}Ar analysis. Sample preparation and ^{39}Ar - ^{40}Ar analytical techniques are described in detail by Belluso (2000). Incremental heating techniques provide a quality filter for the data based on chemical signatures. ^{37}Ar , ^{38}Ar , and ^{39}Ar isotopes are produced by several interfering reactions caused by interactions of neutrons with the isotopes of calcium, chlorine, and potassium during irradiation (Brereton, 1970). Thus, these three Ar isotopes provide substantial chemical information that can be used to discriminate different phases. Complex ^{39}Ar - ^{40}Ar age spectra are interpreted using the systematics defined for mineral mixtures (Belluso et al., 2000). Chemical information provided by the Ca-Cl-K correlation diagrams (Figure II-5a and b) were taken into account to estimate ^{39}Ar - ^{40}Ar ages of biotite and white mica from the "isochemical" steps (i.e. those steps with a homogeneous K/Ca and K/Cl ratios as determined from the argon isotopes, $^{39}\text{Ar}_K$, $^{38}\text{Ar}_{Cl}$, $^{37}\text{Ar}_{Ca}$). The validation of the chemical discrimination approach is provided by Villa et al. (2000). The ^{39}Ar - ^{40}Ar analytical data are listed in Table II-2 and Table II-3 and are depicted as age spectra in Figure II-6.

3.5.2 Rb-Sr techniques

Rb and Sr concentrations were determined by isotope dilution, using a mixed ^{87}Rb - ^{84}Sr spike. Rb was measured on an AVCO thermal ionisation mass spectrometer, Sr on a VG 354 in

Bern university. Rb/Sr whole rock-mineral ages are calculated with the Macintosh Isoplot/Ex program, version 2.2 (Ludwig, 2000). Age results, calculated with the decay constant λ (lambda) = $1.42\text{E-}11$ and 2-sigma errors, are given in Table II-4.

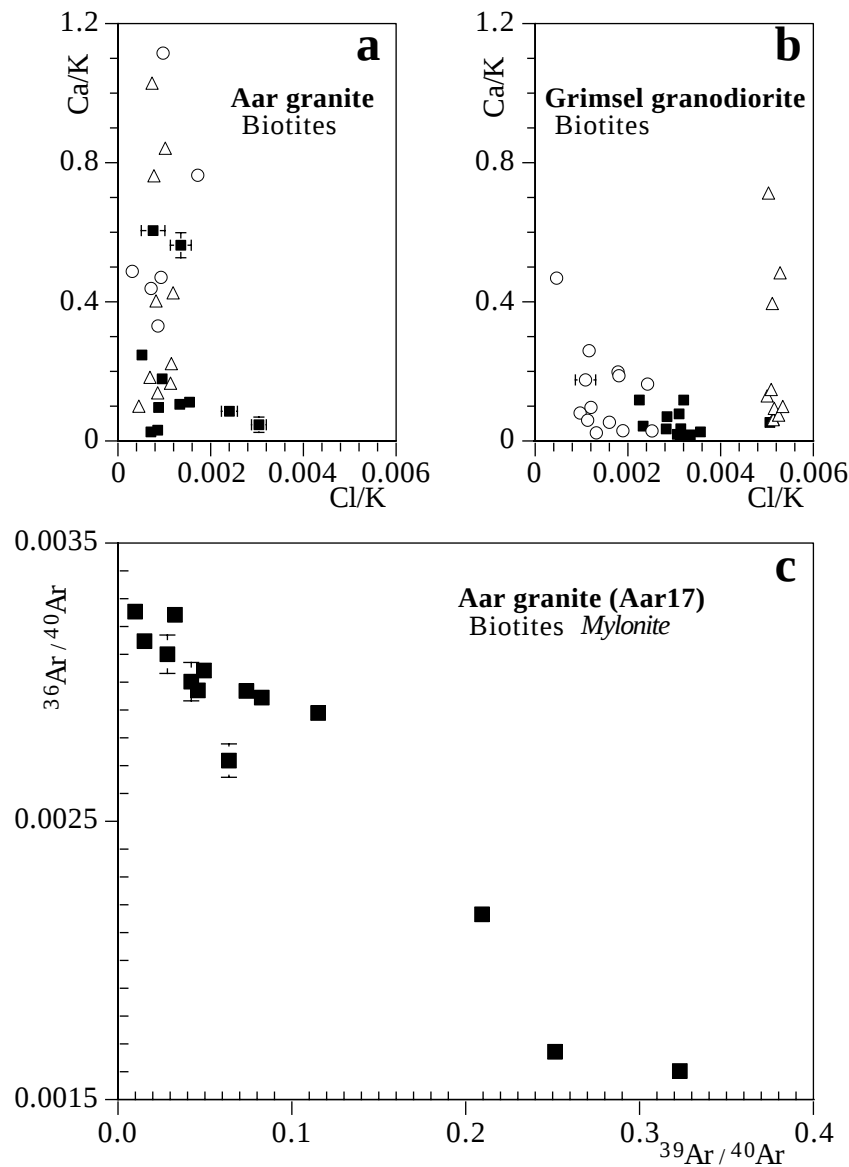


Figure II-5 a and b: Ca-Cl-K correlation diagram of the Aar granite and Grimsel granodiorite micas, respectively. c: ^{36}Ar - ^{40}Ar vs. ^{39}Ar - ^{40}Ar isochron diagram, Aar granite biotites. Open triangles: weakly deformed rocks; open dots: orthogneisses; black squares: mylonites. Error bars are smaller than symbol size except where shown.

3.6 Geochronological results

3.6.1 ^{39}Ar - ^{40}Ar dates

In Figure II-6, biotites and phengites ^{39}Ar - ^{40}Ar age data for the Aar granite and Grimsel granodiorite samples show that none of the eight age spectra defines a simple plateau. Generally, the low and high-temperature steps give a disturbed pattern. Integrated ages are calculated on the total steps.

Isochemical ages are defined by using a chemical correlation diagram (Figure II-5), following the diagnostic approach of Belluso (2000). As shown by these authors, complex ^{39}Ar - ^{40}Ar age spectra that give no plateau can be successfully interpreted, provided that the sample mineralogy and microchemistry can be tied to discordant features of the age spectra and end-member components in 3-isotopes correlation plots. The chemical correlation diagrams of biotites analysed in the Aar granite and Grimsel granodiorite shear zones are shown in Figure II-5a and b. In these diagrams, for every sample points cluster near low Ca/K, low Cl/K end-members. We interpret these clusters as closest to true biotite composition and therefore only low Ca/K steps are used to calculate the isochemical ages (Figure II-6). While this selection criteria assumes ad-hoc cut-off values ($\text{Ca/K} < 0.12$ to < 0.2 for different samples), it is certainly more justified than calculating an isochron, which neglects the presence of heterochemical mineral mixtures. The example in Figure II-5c demonstrates that heterochemical mixtures do not form an isochron alignment, as expected.

Except for the Aar 31 biotite (Figure II-6), which yields an age intermediate between magmatic and Alpine deformation (36.9 ± 1.2 Ma) all integrated and isochemical mica age data are between 23 and 16 Ma. Because the integrated total-gas ages obviously mix steps corresponding to different chemical composition, these are not equal to the isochemical ages (Figure II-6).

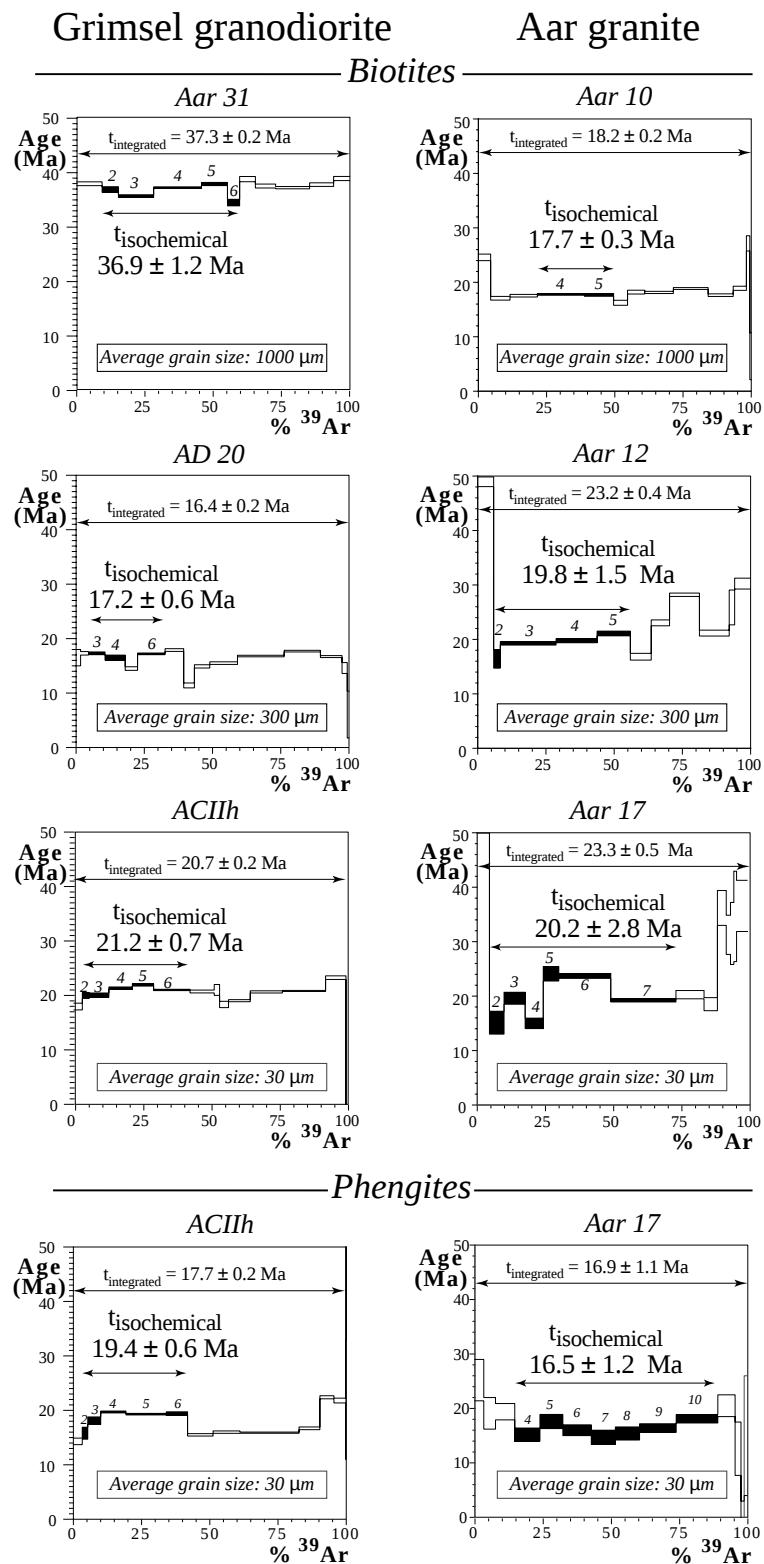


Figure II-6 Biotites and phengites ^{39}Ar - ^{40}Ar age spectra for the Aar granite and Grimsel granodiorite samples. Integrated ages are performed on the total steps. Isochemical ages are defined by using chemical correlation diagram (Figure II-5), following Belluso et al. (2000).

66

Step	Temp. (°C)	% ^a Ar	% ^a Ar total	1σ (abs.)	% ^a Ar	1σ (abs.)	% ^a Ar CI	1σ (abs.)	% ^a Ar	1σ (abs.)	Cu/K	1σ (abs.)	Cu/K	Age (Ma)	1σ (abs.)	% ^a Ar	1σ (abs.)	% ^a Ar	1σ (abs.)			
Sample Aar10 (grain size: 1000 μm): Weakly deformed rock - biotite (J = 0.00414, mass = 11.25 mg)																						
1	652	45	7.05E-09	± 8.10E-12	2.70E-09	± 8.10E-12	1.60E-13	± 4.22E-12	1.74E-10	± 2.00E-12	1.47E-11	± 2.20E-13	1.19E-03	± 4.90E-03	24.6	± 0.6	1.16E-01	± 2.10E-04	2.09E-03	± 3.20E-05		
2	704	7.1	4.05E-09	± 2.00E-12	2.22E-11	± 2.00E-13	6.42E-12	± 1.43E-10	1.73E-12	± 1.67E-11	± 2.00E-13	1.15E-03	± 4.67E-05	2.22E-01	± 2.70E-03	17.1	± 0.3	3.19E-01	± 6.00E-04	9.07E-04	± 5.00E-05	
3	749	10.0	5.32E-09	± 6.90E-12	4.29E-09	± 2.50E-12	5.46E-12	± 1.66E-10	2.09E-12	± 3.51E-12	± 2.00E-13	6.90E-04	± 4.28E-05	1.83E-01	± 2.90E-03	17.5	± 0.2	3.42E-01	± 6.40E-04	6.52E-04	± 3.70E-05	
4	802	17.2	8.33E-09	± 2.40E-11	7.46E-09	± 1.32E-09	1.16E-11	± 2.10E-10	2.97E-12	± 3.00E-12	± 1.90E-13	8.57E-04	± 2.03E-05	1.38E-01	± 1.90E-03	17.8	± 0.2	3.75E-01	± 1.60E-03	3.54E-04	± 2.20E-05	
5	853	10.7	5.59E-09	± 2.80E-11	4.61E-09	± 1.72E-11	± 2.50E-13	± 7.99E-12	± 6.98E-11	± 2.91E-12	± 3.34E-12	± 2.00E-13	± 4.31E-04	± 1.00E-01	± 3.00E-03	17.7	± 0.5	3.47E-01	± 2.50E-03	5.93E-04	± 3.50E-05	
6	900	5.1	3.05E-09	± 2.00E-11	2.70E-11	± 2.50E-13	± 4.75E-12	± 7.69E-11	± 1.81E-12	± 3.50E-12	± 1.80E-13	± 1.13E-03	± 5.69E-05	± 1.66E-01	± 3.90E-03	16.2	± 0.5	3.03E-01	± 2.80E-03	1.14E-03	± 6.10E-05	
7	966	6.3	3.94E-09	± 1.00E-12	2.78E-09	± 1.91E-11	± 1.90E-13	± 5.04E-12	± 4.70E-10	± 4.05E-12	± 1.90E-13	± 1.02E-03	± 3.92E-05	± 8.42E-01	± 2.90E-03	18.2	± 0.4	2.88E-01	± 2.70E-04	9.96E-04	± 4.60E-05	
8	1028	10.5	6.63E-09	± 1.80E-12	4.65E-09	± 2.04E-11	± 7.60E-14	± 6.43E-12	± 7.80E-10	± 2.86E-12	± 1.51E-12	± 1.80E-13	± 7.70E-04	± 1.04E-05	± 3.00E-03	18.1	± 0.2	3.38E-01	± 3.70E-04	5.91E-04	± 3.10E-05	
9	1087	12.7	6.47E-09	± 3.10E-12	5.86E-09	± 2.57E-11	± 2.00E-13	± 8.52E-12	± 4.65E-10	± 2.31E-12	± 1.92E-12	± 1.90E-13	± 7.35E-04	± 2.80E-05	± 4.03E-01	± 2.00E-03	18.9	± 0.2	3.57E-01	± 4.10E-04	6.22E-04	± 3.80E-05
10	1149	4.8	3.24E-09	± 4.00E-12	3.95E-09	± 1.66E-09	± 3.53E-12	± 2.20E-09	± 6.56E-12	± 4.01E-12	± 1.80E-13	± 9.58E-04	± 4.04E-05	± 5.03E-04	± 2.30E-02	17.6	± 0.2	3.44E-01	± 4.80E-04	6.22E-04	± 3.80E-05	
11	1190	4.8	3.41E-09	± 4.60E-12	8.26E-10	± 1.70E-12	± 3.81E-12	± 2.60E-09	± 8.32E-12	± 2.67E-12	± 2.00E-13	± 1.83E-03	± 2.06E-04	± 2.30E-02	± 7.30E-02	18.1	± 1.4	2.70E-01	± 2.30E-04	1.06E-03	± 1.00E-04	
12	1266	13	4.24E-09	± 1.60E-12	8.26E-10	± 1.70E-12	± 3.81E-12	± 2.60E-09	± 8.32E-12	± 2.67E-12	± 2.00E-13	± 1.83E-03	± 2.06E-04	± 2.30E-02	± 7.30E-02	18.1	± 1.4	2.70E-01	± 2.30E-04	1.06E-03	± 1.00E-04	
13	1499	0.5	1.14E-09	± 1.20E-12	8.04E-11	± 2.60E-13	± 3.59E-13	± 1.74E-09	± 7.00E-12	± 4.03												

3.6.2 ^{39}Ar - ^{40}Ar interpretation

Theoretically, the closure temperature (T_c) of a geochronological system is defined as its temperature at the time corresponding to its isotopic age (Dodson, 1973; Fig.1). Isotopic diffusion is then thought to be negligible below the closure temperature. Based on calculations of the temperature dependence of volume diffusion processes, closure temperatures can be determined (Dodson, 1973). Closure temperatures for K-Ar in biotites can be calculated for the three sampled rocks types, using diffusion coefficient and activation energy of 0.78 cm²/s and 250 kJ/mol, respectively (Villa and Puxeddu, 1994), and cylindrical geometries. The average grain sizes are: weakly deformed rocks, 1000 μm ; orthogneiss, 300 μm ; mylonites, 30 μm (Figure II-6 and Figure II-7). For average cooling rates 10 and 40°C/Ma corresponding to numerical model 1 and 2, the closure temperature results are 489, 445, and 374, and 517, 470, and 394°C, respectively. These values, applied to the ECM modelled Tt paths, imply an expected decrease in the biotite cooling ages with reduction of the grain size: 18 Ma for weakly deformed rock, and orthogneiss, and 16 or 11 Ma for mylonitic rock (Figure II-7). A similar trend is displayed by phengites (circles, Figure II-7) using diffusion coefficient and activation energy estimated from Hames and Cheney (1997): 0.11 cm²/s and 250 kJ/mol, respectively. Thus, theoretically, younger dates would be expected for smaller grains.

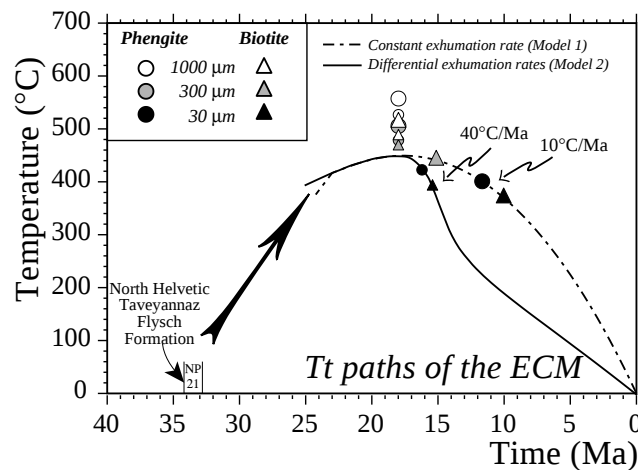


Figure II-7 Calculated closure temperatures for K-Ar in micas versus grain size, translated on the ECM modelled T-t paths. Retrograde paths: dashed line: model 1 (Figure II-4c); plain line: model 2 (Figure II-4f).

In both sampling profiles, no correlation between ^{39}Ar - ^{40}Ar biotite dates and strain intensity, or grain size is observed. Except for the Aar 31 biotite (Figure II-6), all integrated and isochemical mica age data are between 23 and 16 Ma. The isochemical mica ages in orthogneisses and mylonites are bracketed between 21 and 16 Ma. These results are younger

than the maximum permissible stratigraphic age of 34 Ma and concordant with the modelled metamorphic age of the ECM (23-18 Ma, Figure II-4c, and f). This argues against significant excess Ar. Furthermore, the comparatively tight age distribution of seven out of eight micas also argues against excess Ar, as in that case the age scatter would be large (Brewer, 1969). Similarly, isochrons (despite their limited diagnostic potential) do not give any indication of excess Ar (Figure II-5c).

3.6.3 Rb-Sr dates

In the shear zone profile of the Aar granite, we observe inter-mineral isotopic disequilibrium for the weakly deformed rock and the orthogneissic rock (Figure II-8). In the Rb-Sr isochron plot, only the mylonitic rock exhibits a statistically "acceptable" alignment of three data points (Fs, WR, and Bt) but not phengite. The whole rock-biotite-feldspar age is 10.3 ± 2.1 Ma (MSWD 2.9). The whole rock-phengite age is negative.

In the Grimsel granodiorite shear zone profile, apparent Rb/Sr whole rock-biotite ages are 15.6 ± 2.9 , 22.4 ± 2.5 and 12.2 ± 1.3 Ma for the three rock types (Figure II-8). The latter high strained sample presents a whole rock-phengite age of 12.6 ± 0.3 Ma. Thus, these two whole rock-mica ages give concordant results around 12.5 Ma.

3.6.4 Rb-Sr interpretation

Rb-Sr ages were determined for two reasons: firstly, for comparison with the often-quoted data by Jaeger and co-workers reviewed by Hunziker et al. (1992); secondly, to assess whether such samples entirely satisfy the prerequisite of Rb-Sr dating, i.e. internal isotopic equilibrium.

The whole rock Rb-Sr isotopic dating method applied to ECM greenschist-facies shear zones was previously investigated by Marquer and Peucat (1994). These authors have analysed weakly deformed rocks of the Aar granite and the Grimsel granodiorite with the idea of dating magmatic age. Their Rb-Sr isochron age was concordant with Upper Carboniferous zircon U-Pb ages (Schaltegger, 1994). Orthogneissic and mylonitic rocks showed a large scatter of Rb-Sr ages and were aligned, from weakly deformed to orthogneissic and mylonitic rocks, along a geologically meaningless "isochron (errorchron)", giving fictitious Early Cretaceous ages. This suggested that global isotopic homogenisation was not reached in these shear zones. As this earlier paper had demonstrated that the whole rock Rb-Sr isotopic dating method was not adequate to determine deformation ages in granitic rocks that underwent greenschist-facies deformation, we attempted to understand which component of the whole-rock system was

responsible for this. Furthermore, the whole-rock perturbations probably also affect whole rock-mineral ages, and the significance of apparent ages has to be discussed.

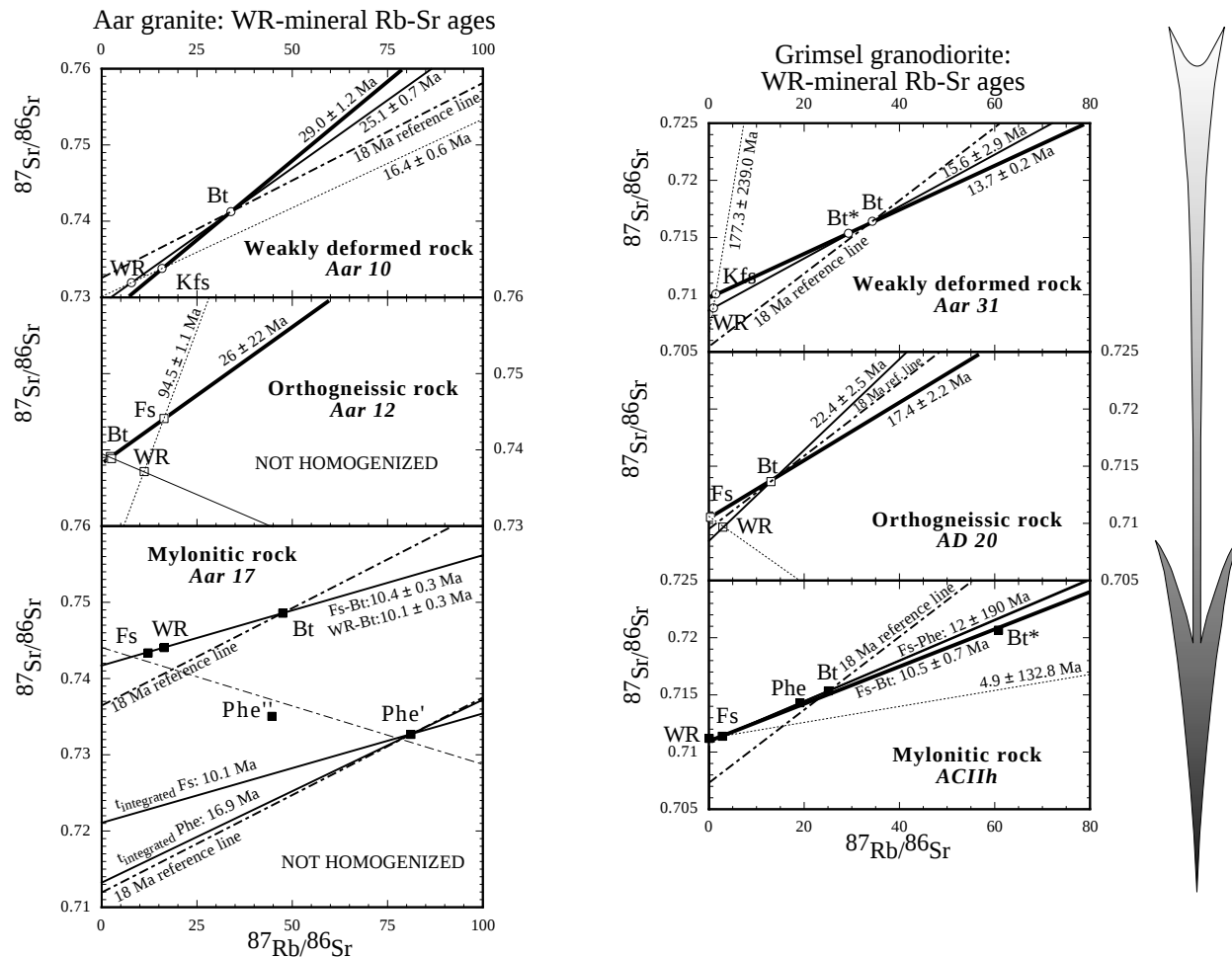


Figure II-8 Rb-Sr isochron plots for the Aar granite and Grimsel granodiorite samples. Bold dashed lines: 18 Ma reference lines corresponding to first (a) fluid inclusions generation age as indication (recalculated after Mullis, 1996; Figure II-4b and e). Fs: Feldspar; Bt*: Rennes analyses.

Indeed, an inconsistent pattern is revealed by the whole rock-biotite data: the weakly deformed sample (25.1 ± 0.7 Ma) and the mylonitic rock (10.1 ± 0.3 Ma) give two different "ages" for the same 450°C deformation event. It is clear that whole-rock is inadequate for biotite dating, it must be stressed that in the conventional "closure temperature" approach this cannot happen (Giletti, 1991) as biotite is the last mineral to "close" for thermal Sr loss. Furthermore, the three feldspar-biotite ages do not show systematically decreasing values with the reduction of the grain size. Moreover, considering the mylonites, the feldspar-biotite age (10.4 ± 0.3 Ma) is closed to the feldspar-phengite age (12 ± 190 Ma) while the conventional values for their closure temperatures are drastically different for these two minerals, $300 \pm 50^{\circ}\text{C}$ and $500 \pm 50^{\circ}\text{C}$, respectively (Hunziker et al., 1992). If these ages were interpreted using a conventional

approach, this result would imply an unrealistic, ultra-fast temperature drop of 200°C between 12 and 10.4 Ma.

Sample		Rb ppm [ppm]	Sr ppm [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2 σ (abs)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ (abs)		Age [Ma]	2 σ (abs)	Intercept	2 σ (abs)	M.S.W.D.
Aar granite													
Weakly deformed rock (grain size: 1000 μm)													
Aar10	WR	214	79	7.806979	$\pm$ 0.010825	0.731928	$\pm$ 0.000028	Kfs-Bt	29.0	$\pm$ 1.2	0.7273	$\pm$ 0.0003	2 pt
	Bt	1166	100	33.915499	$\pm$ 0.605921	0.741252	$\pm$ 0.000167	WR-Bt	25.1	$\pm$ 0.7	0.7291	$\pm$ 0.0001	2 pt
	Kfs	340	62	15.825843	$\pm$ 0.036604	0.733796	$\pm$ 0.000058	WR-Kfs	16.4	$\pm$ 0.6	0.7301	$\pm$ 0.0001	2 pt
Orthogneissic rock (grain size: 300 μm)													
Aar12	WR	270	70	11.160028	$\pm$ 0.006789	0.737147	$\pm$ 0.000032						
	Bt	451	571	2.292675	$\pm$ 0.010505	0.739120	$\pm$ 0.000043	Fs-Bt-Bt*	26	$\pm$ 22	0.7381	$\pm$ 0.0028	131
	Br"	496	558	2.579150	$\pm$ 0.005482	0.738860	$\pm$ 0.000047	WR-Bt-Bt"	negative				3 pt
	Fs	412	73	16.349189	$\pm$ 0.041269	0.744114	$\pm$ 0.000269	WR-Fs	94.5	$\pm$ 1.1	0.7222	$\pm$ 0.0020	2 pt
Mylonitic rock (grain size: 30 μm)													
Aar17	WR	396	71	16.152830	$\pm$ 0.010657	0.744057	$\pm$ 0.000056	Fs-Bt	10.4	$\pm$ 0.3	0.7416	$\pm$ 0.0001	2 pt
	Bt	210	13	47.504246	$\pm$ 0.022223	0.748567	$\pm$ 0.000098	WR-Bt	10.1	$\pm$ 0.3	0.7417	$\pm$ 0.0001	2 pt
	Fs	302	72	12.181557	$\pm$ 0.084030	0.743363	$\pm$ 0.000079	WR-Fs	12.3	$\pm$ 1.7	0.7412	$\pm$ 0.0040	2 pt
	Phe	172	6	81.136672	$\pm$ 0.213129	0.732672	$\pm$ 0.000244	WR-Bt-Fs	10.3	$\pm$ 2.1	0.7416	$\pm$ 0.0008	2.9
	Phe"	63	4	44.647915	$\pm$ 0.033370	0.735040	$\pm$ 0.000039	WR-Phe	negative				2 pt
Grimsel granodiorite													
Weakly deformed rock (grain size: 1000 μm)													
AD13	Br*	552	55	29.300000	$\pm$ 0.146500	0.715370	$\pm$ 0.000358						
Aar31	WR	125	369	0.981785	$\pm$ 0.036035	0.708837	$\pm$ 0.001640	Kfs-Bt-Bt*	13.7	$\pm$ 0.2	0.7098	$\pm$ 0.0001	0.2
	Bio	621	52	34.312218	$\pm$ 0.098820	0.716423	$\pm$ 0.000046	WR-Bt-Bt*	15.6	$\pm$ 2.9	0.7088	$\pm$ 0.0014	0.2
	Kfs	147	290	1.465331	$\pm$ 0.014266	0.710056	$\pm$ 0.000085	WR-Kfs	177.3	$\pm$ 239	0.7064	$\pm$ 0.0050	2 pt
Orthogneissic rock (grain size: 300 μm)													
AD20	WR	149	235	1.836146	$\pm$ 0.001976	0.710093	$\pm$ 0.000029	Fs-Bt	17.4	$\pm$ 2.2	0.7104	$\pm$ 0.0001	2 pt
	Bt	566	126	13.024662	$\pm$ 0.024467	0.713651	$\pm$ 0.000394	WR-Bt	22.4	$\pm$ 2.5	0.7095	$\pm$ 0.0001	2 pt
	Fs	16	131	0.346611	$\pm$ 0.000457	0.710527	$\pm$ 0.000075	WR-Fs	negative				2 pt
Mylonitic rock (grain size: 30 μm)													
AD20	Br*	608	29	60.800000	$\pm$ 0.304000	0.720660	$\pm$ 0.000360	Fs-Bt-Bt*	10.5	$\pm$ 0.7	0.7116	$\pm$ 0.0003	0.0003
ACIIh	WR	218	225	2.800116	$\pm$ 0.005038	0.711382	$\pm$ 0.000053	Fs-Phe	12	$\pm$ 190	0.711	$\pm$ 0.051	2 pt
	Bt	551	64	25.074639	$\pm$ 0.041008	0.715351	$\pm$ 0.000074	WR-Bt-Bt*	12.2	$\pm$ 1.3	0.7109	$\pm$ 0.0003	25.2
	Fs	7	299	0.072396	$\pm$ 0.005635	0.711191	$\pm$ 0.051440	WR-Fs	4.9	$\pm$ 132.8	0.7112	$\pm$ 0.0053	2 pt
	Phe	452	68	19.122276	$\pm$ 0.012198	0.714308	$\pm$ 0.000038	WR-Phe	12.6	$\pm$ 0.3	0.7109	$\pm$ 0.0001	2 pt

*Rennes analyses, 1987

Table II-4 Rb-Sr results from the External Crystalline Massifs

The Grimsel granodiorite and Aar granite Rb-Sr WR results demonstrate that the whole rock system is not the most retentive one, as postulated by the conventional closure temperature approach (Hunziker et al., 1992). As for feldspar-biotite ages, they are predicted to be legitimate by the conventional closure temperature approach (Giletti, 1991). However, we observe a lack of correlation between ages and strain intensity and between ages and grain size. This means that ages in deformed rocks are not simply controlled by grain size reduction. On the contrary, we propose that in a chemically open system, it is the extent of recrystallisation which determines the resetting of isotopic systems.

Shear zone profiles are interconnected pathways open to late fluid circulations and thus partial resetting of Rb-Sr systematics could occur by chemical exchange, independently of

temperature (Marquer, 1987; Marquer and Burkhard, 1992; McCaig, 1997). We do not observe Sr isotopic equilibrium because the different minerals recrystallise to different extents.

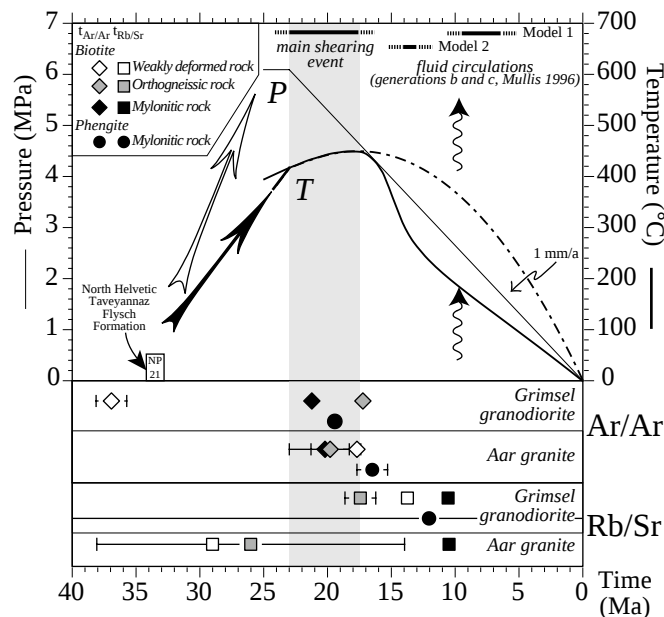


Figure II-9 ^{39}Ar - ^{40}Ar isochemical age and Rb-Sr dating results correlated with the modelled Oligo-Miocene Pt-Tt paths of the ECM (model 1, Figure II-4). White, grey, and black symbols correspond to weakly deformed, orthogneiss and mylonite samples, respectively.

3.7 Discussion

In the rocks sampled across progressively deformed profiles, the Rb-Sr and ^{39}Ar - ^{40}Ar dates scatter between in Oligo-Miocene time, but do not present a systematic correlation with either strain intensity or grain size (Figure II-9). In deformed samples, biotite and phengite dates yield similar ages for each isotopic method: 21-16 Ma by ^{39}Ar - ^{40}Ar and 12-10 Ma by Rb-Sr. These new isotopic results in metamorphic shear zones are not consistent with calculated T-t data from Dodson's (1973) model (Figure II-7).

^{39}Ar - ^{40}Ar biotite and white mica ages give results (21-16 Ma) in approximate agreement with the calculated timing of peak T conditions, regardless of their mineral grain size, while Rb-Sr whole rock-mineral ages scatter from ages corresponding to peak T conditions to young ages at around 10 Ma in mylonites (Figure II-9). These "young" ages cannot be reconciled with either geological age estimates nor P-T modelling. In the shear zones, a strong decrease in the grain size and the degree of interconnections of C-planes enhanced syn-metamorphic fluid circulation (Marquer, 1989). From major element and stable isotope mobility in the Grimsel granodiorite, theoretical calculations suggest these metamorphic ductile shear zones were infiltrated by around

105 moles H₂O/cm², with a fluid flow in the direction of decreasing temperature (Dipple and Ferry, 1992). This result is compatible with the fact that in the major thrusts, rocks located in the overlying Helvetic cover were affected and contaminated by fluid circulations coming from the underlying basement (Marquer and Burkhard, 1992). The average flow rate and in situ permeability were evaluated as 10-1-10-3 m/a and 10-15-10-17 m², respectively, which emphasises the fact that mylonites are more permeable than rocks affected by regional metamorphism (Dipple and Ferry, 1992). Thus, ³⁹Ar-⁴⁰Ar mica ages between 21-16 Ma are interpreted as recrystallisation ages, during the main shearing event, at the peak temperature, assisted by syn-metamorphic fluid circulation (Figure II-9). Rb-Sr mica-feldspar ages in mylonites cluster around 12 to 10 Ma. From the P-T-t evolution described in model 1, it follows that the occurrence of late quartz overgrowths in extensional veins (generations b and c after Mullis, 1996), had to take place at a time dictated by the intersection of the isochores with the model P-T-t curve, i.e. at 9-5 Ma (Figure II-4b and e). While these young ages in mylonites are apparently coherent with K/Ar datings on clays from a fault gouge in the same area (Kralik et al., 1992): age 10-7 Ma), it is not clear to what extent these latter ages reflect fluid flow, shearing, partial inheritance, or partial alteration in a chemically open system. Rb-Sr dates, scattering from 29 to 10 Ma, are interpreted as partially reset ages preferentially completed in mylonites during these late fluid circulations (Figure II-9). The ages clustering around 12 - 10 Ma may date the Sr isotopic re-equilibrium and tend towards the age of younger fluid circulation responsible for it. These fluids could be fluids expelled during burial of the European crust below the Aar massif 12 Ma ago, as the Jura belt began to form. The P-T-t evolutions related to model 1 and model 2 give the youngest (9-7 Ma) and the oldest (14-13 Ma) time conditions for these late fluid circulations that could occur in ECM, respectively (Figure II-4). The fluids expelled during progressive under-thrusting of the European crust and the time delay needed to heat up and dehydrate these buried basement rocks could explain the difference in age between the beginning of the Jura formation at 12 Ma and the migration of metamorphic fluids across the ECM, 14 to 7 Ma ago.

3.8 Conclusions

The results of Rb-Sr dating in shear are likely to reflect late fluid circulations. They conclusively show that temperature is not the main limiting parameter of isotopic closure for metagranites deformed during a low-grade metamorphic event and that fluid circulation plays a major role in isotopic resetting. Simple application of the closure temperature concept predicts

different patterns for biotite and phengite from those observed. Furthermore, this study shows that the ^{39}Ar - ^{40}Ar method allows dating of the last stage of ductile deformation, i.e. peak temperature. Disturbance of the Rb-Sr system by fluid circulation resulted in apparent feldspar-biotite Rb-Sr ages of 10-12 Ma. These ages appear to be more sensitive to late fluid circulations than the ^{39}Ar - ^{40}Ar ages.

Our results give new indications on the Oligo-Miocene tectono-metamorphic evolution of the External Crystalline Massifs. The age of the last stages of ductile deformation in the basement of the ECM can now be bracketed between 21 and 17 Ma using ^{39}Ar - ^{40}Ar isochemical dates in orthogneisses and mylonites, less sensitive to partial resetting and inheritance. These isotopic dates correspond to the calculated peak T conditions in the one-dimensional P-T-t path model constructed independently from isotopic results. These new results fit with the tectonic evolution proposed for the Helvetic system and give new age bracket for the Prabe phase (Burkhard, 1988). The results emphasise the control of fluid flow on Rb-Sr ages, and possibly date large fluid circulations through the Aar Crystalline Massifs at around 10 Ma. This could be linked to deep fluids expelled during the underthrusting of European continental crust below the ECM at the time of the Jura formation.

Acknowledgements

Isotope research in Bern is partly funded by SNF grant n° 20.47157-96. We would like to thank Rachel Hosein for correcting the English in this manuscript, Thierry Adate for his help with time scales, and global stratigraphic correlation lecture and Martin Burkhard for helpful discussions.

4 RESULTATS ^{39}Ar - ^{40}Ar SUPPLEMENTAIRES (FELDSPATHS)

4.1 Introduction

Depuis l'époque des premières publications concernant la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar (Turner, 1968), les spectres d'âges de feldspaths alcalins en forme d'escalier sont interprétés comme étant le reflet de gradients de diffusion. Turner et al. (1971) ont pourtant rapidement rectifié leur interprétation. Selon ces auteurs, un spectre d'âge en forme d'escalier typique est le résultat de la présence de différentes phases minérales constituant la fraction analysée, l'analyse du plagioclase séparé donnant un spectre plat.

La diffusion dans les Kfs est contrôlée par des domaines micro-structuraux de différentes tailles (Foland, 1974). Lovera et al. (1989) ont interprété les spectres d'âges ^{39}Ar - ^{40}Ar en forme d'escalier selon un modèle impliquant des micro-domaines de tailles variables au sein des Kfs. En divisant un spectre d'âges ^{39}Ar - ^{40}Ar en une série de sub-plateaux présentant des âges différents, ils ont attribué à ces sub-plateaux des domaines de diffusion distincts. Le résultat de cette approche conduit à la reconstruction d'un segment de courbe de refroidissement pour le grain de Kfs analysé (Kfs thermochronometry). En d'autres termes, une analyse ^{39}Ar - ^{40}Ar de Kfs "pourrait permettre" la reconstitution de l'histoire d'une unité tectonique voir d'une zone orogénique. Selon Wartho et al. (1999), les caractéristiques de diffusion de l'argon dans les feldspaths donnent de claires évidences de multiples énergies d'activation induisant une vaste gamme de vitesses de diffusion. Cependant, la co-existence de plus d'une phase de feldspath dans un échantillon analysé met en doute les interprétations en termes d'"histoire de refroidissement" à partir d'une unique datation ^{39}Ar - ^{40}Ar . En conséquence, la datation par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar des feldspaths potassiques donnent des informations sur le timing de cristallisation des différentes générations de feldspath co-existantes (due au métamorphisme ou aux dernières circulations de fluides), mais en aucun cas sur leur histoire thermique.

Si un spectre d'âge en forme d'escalier est le probable produit de l'analyse d'un mélange de différentes phases minérales, il est nécessaire de le diagnostiquer à l'aide des diagrammes de corrélations chimiques Ca/K et Cl/K. Les principes généraux de l'interprétation de tels diagrammes sont exposés dans Belluso et al. (2000).

Le but de ce chapitre est de clarifier le débat en présentant les résultats de trois séparations de feldspaths provenant d'un même affleurement dans le granite de l'Aar. Les trois échantillons récoltés présentent des intensités de déformation croissantes: Aar 10, Aar12 et Aar 17 (Figure

I-10). La mylonitisation du granite s'accompagne d'une transformation minéralogique importante conduisant à une composition de gneiss albitique (Marquer, 1987). Dès les stades orthogneissiques, le Kfs initial (Aar 10), qui peut être légèrement perthitique, est progressivement albitisé au cours de la déformation ductile syn-schisteuse. Les feldspaths dans la mylonite (Aar17) sont essentiellement de composition albitique bien que quelques rares clastes ne soient que partiellement albitisés.

En guise de rappel (PARTIE II-3), l'âge du granite de l'Aar est tardi-varisque (Schaltegger, 1994). La foliation principale synchrone de la mylonitisation est contemporaine du métamorphisme oligo-miocène (21-17 Ma) et l'âge des circulations tardives de fluides est supposé à 10 Ma d'après les résultats Rb-Sr sur biotites des échantillons de mylonite (Challandes et al., soumis).

4.2 Résultats

Les résultats ^{39}Ar - ^{40}Ar sont illustrés par les spectres (Figure II-10), les diagrammes chimiques Ca/K et Cl/K (Figure II-11) et dans la Table II-5. Les spectres de l'échantillon faiblement déformé (Aar10) et de la mylonite (Aar17) présentent des comportements diamétralement opposés: Aar10 exhibe un spectre d'âge en escalier régulier augmentant d'un minimum de 8.6 Ma vers 35.3 Ma pour les paliers les plus chauds; Aar 17 présente un spectre plat d'âge intégré de 10.1 Ma indiquant que ce feldspath a été complètement équilibré à cette époque de son histoire. Aar12 dévoile un spectre intermédiaire de forme exponentielle vers les paliers de haute température. Les deux échantillons les plus déformés, Aar 12 et Aar17, ont des spectres plus ou moins plats qui tendent vers 10-12 Ma, âge relativement identique à celui du palier le plus jeune du spectre en escalier d'Aar10.

Les données chimiques de l'échantillon Aar10 définissent une composition binaire (carrés blancs et flèche pleine, Figure II-11) exprimée par les rapports anti-corrélés Ca/K et Cl/K. Un terme extrême, Kfs, correspond aux paliers de hautes températures et présente un rapport Ca/K bas et un rapport Cl/K élevé. Le second terme (Pl) a un rapport Cl/K bas et un rapport Ca/K haut. Comme le chlore n'est pas incorporé dans le réseau cristallin du feldspath (Smith, 1974), mais préférentiellement dans les inclusions fluides (Turner and Songshan, 1992), les concentrations de chlore impliquent une origine associée à des circulations fluides.

Les feldspaths alcalins (albite), Aar12 et Aar17, ont des rapports Ca/K et Cl/K plus dispersés que Aar10 (diagrammes Ca/K vs. Cl/K, Figure II-11). Cependant, dans les diagrammes exprimant soit le Cl/K, soit le Ca/K en fonction de l'âge (Figure II-11), les données des

feldspaths des roches déformées (carrés gris et noirs) se regroupent dans la zone du terme « Pl » de l'Aar 10 suggérant un âge de formation synchrone et une composition relativement identique. En examinant les données plus attentivement, l'alignement des carrés sombres révèle également des compositions binaires avec une convergence des tendances vers le terme « Pl ».

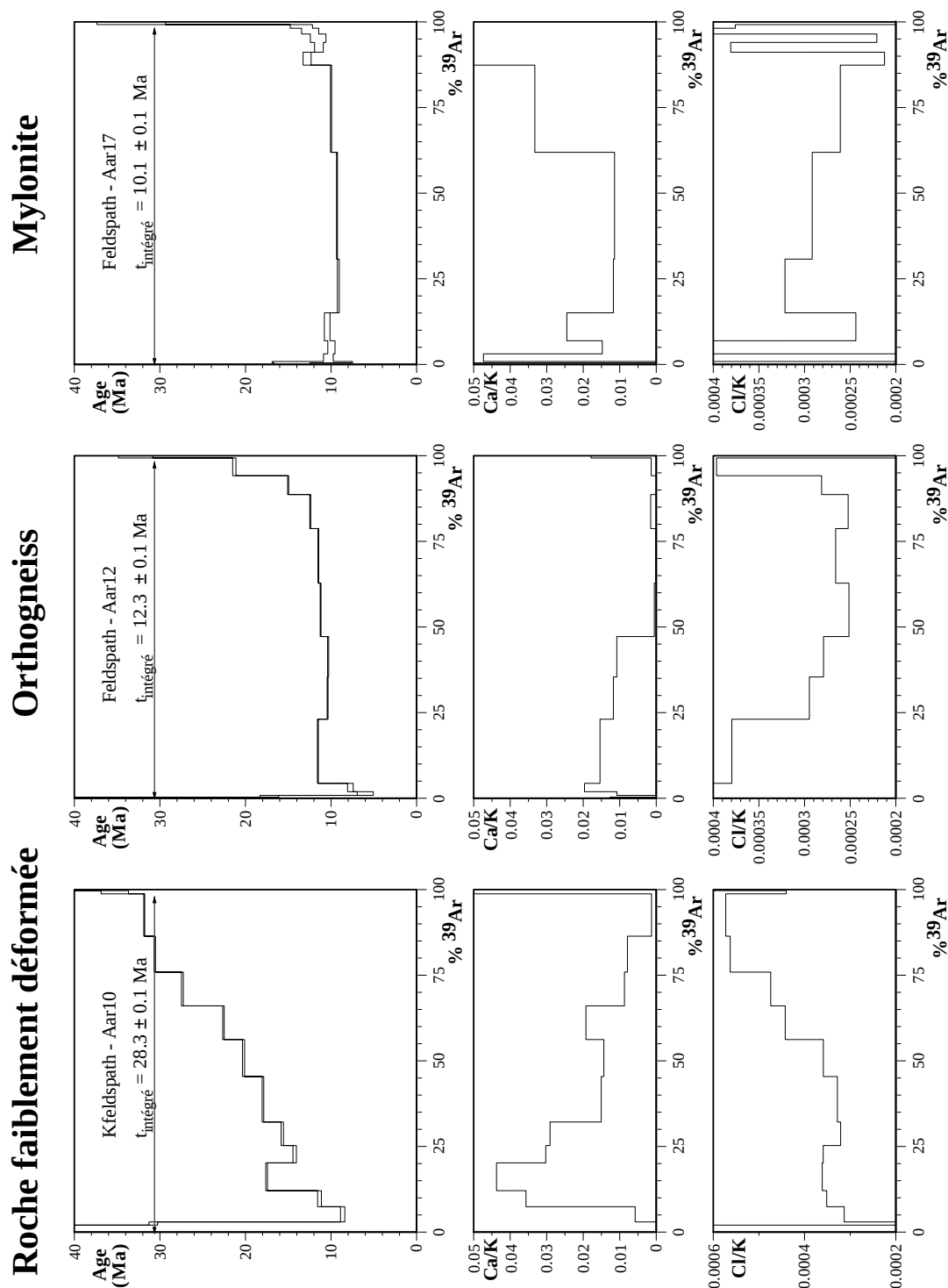


Figure II-10 Spectres d'âges et des rapports Ca/K et Cl/K apparents par rapport au % cumulé d' ^{39}Ar libéré pour les feldspaths alcalins du granite de l'Aar.

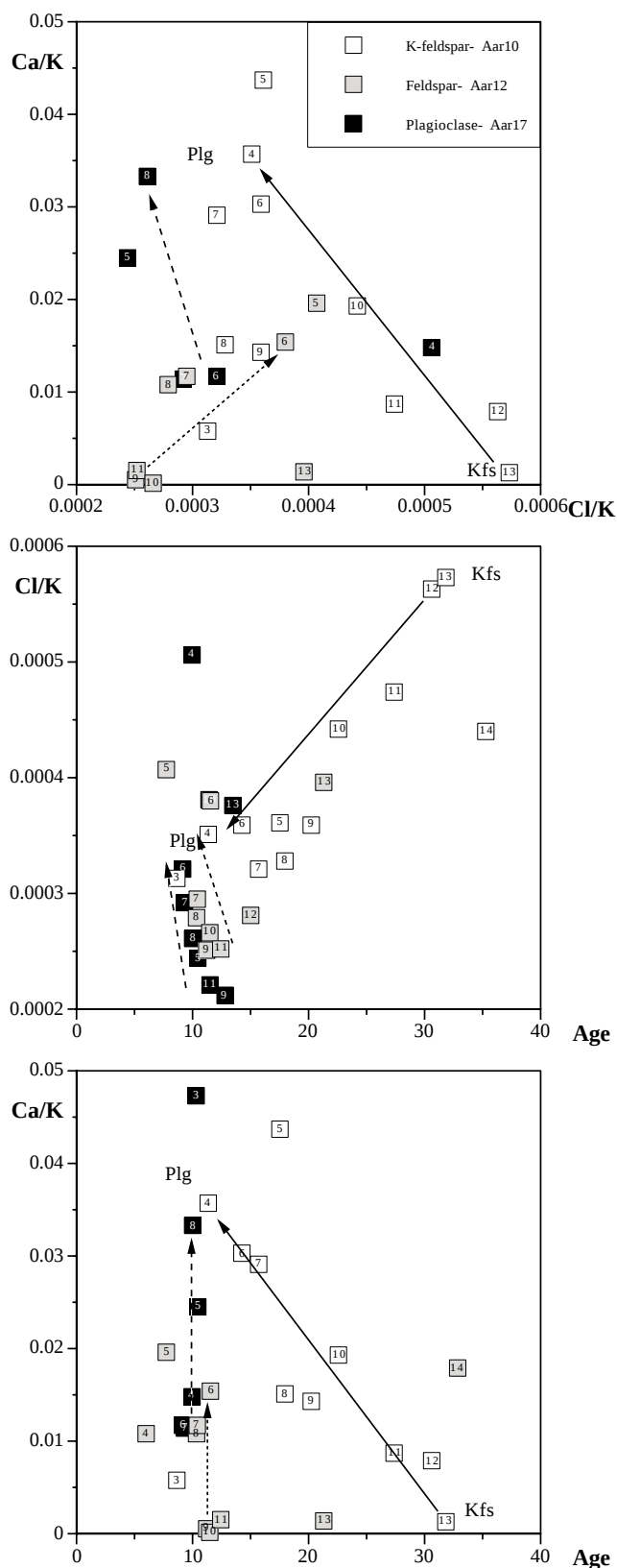


Figure II-11 Diagrammes de corrélation Ca-Cl-K-âge des feldspaths alcalins du granite de l'Aar. Carrés blancs: roche faiblement déformée ; carrés gris: orthogneiss; carrés noirs: mylonites. Les numéros au centre des symboles correspondent au label des paliers (Table II-5). Les flèches relient plus ou moins les termes extrêmes d'une composition binaire et indiquent la direction du plus jeune composé.

[illegible]

Table II-5 Données argon des feldspaths alcalins du granite de l'Aar

4.3 Discussion

Les données géologiques et minéralogiques, ainsi que l'échantillonnage spécifique de trois roches provenant du même affleurement, permettent de choisir entre deux interprétations des spectres d'âge en escalier: (1) soit un modèle de diffusion volumique, induisant la perte de l'Argon dans un Kfs homogène, (2) **soit une composition hétérogène du Kfs**.

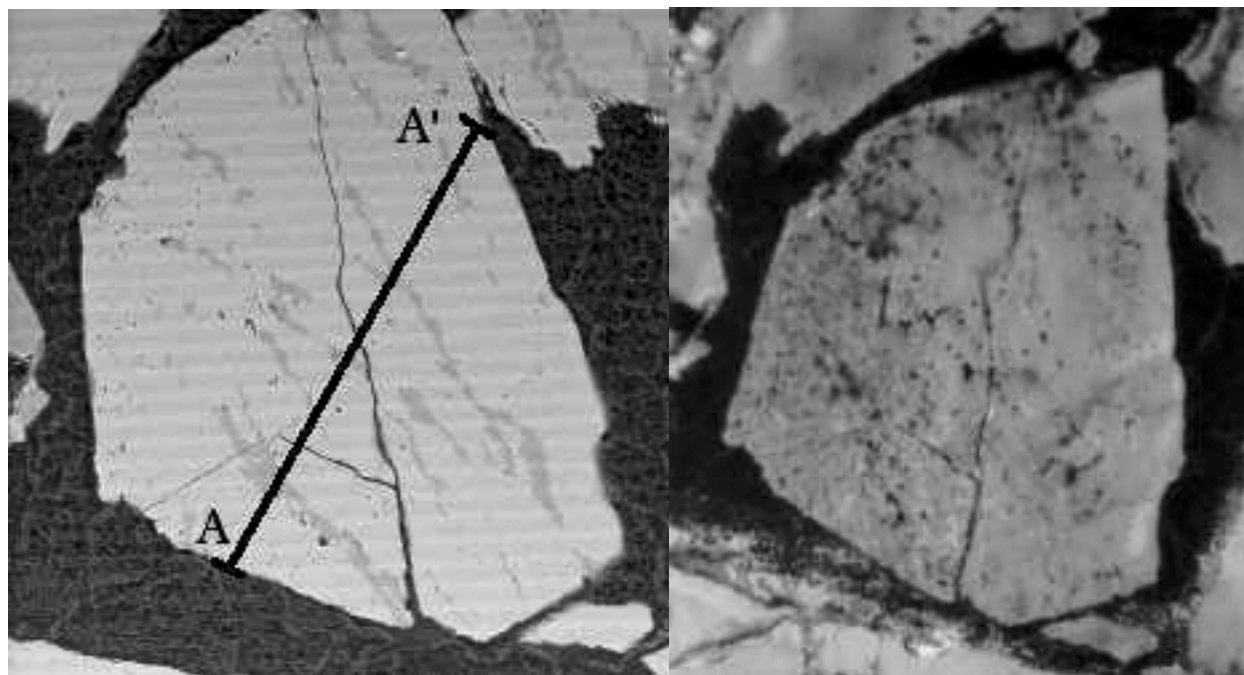


Figure II-12 Image BSE (back-scattered electron) (à gauche) et microphotographie (à droite) d'un grain de feldspath potassique de l'échantillon Aar10 (faiblement déformé). Le trait gras indique la trajectoire du profil A-A', Aar10_2, de mesures effectuées à la microsonde (Figure II-13). Noter le grain perthitique (image BSE, à gauche) et ses inclusions fluides. Diamètre du grain: ~150 μm .

Les observations pétrographiques (lame mince, image BSE, analyses microsondes) montrent que les feldspaths du massif de l'Aar, spécialement ceux de l'Aar10 (Figure II-12, Figure II-13 et Table II-6) sont de composition hétérogène et présentent des micro-textures perthitiques et une albitisation partielle. Les diagrammes de corrélation chimiques (Figure II-11) illustrent également la coexistence d'une albite néoformée, caractérisée par une composition pauvre en Cl et riche en Ca, avec une génération plus vieille de Kfs, pauvre en Ca. La fraction Kfs (Aar10) analysée consiste ainsi en un mélange de phases minérales diachrones (> 35 Ma et 10 Ma). Cependant, d'après les études de métamorphisme, de déformation et des transferts de matière, l'albitisation partielle du Kfs initial est syn-déformation ductile. La déstabilisation des Kfs se fait également à la faveur de la cristallisation de phengites et d'épidote au long des zones de cisaillement. Cette déformation ductile est datée à 21-17 Ma (Challandes et al., soumis), alors

que les albites néo-formées présentent des valeurs d'âges ^{39}Ar - ^{40}Ar autour de 10 Ma similaires aux âges des dernières circulation fluides dans le massif de l'Aar (Challandes et al., soumis).

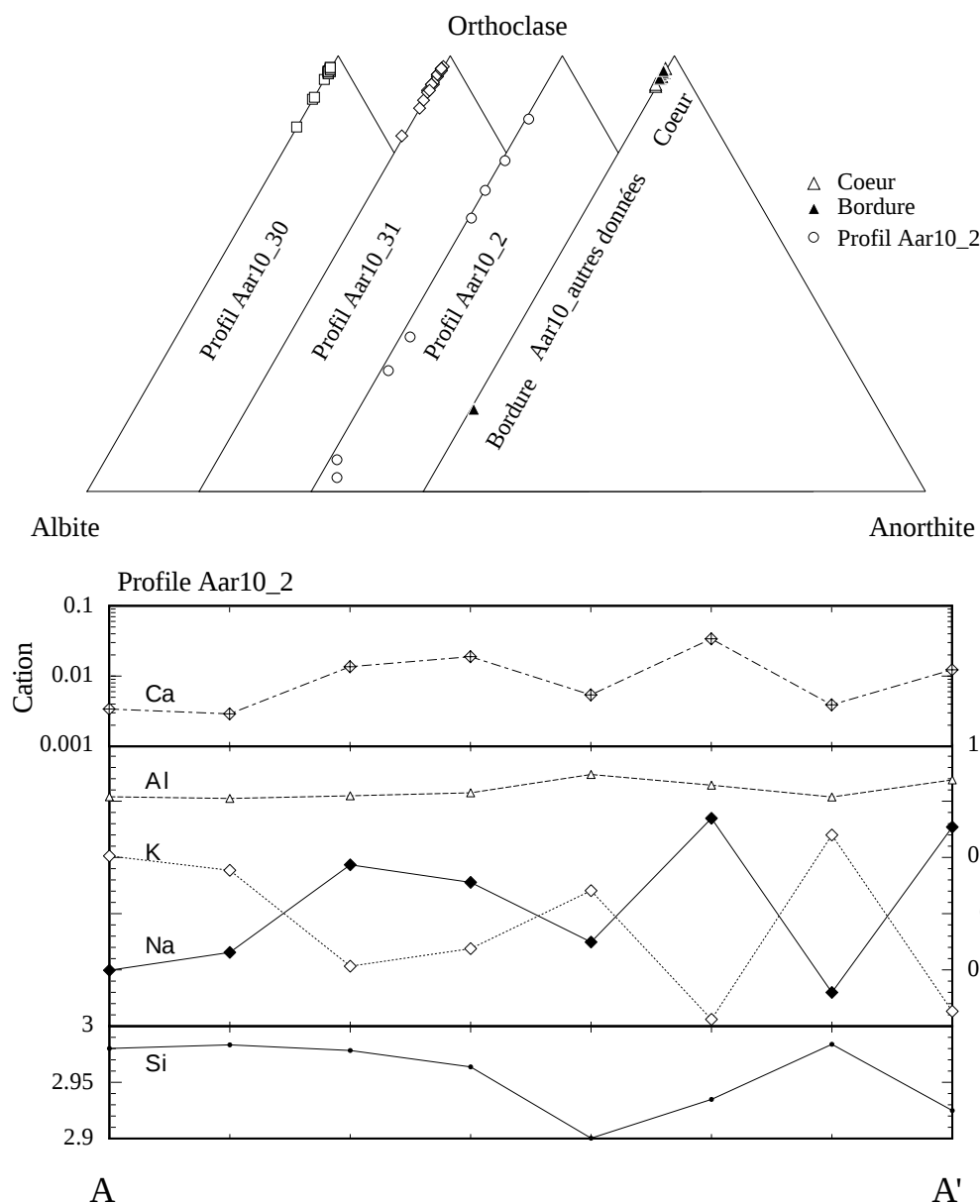


Figure II-13 Diagrammes ternaires des feldspaths illustrant les analyses microsondes effectuées sur des grains isolés de Kfs (Aar10) (Table II-6). Les profils Aar10_30 et _31 ne présentent pas de grandes variations de la composition des grains analysés. Le profil A-A' Aar10_2, représenté sous les diagrammes ternaires, montre une déstabilisation de la phase potassique vers une phase sodique de manière discontinue au sein du minéral, associée à des domaines perthitiques. Les analyses en bordure et en cœur de grains indiquent une albitisation partielle du Kfs.

Table II-6 Analyses chimiques des feldspaths potassiques (fraction coulée) du granite de l'Aar par microsonde, Berne 1999

K-Feldspaths - Aar granite (Profile Aar10_30)																																
Sample	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	141	142	143	144	145	146	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156	157	158			
SiO ₂	59.520	65.510	65.870	65.590	65.490	65.680	65.500	65.800	65.440	65.170	65.430	64.930	65.480	65.560	65.460	65.300	65.110	65.440	65.340	65.120	65.360	65.560	65.100	64.700	65.190	65.480	65.890					
TiO ₂	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.020	0.000	0.040	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			
Cr ₂ O ₃	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			
Al ₂ O ₃	17.100	18.510	18.530	18.310	18.350	18.530	18.650	18.550	18.430	18.590	18.460	18.450	18.450	18.500	18.640	18.560	18.520	18.440	18.460	18.530	18.540	18.620	18.410	18.590	18.460	18.800	18.710	18.860				
Fe ₂ O ₃	0.100	0.030	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.040	0.020	0.000	0.000	0.020	0.070	0.080	0.000	0.020	0.010	0.040	0.130	0.030	0.060	0.040	0.050		
FeO	0.090	0.027	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.000	0.027	0.063	0.072	0.000	0.018	0.009	0.036	0.117	0.027	0.054	0.036	0.045		
MnO	0.030	0.050	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
MgO	0.030	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Na ₂ O	0.340	0.380	0.450	0.510	0.470	0.480	0.460	0.450	0.370	0.410	0.480	0.460	0.450	0.370	0.360	0.350	0.340	0.340	0.420	0.430	0.420	0.340	0.460	0.450	0.460	0.400	0.710	2.300				
K ₂ O	15.500	16.670	16.620	16.550	16.640	16.720	16.800	16.600	16.710	16.680	16.500	16.750	16.760	16.820	16.760	16.950	16.860	16.790	16.770	16.490	16.600	15.530	16.570	16.690	16.730	16.660	16.290	13.940				
Total	92.600	101.147	101.480	100.960	101.010	101.410	101.450	101.470	101.110	100.760	101.387	100.610	101.160	101.280	101.300	101.218	101.020	101.147	101.073	100.602	100.830	100.678	100.656	100.887	100.894	101.246	101.075					
Si	2.982	2.998	3.002	3.005	3.001	2.998	2.991	3.000	2.996	2.996	2.994	2.992	2.998	2.998	2.992	2.992	2.990	2.996	2.996	2.996	2.993	2.994	2.995	2.995	2.993	2.991	2.983	2.958	2.993			
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Al	1.010	0.998	0.995	0.989	0.992	0.997	1.004	0.997	1.004	0.998	1.003	1.001	0.996	0.997	1.004	1.002	1.007	0.999	0.996	1.001	1.003	1.001	1.002	0.998	0.998	1.000	1.005	1.005	0.998	1.000	0.998	
Fe ⁺⁺⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Fe ⁺⁺	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Mn	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Mg	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Na	0.033	0.034	0.040	0.045	0.042	0.042	0.041	0.040	0.033	0.037	0.043	0.041	0.038	0.033	0.032	0.031	0.030	0.030	0.037	0.038	0.041	0.037	0.033	0.041	0.040	0.041	0.036	0.063	0.200			
K	0.991	0.973	0.966	0.967	0.973	0.974	0.979	0.966	0.976	0.978	0.963	0.985	0.979	0.981	0.977	0.991	0.988	0.981	0.981	0.968	0.972	0.968	0.974	0.986	0.981	0.985	0.966					
Total	5.024	5.006	5.003	5.007	5.011	5.011	5.016	5.004	5.008	5.012	5.007	5.020	5.013	5.010	5.009	5.015	5.009	5.015	5.007	5.015	5.006	5.011	5.013	5.021	5.013	5.021	5.015	5.038	5.125			
Anorthite	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Albite	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Orthoclase	96.955	96.839	96.268	95.774	96.066	96.051	96.227	96.263	96.927	96.600	96.001	96.124	96.456	96.001	96.124	96.456	97.016	97.128	97.182	96.538	96.400	96.183	90.038	96.239	96.631	96.695	94.341	83.623				

K-Feldspaths - Aar granite (Profile Aar10_30)																																			
Sample	160	161	162	163	164	165	166	167	168	169	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180	181	182	183	184	185	186	187	188						
SiO ₂	65.480	65.830	65.730	65.530	65.520	65.530	65.060	65.400	65.520	65.710	65.510	65.550	65.750	65.770	65.720	65.800	65.770	65.800	64.700	64.700	65.810	65.820	65.680	65.600	66.100	65.620	65.580	65.280							
TP ₂	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010							
Cr ₂ O ₃	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					
Al ₂ O ₃	18.460	18.440	18.660	18.550	18.460	18.580	18.410	18.530	18.480	18.420	18.520	18.510	18.590	18.490	18.450	18.420	18.130	18.200	18.490	18.690	18.560	18.540	18.370	18.530	18.550	18.410	18.370	18.230							
Fe ₂ O ₃	0.020	0.050	0.050	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					
FeO	0.018	0.045	0.045	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					
Fe ⁺⁺⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					
Fe ⁺⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					
Mn	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0																						

K-Feldspaths - Aar granite (bordure-centre des grains)																
Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12	13	14	7	8	9
	aar10_1	aar10_2	aar10_3	aar10_4	aar10_5	aar10_6	aar10_7	aar10_8	aar10_10	aar10_11	aar10_12	aar10_13	aar10_14	aar10_14	aar10_14	aar10_14
	coeur	bordure	coeur	bordure	coeur	bordure	coeur	bordure	coeur	bordure	coeur	bordure	coeur	coeur	coeur	bordure
SiO ₂	65.070	71.560	64.840	65.790	65.380	65.810	65.810	64.620	65.390	65.250	65.540	65.210	65.520	65.890	65.510	65.910
TiO ₂	0.030	0.020	0.010	0.000	0.020	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.020
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.040	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.030	0.010	0.000	0.000	0.010	0.010	0.040	0.000
Al ₂ O ₃	18.570	17.820	18.570	18.490	18.420	18.480	18.470	18.700	18.670	18.530	18.420	18.790	18.580	18.640	18.590	18.360
Fe ₂ O ₃	0.030	0.000	0.030	0.050	0.050	0.070	0.080	0.000	0.080	0.040	0.110	0.030	0.050	0.060	0.060	0.070
FeO	0.027	0.000	0.027	0.045	0.045	0.063	0.072	0.000	0.072	0.036	0.099	0.027	0.045	0.054	0.054	0.063
MnO	0.000	0.000	0.020	0.030	0.000	0.030	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.040	0.000	0.020	0.000
MgO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.010	0.150	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	0.870	8.480	0.380	0.570	0.470	0.550	0.500	0.450	0.680	0.510	0.500	0.650	0.470	0.830	0.590	0.470
K ₂ O	16.100	2.850	16.840	16.500	16.700	16.760	16.790	16.740	16.450	16.420	16.610	16.610	16.740	16.060	16.630	16.780
Total	100.677	100.880	100.727	101.425	101.035	101.693	101.652	100.530	101.322	100.756	101.189	101.307	101.425	101.484	101.434	101.613
Si	2.989	3.097	2.986	3.001	2.997	2.998	2.999	2.981	2.988	2.995	2.999	2.982	2.993	2.998	2.992	3.004
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	1.005	0.909	1.008	0.994	0.995	0.992	0.992	1.017	1.006	1.003	0.993	1.013	1.000	0.999	1.001	0.986
Fe ⁺⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.000	0.003	0.001	0.004	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002
Mn	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.077	0.712	0.034	0.050	0.042	0.049	0.044	0.040	0.060	0.045	0.044	0.058	0.042	0.073	0.052	0.042
K	0.943	0.157	0.989	0.960	0.977	0.974	0.976	0.985	0.959	0.962	0.970	0.969	0.975	0.932	0.969	0.976
Total	5.018	4.882	5.021	5.008	5.014	5.017	5.015	5.023	5.018	5.007	5.011	5.024	5.015	5.005	5.018	5.011
Anorthite	0.048	0.833	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Albite	7.179	80.316	3.130	4.714	3.874	4.488	4.090	3.707	5.588	4.258	4.132	5.306	3.865	6.891	4.835	3.856
Orthoclase	92.773	18.851	96.870	95.286	96.126	95.512	95.910	96.293	94.412	95.742	95.868	94.694	96.135	95.109	95.165	96.144

K-Feldspath - Aar granite (Profile Aar10_2)																
Sample	2	3	4	5	6	7	8	9								
	Aar10_2	Aar10_2	Aar10_2	Aar10_2	Aar10_2	Aar10_2	Aar10_2	Aar10_2								
SiO ₂	65.890	66.210	68.040	67.080	63.830	67.680	65.760	66.380								
TiO ₂	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.030	0.000	0.000								
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000								
Al ₂ O ₃	19.130	19.060	19.850	19.920	20.890	20.960	19.050	21.080								
Fe ₂ O ₃	0.060	0.060	0.030	0.130	0.590	0.230	0.000	0.410								
FeO	0.054	0.054	0.027	0.117	0.531	0.207	0.000	0.369								
MnO	0.030	0.000	0.010	0.010	0.010	0.000	0.020	0.010								
MgO	0.010	0.000	0.010	0.020	0.110	0.050	0.000	0.100								
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000								
CaO	0.070	0.060	0.290	0.400	0.110	0.730	0.080	0.260								
Na ₂ O	2.830	3.750	8.450	7.460	4.240	10.990	1.700	10.360								
K ₂ O	13.110	12.050	4.770	6.110	10.390	0.540	14.680	1.170								
Total	101.140	101.180	101.450	101.120	100.180	101.220	101.290	99.830								
Si	2.980	2.983	2.978	2.964	2.900	2.935	2.984	2.925								
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000								
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000								
Al	1.020	1.012	1.024	1.037	1.119	1.071	1.019	1.095								
Fe ⁺⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000								
Fe ⁺	0.002	0.002	0.001	0.004	0.020	0.008	0.000	0.014								
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000								
Mg	0.001	0.000	0.001	0.001	0.007	0.003	0.000	0.007								
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000								
Ca	0.003	0.003	0.014	0.019	0.005	0.034	0.004	0.012								
Na	0.248	0.328	0.717	0.639	0.374	0.924	0.150	0.885								
K	0.756	0.693	0.266	0.344	0.602	0.030	0.850	0.066								
Total	5.012	5.021	5.001	5.009	5.028	5.006	5.006	5.003								
Anorthite	0.341	0.288	1.423	1.961	0.558	3.629	0.391	1.345								
Albite	23.531	30.737	70.704	62.367	36.677	93.174	14.168	91.443								
Orthoclase	76.127	68.975	27.873	35.672	62.765	3.197	85.441	7.212								

Table II-6 (suite)

Les datations ^{39}Ar - ^{40}Ar sur les feldspaths alcalins du granite de l'Aar ne permettent donc pas de dater le moment du métamorphisme. Un âge de 35 Ma semble se dégager de l'analyse par chauffage par palier, mais ne correspond à aucun événement marquant de l'évolution des ECM. A cette époque, la région n'était pas encore entrée dans le processus de subduction (Challandes et al., soumis, cf. Page 51-Article intitulé: P-T-t evolution modelling versus ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr mineral ages: Example of the Aar Massif shear zones (External Swiss Alps), et références citées). Cet âge est donc considéré comme un âge de mélange entre l'âge de cristallisation magmatique du minéral et une interaction avec la déformation et les circulations de fluides tardifs.

L'âge ^{39}Ar - ^{40}Ar sur albite de 10 Ma correspond à l'âge Rb-Sr obtenu sur biotites dans les mylonites de l'Aar (Figure II-9). Ces valeurs d'âges tendent vers l'âge des dernières circulations fluides, générations b et c d'après Mullis (1996) et réexaminé par Challandes et al. (soumis, cf. Page 51-Article intitulé: P-T-t evolution modelling versus ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr mineral ages: Example of the Aar Massif shear zones (External Swiss Alps)) (PARTIE II-3). A cette époque, les ECM semblent avoir été le siège d'importantes circulations fluides déstabilisant le système Rb-Sr dans les micas et le système ^{39}Ar - ^{40}Ar dans les feldspaths alcalins.

4.4 Conclusion

Le feldspath potassique de l'échantillon Aar 10 présente un spectre d'âge en escalier typique d'une diffusion volumique (loi de Fick) de l'argon dans les Kfs, selon la littérature. La mise en évidence de la coexistence de plus d'une génération de feldspath s'oppose à l'interprétation d'une histoire de diffusion/refroidissement à partir d'une seule datation ^{39}Ar - ^{40}Ar . Notre approche indique une bonne voie d'investigation pour comprendre les spectres d'âge ^{39}Ar - ^{40}Ar de forme compliquée.

Il est acquis dans la littérature que des roches ou des feldspaths apparemment non-altérées peuvent révéler des perturbations de leurs isotopes du Sr, conséquences d'interactions avec des fluides à des températures basses. Afin d'étayer d'avantages les premières observations de cette étude préliminaire de la systématique de l'argon dans les Kfs, des analyses isotopiques (Rb-Sr et Pb-Pb) supplémentaires ont été entreprises sur les différents produits de lessivage, en collaboration avec I.M. Villa à Bern.

Finalement, les résultats obtenus viennent renforcer l'interprétation de l'évolution tectono-métamorphique oligo-miocène des ECM (Challandes et al., soumis, cf. Page 51-Article intitulé:

P-T-t evolution modelling versus ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr mineral ages: Example of the Aar Massif shear zones (External Swiss Alps)). L'âge de la déformation ductile dans le socle des ECM n'a pu être cerné avec les datations ^{39}Ar - ^{40}Ar de feldspaths alcalins. Cependant, ces nouveaux résultats confirment ou probablement datent les dernières circulations fluides qui ont traversé le massif de l'Aar, il y a 10 Ma (Challandes et al., soumis).

5 CONCLUSIONS

Nos datations ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr sont en général inférieures à 25 Ma et par conséquent cohérentes avec l'âge maximum de 25 Ma (Rb-Sr sur micas blancs) postulé par Dempster (1986) pour le pic du métamorphisme dans la granodiorite du Grimsel. Cependant, nous ne sommes pas d'accord avec ses conclusions suggérant que le métamorphisme « méso-alpin : 45-30 Ma » (Hunziker et al., 1992) soit retardé en comparaison avec d'autres régions de métamorphisme similaire ou de degré plus élevé. L'histoire d'une chaîne de collision est complexe et s'étale de manière progressive sur une longue période de temps. L'empilement des unités s'effectue de manière successive dans le temps. Chaque unité enregistre donc son histoire propre. Les ECM ont logiquement été impliqués dans le prisme d'accrétion crustal plus tardivement que les régions situées paléogéographiquement plus au sud. En conclusion générale, chaque unité de la chaîne alpine doit être considérée indépendamment du point de vue de son évolution tectono-métamorphique. Le métamorphisme alpin doit être examiné pour chaque phase de déformation et par conséquent doit présenter un diachronisme cohérent depuis les unités les plus hautes ou les plus méridionales de l'édifice alpin vers la partie frontale.

Les résultats des datations ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr mettent en évidence la forte influence de circulations fluides tardives. Ils démontrent que la température n'est pas le paramètre limitant la fermeture isotopique pour les granitoïdes déformés en faciès schistes verts et que les circulations de fluides jouent un rôle prédominant dans les processus d'ouverture/fermeture des systèmes isotopiques.

La systématique de l'argon dans les micas est moins affectée par les fluides tardifs que celle du strontium et date le pic thermique du métamorphisme et/ou les derniers stades de la déformation ductile entre 21 et 17 Ma. Par contre, dans les feldspaths alcalins, le système ^{39}Ar - ^{40}Ar est très sensible à l'action des fluides et permet probablement de dater les dernières circulations de fluides autour de 10 Ma.

La systématique du strontium dans les micas et dans les feldspaths est partiellement dépendante de l'action des fluides tardifs qui ne parviennent pas à ouvrir totalement le système et à le rééquilibrer. Il en résulte une vaste gamme d'âges Rb-Sr qui s'étalent depuis l'âge du métamorphisme (20 Ma) et qui tendent vers des âges probables des dernières circulations de fluide (10 Ma). Cette mise en évidence d'un comportement sélectif et d'une différence de mobilité des isotopes radiogéniques (^{39}Ar - ^{40}Ar , Rb-Sr) en fonction des phases minérales analysées et donc de leur différent réseau cristallin est une voie de recherche prometteuse pour notre meilleure compréhension des interactions métamorphisme-déformation-fluides-datation.

PARTIE III
DEFORMATION,
METAMORPHISME ET
GEOCHRONOLOGIE AU
FRONT DE LA NAPPE DE
SURETTA

Les nappes de Tambo et Suretta ont été l'objet d'une récente investigation multidisciplinaire, portant sur une période d'une dizaine d'années, menée par le laboratoire de pétrologie-structurale de l'institut de géologie de l'université de Neuchâtel. Le présent travail fait partie intégrante de cette étude et se base sur des données structurales et métamorphiques déjà publiées (Marquer, 1991; Baudin and Marquer, 1993; Baudin et al., 1993; Marquer et al., 1994; Baudin et al., 1995; Marquer et al., 1996; Biino et al., 1997; Marquer et al., 1998; Nussbaum et al., 1998). Le but de ce projet est d'effectuer une étude géochronologique dans les zones de cisaillement de la première phase de déformation ductile alpine (D1). Deux aspects sont abordés: (1) l'acquisition de nouvelles données structurales, métamorphiques, géochimiques et géochronologiques tentant d'affiner la précision des âges relatifs et absolus présumés de la première phase de déformation ductile alpine D1, afin de déterminer le chemin pression-température-temps du front de la nappe de Suretta, (2) un aspect thématique visant à comprendre, dans un cadre relativement complexe, le comportement des systèmes isotopiques ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr dans des mylonites alpines D1.

1 CADRE GEOLOGIQUE

1.1 Contexte tectonique régional

La région étudiée se situe au niveau du front de la nappe de Suretta (Figure III-1). Elle appartient à la zone pennique supérieure des Alpes centrales suisse-italiennes, qui résulte de l'empilement crustal lors de la collision tertiaire entre la marge passive helvétique et la marge active Adriatique (Stampfli et al., 1998 et références citées). Avec les nappes de couverture de Schams qui les enveloppent au nord et nord-est (Schreurs, 1993), les nappes de Tambo et Suretta sont considérées comme les représentants les plus orientaux de la zone briançonnaise (Trümpy, 1980).

Les nappes de Tambo et Suretta forment deux fines écailles majeures, chacune d'une épaisseur d'environ 3.5 km, composées de socle paléozoïque supportant une mince couverture sédimentaire permo-mésozoïque (Gansser, 1937), réduite et discordante (Baudin et al., 1995). Elles comportent chacune un corps granitique anté-alpin intrusif dans le socle polycyclique (Figure III-2). Le granite de Truzzo est un complexe intrusif situé dans la partie sud de la nappe de Tambo. Sa mise en place s'est effectué à faible profondeur dans la croûte superficielle (Weber, 1966; Marquer et al., 1998). La partie septentrionale de la nappe de Suretta est intrudée par le complexe subvolcanique appelé Roffna porphyre (Grünenfelder, 1956), puis rhyolite de Roffna (Challandes, 1996). Il pourrait s'agir d'une ancienne caldéra effondrée (Dalla Torre,

1991). La mise en place de la rhyolite de Roffna est synchrone de l'intrusion permienne du granite de Truzzo dans la nappe de Tambo (Marquer et al., 1998) (PARTIE III-1.3.1).

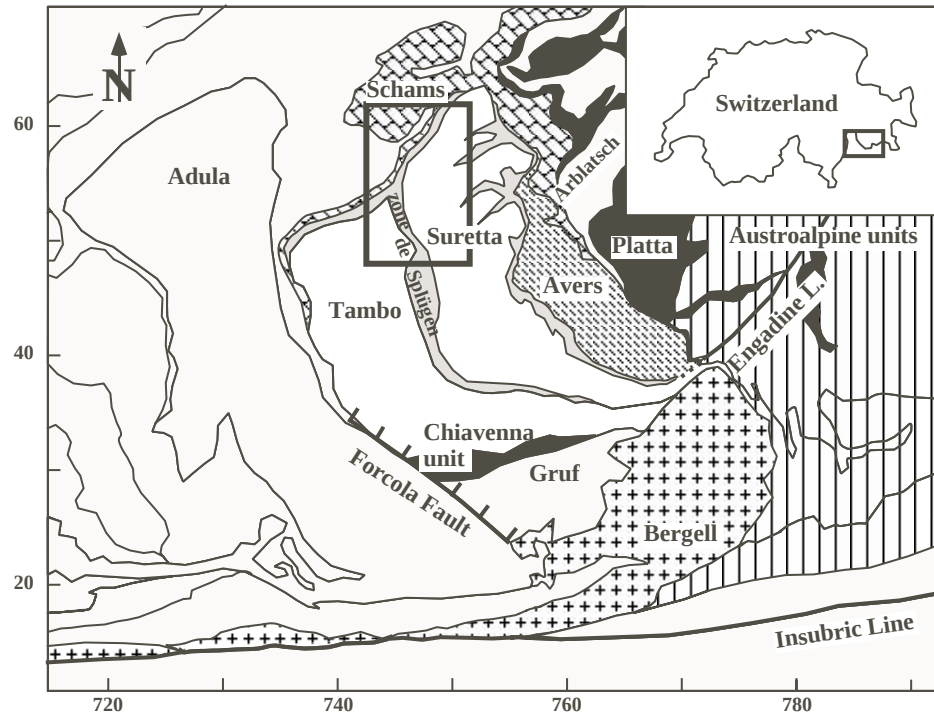


Figure III-1 Carte tectonique simplifiée de la zone pennique supérieure grisonne des Alpes centrales avec localisation du secteur étudié (rectangle).

La zone du Splügen qui est constituée de gneiss albitiques, de quartzites et de marbres (Séries de Bardan et d'Andossi) (Gansser, 1937; Zurflüh, 1961; Strobach, 1965; Mayerat Demarne, 1994; Baudin et al., 1995) jalonne le contact entre les deux nappes. Elle présente d'importantes variations d'épaisseurs. Les nappes d'Avers et de Schams limitent le sommet de la nappe de Suretta (Figure III-1).

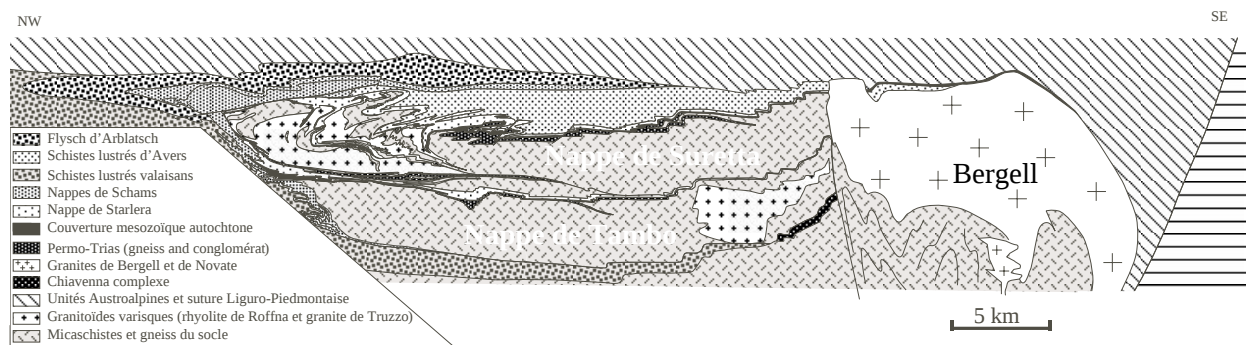


Figure III-2 Coupe géologique de la zone pennique supérieure des Alpes centrales avant la déformation D4, d'après Stampfli et al. (1998).

1.2 Contexte métamorphique et géochronologique

1.2.1 Introduction

Le but de ce sous-chapitre est d'établir un condensé des publications récentes traitant du métamorphisme et de la géochronologie des nappes de Tambo et Suretta.

1.2.2 Métamorphisme

Les nappes de Tambo et Suretta ont subi une histoire métamorphique polyphasée. La déformation alpine est fortement hétérogène et à différentes échelles des reliques de HP sont préservées. Dans la chaîne alpine des assemblages de HP définissant les événements de subduction-collision ont été largement étudiés (Biino et al., 1997 et références citées). Une controverse a persisté dans l'attribution de ces assemblages de HP (faciès éclogitique et schistes bleus) aux cycles pré-alpin ou alpin.

A partir d'une étude pétrologique, métamorphique et structurale, Nussbaum et al. (1998) ont mis en évidence deux événements distincts de subduction dans le socle polycyclique, au sommet de la nappe de Suretta (Figure III-3): un événement éclogitique ancien attribué au cycle pré-alpin, car les plutons tardi-varisques (PARTIE III-1.3.1) en recoupent les structures, et un événement schistes bleus d'âge tertiaire. Le premier événement métamorphique de HP, lié aux structures pré-alpines, a eu lieu dans des conditions de $\sim 700^{\circ}\text{C}$ et au minimum 20 kbar. Ces résultats sont compatibles avec un événement de HP pré-alpin enregistré dans d'autres unités des Alpes (Biino et al., 1997). Le métamorphisme de HP alpin s'est développé dans des conditions du faciès schistes bleus: $400\text{-}450^{\circ}\text{C}$ et 10 kbar.

Les estimations P-T dans la partie méridionale des nappes de Tambo et Suretta, basées sur l'application de différentes méthodes, ont été entreprises par Huber (1999). Les deux nappes présentent des histoires tectono-métamorphiques similaires dès le début de l'enfouissement (Figure III-4). Cependant, les résultats de la partie sud, indiquent une augmentation de la température lors de la décompression (lors de D2: 550°C pour Suretta et 650° pour Tambo; Figure III-4), alors que dans la partie nord, la décompression est isotherme ($400\text{-}450^{\circ}\text{C}$). A partir de données de pressions relatives à la phase de déformation D1, Baudin and Marquer (1993), dans la nappe de Tambo, et ensuite Huber (1999), démontrèrent que la zone de subduction présentait un faible gradient de pression et de température entre le nord et le sud, au début de D1. Ces données ont été récoltées parallèlement au sommet et à la base des nappes de Tambo et Suretta.

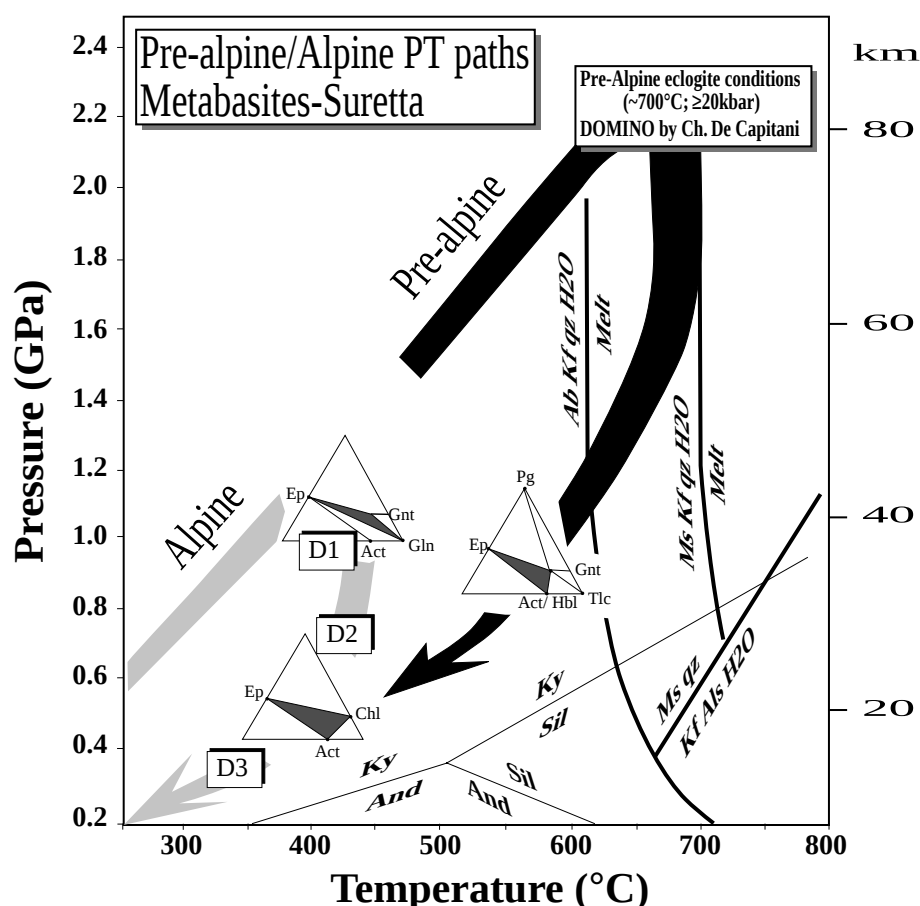


Figure III-3 Diagramme P-T du sommet de la nappe du Suretta, modifié d'après Nussbaum et al. (1998). Trajet P-T pré-alpin: flèche noire. Trajet P-T-d alpin: flèche grise. D1, D2 et D3 représentent la séquence des déformations alpines. Diagrammes ACF d'après Evans (1990).

L'histoire tectono-métamorphique alpine des nappes de Tambo et Suretta peut donc être résumée de la manière suivante. Les deux nappes ont subi un événement de HP-BT dans un environnement de subduction, suivi par une forte décompression, isothermique au nord et à température croissante puis décroissante au sud, et par un métamorphisme de type barrovian (Figure III-3 et Figure III-4). Les conditions de HT du métamorphisme (enregistrées lors de D2) ne s'expriment que dans la partie méridionale de la nappe de Tambo et reflètent l'exhumation syn-collision. Lors de l'exhumation, le complexe intrusif du Bergell s'est mis en place et recoupa les structures D2. Dans la zone méridionale, les conditions métamorphiques D3 sont ~4 kbar et ~550°C (Huber, 1999). La déformation D3 est probablement syn- à post-intrusion du Bergell au sud et s'est développée dans des conditions de faciès schistes verts proches de la transition ductile-fragile dans la partie frontale des nappes de Tambo et Suretta. La déformation D4 implique des mouvements orogéniques tardifs le long d'accidents majeurs (faille de Forcola

(Meyre et al., 1998), ligne Insubrienne et Engadine, Figure III-1) sous des conditions plus fragiles (Huber, 1999).

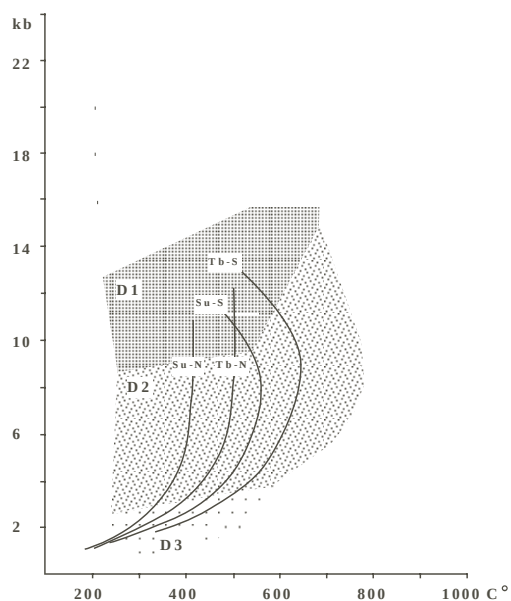


Figure III-4 Chemins P-T compilés du nord et du sud des nappes de Suretta et Tambo d'après Huber (1999). Les phases de déformations sont labellisées: D1, D2 et D3. Noter l'augmentation de température lors de la phase D2 dans la partie sud des nappes de Tambo et Suretta, alors que la partie nord est soumise à une décompression isotherme lors de D2 (Huber, 1999). Tb: Tambo, Su: Suretta.

1.2.3 Géochronologie et contraintes géologiques

a) Précédentes études géochronologiques

De nombreuses études géochronologiques ont été entreprises dans les nappes de Tambo (Grünenfelder and Stern, 1960; Armstrong et al., 1966; Weber, 1966; Jaeger et al., 1967; Gulson, 1973; Koepfel and Gruenenfelder, 1975; Purdy and Jaeger, 1976; Wagner et al., 1977; Baltzer, 1989; Marquer and Peucat, 1994) et Suretta (Hanson et al., 1969; Jaeger and Hunziker, 1969; Steinitz and Jaeger, 1981; Baltzer, 1989; Hurford et al., 1989) afin de déterminer l'âge du granite de Truzzo, celui de la rhyolite de Roffna et l'âge des déformations alpines.

Les données radiométriques du métamorphisme tertiaire dans les nappes de Schams, Suretta et Tambo ont été compilées par Schreurs (1993): les âges K-Ar et Rb-Sr sur phengite s'étalent de 45 à 30 Ma dans la nappe de Suretta. Dans les zones de cisaillement du granite de Truzzo, Marquer et al. (1994) ont publié une étude tentant de dater plus spécifiquement l'âge de la déformation alpine et plus particulièrement en essayant de préciser l'âge de la première phase de déformation correspondant à la subduction du domaine briançonnais dans le prisme d'accrétion crustal valaisan. En ce qui concerne la zone pennique s.l. de la Suisse orientale, Schmid et al.

(1997) ont synthétisé et discuté la riche littérature traitant des âges radiométriques du métamorphisme, des phases de déformation ainsi que des données stratigraphiques contraignant le début de l'enfouissement.

b) Discussion

Antérieurement aux études neuchâteloises, l'âge de l'intrusion du granite de Truzzo a été sujet à controverses (339-293 Ma, voir PARTIE III-1.3.1) et la rhyolite de Roffna était datée du Carbonifère (350 Ma) par des âges zircon ^{207}Pb - ^{206}Pb (Hanson et al., 1969). Les nouvelles données de la cartographie ainsi que de récentes datations géochronologiques ont mis en évidence un événement magmatique permien à 268 ± 1 Ma (PARTIE III-1.3.1 et PARTIE III-3).

L'âge relatif de la rhyolite de Roffna a pu être déduit des observations de terrain, notamment et des relations géométriques entre différents ensembles lithologiques. Le corps intrusif de la rhyolite de Roffna recoupe de manière discordante les amphibolites et les roches anciennes du "Timun complex" (Wilhelm, 1920-26) ayant préservé des structures et un métamorphisme pré-alpin (Figure III-2). La rhyolite de Roffna est parfois très riche en enclaves de différents faciès du vieux socle polycyclique (orthogneiss œillé, gneiss indifférenciés, amphibolites) (Challandes, 1996).

La cartographie détaillée a également dévoilé des contacts discordants entre le socle cristallin et la couverture autochtone "permienne" (Baudin et al., 1995; Nussbaum, 1995; Challandes, 1996). Celle-ci s'est déposée sur un substratum pré-structuré et érodé. Elle est en contact direct avec soit les micaschistes et paragneiss, soit avec la rhyolite de Roffna. De l'approche cartographique, on déduit donc que l'intrusion de la rhyolite de Roffna est plus jeune que les autres roches cristallines (micaschistes et paragneiss, amphibolites, orthogneiss œillés), témoins d'événements tectoniques anté-intrusion. La rhyolite de Roffna est plus ancienne que la couverture volcano-sédimentaire autochtone qui la surmonte. Un âge permo-triasique a été attribué à cette dernière par analogie aux séries permienes qui recouvrent la nappe de Tambo et le reste du domaine briançonnais (Baudin et al., 1993). Le caractère subvolcanique de l'intrusion et la proximité de faciès volcaniques, pyroclastiques et ignimbritiques au Col du Splügen (Challandes, 1996) et volcano-sédimentaires dans la couverture permienne sont des indices pour une contemporanéité de ces types de roche (Dalla Torre, 1991). En conclusion à ces observations et aux récentes datations géochronologiques, la mise en place de l'intrusion de la rhyolite de Roffna est estimée d'âge permien et est synchrone de l'intrusion permienne du granite du Truzzo aux alentours de 268 Ma.

L'âge carbonifère de la rhyolite de Roffna, déterminé par la méthode ^{207}Pb - ^{206}Pb sur différentes populations de zircons (Hanson et al., 1969), est réinterprété comme un âge mixte, vieilli par l'introduction de vieux zircons du socle polycyclique lors de l'assimilation des xénolithes présents dans l'intrusion. A l'époque de ces datations, le front de la nappe de Suretta était considéré comme uniquement composé de la rhyolite de Roffna présentant différents faciès de déformation (Grünenfelder, 1956). Grâce à la publication des coordonnées de la localisation des échantillons, il ressort que Hanson et al. (1969) avaient échantillonné des rhyolites de Roffna s.s. (échantillons E, C, A), des vieux orthogneiss (échantillons B et F) et un sédiment volcano-sédimentaire (échantillon D) au lieu d'échantillons de la rhyolite de Roffna s.s.. Les datations Rb-Sr de ces échantillons ont présenté une vaste gamme d'âges (Hanson et al., 1969): de 225 à 14 Ma et ne parvinrent ni à dater un âge de mise en place (≈ 268 Ma, PARTIE III-1.3.1), ni à contraindre un âge de déformation alpine (< 52 Ma, PARTIE III-3).

En ce qui concerne l'histoire temporelle des quatre déformations tertiaires (PARTIE III-1.4 et PARTIE III-2) affectant le front de la nappe de Suretta, un âge éocène supérieur à oligocène moyen peut être postulé pour les deux premières phases de déformation D1 et D2. Les sédiments les plus récents affectés par la déformation D1 sont les flyschs d'Arblatsch dont l'âge stratigraphique est éocène inférieur (52 Ma) (Ziegler, 1956; Eiermann, 1988). Au sud de la nappe de Suretta, la granodiorite du Bergell datée à 30 Ma (von Blanckenburg, 1992) et références citées recoupe la pile de nappes penniques ainsi qu'une structure majeure de la déformation D2, la Turba Mylonite Zone (Nievergelt et al., 1996). Les épisodes majeurs D1 et D2 de la déformation alpine doivent donc avoir lieu après le dépôt des flyschs d'Arblatsch et avant l'intrusion du Bergell, donc se dérouler entre 52 et 30 Ma. La déformation D3 est probablement syn- à post-intrusion du Bergell. Selon Huber (1999), une déformation sub-magmatique de ce corps plutonique et le plissement du contact intrusif occidental Davidson et al. (1996) indiquent des cinématiques compatibles avec la phase de déformation D3 dans les niveaux plus profonds de la croûte continentale. L'âge minimal de la fin de la phase D3 est contraint par l'âge de 25 Ma du granite de Novate (Koeppel and Gruenenfelder, 1975) qui recoupe les plis D3 de l'unité de Gruf (Huber, 1999). L'âge de la quatrième déformation D4 est syn- à tardi-Novate, la faille normale de Forcola (D4) ainsi que les failles normales associées affectent l'intrusion du Novate. L'activité de la D4 est mal définie, mais est supposée vers 25-18 Ma (Ciancaleoni, en cours).

1.3 Pétrologie magmatique

- 1.3.1 Article intitulé: Early Permian magmatism in Briançonnais terranes: the Truzzo granite and Roffna rhyolite (eastern Penninic nappes, Swiss and Italian Alps). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 78, 397-415, 1998.

SCHWEIZ. MINERAL. PETROGR. MITT. 78, 397–414, 1998

TRAVAUX DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE
DE NEUCHÂTEL (Suisse)

PUBLICATION No. 415

**Early Permian magmatism in Briançonnais terranes:
Truzzo granite and Roffna rhyolite (eastern Penninic nappes,
Swiss and Italian Alps)**by *Didier Marquer¹, Nathalie Challandes¹ and Urs Schaltegger²***Abstract**

In the internal part of the Central Alps, heterogeneous Tertiary deformation of basement nappes led to large weakly deformed domains. This is where studies of pre-Alpine magmatism can be performed. The Truzzo granite and the Roffna rhyolite, which are part of the Penninic Tambo and Suretta nappes, respectively, are shallow-seated intrusions in old polycyclic basement rocks. Petrographical, geochemical and isotopic similarities suggest that Truzzo granite and Roffna rhyolite are part of the same post-orogenic magmatic event. Furthermore, U–Pb systematics on single zircon give a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 268.0 ± 0.4 Ma for the Truzzo granite and a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 268.3 ± 0.6 Ma for the Roffna rhyolite. These intrusions were derived from the mixing of crustal and mantle sources, as indicated by the isotopic results and the occurrence of different types of xenoliths.

The proximity of these intrusions becomes apparent in an Early Permian reconstruction of the Briançonnais terrane. They might have had their origin in upwelling asthenospheric mantle, related to lithospheric thinning at the site of the future Jurassic rifting and opening of the Liguro-Piemontais ocean.

Keywords: granites, U–Pb ages, zircons, Early Permian magmatism, Penninic nappes, Central Alps.

Introduction

Orogens normally comprise imbricated crystalline terranes which have to be integrated in pre-collisional paleogeographical reconstructions. The main problem for studying such strongly deformed basement is to distinguish between structures that pre-date the most recent orogenic cycle, in order to get information about pre-collisional structures, petrology and geochemistry of these rocks. Very heterogeneous deformation, in some places within the Alpine nappe pile, has allowed the preservation of metamorphic and magmatic relics (MARQUER, 1991; BIINO et al., 1997), which can be used to reconstruct the lithological composition, geochemistry and geochronology of pre-Alpine basement and intrusive rocks. In the case of intrusive rocks, it is necessary to determine primary mineralogical compositions, magmatic textures and geochemical characteristics in order to constrain their geodynamic setting in the earlier, pre-Alpine (Variscan) orogenic cycle.

The Swiss Alps are usually divided into three broad domains from north to south: (i) an external, Helvetic domain, (ii) an internal part, the Penninic zone and (iii) the South-Alpine and Austroalpine units, the latter exposed on top of the Alpine edifice (COWARD and DIETRICH, 1989). Basement rocks in the Helvetic domain and the South- and Austro-Alpine units did not undergo strong penetrative Alpine deformation, facilitating the petrological and geochemical studies of pre-Alpine structures and magmatism in these areas. On the contrary, the Penninic zone represents the strongly deformed internal parts of the Alpine mountain belt, the result of collision between the European plate in the north and the Adriatic plate in the south, with a series of microcontinents in between, one of them being the Briançonnais terrane. The Penninic domain consists of imbricate stacks of sedimentary cover and basement slices with a complex nappe geometry as the result of both thrust tectonics and post-nappe refolding (Fig. 1) (SCHMID et al., 1990; SCHREURS, 1993;

¹ Geological Institute, 11, rue E. Argand, CH-2007 Neuchâtel, Switzerland. <didier.marquer@geol.unine.ch>

² Department of Earth Sciences, ETH-Zentrum, Sonneggstrasse 5, CH-8092 Zürich, Switzerland.

PIFFNER et al., 1990; MARQUER et al., 1996). Our investigations focus on the basement rocks of the upper Penninic Tambo and Suretta nappes in the eastern internal Swiss Alps, which belong to the Briançonnais paleogeographic domain (Fig. 1) (TRÜMPY, 1980). The tectonic framework of the frontal part of the Suretta nappe and of the Tambo nappe has been recently described by MARQUER et al. (1996) and BAUDIN et al. (1993) (Fig. 2). One of the main results from these recent studies is that Tertiary deformation of the basement rocks was strongly heterogeneous, leading to the preservation of undeformed lenticular domains surrounded by mylonites at a broad range of scales. Petrological and geochronological studies of pre-Alpine intrusives can therefore be concentrated on these areas of weak Alpine deformation.

Two granitoid bodies, the mostly effusive to subvolcanic Roffna rhyolite in the northern part of the Suretta nappe (GRÜNENFELDER, 1956;

MARQUER et al., 1996) and the Truzzo granite in the southern part of the Tambo nappe (WEBER, 1966; MARQUER, 1991) were investigated (Fig. 2). Previously published Variscan ages for these granitoids show strong discrepancies: for the Truzzo granite, a 339 ± 70 Ma U–Pb age for zircon (GRÜNENFELDER in WEBER, 1966) and a 293 ± 14 Ma Rb–Sr whole rock age (GULSON, 1973) were measured. For the Roffna rhyolite an intrusion age around 350 Ma (U–Pb zircon) was suggested by HANSON et al. (1969). Based on new mapping, petrological and isotopic studies, we propose a close genetic link between these two intrusives. Precise intrusion ages and geochemical characteristics permit their integration in reconstructions of the Pre-Alpine setting of the Briançonnais terrane. The role and significance of this type of magmatic activity will be discussed with respect to late and post-Variscan tectonics prior to the opening of the Tethys ocean.

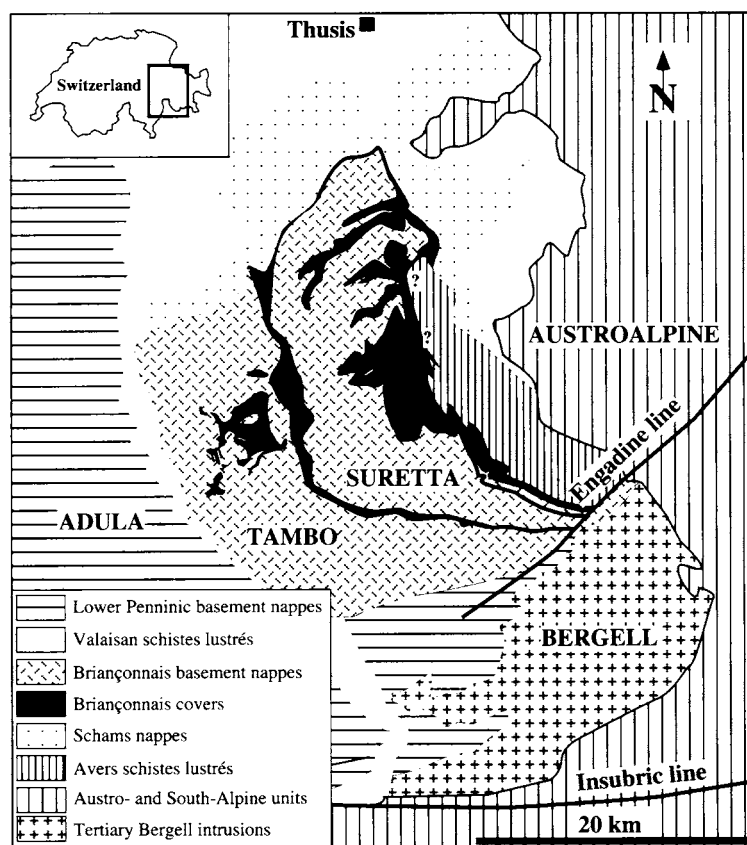


Fig. 1 Location of the Tambo and Suretta nappes on a simplified geological map of the eastern part of the Central Alps.

Geological setting

The Tambo and Suretta nappes form two ca. 3.5 km thick crystalline slivers, mainly composed of old crystalline basement (Fig. 2). The polymetamorphic basement is essentially composed of metapelites and metagreywackes including lenses of mafic rocks (amphibolites), porphyritic orthogneisses and local migmatites (STAUB, 1916; WILHELM, 1921; GANSSER, 1937; GRÜNENFELDER, 1956; ZURFLÜH, 1961; STROHBACH, 1965; SCHÄREN, 1974). The study of metamorphism and deformation in the mafic lenses has led to the recognition of two distinct metamorphic events, a pre-Alpine HP-HT and an Alpine HP-LT one (BIINO et al., 1997; NUSSBAUM et al., 1998). In the Suretta nappe, a late Variscan subvolcanic intrusion is located in the frontal part, the so-called Roffna rhyolite (Roffna porphyry; GRÜNENFELDER, 1956; STREIFF et al., 1976; MARQUER et al., 1996; Fig. 2). The Tambo basement was intruded by the Truzzo granite in the south (WEBER, 1966; BLANC, 1965; GULSON, 1973; MARQUER, 1991) (Fig. 2).

The autochthonous cover of the Tambo and Suretta nappes is composed of a volcanoclastic and a reduced carbonate series. The Permo-Triassic volcanoclastic cover (BAUDIN et al., 1993), including some effusive metatuffs in the Splügen area, lies unconformably on the basement of both the Tambo and the Suretta nappes (Fig. 2). Conglomerates at the base of the stratigraphic pile show lithological similarities to the classic "Verucano" facies and pass progressively into more and more quartzitic formations. The volcanoclastic succession is covered by a pure quartzite layer, only present in the Suretta nappe and probably Scythian in age. The Mesozoic calcareous cover above this volcanic and epiclastic series directly overlies the basement rocks in a few places (BAUDIN et al., 1995). This mesozoic cover shows sedimentary sequences typical of the Briançonnais terranes (BAUDIN et al., 1995).

Alpine deformations led to the development of a complex pattern of shear zones that isolate lenses of weakly deformed basement rocks (WEBER, 1966; MARQUER, 1991; BAUDIN et al., 1993; MARQUER et al., 1994, 1996). Only the two first main deformations were responsible for large scale shear zones that show substantial petrological and geochemical modification of the initial rocks (MARQUER and PEUCAT, 1994; CHALLANDES, 1996). Chemical mass transfer related to Alpine heterogeneous deformation have been recorded in high-strain zones but only subordinate chemical changes have occurred in weakly deformed rocks (MARQUER, 1989; MARQUER and

PEUCAT, 1994). To avoid textural and chemical perturbations related to Alpine deformations in high-strain zones, only samples from weakly deformed zones were collected for the following study.

Petrology and intrusive structures of granitoids

TRUZZO GRANITE

The Truzzo granite is a E-W-elongated intrusive body located in the southern part of the Tambo nappe (Fig. 2). The granite cross-cuts different lithologic units such as older orthogneisses, banded migmatites and amphibolites, which were previously deformed under high grade conditions (Fig. 2). Primary magmatic contacts with the surrounding gneissic rocks are sub-vertical and show characteristics of syn-intrusive deformation of the granitoid, such as preferred orientation of large K-feldspar porphyroclasts and enclaves (MARQUER, 1991). Mafic magmatic enclaves and basement xenoliths (orthogneisses, migmatitic gneisses) are present in the whole body of the porphyritic granite as well as in one granite sample (HTC 7) from the southern contact with migmatitic rocks, where some restitic enclaves occur. The granite underwent strong Alpine deformation in some places (BLANC, 1965; WEBER, 1966). In weakly deformed domains, the granite appears as an originally isotropic and homogeneous body of porphyritic granite with large K-feldspar porphyroclasts, oligoclase, brown biotite and primary muscovite.

The top of the granite intrusion is mainly composed of alternating layers of a K-feldspar bearing porphyritic facies and an isogranular leucocratic facies. The layering probably corresponds to intrusions of leucocratic granite sills into the porphyritic granite. The main body of leucocratic granite is of small size (1 km²) and is located in the core of the porphyritic granite (tunnel of Cimaganda oil pipeline, San Bernardino). This leucocratic granite is K-feldspar rich and contains primary muscovite and scarce pink garnet. Isolated small stocks of Truzzo granite occur within the banded migmatite gneiss and amphibolite in the southern part of the Tambo nappe (Piz Pizasc, Piz Matter, Val di Liro; Fig. 2). The granite is commonly overlain by a thin sequence of polymetamorphic basement rocks, particularly in the southeastern part of the area, close to the Permo-Triassic cover. The Truzzo granite is interpreted as an intrusion with several apophyses emplaced at shallow depth in the upper crust (WEBER, 1966).

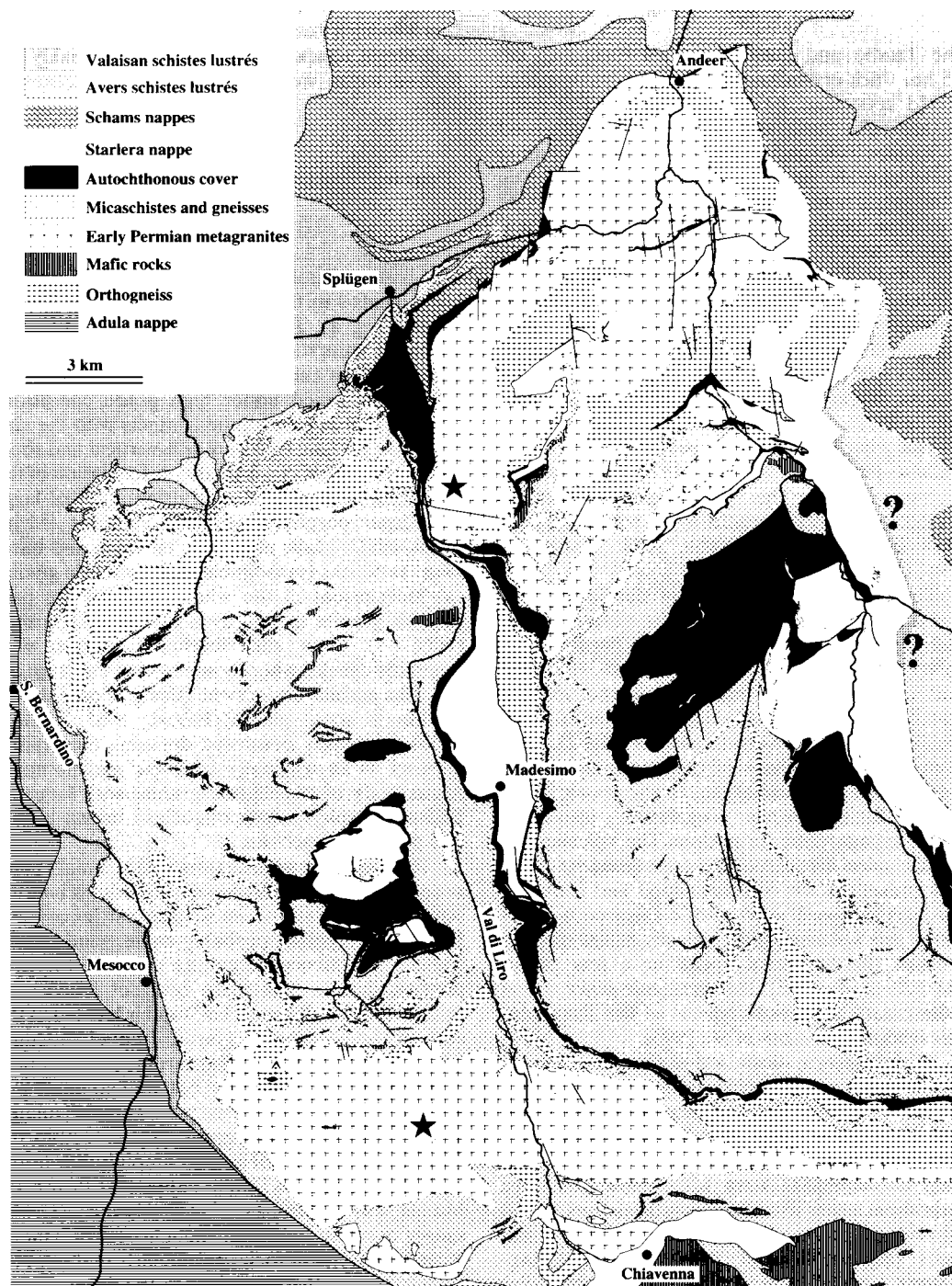


Fig. 2 Geological map of the Tambo and Suretta nappes. Geological boundaries of the Valais schistes lustrés and Schams nappes are from SCHREURS (1993). The contact between Avers – autochthonous cover of Suretta is not well-defined on this map (question marks). Asterisks correspond to the location of U–Pb analysed samples in the Truzzo granite and Roffna rhyolite (Tab. 3).

ROFFNA RHYOLITE

In the frontal part of the Suretta nappe, GRÜNENFELDER (1956) described a large body of crystalline rocks he termed "Roffnaporphyr". Recent mapping and petrographic studies resulted in a better separation of the Roffna rhyolite from old-

er orthogneisses in this area (Fig. 2). The Roffna rhyolite has been interpreted as a high-level intrusion of subvolcanic nature (GRÜNENFELDER, 1956; MILNES and SCHMUTZ, 1978), or alternatively, suggested to be a caldera filling at the top of the nappe (DALLA TORRE, 1991). The amphibolites, banded migmatites and old orthogneisses are

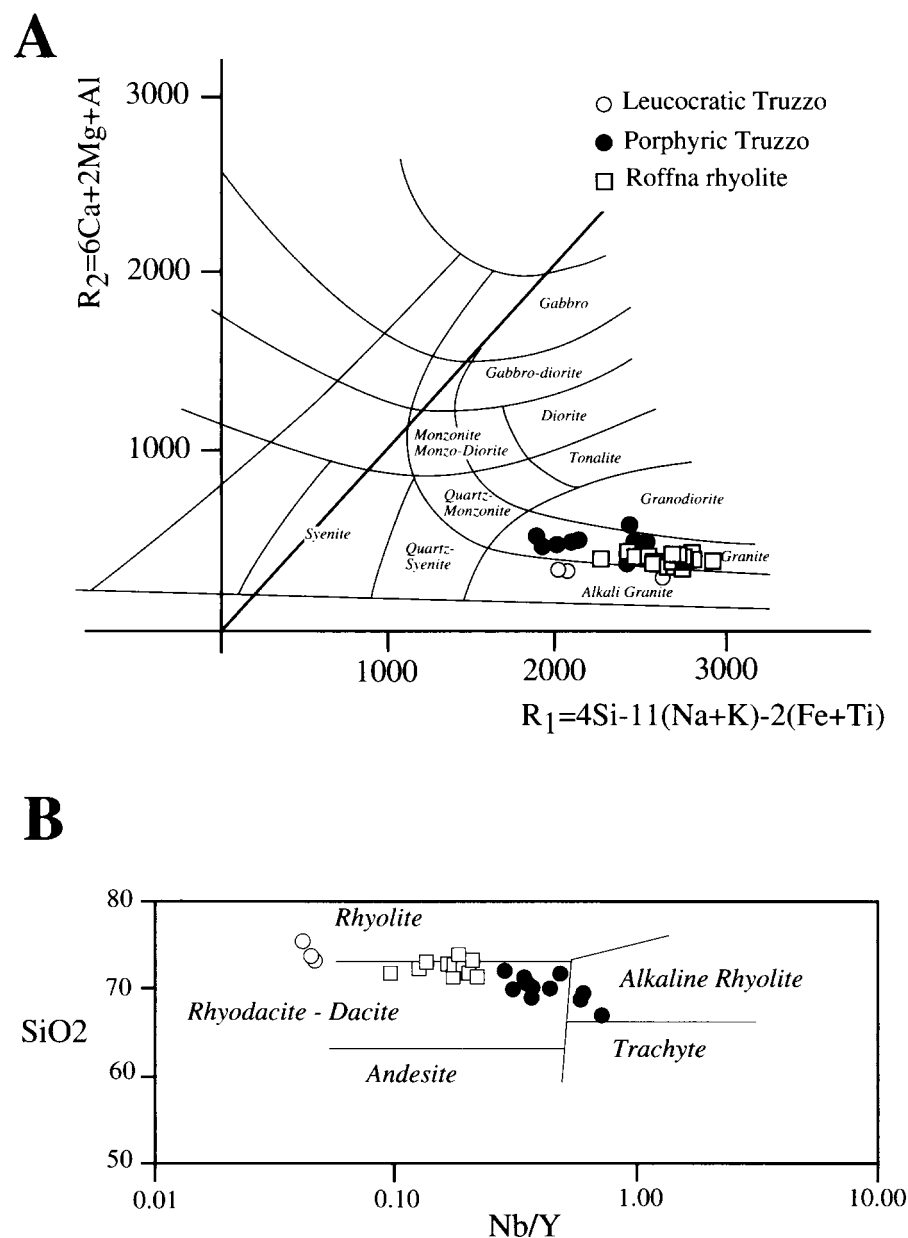


Fig. 3 Nomenclature of the Truzzo and Roffna intrusive rocks. A: R1-R2 diagram after de LA ROCHE et al. (1980). B: $SiO_2/(Nb/Y)$ after WINCHESTER and FLOYD (1977).

clearly cross-cut by the Roffna rhyolite at several locations at the base and center of the Suretta nappe (Fig. 2). These intrusive relationships between the foliated basement and the Roffna rhyolite demonstrate that the basement rocks were strongly deformed under high grade metamorphic conditions before Lower Permian (NUSSBAUM *et al.*, 1998). The Roffna rhyolite hosts abundant enclaves of three main types: xenoliths of various basement gneisses, leucocratic felsic enclaves and a few small mafic microgranular enclaves. The latter contain corroded quartz grains originating from the rhyolite, which argues for magmatic mingling between acid and basic magmas during emplacement. All enclaves show a distinct preferred orientation of magmatic origin. The formation of K-feldspar phenocrysts along contacts and the partial assimilation of orthogneiss xenoliths suggest high-temperature emplacement of the rhyolite at upper crustal levels. At the base of the frontal part of the Suretta nappe (Splügen pass area), the monocyclic volcanosedimentary cover is mainly composed of metatuffs and cinerites strongly affected by Alpine deformation (autochthonous cover, Fig. 2). In weakly deformed samples, the Roffna rhyolite contains large phenocrysts of partly bi-pyramidal or corroded quartz, microcline, oligoclase, brown biotite and rare pink garnet within a homogeneous microcrystalline matrix. Normally, the fine-grained matrix had recrystallised during Alpine metamorphism. In some places, close to the contact with the old orthogneisses or around xenoliths of old orthogneisses, the Roffna rhyolite shows an enrichment of large K-feldspar phenocrysts. In that case, the old orthogneissic xenoliths show diffusive boundaries and partial assimilation which might suggest a high-temperature emplacement of the rhyolite at upper crustal levels.

Geochemistry

TRUZZO GRANITE

The samples of the porphyritic granite lie in the granite field of the R1-R2 diagram of de LA ROCHE *et al.* (1980; Fig. 3A, Black dots). The leucocratic garnet-muscovite-bearing granite, on the other hand, is located in the alkali granite field of the same diagram (Fig. 3A, white dots), while it plots in the rhyolite field in a SiO_2 -Nb/Y diagram (WINCHESTER and FLOYD, 1977) with very low Nb/Y ratios (Fig. 3B, white dots). The alkaline tendency of this leucocratic granite is probably due to the low amounts of CaO (Fig. 3A). The low con-

centrations of CaO, Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 , the minor element chemistry, and the occurrence of either acmite or normative corundum in the CIPW norm are responsible for the peralkaline or peraluminous affinity, respectively, of these granitic rocks (Fig. 4, white and black dots). This position, as well as the scatter along the peralkaline-peraluminous transition, is due to slight variations of the $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ ratio and is typical of low-calcium granites.

ROFFNA RHYOLITE

The Roffna rhyolite samples plot in the granite field of the R1-R2 diagram (Fig. 3A, white squares) and along the boundary between rhyolite and rhyodacite fields in the SiO_2 -Nb/Y diagram (Fig. 3B, white squares). All samples correspond to peraluminous granite and are located in the field of continental collision granites (CCG) in figure 4. They show a homogeneous composition with SiO_2 concentrations ranging between 71 and 74% (Fig. 5). Despite the slight scattering of some mobile elements, probably related to Alpine deformation (mainly for K_2O , Na_2O , CaO, Ba, Rb and Sr), the Roffna samples show a similar magmatic trend for major and minor elements in Harker diagrams as those of the Truzzo samples (Fig. 5). The Roffna samples define a compositional range that seems to be part of the trend between leucocratic and porphyritic granite of the Truzzo intrusion (Fig. 5). Their compositional variation in a $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ diagram emphasises the affinity with classical alkaline or high-K calc-alkaline suites (Fig. 5).

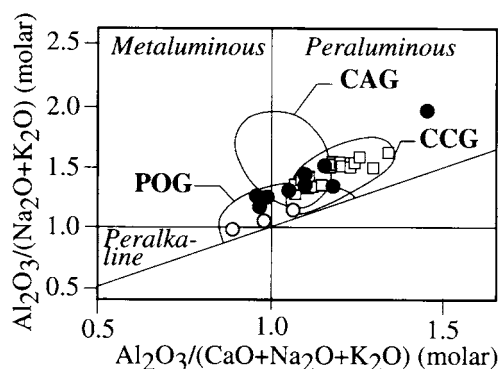


Fig. 4 Distribution of the Truzzo and Roffna samples with respect to the Shand's index modified after MANIAR and PICCOLI (1989). CAG: continental arc granitoids; CCG: continental collision granitoids; POG: post-orogenic granitoids. Same symbols as in figure 3.

EARLY PERMIAN MAGMATISM: TRUZZO GRANITE AND ROFFNA RHYOLITE

403

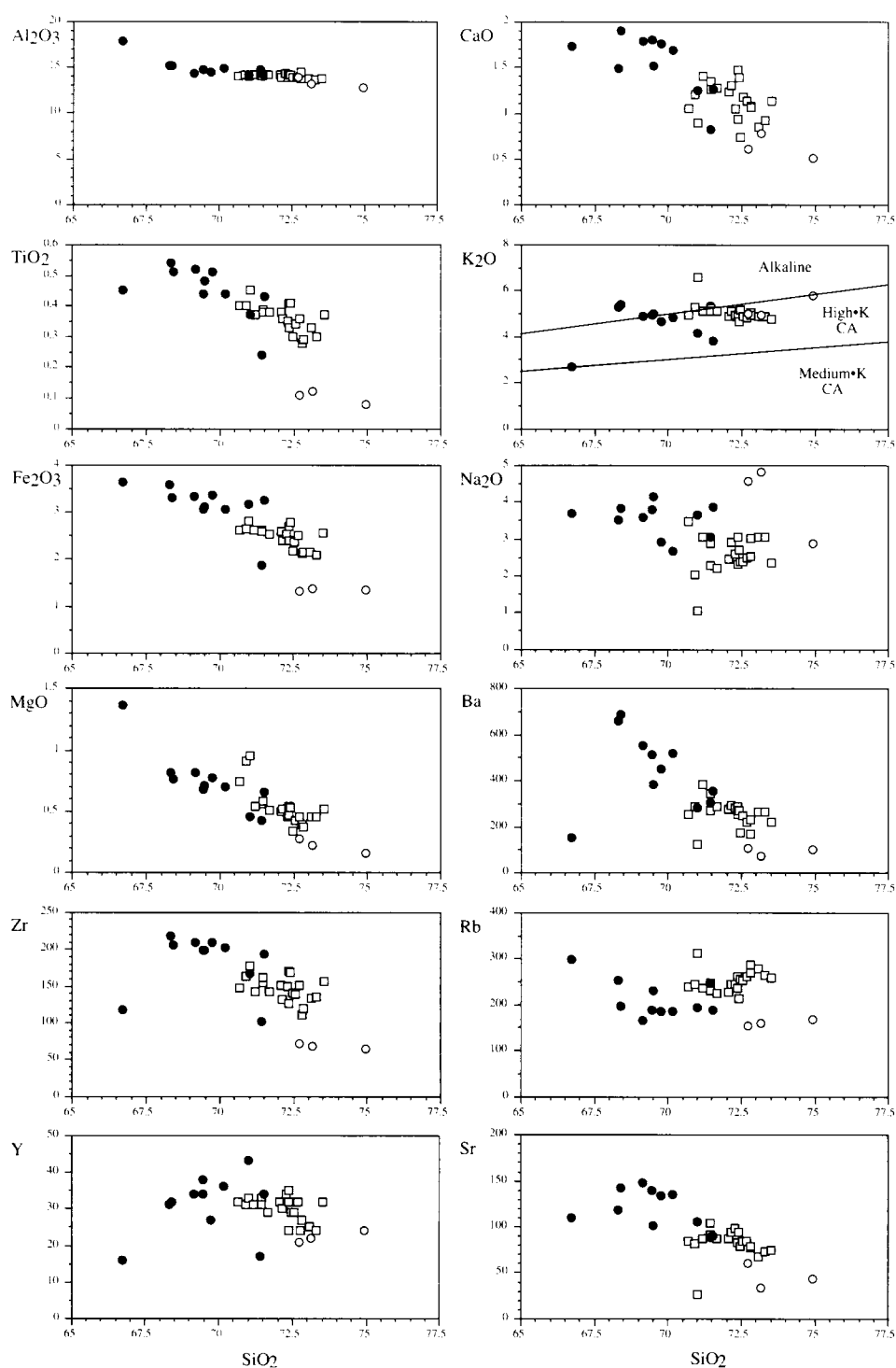


Fig. 5 Some major and minor elements illustrating the magmatic trends in Harker's diagrams. Same symbols as in figure 3. The high-K and medium-K fields are defined after PECCERILLO and TAYLOR (1976).

Tab. 1 Chemical analyses of the Truzzo granite and the Roffna rhyolite. Same symbols as in figure 3. X and Y correspond to the Swiss topographic coordinates.

Symbols	RC3	RC4	RC5	RC9	RC19	RC20	RC24	RC28	RC29	RC30	RC31	RC32	RC33	RC38	RC39	RC44	RC46	RSZ1a	RSZ1b	RSZ2a	RSZ3c
Samples	RC3	RC4	RC5	RC9	RC19	RC20	RC24	RC28	RC29	RC30	RC31	RC32	RC33	RC38	RC39	RC44	RC46	RSZ1a	RSZ1b	RSZ2a	RSZ3c
SiO ₂	72.55	72.28	72.47	72.68	71.45	72.36	71.00	72.82	71.68	72.07	72.39	70.90	73.52	71.18	72.14	70.67	71.44	72.36	73.29	72.79	73.08
TiO ₂	0.34	0.35	0.30	0.36	0.38	0.41	0.45	0.38	0.38	0.41	0.41	0.40	0.37	0.37	0.36	0.40	0.39	0.33	0.30	0.28	0.33
Al ₂ O ₃	13.89	14.28	14.14	13.90	14.00	14.09	14.01	14.37	14.10	14.11	14.10	14.18	13.71	14.11	13.84	14.01	14.14	13.90	13.54	13.75	13.75
Fe ₂ O ₃	0.23	0.67	0.71	0.58	0.46	0.59	1.57	0.49	0.75	0.92	0.28	0.85	1.40	0.85	0.90	1.19	1.28	1.06	1.01	0.01	0.01
FeO	1.93	1.69	1.33	1.33	1.74	1.91	1.13	1.49	1.62	1.61	2.26	1.61	1.05	1.60	1.40	1.29	1.20	1.22	1.91	1.91	1.91
Fe ₂ O ₃ *	2.37	2.55	2.19	2.51	2.58	2.70	2.82	2.14	2.55	2.59	2.79	2.64	2.57	2.63	2.40	2.62	2.61	2.41	2.10	2.13	2.16
MnO	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04
MgO	0.42	0.46	0.34	0.45	0.58	0.54	0.95	0.37	0.51	0.50	0.53	0.91	0.52	0.54	0.52	0.74	0.56	0.47	0.45	0.39	0.45
CaO	1.18	1.05	0.74	1.14	1.34	1.47	0.90	1.07	1.27	1.24	1.39	1.20	1.14	1.40	1.30	1.05	1.26	0.94	0.92	1.08	0.85
Na ₂ O	2.40	2.59	2.40	2.49	2.29	2.31	1.03	2.52	2.20	2.44	2.70	2.02	2.35	3.06	2.90	3.49	2.89	3.04	3.04	3.01	3.05
K ₂ O	4.88	4.97	5.16	4.86	5.12	4.95	6.36	4.96	5.13	4.88	4.67	5.27	4.75	5.13	5.09	4.97	5.25	4.90	4.90	5.04	4.91
P ₂ O ₅	0.15	0.15	0.15	0.15	0.13	0.14	0.15	0.17	0.15	0.14	0.15	0.14	0.16	0.13	0.14	0.13	0.13	0.14	0.16	0.14	0.16
H ₂ O	1.03	1.08	1.25	1.21	1.45	1.27	2.22	1.15	1.23	1.27	1.18	1.72	1.07	0.97	1.02	1.90	1.19	1.14	0.79	0.92	0.84
Sum:	99.04	99.61	99.02	99.60	99.15	100.07	100.00	99.74	99.07	99.49	100.10	99.23	100.09	99.38	99.65	99.88	99.76	99.53	99.53	99.35	99.62
Rb	252	244	256	261	231	237	311	286	224	226	214	243	259	236	244	240	246	261	264	271	277
Sr	85	79	85	85	104	83	27	79	88	87	95	82	75	88	94	84	92	83	73	77	67
Nb	5	7	4	6	3	6	6	6	6	4	7	7	6	6	4	1	5	6	13	3	14
Zr	139	150	141	151	161	170	178	119	142	151	169	164	157	142	131	148	154	127	135	111	133
Y	29	34	29	32	31	32	33	27	29	32	35	31	32	31	30	32	33	24	24	24	25
U	4	4	2	5	5	6	2	4	4	3	5	3	6	1	1	0	3	1	1	1	1
Th	12	15	12	14	14	15	19	10	11	13	16	15	15	11	10	10	11	10	14	6	16
Pb	29	18	23	27	30	31	19	26	31	28	34	74	30	31	19	18	23	17	31	29	30
Ga	17	18	18	18	17	18	18	18	18	17	18	17	18	13	14	14	14	15	13	13	13
Zn	40	40	35	47	42	46	31	39	45	42	44	40	47	41	41	42	43	45	39	40	42
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	5
Ni	5	6	5	6	4	5	6	4	4	3	4	4	6	1	1	2	3	2	4	1	5
Co	30	36	36	37	34	32	30	39	40	32	43	35	40	33	35	27	28	37	44	44	44
Cr	12	9	5	10	8	13	11	4	14	9	11	8	12	10	8	10	11	8	14	7	22
V	19	25	17	23	22	21	36	16	21	23	24	26	21	26	22	29	22	21	21	18	18
Ce	57	57	49	54	53	59	59	42	54	52	63	60	53	61	57	69	58	48	45	45	45
Nd	23	25	19	22	16	21	28	14	21	22	23	23	23	24	26	24	23	18	20	20	20
Ba	246	284	177	218	272	290	124	170	288	274	271	289	220	382	292	253	346	255	267	231	265
La	27	29	21	19	23	27	26	14	20	21	23	18	21	31	33	34	30	23	23	23	23
S	48	46	41	57	77	61	72	45	51	61	139	153	54	47	0	66	0	0	0	0	0
Coordinate X	745.85	745.85	745.90	753.15	752.65	752.75	753.97	749.55	750.15	750.40	751.65	751.70	753.15	746.30	746.25	748.90	748.10	746.00	746.00	746.00	746.00
Coordinate Y	152.35	152.30	152.25	157.50	161.65	161.50	163.75	159.45	159.15	159.10	160.25	160.20	157.50	151.85	152.10	158.50	158.30	152.25	152.25	152.25	152.25

EARLY PERMIAN MAGMATISM: TRUZZO GRANITE AND ROFFNA RHYOLITE

Tab. 1 (cont.).

Symbols	○	○	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Samples	HTCS	TCl1a	TC2a	HTC1	HTC2	HTC3	HTC4	HTC6	HIT7	TC3a	TC4a	TC3a	TC6a	TC7a
SiO ₂	74.94	73.14	72.71	71.01	68.40	69.15	70.18	71.42	66.71	71.52	69.48	69.45	68.32	69.75
TiO ₂	0.08	0.12	0.11	0.37	0.51	0.52	0.44	0.24	0.45	0.43	0.48	0.44	0.54	0.51
Al ₂ O ₃	12.80	13.15	13.84	14.17	15.12	14.29	14.85	14.69	17.82	14.22	14.70	14.68	15.08	14.43
Fe ₂ O ₃	0.90	0.41	0.47	2.75	2.29	0.69	1.45	0.39	0.82	2.15	0.53	0.85	0.78	1.63
FeO	0.41	0.87	0.76	0.37	0.91	2.40	1.46	1.34	2.55	1.01	2.54	2.00	2.54	1.56
Fe ₂ O ₃ *	1.36	1.38	1.31	3.16	3.30	3.35	3.07	1.88	3.65	3.27	3.13	3.07	3.60	3.36
MnO	0.06	0.06	0.06	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.09	0.03	0.05	0.03	0.03	0.04
MgO	0.16	0.22	0.28	0.76	0.76	0.81	0.70	0.42	1.37	0.66	0.71	0.68	0.82	0.77
CaO	0.52	0.78	0.61	1.25	1.90	1.79	1.69	0.82	1.73	1.26	1.51	1.80	1.49	1.76
Na ₂ O	2.88	4.82	4.57	3.64	3.84	3.60	2.68	3.06	3.68	3.88	4.16	3.78	3.51	2.91
K ₂ O	5.78	4.94	4.99	4.17	5.41	4.89	4.66	5.36	2.71	3.83	5.03	4.92	5.29	4.67
P ₂ O ₅	0.12	0.13	0.12	0.13	0.18	0.18	0.13	0.28	0.20	0.09	0.17	0.17	0.33	0.14
H ₂ O	0.40	1.02	1.23	0.65	0.60	0.89	0.59	1.20	1.88	0.72	0.62	0.63	1.04	0.66
Sum:	99.05	99.66	99.75	98.99	99.96	99.25	99.07	99.25	100.01	99.80	99.78	99.43	99.77	98.83
Rb	169	161	153	194	196	166	185	246	297	189	231	189	254	185
Sr	44	34	61	106	143	148	135	89	110	90	102	140	119	134
Nb	1	1	1	15	12	21	13	5	12	17	12	13	19	12
Zr	65	68	72	167	206	210	202	101	117	193	198	198	218	210
Y	24	22	21	43	32	34	36	17	16	34	38	34	31	27
U	0	2	0	4	0	1	2	0	4	2	3	1	2	1
Th	1	2	2	18	16	16	17	0	12	16	17	16	15	17
Pb	40	32	28	18	34	37	36	43	24	25	33	36	34	0
Ga	14	16	15	21	16	20	19	18	29	20	18	19	22	8
Zn	17	15	13	75	48	61	59	53	123	105	50	53	62	25
Cu	0	0	0	0	0	0	0	7	18	0	0	0	0	0
Ni	6	5	5	9	5	9	10	9	18	8	9	9	9	0
Co	31	24	37	24	29	33	37	48	44	45	38	42	31	27
V	0	0	1	11	10	15	14	12	43	13	11	13	12	0
Cr	2	3	1	28	41	43	34	16	49	37	37	38	44	33
Ce	0	17	13	61	81	79	83	51	61	76	80	77	77	37
Nd	3	5	7	34	37	31	41	18	22	36	43	42	35	37
Ba	100	74	108	285	688	555	521	307	151	356	382	514	658	453
La	5	7	8	27	32	33	32	20	32	33	36	34	31	32
S	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Coordinate X	745.00	747.30	747.30	745.00	745.00	745.00	745.00	742.75	742.75	743.85	748.95	744.95	744.80	744.80
Coordinate Y	136.00	136.80	136.80	136.00	136.00	136.00	136.00	133.25	133.25	136.40	133.00	136.00	136.20	136.20

Due to strong assimilation of basement xenoliths, sample HTC 7 (66.71% SiO₂, Tab. 1; black dot on Fig. 4; weight: 5 kg), containing 10–20% xenoliths, is not representative. Nevertheless, it is important to consider this sample because it represents the most contaminated geochemical end-member. It gives an idea on the magnitude of crustal contamination effects in shifting points in figures 3 and 4 with respect to the other samples free of xenoliths.

Geochronology

Rb–Sr

The age of intrusion of the Truzzo granite has so far been controversial: 339 ± 70 Ma (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age, GRÜNENFELDER in WEBER 1966), 305 Ma (Rb–Sr whole rock age; JÄGER et al., 1969) or 293 ± 14 Ma (Rb–Sr whole rock age; GULSON, 1973). The previously published Rb–Sr analyses of the Truzzo granite by GULSON (1973) and MARQUER et al. (1994) are given in table 2, for comparison with our new isotopic data of the Roffna rhyolite. The combined isotopic data yield a Rb–Sr reference line of 285 ± 22 Ma (Fig. 6) with a large MSWD value of 82, indicating post-crystallization disturbance of the Rb–Sr whole-rock system (Fig. 6, black dots). The age of the Roffna rhyolite, on the other hand, has previously been considered to be around 350 Ma (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age of zircons; HANSON et al., 1969). Eleven samples of weakly deformed rhyolite were selected and yielded a reference line with an age approximate of 275 ± 100 Ma (MSWD = 197; Fig. 6, squares).

The Rb–Sr reference lines for weakly deformed samples from both lithologies give elevated errors much in excess of analytical scatter. The high MSWD values reflect effects of the Alpine metamorphism and deformation recorded by these granites (STEINITZ and JÄGER, 1981). It has

Tab. 2 Rb–Sr isotopic analyses of the Truzzo granite and the Roffna rhyolite. Analyses labelled G.xx were taken from GULSON (1973).

	Rb ppm	Sr ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Truzzo granite				
HTC2	196	143	3.97	0.73070
HTC4	185	135	3.90	0.72928
TC2a	152	60.2	7.32	0.74256
TC4a	226	99.8	6.57	0.73775
TC5a	192	139	4.02	0.72940
TC6a	254	114	6.46	0.73625
G.73.791	255	131	5.46	0.73650
G.73.105/4	305	89.5	9.72	0.75200
G.73.105/7	315	91.1	9.86	0.75340
G.73.789	207	51.8	11.51	0.76270
G.73.789/1	208	51.2	11.59	0.75970
G.73.790	266	56.6	13.98	0.77060
G.73.790/1	266	56.4	14.19	0.77070
Roffna rhyolite				
RC3	257	83.5	8.92	0.74752
RC4	236	96.7	7.09	0.74597
RC5	255	80.2	9.26	0.74900
RC19	236	104.7	6.53	0.74125
RC31	218	94.2	6.73	0.73925
RC33	259	75.6	9.95	0.74971
RC38	241	87.6	8.00	0.74161
RC39	249	92.2	7.84	0.74390
RC46	245	91.1	7.81	0.74144
RSZ1a	260	81.5	9.28	0.75107
RSZ2a	270	75.3	10.41	0.75489

to be pointed out, however, that these deviations are minor when compared to those from more intensely deformed rock portions, shifting Rb/Sr ratios to lower values in amphibolite-facies examples and to higher values in greenschist-facies examples (MARQUER and PEUCAT, 1994). The initial isotopic ratio for the Truzzo granite and the Roffna rhyolite are relatively high, 0.713 and 0.714 respectively, implying a significant continental component in the granitic rocks. It should be noted that all the samples underwent a similar degree of Alpine metamorphic overprint and deformation and show identical initial Sr isotopic ratios for both Roffna rhyolite and Truzzo granite (Fig. 6).

U–Pb

To better constrain the emplacement age of both types, zircon populations were separated from representative samples of the Truzzo granite (TC5a) and the Roffna rhyolite (RC38) and analyzed for their Pb and U isotopic composition (Fig. 7 a and b; Tab. 3). These samples were chosen because they are located far from the intrusion boundaries and their chemical analyses are close

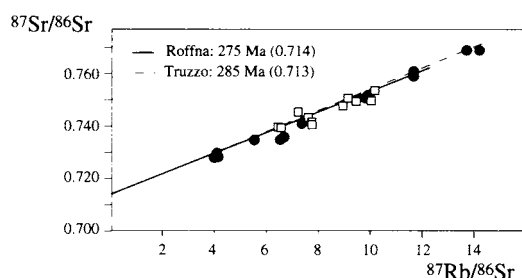


Fig. 6 Rb–Sr diagram for the Truzzo and Roffna granitoids. Same symbols as in figure 3. See text for explanations.

EARLY PERMIAN MAGMATISM: TRUZZO GRANITE AND ROFFNA RHYOLITE

407

Tab. 3 U-Pb analyses for the Truzzo granite and the Roffna rhyolite.

Number	Description a)	Weight [mg]	n° of grains	Concentrations			Th/U	Atomic ratios			Apparent ages			Error corr.			
				U [ppm]	Pb rad. [ppm]	Pb nonrad. [pg]		206/204	206/238	Error 2σ [%]	207/235	Error 2σ [%]	207/206		Error 2σ [%]	206/238	207/235
Roffna rhyolite (RC38)																	
1	spr. euh	0.0103	6	672	34.5	7.2	0.13	3253	0.05423	0.34	0.4221	0.40	0.05645	340.4	357.5	470.3	0.91
2	spr. euh	0.0128	4	534.4	25.3	6.5	0.18	3248	0.04938	0.34	0.3704	0.41	0.05441	310.7	320.0	388.0	0.90
3	lpr. cirls	0.0093	8	675	30.4	14.7	0.16	1264	0.04736	0.34	0.3466	0.48	0.05308	298.3	302.2	332.2	0.78
4	eq. brownish	0.0070	5	512	36.9	6.3	0.17	2681	0.07535	0.34	0.6084	0.41	0.05856	468.3	482.6	550.9	0.87
5	transp. pr. incl	0.0123	7	765	32.4	2.8	0.15	9154	0.04469	0.35	0.3232	0.40	0.05245	281.8	284.4	305.3	0.93
6	flat-equant. euh	0.0060	3	683	27.5	2.1	0.16	5233	0.04246	0.34	0.3026	0.41	0.05168	268.1	268.4	271.4	0.89
7	lpr. cirls	0.0018	1	563	24.4	2.9	0.41	969	0.04255	0.37	0.3038	0.73	0.05179	268.6	269.4	276.1	0.57
8	eq brownish	0.0035	1	416.5	26.3	1.4	0.64	3622	0.05784	0.39	0.4447	0.48	0.05576	362.5	373.5	442.8	0.81
9	pink spr. tips	0.0029	2	568	47.3	1.4	0.15	5718	0.07860	0.33	0.9549	0.38	0.08811	487.8	680.7	1385.0	0.91
Truzzo granite (TC5a)																	
10	brown frags	0.0073	1	349	29.2	32.8	0.22	430	0.08601	0.35	0.7106	0.80	0.05992	531.9	545.1	600.8	0.46
11	lpr. cirls	0.0036	3	1080	43.3	18.1	0.15	590	0.04240	0.34	0.3024	0.69	0.05172	267.7	268.2	273.1	0.59
12	clear frags	0.0076	2	595	32.6	9.1	0.17	1766	0.05707	0.34	0.4503	0.44	0.05724	357.8	377.5	500.6	0.85
13	frags pr	0.0075	2	759	34.5	2.0	0.17	8292	0.04778	0.36	0.3488	0.41	0.05294	300.9	303.8	326.2	0.89
14	pr. cirls	0.0063	2	561.7	26.6	15.1	0.11	751	0.05068	0.34	0.3750	0.60	0.05367	318.7	323.4	357.2	0.65
15	lpr, cirls, incl	0.0034	3	1294	51.0	6.1	0.09	1930	0.04248	0.33	0.3026	0.44	0.05166	268.2	268.4	270.5	0.84
16	roundish frag	0.0019	1	486	19.1	3.0	0.08	839	0.04242	0.41	0.3013	0.76	0.05151	267.8	267.4	263.9	0.56
17	lpr. cirls	0.0013	1	753.7	29.7	2.8	0.08	956	0.04246	0.34	0.3022	0.72	0.05161	268.1	268.1	268.0	0.58

a) euh = euhedral, cirls = colourless, incl = inclusions, pr = prisms; transp = transparent, frags = fragments; lpr = long prismatic, spr = short prismatic

b) Calculated on the basis of radiogenic $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios, assuming concordancy

c) Corrected for fractionation and spike

d) Corrected for fractionation, spike, blank and common lead (STACEY and KRAMERS, 1975)

to the average of the porphyritic Truzzo granite and the Roffna rhyolite sets.

Truzzo granite: The zircon population is heterogeneous and typical for a crust-derived granite: Round to short-prismatic zircons of $> 100 \mu\text{m}$ size have brown colour and often show resorption (pitted surface, rounded edges); inherited cores are visible through inclusions around them. Small short-prismatic pink zircons as well as long-prismatic colourless zircons are sharply faceted, with {211} faces dominating clearly over {110}. The zircons of this sample show a relatively large variation in measured U contents in zircon, up to a maximum of 1300 ppm U for long prismatic zircons representing inheritance-free, new growth in the melt. A discordia line defined by analyses 11,

12, 13, 14, 15, 16 and 17 points to an upper intercept age of $505 \pm 36 \text{ Ma}$, interpreted as an inherited age from a source rock. Analyses 10, pointing to an upper intercept age of 659 Ma, and 12 suggest that a second older component is present, too. The four analytically concordant points (11, 15, 16 and 17) cluster at a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of $268.0 \pm 0.4 \text{ Ma}$, which agrees with the lower intercept age of $266.5 \pm 4.5 \text{ Ma}$ of a best-fit line calculated above.

Roffna rhyolite: The zircons of this sample show a similar morphology as those of the Truzzo granite. Short-prismatic zircons are brown to pink in colour and display visible cores through inclusions and turbidity. Prismatic to long-prismatic zircons show {211} as well as {110} faces, beside some very flat grains with {110} only. All zircons are nicely faceted and show no signs of resorption. The analyses show only a limited range of U concentration, despite a large variation in zircon morphology. Most of the analyzed grains or microfractions (2 to 8 grains) contain inherited lead from at least two sources. A best-fit line calculated with analyses 3, 5, 6 and 7 yield an upper intercept age of $577 \pm 54 \text{ Ma}$, whereas analysis 9 (pointing to 2.0 Ga) suggests the presence of an additional component of Proterozoic age (Fig. 7b). The first age could possibly be a mixture between the two components of 505 and 659 Ma, respectively, found in the Truzzo granite. Only two analytical points plot near the concordia curve, at a mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of $268.3 \pm 0.6 \text{ Ma}$, with a slight offset towards higher $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ values. Comparing these two points with the better constrained and more concordant points of the Truzzo granite (see above), we consider these two points as being concordant and their $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age therefore presents the best estimate for the age of zircon crystallization. A lower intercept age of $264.4 \pm 3.4 \text{ Ma}$ of a best fit line is calculated using analyses 3, 5, 6 and 7. It ranges within errors limits close to the above estimate $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age.

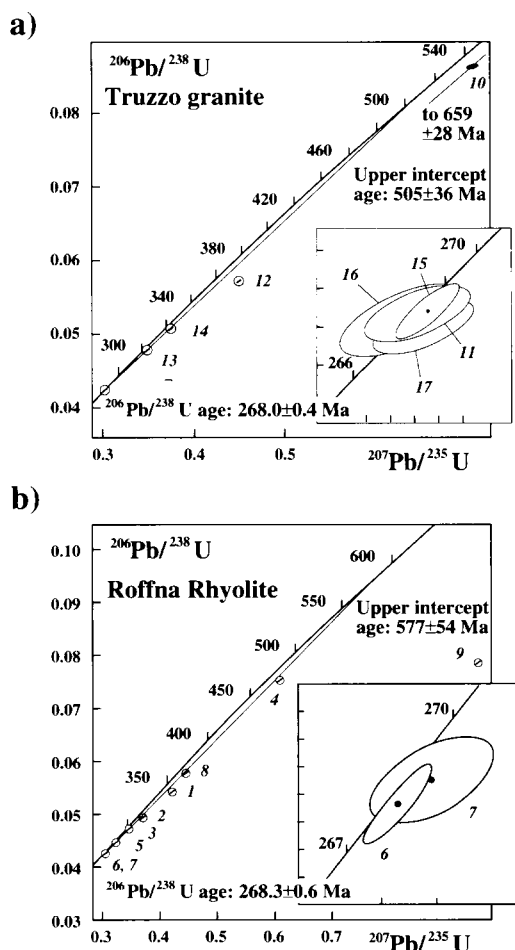


Fig. 7 U-Pb diagrams for Truzzo granite (a) and Roffna rhyolite (b). Mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages are at 95% confidence level.

Significance of Early Permian magmatism

Petrographical, geochemical and isotopic similarities suggest that the Truzzo granite and Roffna rhyolite are part of the same magmatic event. The analyzed Truzzo granite and Roffna rhyolite samples are representative of a number of small local intrusions in the Briançonnais basement and do not correspond closely in their geochemical compositions to magmas typical of the classical subduction cycle and related continental arc volcanism. The leucocratic granite samples and some samples of the porphyritic granite show charac-

teristics more typical of post-orogenic granites (Fig. 4, POG). The scattering of some of the Truzzo analyses, and the position of the Roffna rhyolite samples in the "Continental Collision Granitoids" field (Fig. 4, CCG) could be partly due to increased continental crust contamination and/or infracrustal melting, as is emphasised by the composition of the most contaminated sample HTC 7 located on the right part of the diagram (Fig. 4). The tectonic setting of these intrusions could be related to a post-orogenic event with the participation of crustal sources, as indicated by the occurrence of different types of xenoliths (BARBARIN and DIDIER, 1992). This strong crustal contamination is also emphasised by the results of the isotopic systems studies.

Both lithologies were derived from the same type of source and underwent similar magmatic processes. Knowing the geometry and the kine-

matics of the main Alpine deformations (BAUDIN et al., 1993; MARQUER et al., 1994, 1996) and the sedimentary records (STAMPFLI et al., 1998), it is possible to reconstruct the initial position of the Tambo and Suretta nappes before Alpine tectonics (Fig. 8A). The Truzzo granite and the Roffna rhyolite are closely located in the continental margin of the Briançonnais terrane in the Early Permian time, corresponding to two shallow but deep-rooted intrusions in the Briançonnais basement (Fig. 8). These intrusions appear as small plutons isolated in the old Briançonnais basement, as it was also described for other intrusions in the western Central Alps (e.g. Randa intrusion, Siviez-Michabel, THÉLIN et al., 1993), and differ from the large Variscan batholiths occurring in the External Crystalline Massifs. The acid magmatism was possibly triggered by mafic magmatism at the base of the crust (Fig. 8A: only one primary mag-

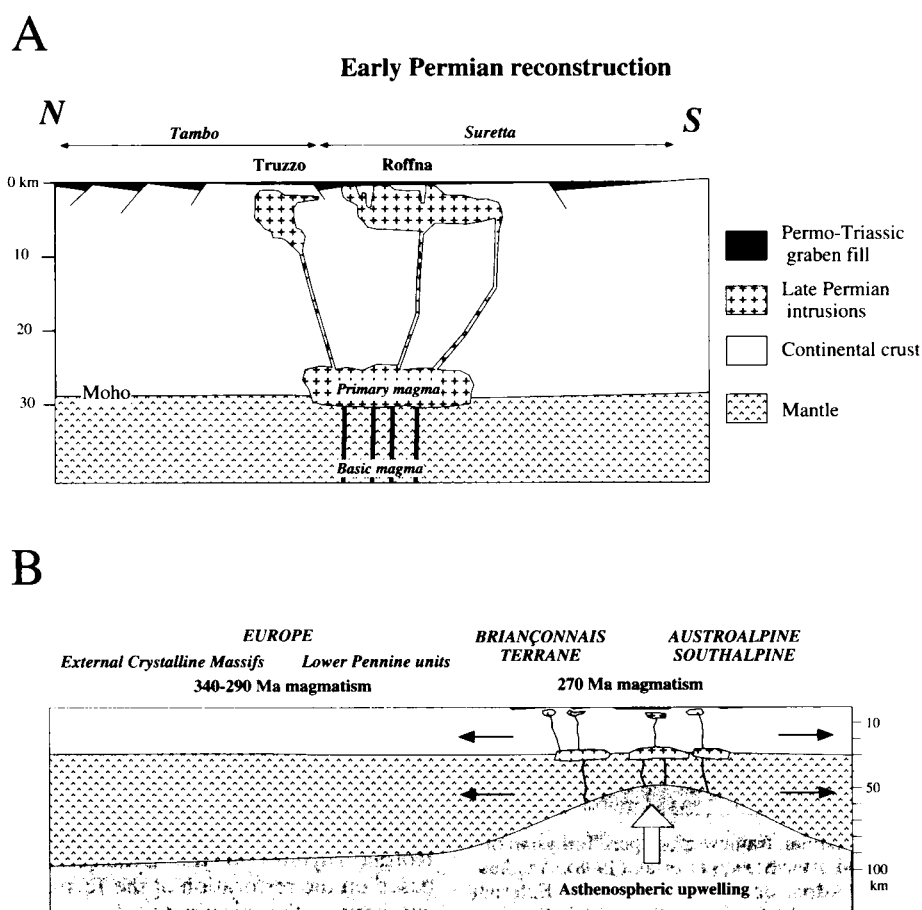


Fig. 8 A Early Permian reconstruction of the Briançonnais continental crust with location of the Truzzo and Roffna granitoids. B: Schematic sketch of the tectonic setting of the Briançonnais domain during Early Permian time.

matic chamber is drawn), which led to partial melting of lower crustal sources, indicated by high initial Sr isotopic ratios and abundant inherited lead components in the dated zircons. The melts subsequently intruded into higher crustal levels and are currently found as cross-cutting Permian volcano-sedimentary sequences that were deposited in small sedimentary basins unconformably overlying the basement rocks (Fig. 8A).

The intrusion age of both Roffna and Truzzo protoliths can be dated around 268 Ma. The U–Pb system of zircon is thus less susceptible to effects of Alpine deformation and metamorphism than the Rb–Sr whole-rock systems. The age is similar to the U–Pb zircon date of $270 \pm 6/-4$ Ma from the nearby Braccia/Fedoz gabbro located at the boundary between Penninic and Austroalpine nappes (Margna nappe; HANSMANN *et al.*, 1996) and to rhyolites and granites in Austroalpine, Penninic and Southalpine units, all scattering around 270–275 Ma (DEL MORO and NOTARPIETRO, 1987; STILLE and BULETTI, 1987; BARTH *et al.*, 1994; BUSSY and CADOPPI, 1996; BUSSY *et al.*, 1996). Large mafic complexes in the lower crust of the future southern margin of the Liguro-Piemontais ocean, such as the Braccia/Fedoz gabbro (Austroalpine-Malenco units, HERMANN *et al.*, 1997) or in the Ivrea zone (Southalpine unit; HANDY and ZINGG, 1991; QUICK *et al.*, 1994) demonstrate mafic

underplating of this part of the crust. It is suggested that the upwelling of asthenospheric mantle below the Briançonnais and Austroalpine-Southalpine domains is responsible for the formation and emplacement of mafic intrusions during the Early Permian; the mantle melts in turn caused partial melting and granulitic metamorphism in the lower continental crust (DAL PIAZ, 1993; HERMANN, 1997). The strongly crust-contaminated melts rose into the upper crust and formed the Permian acid volcanism recorded in the Briançonnais and adjacent Austroalpine domains (Fig. 8B). Shallow-seated but possibly deep-rooted Early Permian intrusions are also described from more westerly areas of the Briançonnais terrane (e.g. Randa, Siviez-Michabel; THÉLIN *et al.*, 1993).

The Permian upwelling of the asthenosphere is thought to be caused by extensional plate tectonic forces leading to mega-shearzones concurrent with lithospheric thinning. The Early Permian extension is recorded by the volcano-sedimentary deposits in shallow basins at the top of the continental crust, mainly in the southern Penninic, Austroalpine and Southalpine domains (ZIEGLER, 1993). The type of Early Permian plutonism described here is found in a belt running from Catalonia (Spain), Corsica-Sardinia, Provence, Briançonnais, Southern Alps and Eastern Alps (see Fig. 9) and is different from the Visean to Stephanien magmatism widely exposed in the southern part of the Variscan orogen in Europe (BONIN *et al.*, 1993; STAMPFLI, 1996). This latter, dominantly calc-alkaline magmatism is interpreted as related to subduction processes (FINGER and STEYRER, 1990; STAMPFLI, 1996) or as late- to post-orogenic magmatism related to post-convergence extension processes (BONIN *et al.*, 1993; SCHALTEGGER and CORFU, 1995), for example in a basin-and-range-type setting (WERNICKE, 1992; GANS *et al.*, 1989). The Briançonnais domain, however, seems to be lacking this Lower to Upper Carboniferous magmatism (Fig. 8B).

Conclusions

Our new petrological investigations in the Truzzo granite and Roffna rhyolite of the central Alpine Briançonnais terrane show evidence for a magmatic event at 268 ± 1 Ma. An Early Permian reconstruction of the position of Truzzo granite and Roffna rhyolite in the Briançonnais terrane, based on the restoration of the Tertiary tectonics, emphasises the proximity of these intrusions. Both intrusions were shallow-seated and, as demonstrated here, are related to the same mag-

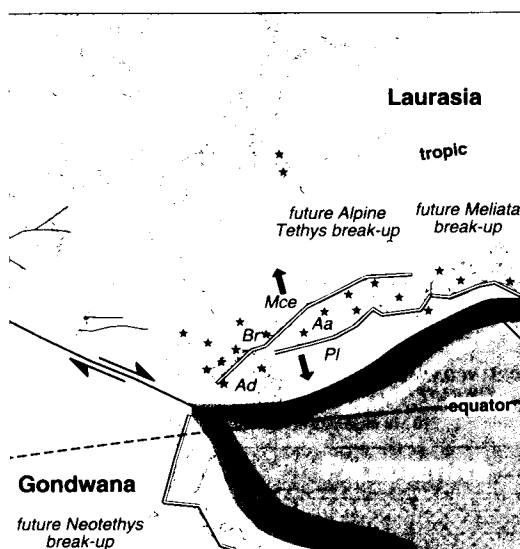


Fig. 9 Early Permian framework of peri-Tethysian domains, modified after STAMPFLI *et al.* (1998). Aa: Austroalpine; Ad: Adria; Br: Briançonnais; Mce: External Crystalline Massifs; Pl: Pelagonia. Stars: Early Permian plutonism.

matic event. They might have their origin in upwelling asthenospheric mantle in Early Permian times, related to lithospheric thinning at the site of the future Jurassic rifting and opening of the Liguro-Piemontais ocean (DAL PIAZ, 1993; HERMANN, 1997).

Even if the upper intercept ages are poorly constrained in this study, the ages calculated from inheritance-bearing zircons of both lithologic units suggest the presence of different age components in the source or the contaminating host rocks (values around 2.0 Ga, 650 and 500 Ma). These values are typical of basement sequences in the Austroalpine, Penninic and Helvetic domains and in fact suggest that the composition of the basement in the Central Alpine segment is not significantly different from other basement parts of the Variscan orogen with respect to its pre-Carboniferous evolutionary history (SCHALTEGGER and GEBAUER, 1999). On the other hand, Early Permian magmatic activity is mainly restricted to the Briançonnais terranes and the Austroalpine-Southalpine units. It reflects a different setting than the late Variscan/Upper Carboniferous tectonic setting and related magmatism.

As a possible geodynamic scenario for this period we propose large shear zones running through the consolidated Variscan orogen, reaching deep into the lithosphere and causing lithospheric thinning, upwelling of asthenosphere and emplacement of mantle melts in the lower crust in Early Permian time.

Acknowledgements

Financial support of the "Fonds National Suisse pour la Recherche Scientifique" (No 20-33421.92) is kindly acknowledged. We also thank H.R. Pfeifer (Lausanne) for XRF and J.J. Peucat (Rennes) for Rb-Sr analyses, as well as W. Wittwer for mineral separation and A. von Quadt for mass spectrometer maintenance at ETH Zürich. Reviews by F. von Blanckenburg, G. Schreurs, and M. Engi are gratefully acknowledged.

References

- BARBARIN, B. and DIDIER, J. (1992): Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 145–153.
- BARTH, S., OBERLI, F. and MEIER, M. (1994): Th-Pb versus U-Pb isotope systematics in allanite from co-genetic rhyolite and granodiorite: implications for geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 124, 149–159.
- BAUDIN, TH., MARQUER, D. and PERSOZ, F. (1993): Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alps, Switzerland): geometry, structures and kinematics. *J. struct. Geol.*, 15, 3/5, 543–553.
- BAUDIN, TH., MARQUER, D., BARFETY, J.C., KERCKHOVE, C. and PERSOZ, F. (1995): A new stratigraphical interpretation of the mesozoic cover of the Tambo and Suretta nappes: Evidence for early thin-skinned tectonics. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t321, IIa, 401–408.
- BIINO, G., MARQUER, D. and NUSSBAUM, CH. (1997): Alpine and Pre-Alpine subduction events in polycyclic basements of the Swiss Alps. *Geology*, 25/8, 751–754.
- BLANC, B.L. (1965): Zur Geologie zwischen Madesimo und Chiavenna (Provinz Sondrio Italien). *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich*, 37.
- BONIN, B., BRÄNDLEIN, P., BUSSY, F., DESMONS, J., EGGENBERGER, U., FINGER, F., GRAF, K., MARRO, CH., MERCOLLI, I., OBERHÄNSLI, R., PLOQUIN, A., QUADT, A., VON RAUMER, J.F., VON SCHALTEGGER, U., STEYER, H.P., VISONA, D. and VIVIER, G. (1993): Late Variscan magmatic evolution of the Alpine basement. In: VON RAUMER, J.F. and NEUBAUER, F. (eds): *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 171–201.
- BUSSY, F. and CADOPPI, P. (1996): U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (western Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 76, 217–233.
- BUSSY, F., SARTORI, M. and THÉLIN, PH. (1996): U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 76, 81–84.
- CHALLANDES, N. (1996): Déformation hétérogène et transferts de matière dans les zones de cisaillement des Roffna porphyres de la nappe de Suretta (Col du Splügen, Grisons). Diploma work, Neuchâtel.
- COWARD, M. and DIETRICH, D. (1989): Alpine tectonics – an overview. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. and PARK, R.G. (eds): *Alpine tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub., 45, 1–29.
- DALLA TORRE, M. (1991): Geologische und strukturgeologische Untersuchungen in des westlichen Val Ferrera (GR). Unpubl. Diplom thesis, Bern.
- DAL PIAZ, G.V. (1993): Evolution of Austro-Alpine and Upper Penninic basement in the Northwestern Alps from Variscan Convergence to Post-Variscan Extension. In: VON RAUMER, J.F. and NEUBAUER, F. (eds): *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 327–344.
- DEL MORO, A. and NOTARPIETRO, A. (1987): Rb-Sr Geochemistry of some Hercynian granitoids overprinted by eo-Alpine metamorphism in the Upper Valtellina, Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 67, 295–306.
- FINGER, F. and STEYER, H.P. (1990): I type granitoids as indicators of a late Paleozoic convergent ocean continent margin along the southern flank of the central European Variscan orogen. *Geology*, 18, 1207–1210.
- GANS, P.B., MAHOOD, G.A. and SCHERMER, E. (1989): Synextensional magmatism in the Basin and Range Province: A case study from the eastern great basin. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 233.
- GANSSE, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 17/2, 291–523.
- GRÜNENFELDER, M. (1956): Petrographie des Roffnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzung. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 35, 57 pp.
- GULSON, B.L. (1973): Age relations in the Bergell region of the South-East Swiss Alps: With some geochemical comparisons. *Eclogae geol. Helv.*, 66/2, 293–313.
- HANDY, M. and ZINGG, A. (1991): The tectonic and rheological evolution of an attenuated cross section of the continental crust: Ivrea section, southern Alps.

- northern Italy and southern Switzerland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 236–253.
- HANSMANN, W., HERMANN, J. and MÜNTENER, O. (1996): U–Pb-Datierungen an Zirkonen des Fedozzer Gabbros, einer Intrusion an der Krusten-Mantel-Grenze, Schweiz. *Mineral. Petrogr. Mitt.*, 76, 116–117.
- HANSON, G.N., GRUNENFELDER, M. and SOPTRAYNOVA, G. (1969): The geochronology of a recrystallised tectonite in Switzerland – The Rofna gneiss. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 5, 413–422.
- HERMANN, J. (1997): The Braccia gabbro (Malenco, Alps): Permian intrusion at the crust to mantle interface and Jurassic exhumation during rifting. Ph. D. thesis, ETH-Zürich No. 12102., 194 pp.
- HERMANN, J., MÜNTENER, O., TROMMSDORFF, V., HANSMANN, W. and PICARDO, G.B. (1997): Fossil crust-to-mantle transition, Val Malenco (Italian Alps). *J. Geophys. Res.*, 102, B9, 20123–20132.
- JÄGER, E., HUNZIKER, J.C. and GRAFNER, S. (1969): Colloquium on the geochronology of Phanerozoic orogenic belts. *Geochronology congress. Report and field trip guide book.*
- KROGH, T.E. (1973): A low contamination method for the hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U–Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 637–649.
- LA ROCHE, H. DE, LETERRIER, J., GRANCLAUDE, P. and MARSHALL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183–210.
- LUDWIG, H.R. (1994): Isoplot: a plotting and regression for radiogenic isotope data. *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.*, 91–445, 43 pp.
- MANIAR, P.D. and PICCOLI, P.M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 635–643.
- MARQUER, D. (1989): Transfert de matière et déformation des granitoïdes – Aspects méthodologiques. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 69, 13–33.
- MARQUER, D. (1991): Structures et cinématique des déformations alpines dans le granite de Truzzo (Nappe de Tambo: Alpes centrales suisses). *Eclogae geol. Helv.*, 84/1, 107–123.
- MARQUER, D. and PEUCAT, J.J. (1994): Rb/Sr systematics of recrystallized shear zones at the greenschist-amphibolite transition: examples from granites in the Swiss Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 74/3, 343–358.
- MARQUER, D., BAUDIN, TH., PEUCAT, J.J. and PERSOZ, F. (1994): Rb–Sr micas ages in the Alpine shear zones of the Truzzo granite: The timing of the Tertiary alpine P–T-deformations in the Tambo nappe (Central Alps, Switzerland). *Eclogae geol. Helv.*, 87/1, 225–240.
- MARQUER, D., CHALLANDES, N. and BAUDIN, TH. (1996): Shear zone patterns and strain partitioning at the scale of a Penninic nappe: the Suretta nappe (eastern Swiss Alps). *J. Struct. Geol.*, 18/6, 753–764.
- MILNES, A.G. and SCHMUTZ, H.U. (1978): Structure and history of the Suretta nappe (Pennine zone, Central Alps): A field study. *Eclogae geol. Helv.*, 71/1, 19–33.
- NUSSBAUM, CH., MARQUER, D. and BIINO, G. (1998): Two subduction events in a polycyclic basement: example of Alpine and pre-Alpine high pressure in the Alps (Suretta nappe, Swiss Eastern Alps). *J. Metam. Geol.*, 16, 591–605.
- PECCERILLO, A. and TAYLOR, R.S. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63–81.
- PIFFNER, O.A., FREI, W., VALASEK, P., STAUBLE, M., LEVATO, L., DUBOIS, L., SCHMID, S.M. and SMITHSON, S.B. (1990): Crustal shortening in the Alpine orogen: results from deep seismic reflection profiling in the eastern Swiss Alps line NFP 20-east. *Tectonics*, 9, 6, 1327–1355.
- QUICK, J.E., SINIGOI, S. and MAYER, A. (1994): Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbano zone, northern Italy. *J. Geophys. Res.*, 99, 21559–21573.
- SCHAEFEN, G. (1974): Geologisch-strukturelle Untersuchungen des unteren Val Madris und Val di Lei. Unpubl. Diploma thesis, ETH Zürich.
- SCHALTEGGER, U. and GEBAUER, D. (1999): Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79/1, in press.
- SCHALTEGGER, U. and CORFU, F. (1995): Late Variscan "basin and range" magmatism and tectonics in the Central Alps: evidence from U–Pb geochronology. *Geodin. Acta*, 8, 82–98.
- SCHMID, S.M., RÜCK, P. and SCHREURS, G. (1990): The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP 20-East traverse (Grisons, Eastern Switzerland). *Mém. Soc. Géol. Suisse*, 1, 263–287.
- SCHREURS, G. (1993): Structural analysis of the Schams nappes and adjacent tectonic units: implications for the orogenic evolution of the Penninic zone in the Eastern Switzerland. *Bull. Soc. géol. France*, 164, 3, 425–435.
- STAMPFLI, G.M. (1996): The Intra-Alpine terrain: A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclogae geol. Helv.*, 89/1, 13–42.
- STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., FAVRE, PH., PILLEVUIT, A. and VANNAY, J.C. (1998): The Neotethys/East-Mediterranean basin connection. *Peri-Tethys Memoir-IGCP*, 369.
- STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., MARQUER, D. and MARCHAND, R. (1998): Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics* (in press).
- STACEY, J.S. and KRAMERS, J.D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 207–221.
- STAUB, R. (1916): Zur Tektonik der Südöstlichen Schweizeralpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.)*, 46, 198 pp.
- STEINITZ, G. and JÄGER, E. (1981): Rb–Sr and K–Ar studies on rocks from the Suretta nappe: Eastern Switzerland. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 61, 121–131.
- STILLE, P. and BULETTI, M. (1987): Nd–Sr isotopic characteristics of the Lugano volcanic rocks and constraints on the continental crust formation in the South Alpine domain (N-Italy – Switzerland). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 140–150.
- STREIFF, V., JACKLI, H. and NEHER, J. (1976): Atlas géologique de la Suisse 1:25 000, 1235 Andeer. *Comm. Géol. Suisse*, 56.
- STROHBACH, H. (1965): Der mittlere Abschnitt der Tambocke samt seiner mesozoischen Unterlage und Bedeckung. *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich*, 38.
- THÉLIN, P., SARTORI, M., BURRI, M., GOUFFON, Y. and CHESSEX, R. (1993): The pre-Alpine basement of the Briançonnais (Wallis, Switzerland). In: VON RAUMER, J. and NEUBAUER, F. (eds): *The pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer, Heidelberg, New-York, 297–315.
- TRÜMPY, R. (1980): *Geology of Switzerland, a guide*

- book. Part A: An outline of the geology of Switzerland. Schweiz. geol. Komm. Eds. Wepf Basel, 104 pp.
- WEBER, W. (1966): Zur Geologie zwischen Chiavenna und Mesocco. Mitt. Geol. Ins. ETH u. Univ. Zürich. (N.F.), 57, 248 pp.
- WERNICKE, B. (1992): Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera. In: BURCHFIELD, B.C., LIPMAN, P.W. and ZOBACK, M.L. (eds): The geology of North America. Geol. Soc. Amer., G3, 553–581.
- WILHELM, O. (1921): Geologische Karte der Landschaft Schams und Profile 1:50'000. Beitr. geol. Karte der Schweiz. Spezialk. 114A. Orell Füssli, Zürich.
- WINCHESTER, J.A. and FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325–343.
- ZIEGLER, P.A. (1993): Late Palaeozoic–Early Mesozoic Plate Reorganization: Evolution and Demise of the Variscan Fold Belt. In: VON RAUMER, J. and NEUBAUER, F. (eds): The pre-Mesozoic geology in the Alps. Springer, Heidelberg, New York, 203–216.
- ZURFLÜH, E. (1961): Zur Geologie des Monte Spluga. Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, 83.

Manuscript received May 7, 1998; revision accepted September 14, 1998.

APPENDIX

ANALYTICAL TECHNIQUES

Rb–Sr: Rb and Sr contents were determined by XRF in the laboratory of Géosciences Rennes. Isotope analyses were also performed in Rennes using Cameca THN 206 and Finnigan Mat 262 mass spectrometers. The NBS 987 standard was measured at a value of 0.71020 ± 5 (internal error, 2σ). Total error on the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ used in calculation is 0.025% (external error, 2σ), although analytical errors were better ($3\text{--}8 \times 10^{-5}$ for THN206 measurements and $1\text{--}2 \times 10^{-5}$ for MAT262 measurements), for $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ it is 1%. Isochrons were calculated according to the method of Ludwig (1994). The probable errors of the isochrons are quoted as $2\sigma \times \sqrt{\text{MSWD}}$, where $\text{MSWD} > 1$.

U–Pb: Conventional U–Pb analyses were carried out on microfractions or single zircons from

a non-magnetic zircon fraction of a Frantz separator. Zircons were air-abraded to remove zones of marginal lead loss, washed in warm 4N nitric acid and rinsed several times with distilled water and acetone in an ultrasonic bath. Dissolution and chemical extraction of U and Pb were performed following KROGH (1973), using bombs and anion exchange columns that are scaled down to $1/10$ of their original size. Total procedural blanks were 2 pg Pb and 0.1 pg U. A mixed ^{205}Pb – ^{235}U tracer solution was used for all analyses. Both Pb and U were loaded with Si-Gel and phosphoric acid on single Re filaments and measured on a Finnigan MAT 262 mass spectrometer using an ion counting system. The performance of the ion counter was controlled by repeated measurements of a NBS 982 standard solution.

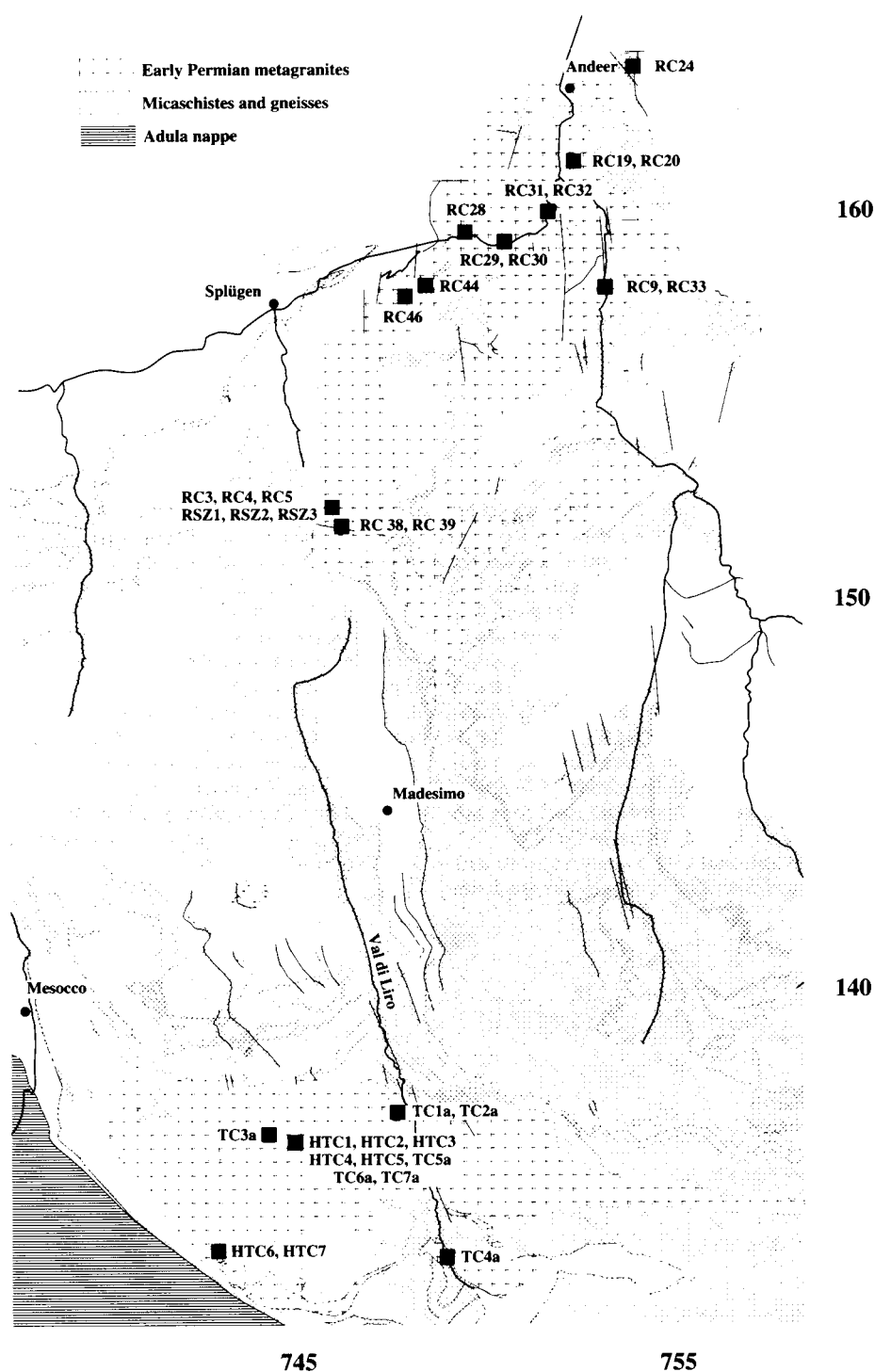


Fig. 10 Locations of the samples analysed in the Truzzo granite and the Roffna rhyolite. See table 1 for detailed X-Y Swiss topographic coordinates.

1.4 Evolution tectono-métamorphique du domaine pennique supérieur

Dans les nappes de Tambo et Suretta, les intrusions de Truzzo et Roffna sont les témoins d'un magmatisme permien inférieur. Les caractéristiques géochimiques sont de types "granites post-orogéniques" (POG, PARTIE III-1.3.1) avec une légère contamination crustale indiquée par la présence de différents types de xénolithes. La position initiale des nappes de Tambo et Suretta a pu être restaurée (fig. 8, PARTIE III-1.3.1). Une reconstitution éocène moyen du domaine oriental briançonnais suisse est proposée par Stampfli et al. (1998).

Une reconsidération de l'évolution géodynamique du domaine briançonnais a été entreprise par Stampfli et al. (1998). À travers une étude multidisciplinaire et une compilation exhaustive de données publiées et personnelles, ces auteurs ont présenté un cadre tectonique du domaine alpin-méditerranéen pour intégrer le domaine briançonnais dans un contexte global jurassique et crétacé. A la lumière de récentes données obtenues dans le domaine briançonnais oriental helvétique (principalement les nappes de Tambo et Suretta) et les Préalpes médianes subbriançonnaises française et suisse, ils ont intégré l'incorporation de ces terrains dans le prisme d'accrétion tertiaire valaisan. Un résumé limité à l'évolution tectono-métamorphique alpine des nappes de Tambo et Suretta est présenté ici. La séquence des déformations alpines est constituée de quatre phases, D1 à D3 (Figure III-5) et D4 suivant la mise en place précoce de la nappe de couverture de Starlera (Baudin et al., 1993; Marquer et al., 1994; Baudin et al., 1995; Marquer et al., 1996).

La première phase de déformation (HP: faciès schistes bleus) D1 (Marquer, 1991), phase de Ferrera (Milnes and Schmutz, 1978; Schmid et al., 1990; Schreurs, 1993; Mayerat Demarne, 1994) est liée à l'imbrication progressive N-N-W, éocène, des nappes de Suretta et Tambo dans le prisme d'accrétion crustal valaisan. La première phase de déformation D1 est associée à un fort écaillage du socle suivi d'un plissement isoclinal de la couverture d'échelle hectométrique. Une schistosité subhorizontale, une linéation d'étirement NNW-SSE et un cisaillement vers le NNW lui sont associés. La deuxième phase de déformation (faciès schistes verts) D2 (Marquer, 1991), phase de Niemet-Beverin (Milnes and Schmutz, 1978; Schmid et al., 1990; Schreurs, 1993; Mayerat Demarne, 1994), également ductile et hétérogène, est associée à une schistosité faiblement inclinée vers l'E et à une linéation d'étirement E-W. Elle est caractérisée par le plissement des foliations antérieures, de vergence S-E et d'axes N70. Ces plis sont intercalés entre de larges bandes de cisaillement, recoupant les contacts primaires des nappes. Ulérieure à la subduction des unités, la D2 correspond à une phase d'extension syn-collision associée à une

forte décompression. La Turba mylonite zone (TMZ) est probablement une structure majeure de cette phase de déformation (Nievergelt et al., 1996). L'extension syn-collision initiée lors de D2 se poursuit par les déformations D3 et D4, qui se développent dans les conditions les plus basses du faciès schistes verts, à la transition fragile-ductile voire fragile pour D4. D3 est soulignée par des couloirs de déformation plicative d'orientation E-W, en forme de "marche d'escalier" à vergence nord. Ces structures, à rythmicité hectométrique, abaissent relativement le compartiment nord. Mis à part cette remontée différentielle des domaines sud à grande échelle, aucun critère de cisaillement local n'a été observé dans la région nord. D4 est une phase de déformation tardive, elle développe un réseau de failles fragiles fortement inclinées vers l'E, orientées NNW-SSW et abaissant le compartiment nord-est. Cette dernière phase de déformation oligo-miocène est contemporaine de la cinématique des grands accidents du système périadriatique (Ciancaleoni, en cours).

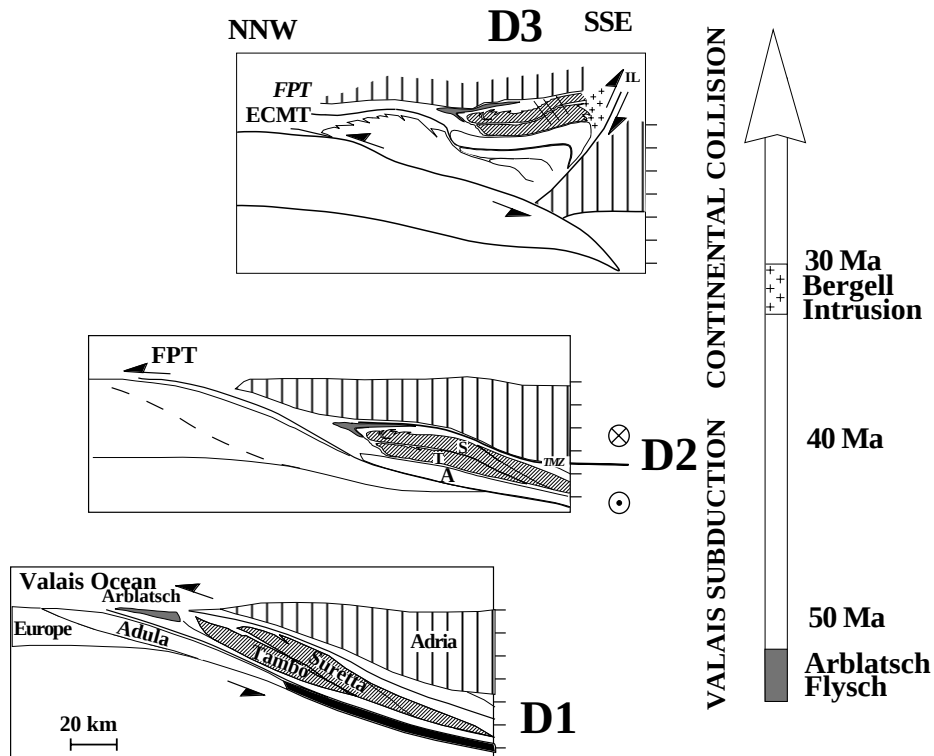


Figure III-5 Esquisse de l'évolution tectono-métamorphique des nappes briançonnaises de Suretta et Tambo, modifiée d'après Marquer et al. (1994). D1: subduction valaisanne menant à des conditions de HP (faciès schistes bleus); D2: collision continentale lors de la décompression isotherme dans les conditions du faciès schistes verts; D3: collision continentale dans les conditions de bas degré du faciès schistes verts menant à la géométrie actuelle de la pile de nappes. Le profil de la coupe est parallèle aux failles normales subverticales de la D4. FPT: chevauchement pennique frontal, TMZ: Turba mylonite zone, ECMT: chevauchement des massifs cristallins externes, IL: ligne insubrienne.

2 DEFORMATION-METAMORPHISME-CIRCULATIONS FLUIDES DANS LA PARTIE FRONTALE DE LA NAPPE DE SURETTA

2.1 Introduction

Les premiers travaux effectués sur les nappes de Tambo et Suretta par Gansser (1937), Grünenfelder (1956), Zurflüh (1961), Strobach (1965) et Blanc (1965) sont surtout axés sur la pétrographie.

Milnes and Schmutz (1978) sont les premiers à s'intéresser à la déformation de la nappe Suretta. Hitz (1989) dans la couverture de Suretta, Mayerat Demarne (1994) dans les nappes penniques du Rheinwald, Schmid et al. (1990) dans Schams ont par la suite apporté leurs diverses interprétations. Finalement, en 1991, Baudin & Marquer (voir revue dans Marquer et al., 1994) ont commencé d'aborder la déformation des nappes penniques dans la nappe de Tambo et ont proposé une évolution structurale.

Afin de limiter les redondances, un tableau de corrélation (Figure III-6) compare les différentes interprétations de la phasologie alpine dans la nappe de Suretta et les unités tectoniques avoisinantes.

Milnes & Schmutz (1978) Nappe de Suretta	Mayerat (1989) Front de Tambo	Schmid & Schreurs (1990) Nappes de Schams et de Suretta	Marquer & al., (1991) Nappe de Tambo	Nussbaum & al., (1995) Nappe de Suretta	
AVERS PHASE (= D1) écaillages précoces				tectonique de décollement précoce (= mise en place de la nappe de Starlera)	D-1
FERRERA PHASE (= D2) plissement isoclinal	S1 subhorizontal linéation d'éirement L1 NW-SE écaillage et plissement (= D1)	S1 subhorizontal linéation d'éirement L1 NW-SE écaillage et plissement	S1 subhorizontal linéation d'éirement L1 NW-SE écaillage et plissement	S1 subhorizontal linéation d'éirement L1 NW-SE formation des "pincées" mésozoïques P1 par écaillage et plissement	D1
SCHAMS PHASE (= D3) écaillages tardifs					
NIEMET PHASE (= D4) plis en retour, fermeture N axes de plis ENE-WSW	S2 subhorizontal plis à vergence S axes EW à ENE-WSW (= D2) linéation d'éirement E-W cisaillement top vers l'Est (= D3)	pli en retour à plan axial unique Nimet-Beverin passant au cœur des nappes de Suretta et Schams cisaillement top vers le SE	S2 subhorizontal linéation d'éirement L2 E-W cisaillement top vers l'Est plis à vergence SSE	redressement des plis-écaillages P1 associé à la tectonique d'extension D2 vers l'Est (phase de rétroplissement) amplification du plissement à vergence SSE au toit de la nappe	D2
(= D5) plis ouverts, axes E-W plans axiaux subverticaux	plis ouverts axes E-W S4 subverticale	plis à vergence NNW axes WSW-ENE plans axiaux pentés vers le SSE	S3 fortement penté vers le Sud plis ouverts à vergence N en marche d'escaliers, axes E-W	plis ouverts à vergence N axes ENE-WSW failles normales E-W pentées vers le N	D3
			failles normales NNW-SSE abaissement du compartiment E	failles normales NNW-SSE abaissement du compartiment E	D4

Figure III-6 Tableau de corrélation résumant les travaux de différents auteurs sur les déformations dans les nappes penniques supérieures. Modifié, d'après (Nussbaum, 1995).

Ce chapitre se base essentiellement sur les résultats des travaux de diplôme de Brulliard (1996) et celui de Challandes (1996), complété d'études postérieures, effectués dans la région de Tamboalp et du col de Splügen, respectivement. Il s'agit ici d'établir la connexion entre ces deux études et de prolonger l'étude cartographique dans le vallon de Splügen (Splügenermulde), au nord du col. La connexion avec la carte géologique d'Andeer (1235) a été faite (voir les 3 cartes annexées: géologique, structurale et détaillée du Splügenpass).

La compréhension tridimensionnelle du domaine étudié passe par la présentation de coupes structurales orientées en fonction des différentes déformations. Une première coupe, méridienne (Figure III-7 et Figure III-8), illustre les structures les phases D1 (écaillage et plissement de la couverture), D2 (rétro plissement et failles ductiles à composante normale) et D3 (schistosité crénulative et plans axiaux E-W à très fort pendage sud et plis en marche d'escalier abaissant relativement le compartiment nord). Une famille de trois coupes d'orientation en général E-W (Figures III-9 à III-14) traverse perpendiculairement les structures majeures des phases de déformation D1 (écailles et plis à axes NNW-SSW) et D4 (failles cassantes quasi méridiennes subverticales à pendage est).

2.2 Analyse structurale

La présentation des données structurales est établie dans l'ordre chronologique des différentes phases de déformation. Les observations des structures d'interférence ont été recueillies principalement dans le vallon du Col du Splügen (Splügenermulde) et dans l'extrémité de la pincée de Suretta (Figure III-7). Le contraste de rhéologie entre le socle et la couverture est responsable de l'enregistrement privilégié des structures superposées dans la couverture. Le socle présente un caractère de déformation fortement hétérogène avec essentiellement des structures de cisaillement des phases D1 et D2 (PARTIE III-2.3.1).

2.2.1 Déformation anté-alpine

Les structures des déformations anté-alpines, ainsi que celles qui sont liées à la déformation magmatique dans la rhyolite de Roffna, sont observables macroscopiquement. Au sud du Surettahorn (extrémité septentrionale de la pincée de Suretta, Figure III-7 et cartes géologique et structurale), la rhyolite de Roffna recoupe le socle pré-structuré. Toutefois, des micas blancs sériciteux qui ne sont pas liés à la schistosité alpine sont observables dans les lithologies du vieux socle. Ces micas se révèlent entre les alignements de micas qui sont formés lors de la

première déformation alpine. Ces phyllosilicates "primaires" peuvent définir une schistosité préalpine, antérieure à l'intrusion des Roffna porphyres.

Dans les Roffna porphyres, la foliation magmatique est soulignée par l'alignement des enclaves (Photo III-1) et l'orientation préférentielle des feldspaths. Elle est subverticale et sa direction varie entre N120 et N140.



Photo III-1 Roffna porphyres ou métarhyolite de Roffna. Enclaves leucocrates alignées dans un champs de déformation magmatique modérément préservé de la tectonique alpine (sous la boussole: zone de cisaillement D1) (Lago Azzuro).

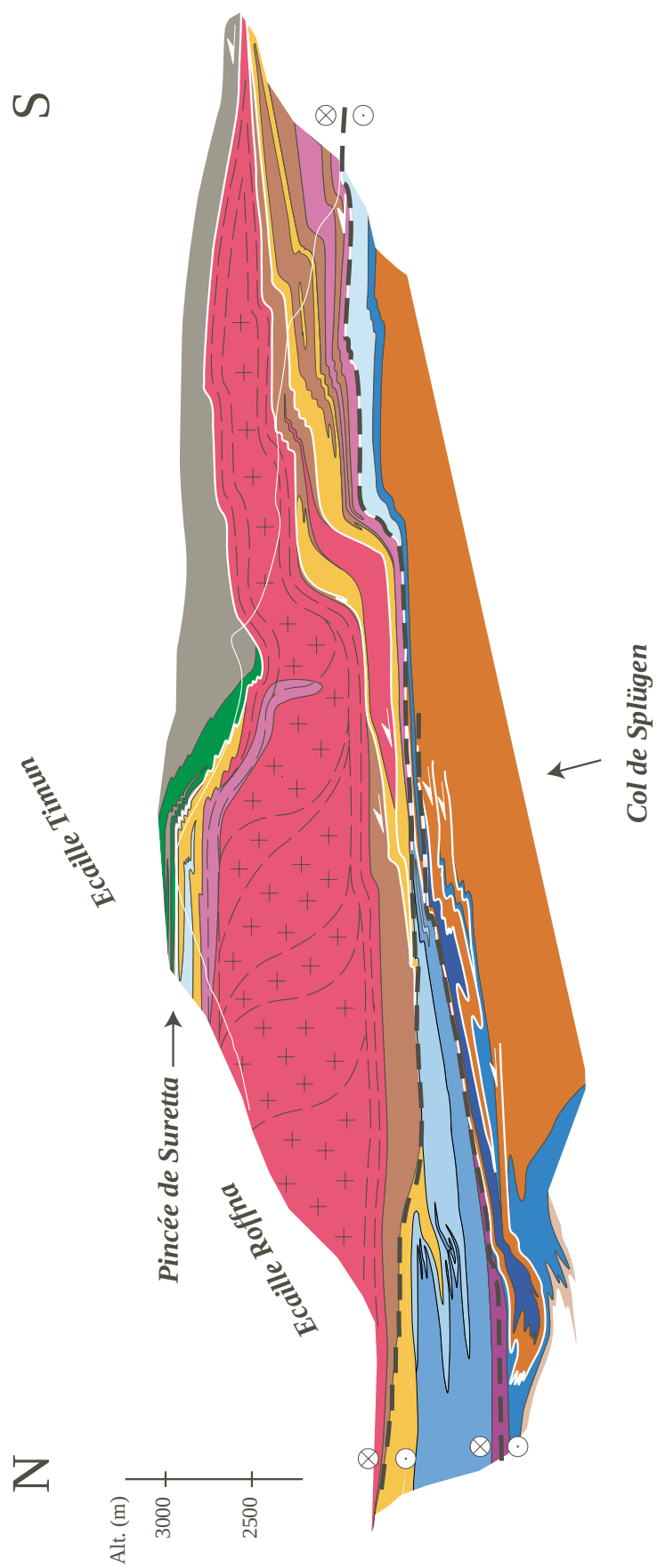
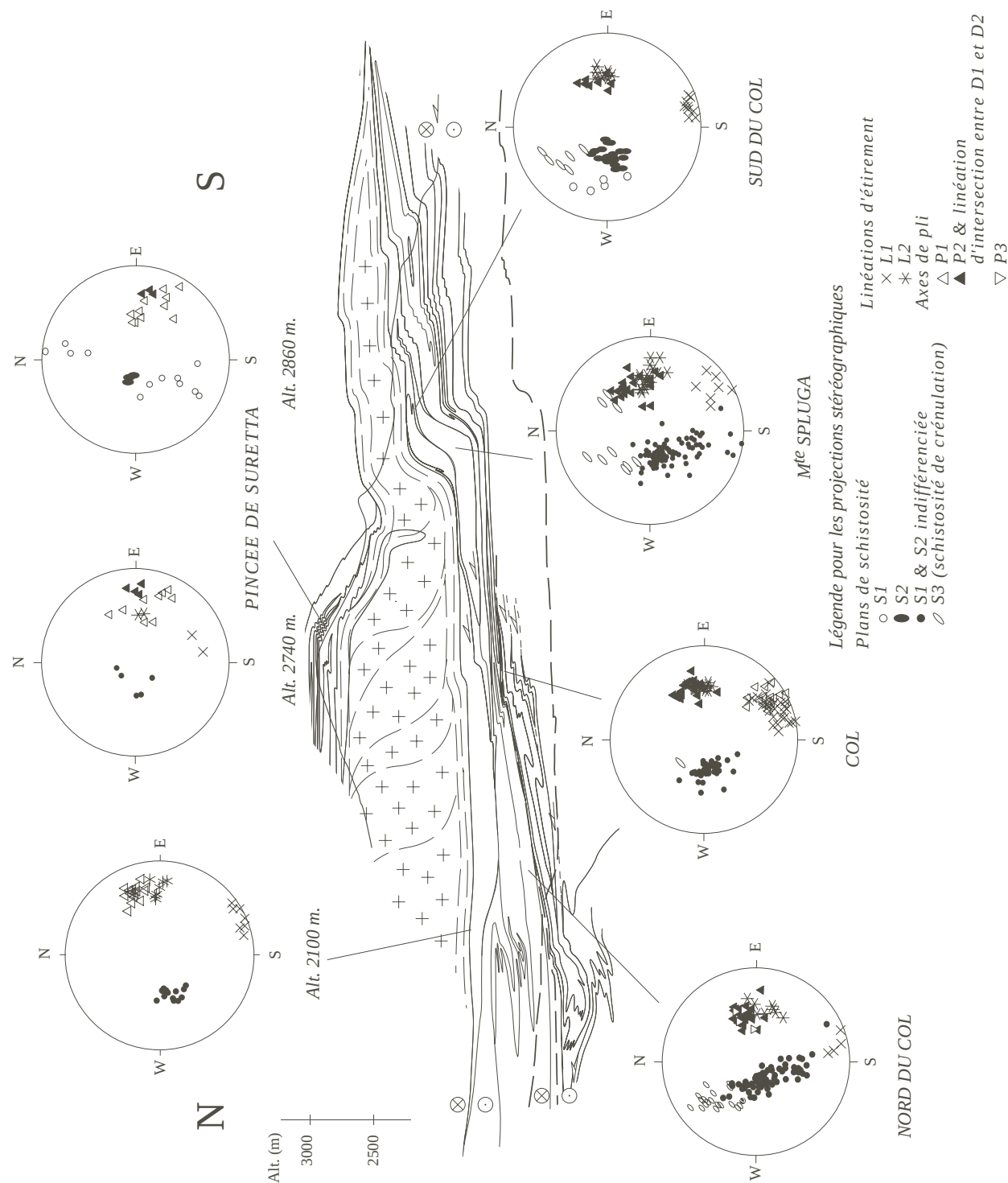


Figure III-7 Profil géologique interprétatif N-S au niveau du Col du Splügen. Noter, au sommet de la nappe de Tambo, les structures d'interférences entre D1 et D2 caractérisées par le rétrécissement (D2) d'écailles (D1). Les plis ouverts à vergence nord (marches d'escalier) sont caractéristiques de la déformation D3.



Figure III-8 Profil structural interprétatif N-S au niveau du Col du Splügen (Figure III-7) complété par les projections stéréographiques (Canvas de Lambert-Schmidt, hémisphère inférieur).



2.2.2 Déformation précoce

Dans la couverture mésozoïque des nappes de Tambo et Suretta, Baudin et al. (1995) ont mis en évidence une nappe de décollement précoce, la nappe de Starlera, qui chevauche une couverture autochtone réduite. Cette tectonique de décollement superficiel anté-D1 est caractérisée par des redoublements, parallèles au contact socle-couverture, de lithologies similaires comme les calcschistes (calcschistes de base du tégument autochtone, et calcschistes bréchiques du sommet de l'unité de Starlera). Un âge possible Crétacé supérieur, voir Eocène a été attribué à ce faciès par comparaison avec le Briançonnais des Alpes.

Dans la région étudiée, la superposition des structures des déformations pénétratives D1 et D2 ne permet pas d'observer des structures reliées à cette phase précoce. La seule évidence de sa réalité est obtenue par l'analyse des séquences de faciès et son analogie aux régions situées plus au sud (Challandes, 1996).

2.2.3 Déformation D1

La phase de déformation D1 est hétérogène, ductile et progressive. Elle débute par le découpage d'écailles de socle surmonté de sa couverture et se poursuit par leur plissement isoclinal.

a) Axes de la déformation

La déformation D1 présente une schistosité de plan axial S1. Cette schistosité pénétrative est difficilement définissable à l'affleurement, car elle est le plus souvent subparallèle à la schistosité S2. La différenciation de S1 et S2, généralement difficile, ne peut être faite que sur la base des orientations des linéations d'étirement associées.

La linéation d'étirement L1 est essentiellement minérale. Elle est marquée par l'alignement des micas sur les plans de schistosité (Photo III-2) ou sur les exudats de quartz et par l'allongement des agrégats quartzo-feldspathiques. Son orientation varie entre N140 et N170 et marque une forte tendance autour de N160° (Figure III-8). Son plongement est globalement de 5 à 10° vers le sud. Normalement cette linéation devrait montrer de plus grandes variations de direction, dues à la superposition de déformations postérieures. La régularité de ces mesures est expliquée par l'orientation sub-perpendiculaire des axes de plis P2 et P3 (à faible pendage) qui n'induisent quasiment aucune divergence de direction. La faible dispersion des valeurs de pendage provient de l'absence de mesure de linéations d'étirement aux charnières des plis P2 et P3.



Photo III-2 Plan de schistosité (S2 subparallèle à S1) dans marbres sériciteux (Col du Splügen) supportant les linéations d'étirement L1 (crayon vert) et L2 (crayon bleu).

b) Structures

La déformation D1 a généré des structures D1 d'échelle hectométrique (pincée de Suretta, Figure III-7) et métrique associées.



Photo III-3 Vue depuis le sud-ouest de la pincée de Suretta (Punta Rossa, coord: 747.1/152.1). Cette pincée de couverture (tégument autochtone et nappe de Starlera) est coincée entre deux écailles de socle: l'écaille Timun et sous-jacente, l'écaille Roffna.

L'écaillage précédant la phase plicative de type isoclinal est argumenté par la mise en évidence d'écailles de différentes échelles (cartes structurale et géologique et Figure III-7, Figure III-10, Figure III-12 et Figure III-14). La pincée de Suretta est le résultat d'un écaillage majeur de socle qui se poursuit par un plissement de la couverture (Photo III-3). Deux écailles résultent de cette déformation à l'échelle de la nappe: l'écaille septentrionale de Roffna et l'écaille méridionale de Timun (Figure III-7). Au contact socle-couverture, un écaillage mineur est

présent également (carte structurale). Le sommet du socle de Tambo supporte un redoublement de deux chevauchements de socle associé à sa couverture autochtone (marbres sériciteux) (cartes structurale et géologique et Figure III-7). La base du cristallin de Suretta (sud du Col) est bordée également de deux écailles de socle surmonté de ses sédiments volcano-sédimentaires.



Photo III-4 Marbres sériciteux typiques plissés par un pli P1. Axe de pli: N156/18°; Plan axial: 92/25° (Col du Spügen).

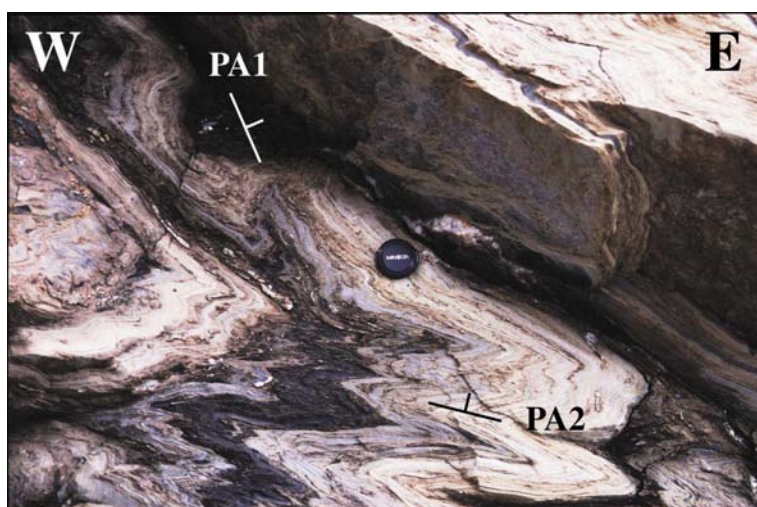


Photo III-5 Interférence de plis P1 et P2 dans les calcschistes et les marbres mésozoïques de la pincée de Suretta (Punta Rossa). Les plans axiaux PA1 (parallèles aux petits côtés de la photo) sont déformés par un fort plissement D2, axe de pli A2: N90/18° et plan axial PA2: N138/28° (PA2 subparallèles aux grands côtés de la photo).

Les plis isoclinaux ont été observés uniquement dans la couverture. Les plis P1 ont des axes orientés régulièrement N140-N160 au Col du Splügen (Photo III-4) et N70-N130 dans la pincée de Suretta, où ils sont plus dispersés, et fortement repris par la déformation D2 (Figure III-8 et Photo III-5).



Photo III-6 Métarhyolite de Roffna. Répartition des zones de cisaillement D1 à l'échelle de l'affleurement (à proximité du Bergseeli).

La déformation ductile D1 du socle est essentiellement hétérogène. Elle se manifeste, au cœur de l'intrusion des Roffna porphyres, par des zones de cisaillement anastomosées et peu affectées par les déformations postérieures (carte structurale et Photo III-6). Ces mylonites englobent des zones préservées, peu déformées (Photo III-8) et sont décrites dans la PARTIE III-2.3.1.



Photo III-7 Zone de cisaillement D1 dans la métarhyolite de Roffna. Cette photographie illustre l'hétérogénéité de la déformation ductile. La mylonite sombre encaisse toute la déformation D1 sur une zone de 20 à 30 cm de large.



Photo III-8 Métarhyolite de Roffna dans des zones préservées de la déformation ductile hétérogène. Faciès "peu déformé" (proximité du Bergseeli).

c) Cinématique

La problématique de la cinématique à l'échelle de la nappe est développée dans la PARTIE III-2.3.1. A l'échelle de l'affleurement, le sens de cisaillement se détermine sur le plan XZ de l'ellipsoïde de déformation finie. Peu de structures oillées asymétriques ont été observées, mais le sens de cisaillement à partir de l'observation des porphyres a été estimé globalement vers une direction NNW. Au Col de Splügen, un boudinage de foliation asymétrique, indiquant un cisaillement vers le NNW, se développe dans les micaschistes à grenat (Photo III-9). La direction moyenne des axes de boudinage est de N60 à inclinaison de 42°, alors que la linéation d'étirement est N150.



Photo III-9 Boudinage de foliation asymétrique D1 dans les micaschistes à grenat (Col du Splügen). Axe de boudinage N60/42°, linéation d'étirement: N150, cisaillement vers le nord.

Au bord de la rivière de Alpi di Suretta (coord: 746.2/159.4), la D1 est également marquée par du boudinage. Dans les marbres gris lités, des niveaux de dolomie sont boudinés. L'orientation de l'axe des boudins est N50/5-10°. Le sens de cisaillement, difficile à déterminer, indique un mouvement général vers le NNW.



Photo III-10 Au bord de la rivière de Alpi di Suretta (coord: 746.2/159.4), la D1 est marquée par un boudinage. Les niveaux de dolomie associés aux marbres gris lités sont boudinés. Axe du boudin: N150/5-10°, plan du boudin: N170/24°, le sens du cisaillement est supposé vers le NNW. Les niveaux de dolomie présentent une structure en plaque de chocolat, résultant de deux sens d'étirement perpendiculaires. La cinématique du second étirement n'est pas déterminée.

2.2.4 Déformation D2

La phase de déformation ductile D2 est également pénétrative et génère des rétro plissements ("chevelure de Suretta", Milnes and Schmutz, 1978; pincée du Piz Miez, Nussbaum, 1995). Elle se surimpose de façon marquée à la déformation D1 et produit de belles figures d'interférence (cartes structurale et géologique: thalweg de Chistentobel au nord du col de Splügen; Figure III-7; Photo III-5 et Photo III-11). Elle est caractérisée par des plis à vergence SSE associés à des accidents ductiles subhorizontaux à mouvement amincissant vers l'est et sa linéation d'étirement E-W.



Photo III-11 Métarhyolite de Roffna. La schistosité S2 se surimpose à la schistosité S1.

a) Axes de la déformation

La déformation D2 montre une schistosité S2. Elle varie dans l'espace comme la schistosité alpine principale (S1). Elle tourne passivement avec les déformations postérieures.

La linéation d'étirement L2 se situe entre N70 et N100 (Figure III-8 et Photo III-12). Si ce n'est son orientation différente, L2 présente les mêmes caractéristiques que L1 (étirement de minéraux, alignements de micas) (Photo III-2).



Photo III-12 Linéation d'étirement minérale L2 dans les pyroclastites de la carrière du Col du Splügen.

b) Structures

Les plis P2 présentent fréquemment des structures d'interférence avec les plis de la déformation D1 dans les lithologies de couverture. Les plus fabuleuses ont été admirées à l'extrémité de la pincée de Suretta (Photo III-5). Les plis ont une amplitude décimétrique à

hectométrique et une vergence globalement SSE. Les axes de plis P2 s'orientent entre N60 et N90, ils sont subparallèles aux linéations d'étirement (Figure III-8).

D'une manière générale, le profil N-S montre au sommet de la nappe de Tambo des structures d'interférence entre D1 et D2 caractérisée par le rétrécissement (D2) d'écailles D1. Elles rappellent l'allure en "chevelure" du toit de la nappe de Suretta, structures décrites par Milnes & Schmutz en 1978.

Dans le socle, la déformation D2 est matérialisée par des zones de cisaillement de direction N-S qui se localisent à proximité des contacts socle-couverture (carte structurale). Dans le cas de la D2, l'étude de la répartition des zones de cisaillement dans l'écaille de Roffna a révélé une forte concentration localisée à la base et au sommet du socle cristallin (carte structurale).

Figure III-9 Profil géologique interprétatif W-E au niveau du thalweg de Chistentobel. Cette coupe illustre la déformation D2. Elle est caractérisée par un plissement à vergence SSE. Les plis P2 se présentent comme des plis d'entraînement associés à des zones de cisaillement normales à pendage vers l'Est.

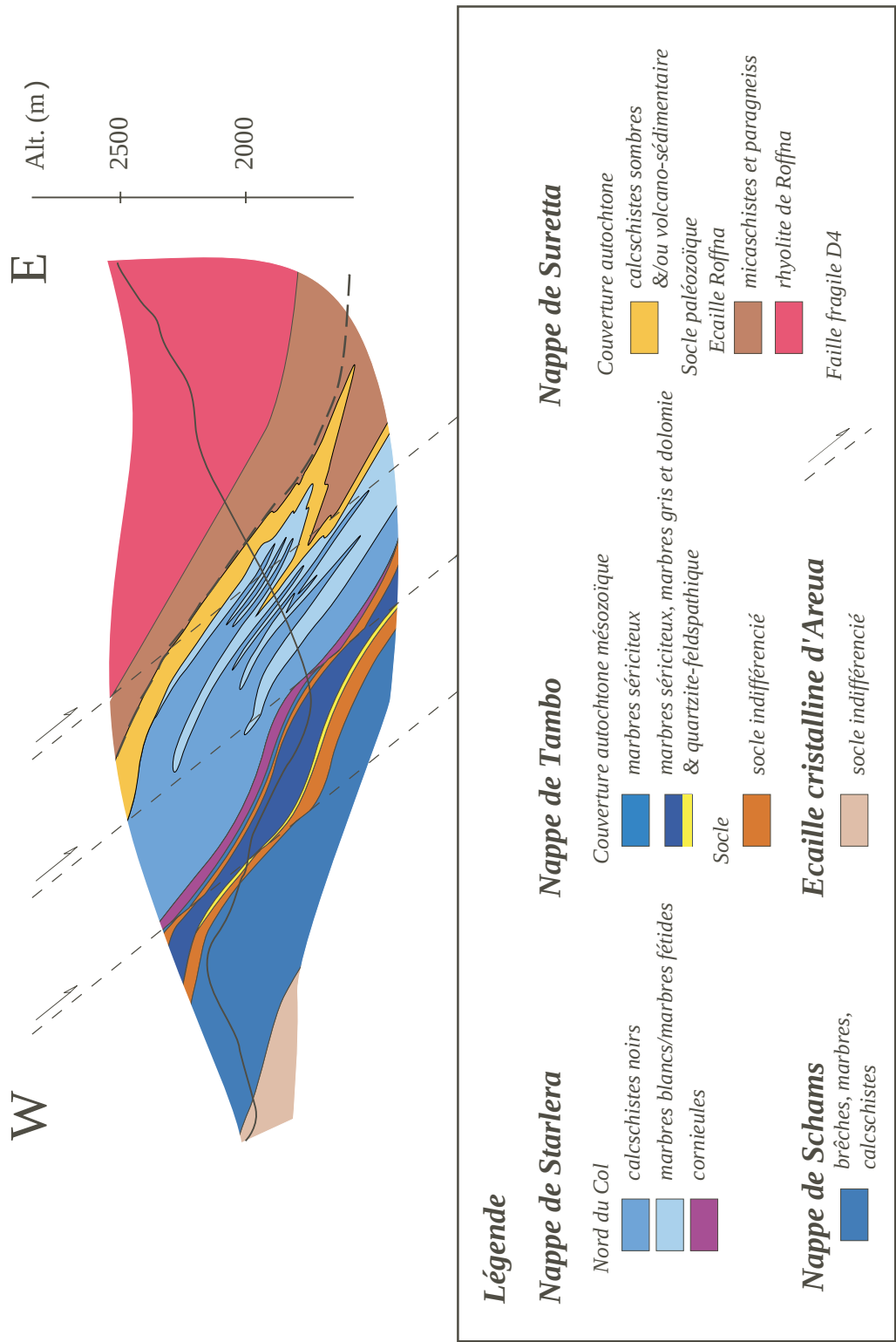


Figure III-10 Profil structural interprétatif W-E au niveau du thalweg de Chistentobel.

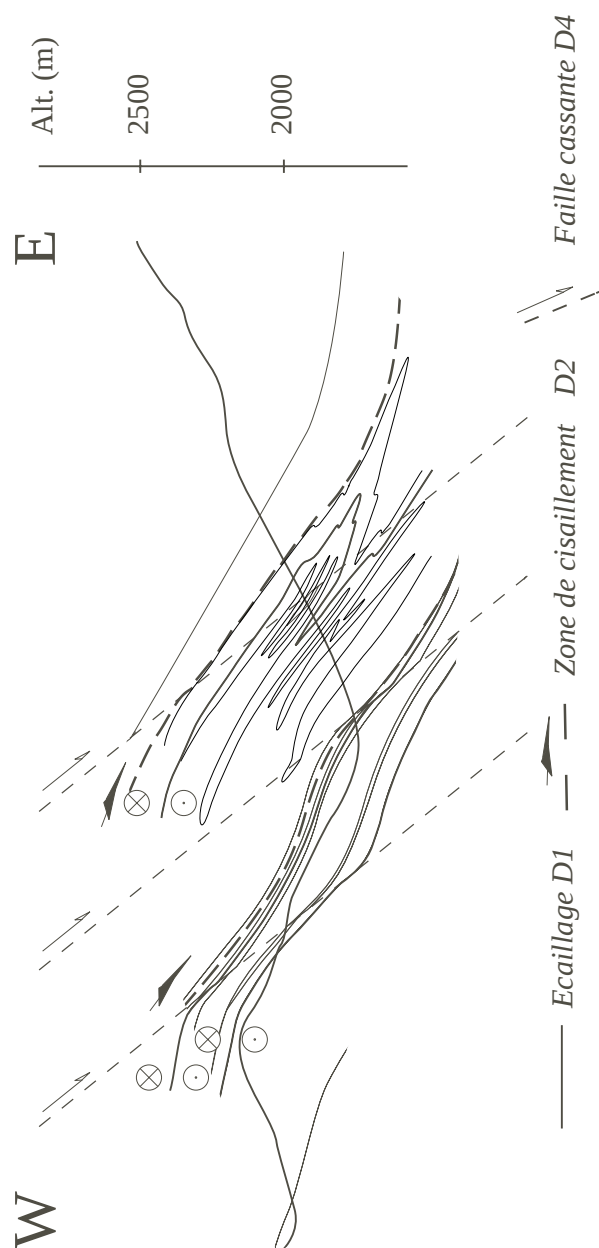


Figure III-11 Profil géologique interprétatif W-E au niveau du Col de Splügen. Cette coupe montre l'écaillage mineur du sommet de la nappe de Tambo ainsi que de la base de Suretta. Elle illustre la position normal et inverse de la nappe de Starlera.

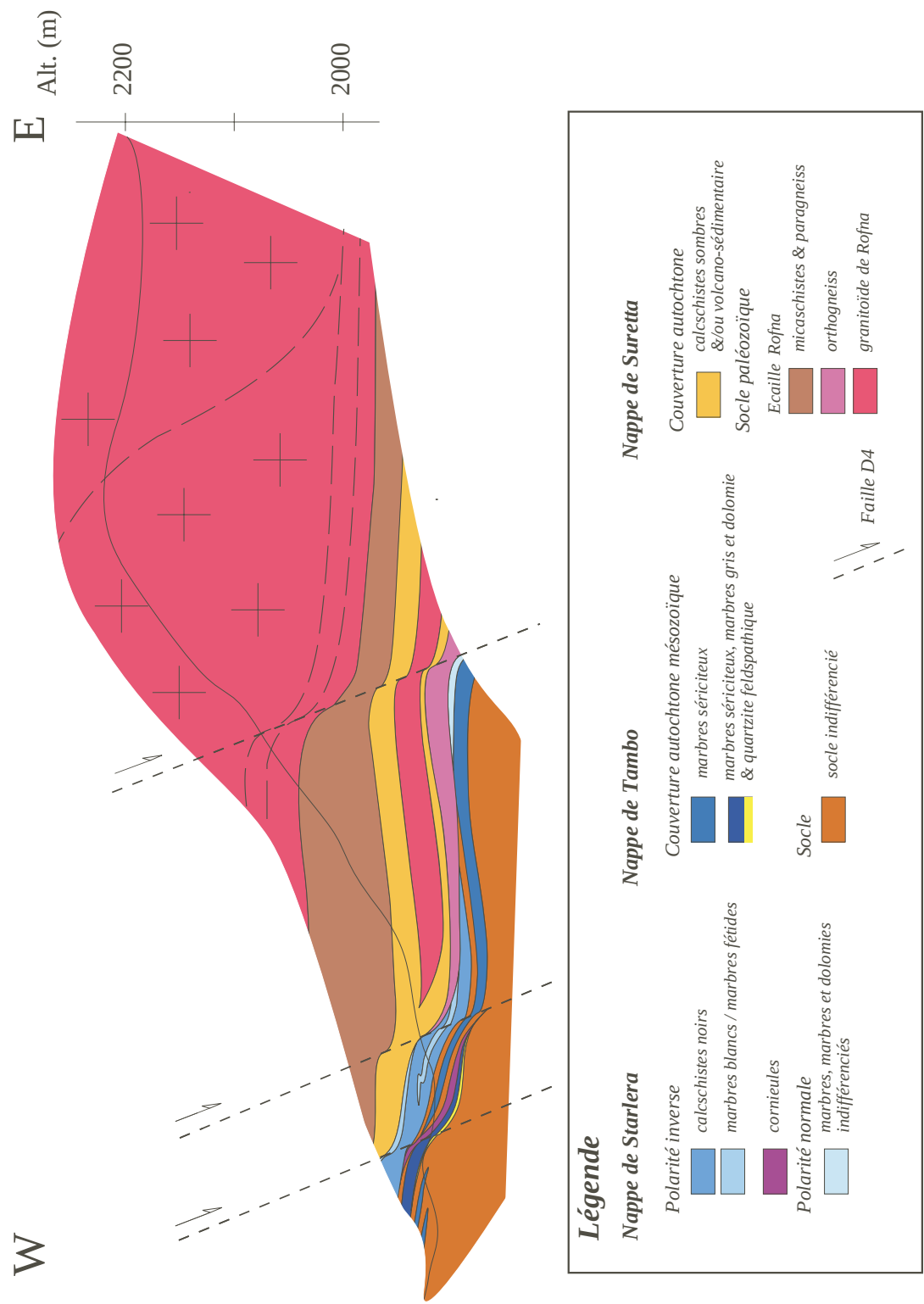


Figure III-12 Profil structural interprétatif W-E au niveau du col de Splügen. Cette coupe illustre l'interférence des déformations ductiles D1 et D2 (schistosité principale, écaillage) avec la déformation fragile D4 (verticalisation locale).

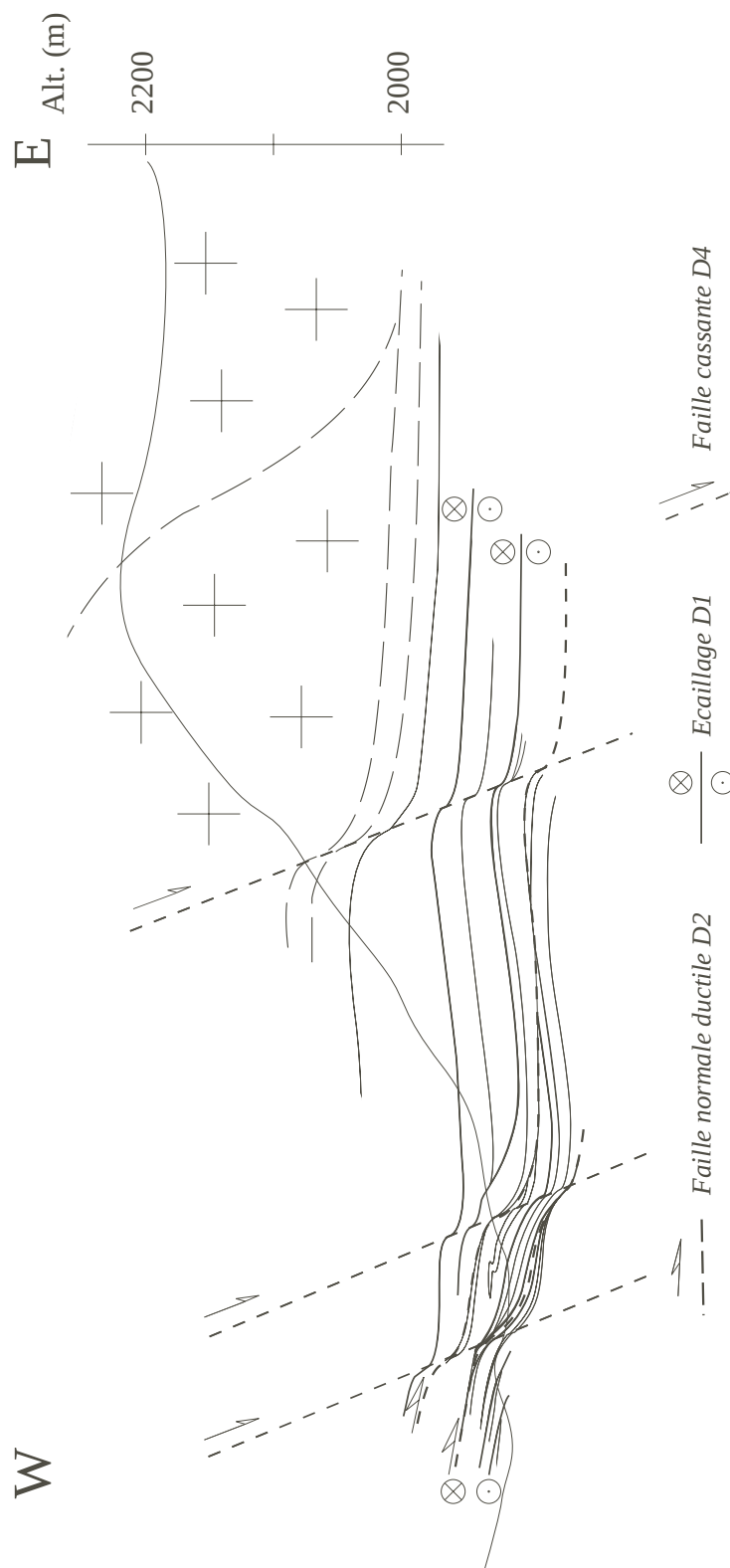


Figure III-13 Profil géologique interprétatif WSW-ENE au niveau de Monte Spluga. Cette coupe illustre l'interférence des déformations ductiles D1 et D2 avec la déformation fragile D4 qui se superpose.

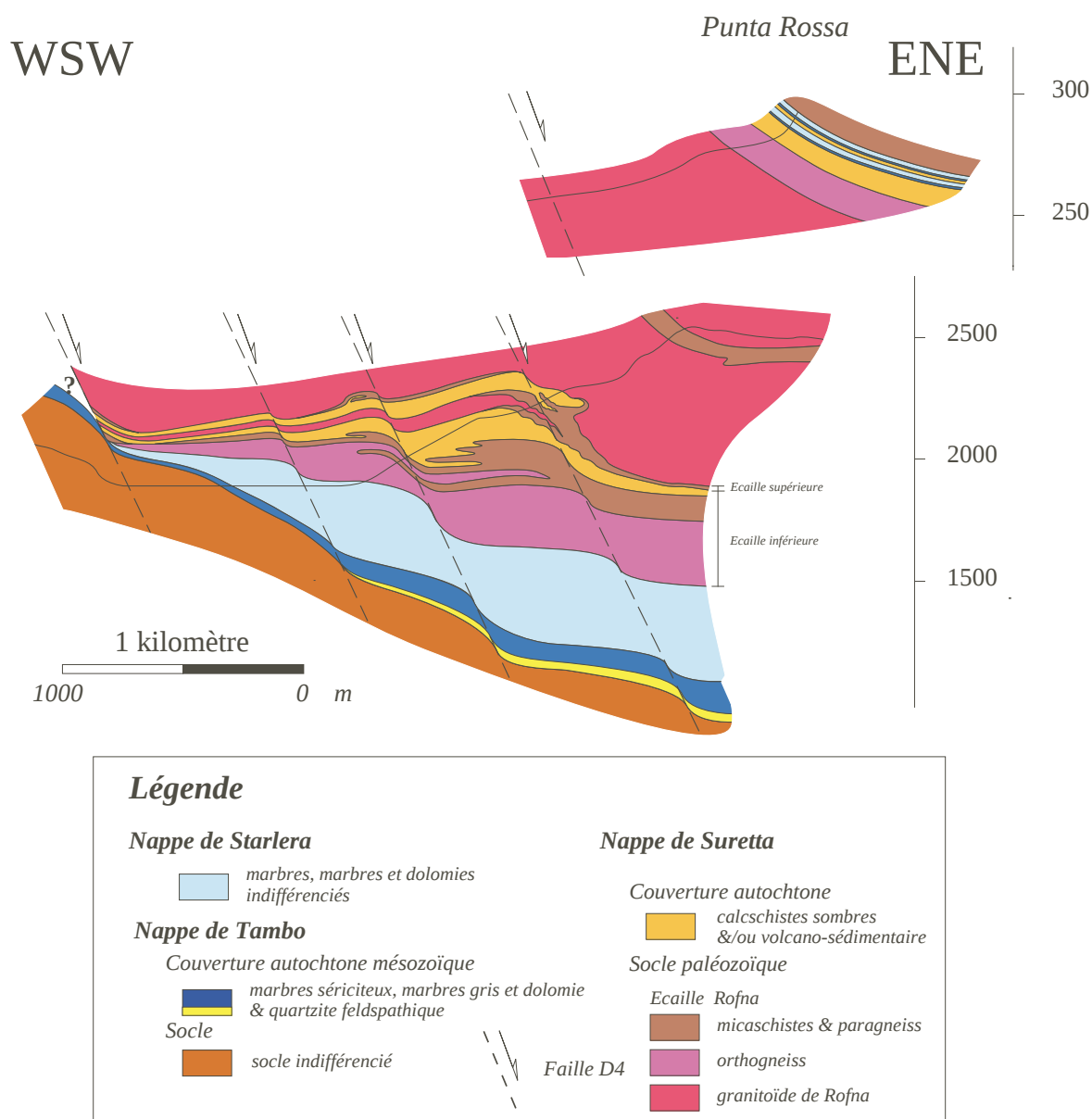
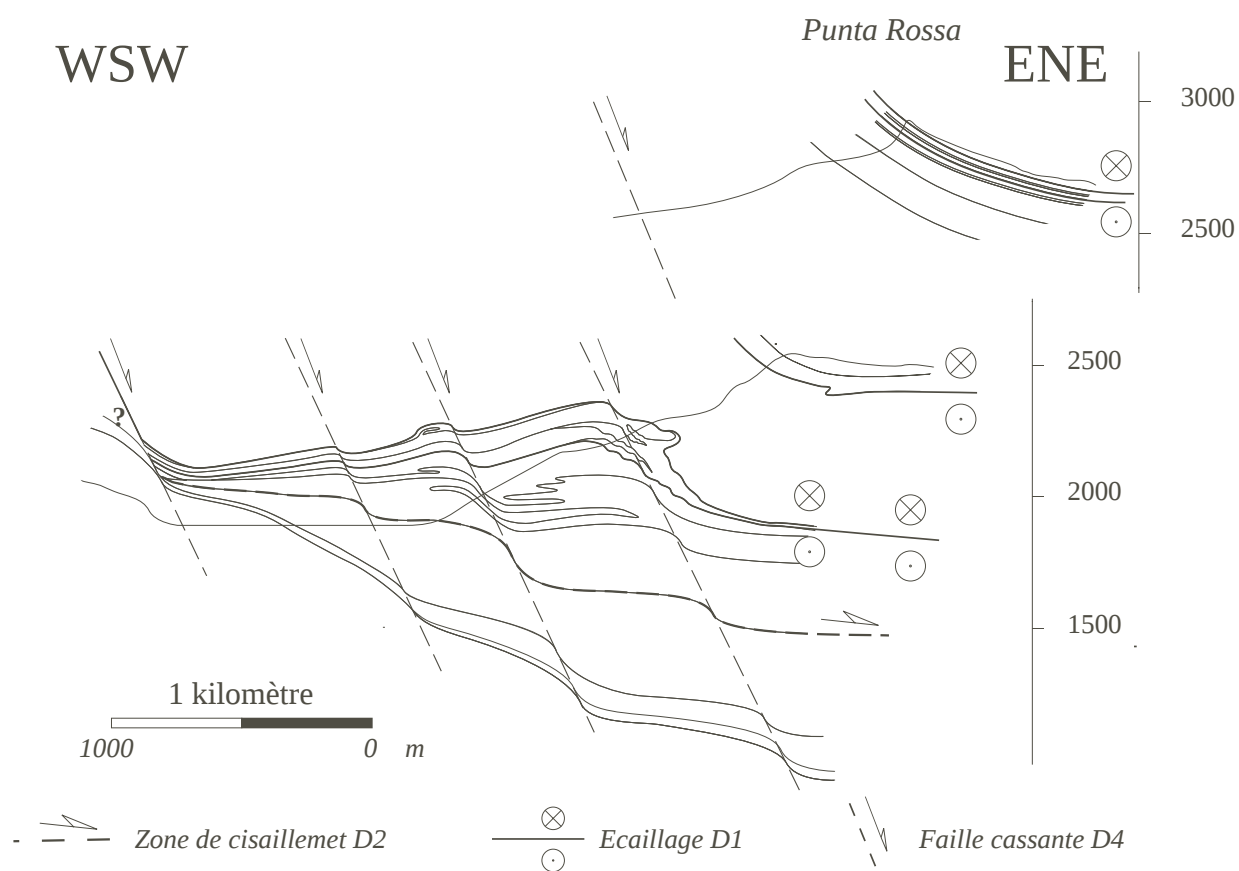


Figure III-14 Profil structural interprétatif WSW-ENE au niveau de Monte Spluga



c) Cinématique

Dans l'ensemble, les indicateurs de cinématique à l'échelle de l'affleurement, associés à la linéation d'étirement N90, indiquent un cisaillement vers l'est. Des structures oillées asymétriques ont été observées, elles sont très fréquentes dans les orthogneiss. L'observation des zones de cisaillement dans les Roffna porphyres confirme le sens de cisaillement global vers l'est (PARTIE III-2.3.1).

2.2.5 Déformation D3

La S3 est une schistosité (non-pénétrative) subverticale ou penchant fortement vers le S-E. Son orientation NE-SE est bien réglée (Figure III-8). A l'affleurement, le long des zones de déformation, elle sépare des microlithons millimétriques et présente un caractère fragile-ductile dans le socle. Dans la couverture, la déformation D3 est marquée par une schistosité crénulative d'aspect plus ductile.

La linéation L3 observée est une linéation d'intersection matérialisant les axes de plis P3, inclinée jusqu'à 40° vers le NNE (Figure III-8).



Photo III-13 Plis en marche d'escalier P3, axe de pli A3: N74/24° et plan axial PA3: N135/58°, abaissant relativement le compartiment nord dans marbres mésozoïques au niveau du Hüscherenbach (nord du Col du Splügen).

a) Structures

Des plis P3 apparaissent à grande échelle. Ils sont essentiellement mis en évidence dans la coupe N-S (Figure III-7 et Figure III-8) et par la cartographie détaillée de la schistosité principale alpine qui s'incurve dans les couloirs d'interférences (carte structurale). Les stéréogrammes illustrent également la réorientation de S1 et S2 indifférenciés autour des axes de "plis" P3 (Figure III-8). En forme d'escalier dont la charnière est orientée E-W, les plis montrent

une vergence N. Ces structures en cascade abaissent relativement le compartiment nord. Mis à part cette remontée différentielle des domaines sud à grande échelle, aucun critère de cisaillement local n'a été observé.

2.2.6 Déformation D4

Cette phase de déformation fragile est marquée par un réseau de failles rectilignes normales et tardivement dextres à fort pendage vers l'est, orienté NNW-SSE (carte structurale). Elles abaissent le compartiment E. La D4 perturbe fortement les structures des phases de déformation antérieures en les redressant. Les trois coupes structurales E-W illustrent cette observation. A grande échelle, les crochons de faille inclinent la schistosité principale alpine qui tend à se paralléliser à proximité du plan faillé et qui suggèrent une géométrie sigmoïdale rappelant les structures de type ECC de (Platt and Vissers, 1980).

2.3 Déformations ductile hétérogène dans le socle de la nappe de Suretta

- 2.3.1 Article intitulé: Shear zone patterns and strain distribution at the scale of a Penninic nappe: the Suretta nappe (Eastern Swiss Alps). *Journal of Structural Geology* Vol. 18, n° 6, pp. 753 to 764, (1996).



Pergamon

TRAVAUX DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE
DE NEUCHÂTEL (Suisse)
PUBLICATION No. 354

Journal of Structural Geology, Vol. 18, No. 6, pp. 753 to 764, 1996
Copyright © 1996 Published by Elsevier Science Ltd
Printed in Great Britain. All rights reserved
0191-8141/96 \$15.00 + 0.00

0191-8141(95)00144-1

Shear zone patterns and strain distribution at the scale of a Penninic nappe: the Suretta nappe (Eastern Swiss Alps)

DIDIER MARQUER, NATHALIE CHALLANDES and THIERRY BAUDIN

Geological Institute, E. Argand 11, CH2007, Neuchâtel, Switzerland

(Received 31 May 1995; accepted in revised form 4 December 1995)

Abstract—Shear zone patterns within the Suretta nappe of the Swiss Alps are studied in order to understand finite strain and bulk tectonic displacements. The Suretta nappe is chosen for two main reasons: the availability of late Variscan granites deformed during Alpine tectonics only, and because of continuous outcrop from bottom to top of the nappe.

This Alpine nappe recorded two major ductile deformation phases, which developed under low-grade metamorphic conditions. The analysis of shear zone patterns in the Roffna granite reveals that the first deformation is well developed in the entire nappe; the second deformation, however, is more localized in the lower and upper parts. The bulk asymmetry of the shear zone patterns confirms the kinematics recorded by other Penninic nappes in this area: first a stacking of the nappe towards the NW, followed by the top to the E shearing during post-thickening extensional tectonics. The shear zone patterns and strain distribution allow us to deduce kinematics at the nappe scale. Copyright © 1996 Published by Elsevier Science Ltd

INTRODUCTION

Heterogeneous deformation in basement rocks, especially in those with an initially homogeneous and isotropic structure (e.g. granites), is often expressed by anastomosing shear zones surrounding lenses of weakly deformed rocks (Mitra 1978, 1979, Ramsay 1979, Bell 1981, Choukroune & Gapais 1983, Marquer 1991). At all scales, the previous structures and textures of these basement rocks are preserved within weakly deformed lenses limited by shear zones (Marquer 1991). At a bulk scale, shear zone patterns have been used as qualitative shear criteria and strain markers (Gapais *et al.* 1987). Recently, shear zones have also been used as indicators of palaeostress directions (Srivastava *et al.* 1991). In this paper, the study of the shear zone patterns is performed to estimate the geometry and orientation of the principal finite strain axes and to deduce the bulk tectonic displacements of a Penninic nappe. This analysis of shear zone patterns and strain distribution at the nappe scale give new information about the deformation of the continental lithosphere during mountain building processes.

Since Argand's work (1911, 1916) in the Western Alps, the overall geometry of the Penninic nappes seems to be well established. Recent studies on nappe geometry and basement-cover relationships (see Escher *et al.* 1993) described these nappes as large recumbent folds, referred to as 'ductile basement fold nappes'. On the other hand, recent structural and seismic investigations in the eastern part of the Alps described the nappe geometry as due to thrust tectonics and post-nappe refolding (Schmid *et al.* 1990, Schreurs 1993). After a review of the tectono-metamorphic evolution in this part of the Alps derived from the Briançonnais palaeogeographic domain, our paper focuses on the internal deformation of a particular basement nappe, the Suretta nappe, in order to understand its large scale deformation mechanisms and kinematics using shear zone patterns. This famous Alpine nappe belongs to the upper Penninic domain in the eastern part of the Central Alps (Trümpy 1980).

In order to test the method of shear zone pattern analysis (Gapais *et al.* 1987) in a basement nappe, the Suretta nappe has been chosen for two main reasons: the occurrence of a late Variscan granite deformed during Alpine tectonics only; and the occurrence of continuous outcrops from top to bottom of this nappe. From a methodological point of view, the study of a late Variscan granite is favourable because (1) Alpine structures can be studied without interference or disturbance due to previously acquired structures, and (2) in the initial state, granites can be considered as relatively homogeneous and isotropic in large volumes, unlike the intruded basement rocks which present a strong planar anisotropy. This paper deals only with the shear zone geometry and kinematic analysis of the main ductile deformation of the late Variscan Roffna granite in the Suretta basement.

GEOLOGICAL SETTING OF THE BRIANÇONNAIS TERRANES

Early cartographic and petrological works (Staub 1916, 1924, Wilhelm 1933, Grünenfelder 1956, Streiff *et al.* 1976), and recent detailed mapping and stratigraphic observations (Suretta nappe: Milnes *et al.* 1978; Schams nappes: Schmid *et al.* 1990, Schreurs 1993; Tambo nappe: Baudin *et al.* 1993, Mayerat 1994; Suretta cover: Baudin *et al.* 1995) define the following structural units in this part of the Alps (Figs. 1 and 2). The stacking of

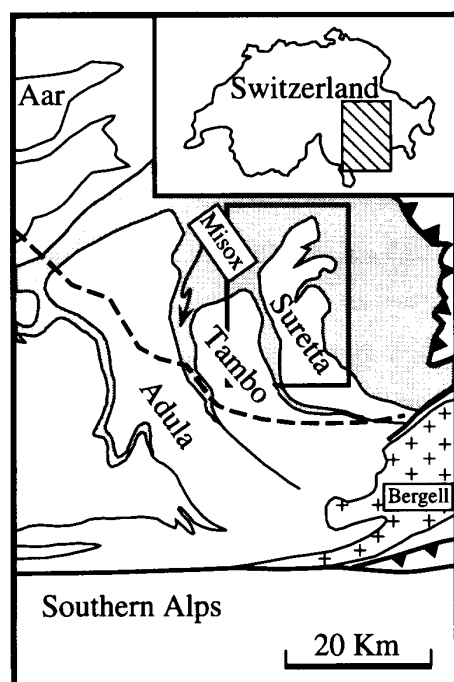


Fig. 1. Simplified geological map of the Eastern Penninic domains illustrating the location of the area studied. Dashed line: staurolite isograd after Frey *et al.* 1979, 1980.

the Adula, Tambo and Suretta nappes results from early Tertiary crustal stacking (Marquer *et al.* 1994). A narrow suture, the so-called Misox zone, separates the south European margin (Adula nappe) from the Briançonnais Tambo and Suretta nappes (Fig. 1). The Misox zone constitutes the southern extremity of the Schistes Lustrés, the Ucello units, which belong to the Valaisan zone (Steinmann 1994) (Fig. 2). During the early Palaeogene, this zone was subducted below the Tambo and Suretta northern Briançonnais realm (Marquer *et al.* 1994). The Mesozoic sediments of the Schams nappes are wrapped around the front of the crystalline basement nappes (Fig. 2). This large scale structural shape, enveloping Tambo and Suretta nappes (Fig. 3), is described as the Niemet-Beverin post-nappe fold in many works (Milnes *et al.* 1978, Schmid *et al.* 1990, Schreurs 1993).

The thin crystalline slivers of Tambo and Suretta, about 3–4 km thick, are mainly composed of polycyclic basement (amphibolites, paragneisses, orthogneisses) intruded by a large magmatic complex, the Roffna granite (Fig. 2). Recent mapping and petrographical observations emphasize that these igneous rocks consist of late Variscan intrusions, probably Permian in age. Their chemical composition and textures are close to those of rhyolitic-granitic rocks and they are associated with volcanic effusives (metatuffs), lying unconformably on the basement of both Tambo and Suretta nappes. This monocyclic Permian volcanoclastic cover progressively grades into conglomerates, subsequently metamorphosed into chlorito-albitic gneiss. It is followed upwards by pure quartzite, probably Scythian in age. A

strongly reduced carbonate series, with polygenic breccia, lying unconformably on the older sediment or directly on the basement, exhibits a type of sedimentation comparable to Ultra-Briançonnais terranes. The Starlera nappe, recently defined as an early cover décollement (Baudin *et al.* 1995), tectonically overlies either the reduced autochthonous cover or the basement of Tambo and Suretta units (Figs. 2 and 3). This thrust slice is often underlain by 'cagneules' and consists from bottom to top of Triassic banded marbles and dolomites, dark strong smelling marbles, massive white marbles, calcschists and polygenic breccias, typical for the internal Briançonnais. In the Splügen zone located between Tambo and Suretta units, the Suretta nappe directly overlies the Starlera nappe (Figs. 2 and 3).

TECTONIC SETTING OF THE EASTERN PENNINIC ALPS

Recent structural analyses and seismic investigations (Suretta nappe: Milnes *et al.* 1978, Schmid *et al.* 1990, Schreurs 1993; Tambo: Baudin *et al.* 1993, Mayerat, 1994; Suretta cover: Baudin *et al.* 1995; NFP-20-East seismic lines: Pfiffner *et al.* 1988, 1990, Frei *et al.* 1989) and tectonic models (Merle *et al.* 1989, Schmid *et al.* 1990, Marquer *et al.* 1994, Merle 1994) gave different Tertiary tectonic evolutions for this area. There are some disagreements in these models concerning D_2 deformation events and associated bulk kinematics. According to Marquer *et al.* 1994, the Alpine deformation history of this area may be summarized as follows.

During Tertiary convergent tectonics, four Alpine deformation phases are distinguished. The burying tectonics due to subduction of the thinned continental Briançonnais crust underneath the Austroalpine–Apulian plate is identified as D_1 deformation. D_1 is associated with a strong SSE–NNW stretching lineation and a top to the NNW shearing (Fig. 4). Estimates of the P–T conditions are based on phengitic substitution (Massonne & Schreyer 1987) in D_1 mylonitic foliations and systematically show HP–LT metamorphic conditions. For example, metamorphic conditions of about 12 kb and 500°C are reached in the Tambo nappe (Baudin *et al.* 1993). Ahead of the Tambo and Suretta basement, the pile of crystalline and sedimentary slabs (Ucello, Areua, Schams, Vignone) represents an accretionary wedge particularly well-developed in the northern Penninic schistes lustrés and flysch (Figs. 2 and 3) (Steinmann 1994). The overall geometry of the frontal slices is related to the closure of the Valais trough. The D_1 ductile Alpine deformation is linked to the progressive Eocene stacking of the Adula, Tambo and Suretta nappes towards the NNW and is associated with NW–SE oriented stretching lineations in the Suretta nappe (Fig. 4).

The D_2 deformation is a ductile and heterogeneous deformation, linked with an W–E stretching lineation (Fig. 4). Most of the D_2 mylonitic zones cross-cut pre-

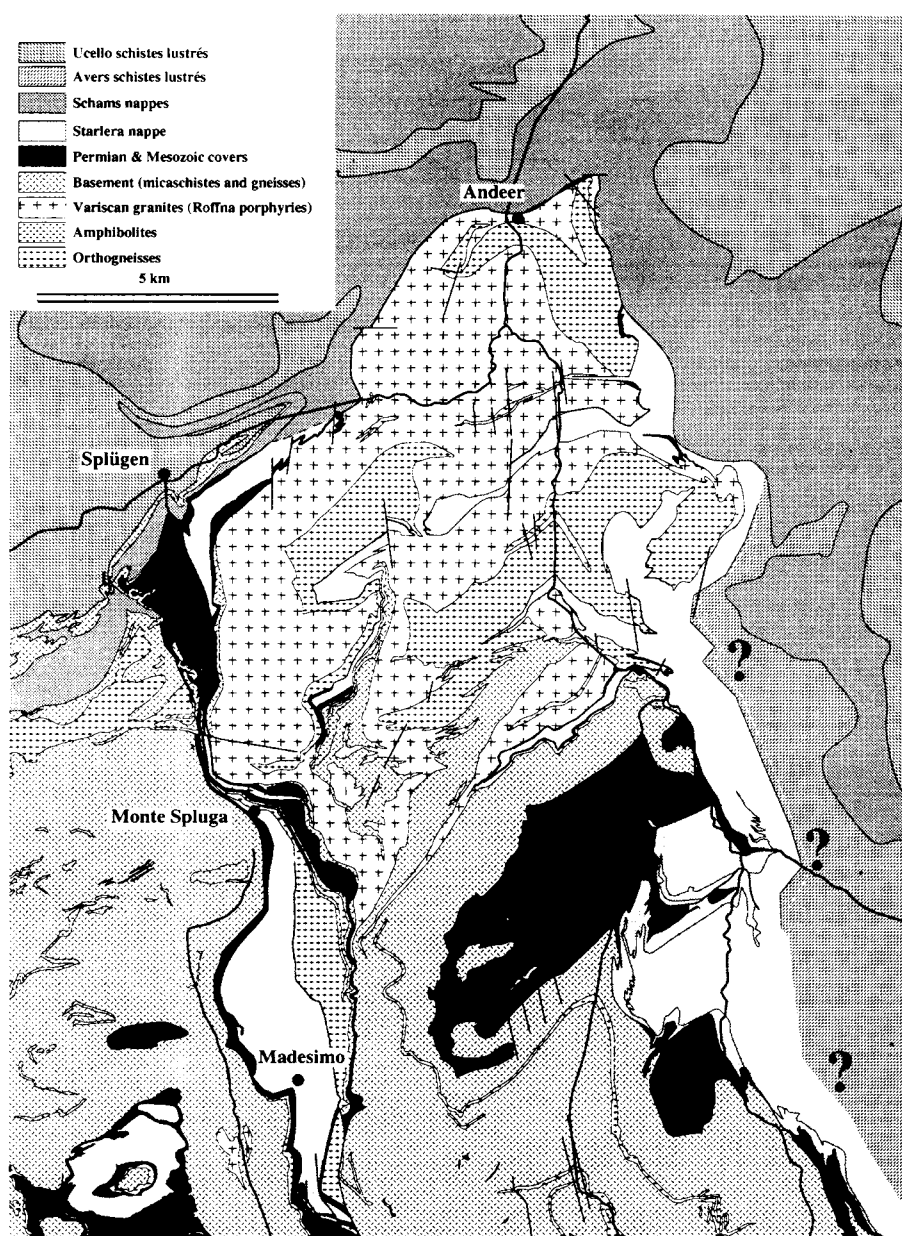


Fig. 2. Geological map of the frontal part of the Suretta nappe: original geological survey of the Suretta and Tambo nappes by the authors (1992–1994 field seasons), geological boundaries of Ucello and Schams units from Schreurs (1993). The contact between Avers- autochthonous Mesozoic cover of Suretta is not actually well-defined.

vious contacts and indicate top to the East shearing. As a consequence of the subvertical shortening between sub-horizontal D_2 shear planes (Baudin *et al.* 1993), the gently SE-dipping D_1 foliation and pre-Alpine foliation previously steeply dipping towards the SE underwent strong SE vergent folding (D_2), the angles between the mainly N70 directed fold axes and the E–W stretching lineations being very small (Fig. 4). The rheological contrast between basement and cover appears to have been very low during D_2 deformation. This leads to a very similar style of heterogeneous deformation affecting both basement and cover. The phengitic substitution values measured in the D_2 mylonites or in the D_2 shear

bands indicate pressures progressively decreasing with time associated with a slight decrease of temperature. For example, a progressive decrease of pressure and temperature from 11 to 5 Kb and 550 to 500°C is recorded at the bottom of the Tambo nappe (Baudin & Marquer 1993) and from 10 to 5 Kb at 400–450°C in the Rofna granite (work in preparation). This tectono-metamorphic evolution of the D_2 deformation is interpreted as a strong vertical shortening associated with preferentially top to the East shearing, which occurred synchronously with substantial decompression (Baudin & Marquer 1993). This progressive deformation induces crustal thinning with a stretch parallel to the Alpine chain

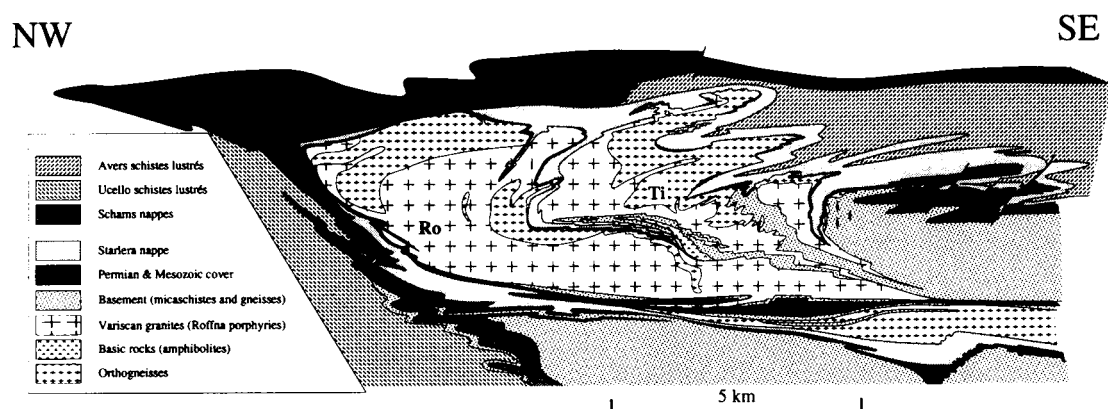


Fig. 3. NW-SE geological cross-section corresponding to the mapped area (Fig. 2) Ro: Rofna slice; Ti: Timun slice.

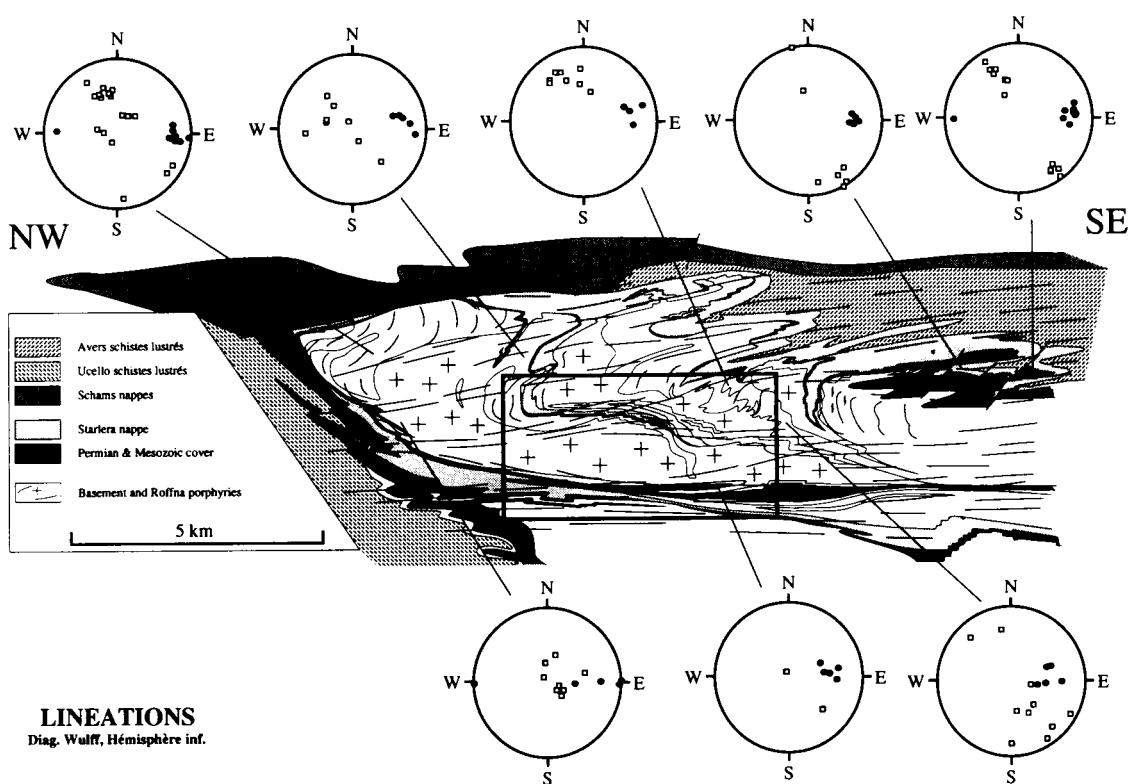


Fig. 4. NW-SE structural cross-section with the projection of the large scale D_2 shear zones trajectories (broken line) and distribution of weakly deformed areas in the Rofna granite (crosses). Stereographic projection of the Alpine stretching lineations in different parts of the nappe: D_1 , squares; D_2 , black dots. Rectangle corresponds to the location of the cross-section in Fig. 6.

during the lower Oligocene (Marquer *et al.* 1994). In this model, it is important to note that D_2 W-E stretching was still active in the upper Penninic nappes while the lower Penninic nappes were progressively transported towards the NNW. Moreover D_2 thinning could also explain a part of the exhumation of the eastern part of the high grade Ticino zone (Bradbury & Nolen-Hoeksema 1985, Deutsch *et al.* 1985, Hurford 1986, Hurford *et al.* 1989, Merle 1994).

The subsequent deformation events, D_3 and D_4 , have not strongly modified the overall structure of the nappe

pile. These deformations occurred under lower greenschist facies conditions and became much more localised. D_3 deformation is expressed by E-W trending rhythmic folds with a 'staircase' geometry at the nappe scale (Baudin *et al.* 1993). This north-vergent D_3 folding is possibly linked to the uplift along the Insubric line (Marquer *et al.* 1994). D_4 deformation consists of several NNW-SSE brittle-ductile normal faults, steeply dipping towards the ENE and lowering the eastern sides with hectometric fault throws. This late D_4 extensional deformation seems to be a symmetrical structure coeval with

Shear zone patterns, Eastern Swiss Alps

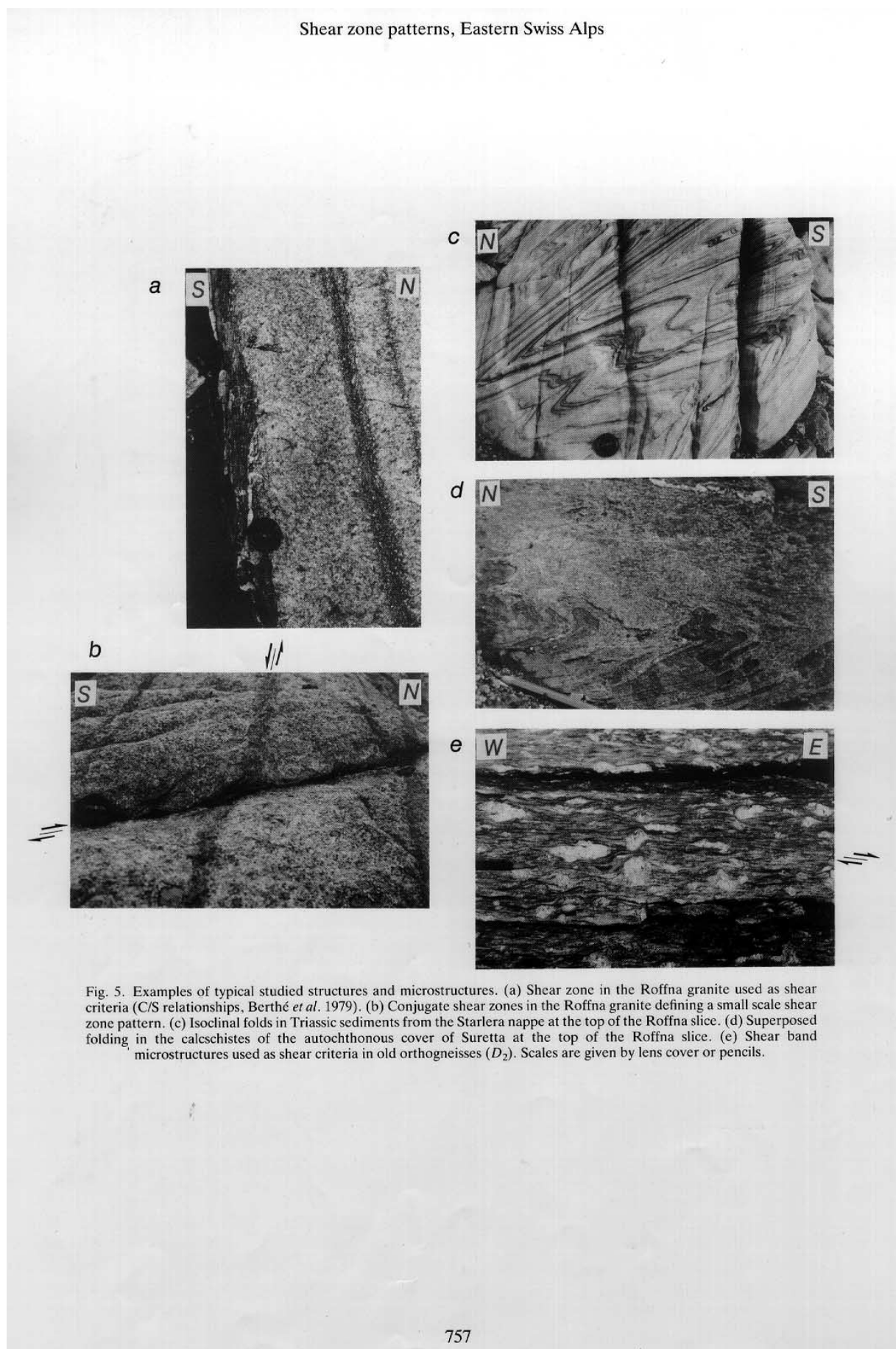


Fig. 5. Examples of typical studied structures and microstructures. (a) Shear zone in the Roffna granite used as shear criteria (C/S relationships, Berthé *et al.* 1979). (b) Conjugate shear zones in the Roffna granite defining a small scale shear zone pattern. (c) Isoclinal folds in Triassic sediments from the Starlera nappe at the top of the Roffna slice. (d) Superposed folding in the calcschistes of the autochthonous cover of Suretta at the top of the Roffna slice. (e) Shear band microstructures used as shear criteria in old orthogneisses (D_2). Scales are given by lens cover or pencils.

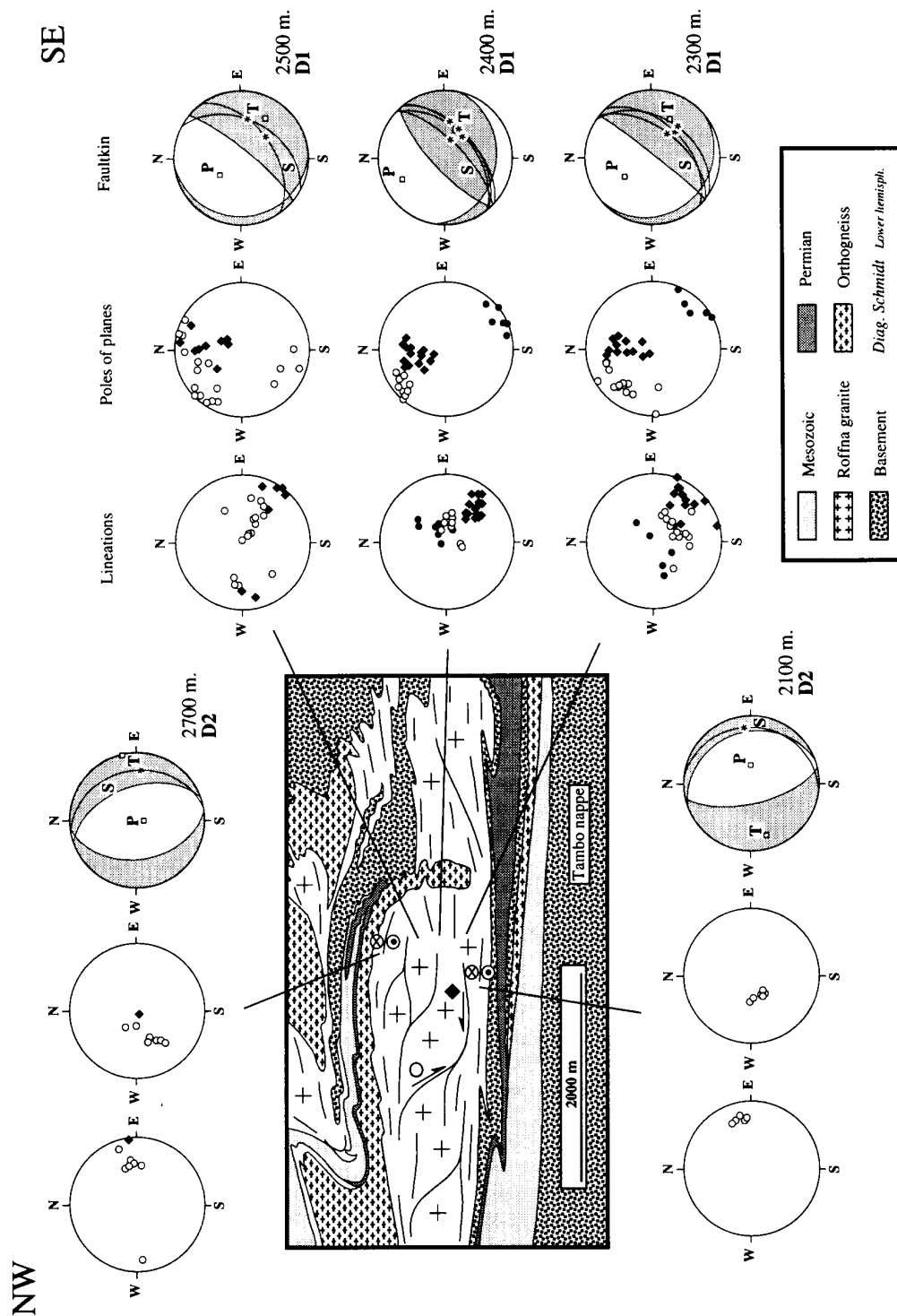


Fig. 6. Shear zone patterns of D_1 and D_2 deformation in the Rofina slice. Locations of measurement stations on a vertical simplified geological cross-section with the corresponding altitudes. For each location, stereographic projections illustrate the pattern of the dominant deformation: lineations, poles of shear zones planes and kinematic analysis are represented. Two conjugate sets are shown: a right hand shear sense set (viewed to the East), with open circles corresponding to normal ductile shear zones and dark circles to zones with southward sense of shear. A left hand shear sense set corresponding to shear zones with northward sense of shear (black squares). Kinematic analysis is performed using the shear zone planes/stretching lineations pairs, according to the method of Angelier & Mechler (1977) and Allmendinger *et al.* (1989). P and T are compression and tension axis respectively (white squares). Great circles (S) and stars on 'Faultkin' diagrams correspond to schistosity and associated lineation, respectively, measured in the middle of weakly deformed lenses.

the last Simplon normal faulting (Mancktelow 1985, Steck 1984, 1990) and could also be linked to late transpression of the Apulian plate along the Alpine arc (Schmid & Froitzheim 1993).

HETEROGENEOUS DEFORMATION AT THE NAPPE SCALE

Geometry of the main ductile deformations in the Suretta nappe

In this area, the early Tertiary deformation starts with décollement tectonics which leads to Mesozoic cover nappes (Starlera phase, see Baudin & Marquer 1994) overlying the reduced autochthonous cover. This early thin-skinned tectonics is also described in overlying equivalent structural units of the western Swiss Alps (Sartori 1990). This upper crustal deformation stage is followed by the stacking history and the burying of the Pennine nappes. In this paper, we only consider the two main ductile deformation phases, D_1 and D_2 , which developed under greenschist facies conditions in the northern part of the Suretta nappe. During progressive D_1 and D_2 deformations, the types of structures recorded in basement and cover were different (Baudin & Marquer, 1994).

(1) In the basement, the geometry of structures is governed by very heterogeneous deformation leading to shear zones surrounding lenses of weakly deformed rocks (Figs. 5a & b). In these zones, pre-Alpine structures are recognisable and intrusive contacts or magmatic structures are well-preserved in the Roffna granite (crosses on Fig. 4). The Suretta nappe comprises two different basement slices, separated by a continuous layer of Mesozoic cover. The frontal slice is mainly composed of Roffna granite (the Roffna slice, Fig. 3) whereas the overlying southern slice is constituted by a large part of old basement (the Timun slice, Fig. 3). This geometry results from the D_1 deformation. Large scale D_2 ductile shear zones, recognized in the field, are projected in a NW–SE cross-section (Fig. 4). These principle zones of intense deformation, well-defined in the Suretta basement, may be traced into the cover, where intensely folded domains are predominant. For example, the large D_2 shear zones are responsible for the famous refolding of the previously stacked structures, mainly located in an area corresponding to the frontal part of the Timun slice in the Piz Grisch-Ferrera valley at the top of the Suretta nappe (Fig. 4) (Niemet-Beverin phase: Milnes & Schmutz 1978, Schmid *et al.* 1990, Schreurs 1993).

(2) On the other hand, the cover has undergone much more penetrative deformation, characterised by locally intense folding (Fig. 5c). During the first deformation, isoclinal curvilinear folds were developed leading to fold axes parallel to the NW–SE stretching lineations in the vicinity of the main D_1 thrusts. In the studied area, the previous contacts between the basement and the cover were strongly affected by the D_2 deformation (Fig.

4). This second deformation phase is linked to a gently E-dipping schistosity with a strong E–W stretching lineation and led to superimposed structures with D_2 fold axes trending NE–SW to E–W in zones of high strain (Fig. 5d). The D_2 folds in the cover are mainly SE vergent. This geometrical relationship between D_2 fold axes subparallel to E–W stretching lineation and systematic SE vergent folding is interpreted as the result of the refolding of old foliations dipping towards the SE as a consequence of D_1 thrusting (Baudin *et al.* 1993). The kinematics of D_2 deformation is deduced from asymmetrical microstructures, indicating predominant top to the East senses of shear which are particularly well-developed in orthogneisses of the basement (Fig. 5e).

Strain distribution in the Roffna granite

In the northern part of the Suretta nappe, the late Variscan Roffna granite (see Grunefelder 1956) shows a heterogeneous strain (Figs. 5a & b). The following analysis of shear zone patterns focuses on the frontal slice of Suretta nappe because of the occurrence of the monocyclic Roffna granite in a continuous outcrop from the bottom to the top of the Roffna slice (Fig. 6). In the studied area, the Roffna slice was unaffected by the large scale refolding present at the upper contact of the Suretta nappe (Fig. 4) and thus earlier structures are not back-rotated. The geometry of the deformation is characterised by ductile shear zones surrounding lenses of weakly deformed granite (Fig. 5b). Heterogeneous deformation is present at all scales (see cross-sections in Figs. 4, 6 and 5b). In some small areas, the magmatic xenolith fabric is well-preserved and relicts of the previous magmatic deformations are found corresponding mainly to a weak magmatic foliation with N120–N140 strikes and subvertical dips.

A weak schistosity and stretching lineation occurs in the core of the lenses and become intense close to the shear zones. The analysed shear zones were high strain zones contemporaneous with major ductile deformations and metamorphism. Shear zones formed during D_1 or D_2 deformation have been distinguished in the field by using superimposed structures and the geometry of schistosity planes and stretching lineations associated with these differently oriented shear zones. In other words, all the measured shear zones were attributed to D_1 or D_2 deformation with respect to relative chronological criteria, and the measured direction of the main principal axis, X, present on the schistosity for each deformation phase (e.g. X direction, NW–SE for D_1 and E–W for D_2 (Fig. 4)). Shear zone patterns have been analysed every 100–200 m on a continuous vertical profile. The results of this analysis reveal that the first deformation is well-developed within the entire slice. The second deformation, however, is more pronounced in the basal and upper parts (Fig. 6, D_1/D_2): D_2 deformation is intense (Fig. 5e) and well-localized at the boundaries of the slice, around 2100 m and 2700 m. Between 2100 m and 2300 m D_1 and D_2 are present,

while between 2500 m and 2700 m the Roffna granite is only weakly deformed by D_1 deformation.

Geometry of shear zone patterns

For each shear zone pattern, the description of poles of shear zone planes, stretching lineations and shear senses derived from classical shear criteria analysis (Figs. 5a, b & c) provide the following results: from 2300 m to 2500 m, the regional D_1 schistosity (X/Y) was measured in the weakly deformed lenses and shows a constant average $N45^\circ$ strike, parallel to the Y direction (great circles S in stereograms, Fig. 6). Both schistosity and associated stretching lineation (stars in stereograms, Fig. 6) dip toward the south-east. In all the studied areas, the shear zone patterns associated with D_1 deformation are represented by conjugate zones intersecting close to the Y direction. The first set consist of moderately dipping shear zones with a SE oriented stretching lineation and a top to the NW dominant shear sense (squares in Fig. 6). The second set is represented by steeply inclined shear zones, northwest or southeast dipping and associated with subvertical lineations (open and black circles in Fig. 6). These shear zones mainly lower the SE blocks, as shown in the core of the Roffna granite (cross-section, Fig. 6). These data show an equal distribution of these two conjugate sets in the stereograms, without any preferred set (Fig. 6).

On the contrary, at the top (2700 m) and bottom (2100 m) of the slice, D_2 deformation shows a dominant set corresponding to shear zones dipping slightly towards the east and indicating a top to the east shearing, very few conjugates with top to the west being present (Fig. 6, open circles and squares). The regional D_2 schistosity (X/Y) at the upper and lower margin of the Roffna granite is subhorizontal or close to the dominant set of shear zones (great circles S on stereograms, Fig. 6). The associated stretching lineations are dipping toward the east (stars on stereograms, Fig. 6).

Shear zone patterns and fault kinematic analysis

Tectonic studies traditionally focus either on brittle deformation by looking at fault populations (Engelder & Geiser 1980, Angelier 1984, Hancock 1985, Marrett & Allmendinger 1990), or on ductile deformation by analysing shear zone patterns (Gapais *et al.* 1987, Marquer 1990, 1991). These two approaches, with their own methods, have caused controversy in their interpretation in terms of strain and/or stress for several decades. One recent paper about the use of 'shear zones as a new type of palaeostress indicator' (Srivastava *et al.* 1995) emphasises the importance of comparing and applying brittle field methods to strain markers in brittle-ductile and ductile shear zones. Even if this interpretation in terms of palaeostress could be a source of debate, a careful analysis of the geometry and the kinematics of shear zone patterns and a comparison with principal

axes deduced from the same shear zone populations using methods of fault plane analysis would allow new insights into the ductile shear zone analysis. In this paper, the method of fault kinematic analysis is applied to ductile shear zones and the resulting main stress axes (P and T axes) will be compared with strain axes (Z and X axes) deduced from classical strain analysis, using schistosity-stretching lineation couples measured in the lenses between the shear zones (Fig. 6, Faultkin). In our study, the P and T directions deduced from fault plane analysis do not represent stress axes but they are only used as a graphical representation to test the geometrical compatibility of shear zones.

In all the localities of D_1 deformation, the stretching lineation lying on the schistosity plane measured in the middle of weakly deformed lenses, corresponding to low strain domains, are close to the T (tension) axis (Fig. 6). In these diagrams, the schistosity planes are close to the plane containing the T axis and the intermediate axis of the fault kinematic solution. In that case, the schistosity acts as a symmetrical plane between the two sets of shear zones. The agreement between measured principal axes (schistosity X-Y, great circles with stars in Fig. 6, lineation X, stars in Fig. 6) and fault kinematic results attests for a good compatibility of the shear zones and the schistosity and confirms the NW-SE shortening during D_1 .

On the other hand, the fault kinematic analysis for D_2 shear zones reveals an asymmetry of the position of the D_2 schistosity (X-Y, great circles with stars in Fig. 6) with respect to the calculated extension field (dashed area, Fig. 6). An obliquity of the dip of the stretching lineation (X, stars in Fig. 6) with respect to the T axis is also observed. In these diagrams, the D_2 schistosity is close to a great circle delimiting the Tension/Compression fields. The schistosity is always at low angle to the dominant set of shear zone (open circles, Fig. 6). Even if their dips differ slightly, the stretching lineation and the T axis trend in the same E-W direction, while the shortening is almost vertical (Fig. 6). These symmetrical/asymmetrical results are used as large-scale kinematic indicators to establish the bulk strain regime of a crustal structure (Choukroune *et al.* 1987).

Bulk kinematics

Using the geometry of the tectonic contacts at the boundary of the nappe for D_1 and D_2 deformation, the results provided by shear zone pattern analyses at the scale of measurement stations can be interpreted in terms of bulk kinematics, strain intensity and strain localisation at the nappe scale. The D_1 and D_2 shear zone patterns in the different areas of the Roffna slice, lead to symmetric/asymmetric patterns versus schistosity, lineation and T-P axes which are interpreted as non-coaxial deformation in low strain domains for D_1 deformation (Fig. 7, S, L and T on the same axis) and non-coaxial deformation in high strain domains for D_2 .

For this D_2 deformation, the schistosity and stretching lineation measured in the field (S, L in Fig. 7) are located in the tension field of fault kinematic analysis, but are close to the dominant set of shear planes (open circles in Fig. 7) and not close to the dihedral symmetric plane containing the T and intermediate axes of the fault kinematic analysis (T on Fig. 7). This asymmetrical geometry is interpreted as a strongly non-coaxial deformation at this scale (Fig. 7). In these two cases, we suggest that the orientation of P and T axes, calculated with the shear zone pattern analyses, are close to the principal axes of the incremental strain ellipsoid (dashed ellipsoid in Fig. 7) while the schistosity and the stretching lineation measured in the field correspond to the principal axes of the finite strain ellipsoid. With such interpretation, finite strain and incremental strain ellipsoids are parallel for D_1 and oblique for D_2 deformation. Such features could be related to the low and widely distributed strain observed for D_1 whereas the D_2 deformation geometry reflects higher strained domains, strongly localised at the bottom and top of the Roffna slice. At the scale of the Roffna slice, the bulk asymmetry of the D_1 and D_2 shear zone patterns in the Roffna granite compared to the mainly horizontal or gently east dipping tectonic contacts is interpreted as a C/S relationship, and confirms the kinematics recorded by these contacts or by other Penninic nappes in this area (large black arrows on Fig. 7): D_1 corresponds to a stacking of the nappe towards the NW and is followed by D_2 with a top to the E shearing.

CONCLUSIONS

This approach allows us to draw conclusions about the geometry, the distribution and the kinematics of basement deformation. Because the main contacts between tectonic units are often reworked in collision belts, and because observations of local kinematic indicators reveal only late tectonic events, the analysis of shear zone patterns at the scale of a nappe is a powerful instrument in order to deduce the bulk kinematics. The comparison between the orientation of P–T axes resulting from shear zone pattern analysis using fault kinematics and the direction of the principal strain axes defined by schistosity and stretching lineation allows a description of the kinematics and the distribution of the two main ductile deformations recorded from the bottom to the top of the Roffna granite. The first phase, well expressed in the whole nappe, corresponds to a top to the northwest sense of shear and the second phase, preferentially developed at the top and the bottom of the nappe, indicates a top to the east sense of shear. The deformed granites provide a powerful strain marker and kinematic indicator at the bulk scale.

The study of shear zone patterns and strain distribution at the nappe scale is a tool to understand the basement behaviour during collisional building processes. The basement rocks seem to be mainly controlled by heterogeneous deformation while the cover is mainly affected by large scale folding. This heterogeneous and localised deformation, expressed in the

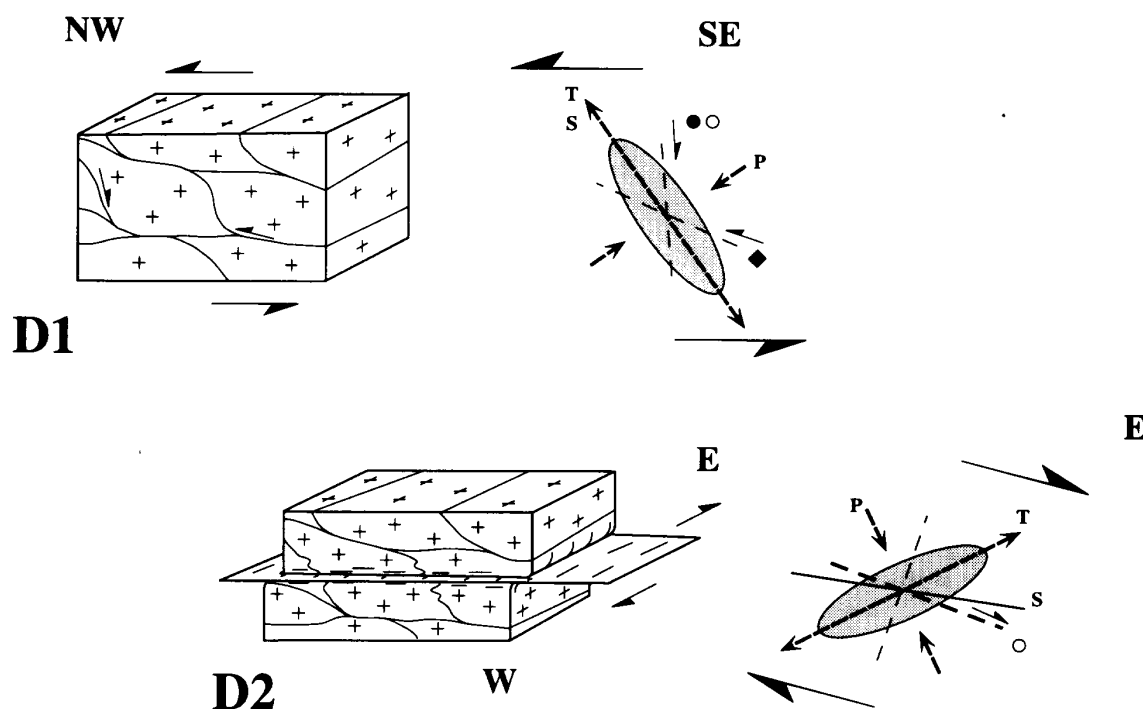


Fig. 7. Sketch of the kinematic interpretation of D_1 and D_2 deformations. The shearing plane (large arrows) corresponds to orientation of the main tectonic boundaries of the nappe. Circles, squares and stars are as in Fig. 6. P and T are the calculated compression and tension axis using Faultkin (Fig. 6). S is the average of schistosity and lineation measured in the field (Fig. 6); their orientations are compared with P–T axis, see text for explanations.

basement nappes leads to large preserved domains which are of importance to the reconstruction of the tectono-metamorphic history of these old basement units.

Acknowledgements—This work was supported by Swiss National Funds, FNSRS No: 20.33421-92. Thanks to S. Schmid and an anonymous reviewer for suggesting significant improvements to this paper.

REFERENCES

- Allmendinger, R. W., Marrett, R. A. & Cladoulos, T. 1989. Fault kinematics: a program for analysing fault slip data for the Macintosh computer. Cornell University, Ithaca.
- Angelier, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. geophys. Res.*, **89**, 5835–5848.
- Angelier, J. & Mechler, P. 1977. Sur la méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France*, **XIX**, 1309–1318.
- Argand, E. 1911. Les nappes de recouvrement des Alpes Penniques et leur prolongements structuraux. *Matér. Carte géol. Suisse N.S.* **31**.
- Argand, E. 1916. Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae geol. Helv.* **14**, 145–191.
- Baudin, Th. & Marquer, D. 1993. Histoire P–T-déformation du socle et de la couverture de la nappe de Tambo: utilisation du géobaromètre phengitique (Alpes centrales suisses). *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* **73**, 293–307.
- Baudin, Th., Marquer, D. & Persoz, F. 1993. Basement–cover relationships in the Tambo nappe (Central alps, Switzerland): geometry, structures and kinematics. *J. Struct. Geol.* **15**, 543–553.
- Baudin, Th. & Marquer, D. 1994. Comparaison des relations socle-couverture entre les zones internes et externes dans les Alpes centrales. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* **74/3**, 453–458.
- Baudin, Th., Marquer, D., Barfety, J. C., Kerckhove, C. & Persoz, F. 1995. A new stratigraphical interpretation of the mesozoic cover of the Tambo and Suretta nappes: Evidence for early thin-skinned tectonics. *C. R. Acad. Sci. Paris* **321**, 401–408.
- Bell, T. H. 1981. Foliation development: the contribution, geometry and significance of progressive bulk, inhomogeneous shortening. *Tectonophysics* **75**, 273–296.
- Berthé, D., Choukroune, P. & Jégouzo, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non co-axial deformation of granites: example of the south armorican shear zone. *J. Struct. Geol.* **1**, 31–42.
- Bradbury, H. J. & Nolen-Hoeksema, R. C. 1985. The leontine Alps as an evolving metamorphic core complex during A-Type subduction: Evidence from heat flow, mineral cooling ages, and tectonic modeling. *Tectonophysics* **4**, 187–211.
- Choukroune, P. & Gapais, D. 1983. Strain pattern in the Aar granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *J. Struct. Geol.* **5**, 411–418.
- Choukroune, P., Gapais, D. & Merle, O. 1987. Shear criteria and structural symmetry. *J. Struct. Geol.* **9**, 525–530.
- Deutsch, A. & Steiger, R. H. 1985. Hornblende, K–Ar and the climax of Tertiary metamorphism in the Lepontine Alps (South Central Switzerland): an old problem reassessed. *Earth Planet. Sci. Lett.* **72**, 175–189.
- Engelder, T. & Geiser, P. 1980. On the use of regional joint sets as trajectories of palaeostress fields during the development of the Appalachian plateau. *J. geophys. Res.* **85**, 6319–6341.
- Escher, A., Masson, H. and Steck, A. 1993. Nappe geometry in the Western Swiss Alps. *J. Struct. Geol.* **15**, 501–509.
- Frei, W., Heitzmann, P., Lehner, P., Müller, St., Olivier, R., Pfiffner, A., Steck, A. & Valasek, P. 1989. Geotraverses across the Swiss Alps. *Nature* **340**, 544–548.
- Frey, M., Hunziker, J. C., Frank, W., Bocquet, J., Dal Piaz, G. V., Jäger, E. & Niggli, E. 1974. Alpine metamorphism of the Alps: a review. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* **54/2/3**, 277–290.
- Frey, M., Bucher, K., Frank, E. & Mullis, J. 1980. Alpine metamorphism along the geotransverse Basel–Chiasso: a review. *Eclog. geol. Helv.* **73**, 527–546.
- Gapais, D., Balé, P., Choukroune, P., Cobbold, P., Mahdjoub, Y. & Marquer, D. 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *J. Struct. Geol.* **9**, 635–646.
- Grünenfelder, M. 1956. Petrographie des Rofnakristallins in mittelbünden und seine eisenvererzung. *Beitr. Geol. Karte Schweiz* **35**.
- Hancock, P. L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol.* **7**, 437–457.
- Hurford, A. J. 1986. Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contr. Miner. Petrol.* **92**, 413–427.
- Hurford, A. J., Flisch, M. & Jäger, E. 1989. Unravelling the thermotectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating. In: *Alpine Tectonics* (edited by Coward M., Dietrich D. & Park, R.). *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* **45**, 369–398.
- Mancktelow, N. 1985. The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclog. geol. Helv.* **78**, 73–96.
- Marquer, D. 1990. Structures et déformation alpine dans les granites Hercyniens du massif du Gothard (Alpes Centrales Suisses) *Eclog. geol. Helv.* **83/1**, 77–97.
- Marquer, D. 1991. Structures et cinématique des déformations alpines dans le granite de Truzzo (Nappe de Tambo: Alpes Centrales Suisses). *Eclog. geol. Helv.* **84/1**, 107–123.
- Marquer, D. & Peucat, J. J. 1994. Rb/Sr systematics of recrystallized shear zones at the greenschist–amphibolite transition: examples from granites in the Swiss Central Alps. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* **74/3**, 343–358.
- Marquer, D., Baudin, Th., Peucat, J. J. & Persoz, F. 1994. Rb–Sr micas ages in the Alpine shear zones of the Truzzo granite: The timing of the Tertiary alpine P–T-deformations in the Tambo nappe (Central Alps, Switzerland). *Eclog. geol. Helv.* **87/1**, 225–240.
- Marrett, R. & Allmendinger, R. 1990. Kinematic analysis of the fault slip data. *J. Struct. Geol.* **12**, 973–986.
- Massonne, H. J. & Schreyer, W. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contr. Miner. Petrol.* **96**, 212–224.
- Mayerat, A. M. 1994. Analyse structurale de la zone frontale de la nappe de Tambo (Pennique, Grisons, Suisse). *Mat. Carte Géol. Suisse NS* **165**, 68 p.
- Merle, O. 1994. Syn-convergence exhumation of the Central Alps. *Geodinamica Acta* **7**, 129–138.
- Merle, O., Cobbold, P. R. & Schmid, S. 1989. Tertiary kinematics in the Lepontine dome. In: *Alpine tectonics* (edited by Coward M., Dietrich D. & Park, R.). *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* **45**, 113–134.
- Milnes, A. G. & Schmutz, H. U. 1978. Structure and history of the Suretta nappe (Pennine zone, Central Alps): A field study. *Eclog. geol. Helv.* **71/1**, 19–33.
- Mitra, G. 1978. Ductile deformation zones and mylonites; The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *Am. J. Sci.* **278**, 1057–1084.
- Mitra, G. 1979. Ductile deformation zones in Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strains. *Bull. geol. Soc. Am.* **90**, 935–951.
- Pfiffner, O. A., Frei, W., Finckh, P. & Valasek, P. 1988. Deep seismic reflection profiling in the Swiss Alps: Explosion seismology results for line NFP-20East. *Geology* **16**, 987–990.
- Pfiffner, O. A., Klaper, E. M., Mayerat, A. M. & Heitzmann, 1990. Structure of the basement–cover contact in the Swiss Alps. *Mém géol. Soc. Suisse* **1**, 247–262.
- Ramsay, J. G. & Allison, I. 1979. Structural analysis of shear zones in an Alpinised Hercynian granite (Maggia Lappen, Pennine zone, Central Alps). *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* **59**, 251–279.
- Sartori, M. 1990. L'unité du Barrhorn (Zone Pennique, Valais, Suisse). *Mémoires de géologie*, Lausanne, **6**, 157 pp.
- Schmid, S. M. & Froitzheim, N. 1993. Oblique slip and block rotation along the Engadine line. *Eclog. geol. Helv.* **86/2**, 569–593.
- Schmid, S. M., Ruck, P. & Schreurs, G. 1990. The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Pennine zone along the NFP-20East traverse (Grisons, Eastern Switzerland). *Mém géol. Soc. Suisse* **1**, 263–287.
- Schreurs, G. 1993. Structural analysis of the Schams nappes and adjacent tectonic units: implications for the orogenic evolution of the Pennine zone in the Eastern Switzerland. *Bull. géol. Soc. France* **164**, 425–435.
- Srivastava, D. K., Lisle, R. J. & Vandycke, S. 1995. Shear zones as a new type of paleostress indicator. *J. Struct. Geol.* **17**, 663–676.
- Staub, R. 1916. Zur Tektonik der Südöstlichen Schweizeralpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* **46**, 198 pp.
- Staub, R. 1924. Der Bau der Alpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* **52**.

- Steck, A. 1984. Structures de déformations Tertiaires dans les Alpes Centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclog. geol. Helv.* **77**, 55–100.
- Steck, A. 1990. Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales. *Eclog. geol. Helv.* **83**, 603–627.
- Steinmann, M. 1994. Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz. *Jb. Geol. B.-A.* **137/4**, 675–721.
- Streiff, V., Jäckli, H. & Neher, J. 1976. *Atlas géologique de la Suisse 1:25000, 1235 Andeer, Comm. géol. Suisse*. **56**.
- Trumpy, R. 1980. Geology of Switzerland, a guide book. In: *Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. Schweiz. geol. Komm. Eds Wepf & Co, Basel*.
- Wilhelm, O. 1933. Geologie de Landschaft Schams (Graubünden). *Beitr. geol. Karte Schweiz NF* **64**, 1–32.

2.4 Évolution minérale dans les zones de cisaillement D1

2.4.1 Évolution de la taille des grains et analyse modale associée à l'échelle de l'échantillon

Afin d'illustrer les changements progressifs de texture macroscopique dans une zone de cisaillement D1, une étude granulométrique au microscope optique a été appliquée à trois types d'échantillons de déformation croissante (NCR 24 & 25 roches peu déformées; NCR 8b orthogneiss D1, NCR 8a mylonite D1). Un échantillon présentant des structures superposées D1 et D2 a également été l'objet de cette étude minéralogique (NCR 11: relations schistosités S1/S2).

Pour compenser le problème de l'anisotropie des échantillons étudiés (alignement des minéraux dans le plan de schistosité), les mesures linéaires (sur photo agrandie de lame mince) sont effectuées sur le plan XZ avec une orientation de 30° par rapport à la schistosité principale. Cinq catégories ont été considérées, la *matrice* (taille des grains < 0.06 mm) (volcanique et/ou due à la déformation) et les phases minérales déterminées au microscope optique ($\varnothing$ > 0.06 mm): *quartz*, *microcline*, *plagioclase*, *biotite*. Les mesures sont effectuées en continu sur des traverses totales de 45 centimètres par échantillons.

Avec l'augmentation de l'intensité de la déformation, la fréquence et la taille des porphyroclastes de Kfs et Bt décroissent (Figure III-15 et Figure III-16). La déstabilisation des clastes feldspathiques et de la biotite entraîne la diminution de leur pourcentage modal et par conséquent le pourcentage de matrice augmente (Figure III-17). Toutefois, si le pourcentage volumique du quartz porphyrique semble constant (variant entre 20 & 25 %) et si sa fréquence augmente vertigineusement (de 10 à 27 %), la taille moyenne des phénocristaux diminue drastiquement au stade mylonitique: quartz (3000-625 à 2000-5 μ m), Kfs (2500-150 à 40-5 μ m), plagioclase (5000-375 à 40-5 μ m), (Figure III-15 et Figure III-16).

2.4.2 Évolution modale des phases minérales

L'analyse modale (Figure III-17) calculée à partir de l'étude au microscope optique montre que la plus grosse partie du volume des phases minérales porphyroclastiques de $\varnothing$ > 0.06 mm est occupée par le quartz (constant autour de 20-25 %), alors que, en fonction de l'intensité de la déformation, le FK passe de 20 à 3 %. Par contre le plagioclase (< 7 %) et la biotite (< 5 %) disparaissent totalement avant le stade orthogneiss. Le pourcentage volumique de la matrice

passé de 45 % à 72 % entre les stades orthogneissique et mylonitiques. L'étude de sa composition n'a pu être réalisée.

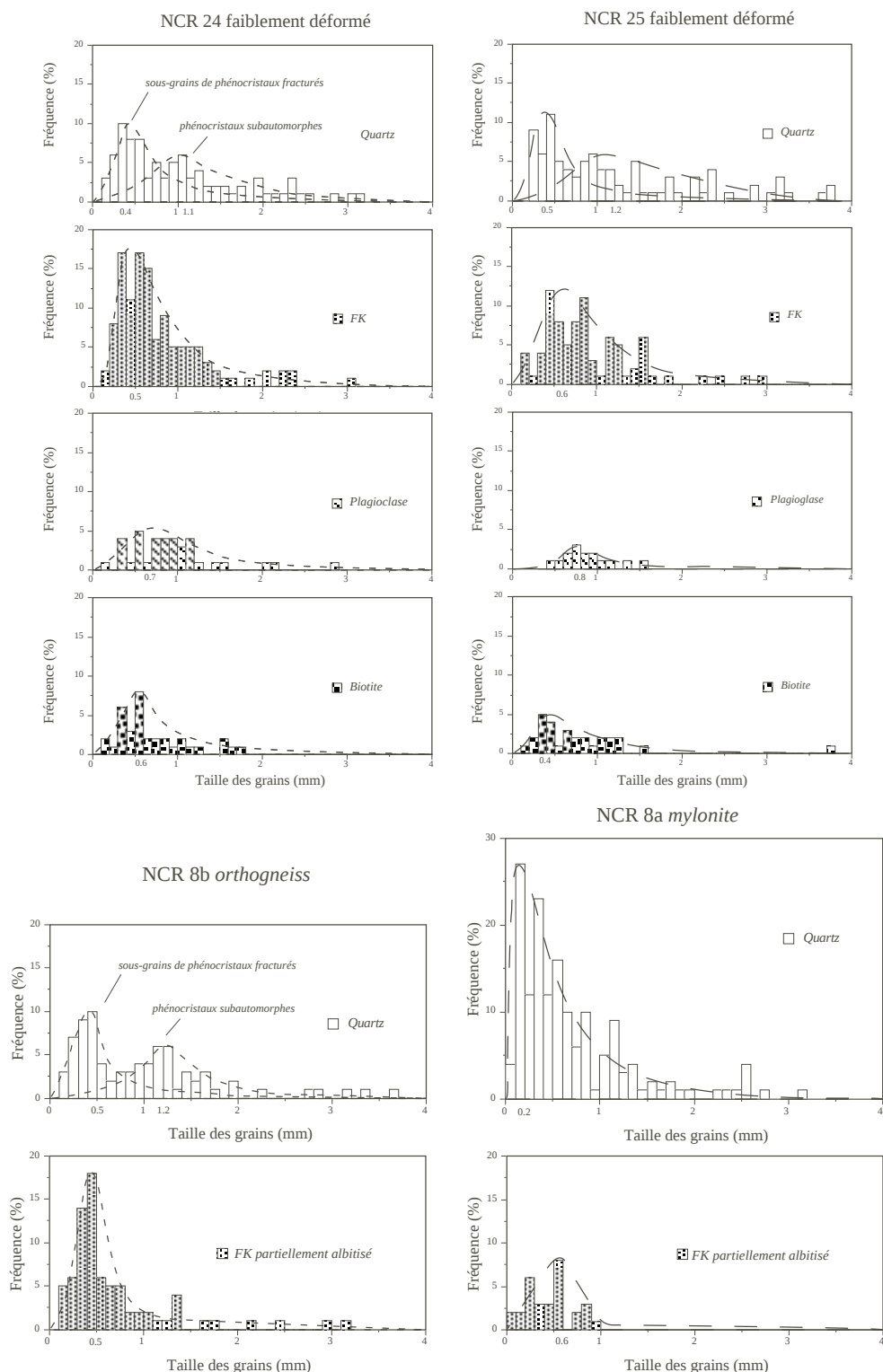


Figure III-15 Fréquence de la taille des grains porphyriques dans la rhyolite de Roffna. Observations au microscope optique sur lames minces d'après une méthode de comptage linéaire sur un plan XZ à 30° de l'intersection avec le plan de schistosité principale XY.

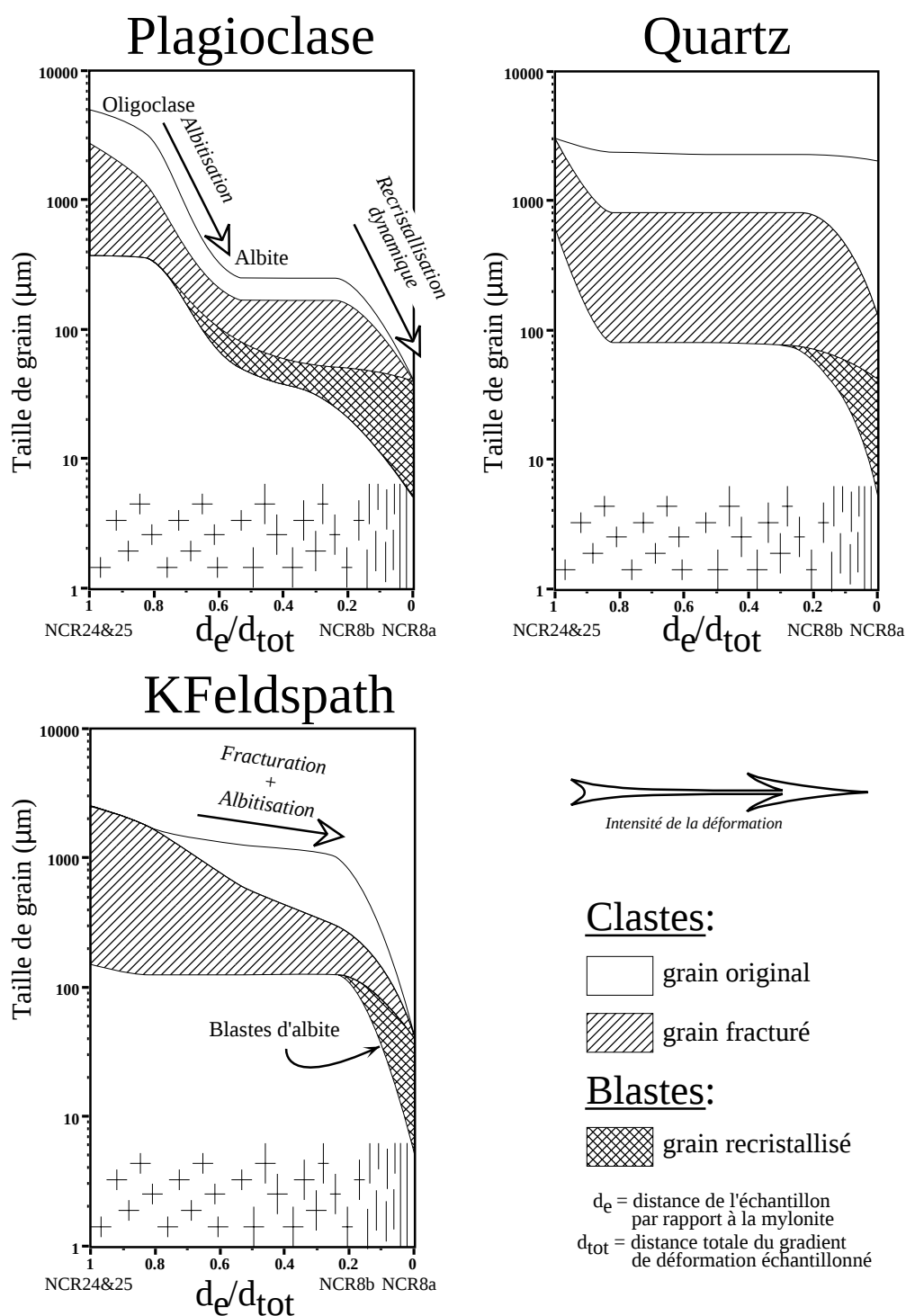


Figure III-16 Evolution de la taille de grain des porphyroclastes de Pl, Kfs et Qtz en fonction de l'intensité de la déformation. La Bt porphyroclastique disparaît dès les premiers stades de déformation. (d_e/d_{tot} , cf. Figure I-12).

Faciès Echantillon	non-déformé NCR24	non-déformé NCR25	orthogneiss NCR8b	mylonite NCR8a
<i>Quartz</i>	20.86	24.98	21.75	24.63
<i>KFeldspath</i>	20.76	17.67	11.87	3.04
<i>Plagioclase</i>	7.34	2.90	-	-
<i>Biotite</i>	5.13	5.14	-	-
<i>Matrice</i>	45.90	49.31	66.38	72.33

Figure III-17 Analyses modales (%) de la rhyolite de Roffna progressivement déformés. Observations au microscope optique sur lames minces d'après un méthode de comptage linéaire sur un plan XZ à 30° de l'intersection avec le plan de schistosité principale XY.

L'analyse modale au microscope permet de suivre, dans les différents faciès de la déformation progressive, l'évolution des transformations des phases de tailles plus grandes que 0.06 mm (Figure III-15 et Figure III-17). Dans la matrice, la taille des grains inférieure à 0.06 mm ne permet pas leur détermination minéralogique. Ainsi une seconde approche de l'analyse modale totale a été entreprise en utilisant les données géochimiques de la FX pour les roches totales et les données minéralogiques de la microsonde (Annexes A & B). Les calculs ont été effectués en utilisant un programme de régression linéaire par la méthode des moindres carrés, forcée à l'origine (réalisation Marquer et Moret; calculs SAS/VAX, institut de géologie, Neuchâtel). Ce programme permet pour une roche donnée de calculer le pourcentage de chaque phase constitutive (% modal) à partir de l'analyse chimique de la roche totale et des analyses chimiques des phases minérales considérées (Annexes A & B) (voir résultats: Figure III-18).

L'étude de l'évolution des phases minérales révèle que les micas blancs augmentent fortement, tandis que le quartz croît modérément (Figure III-18). Ces variations proviennent de la déstabilisation et de la diminution du volume des feldspaths et de la biotite au cours de la déformation. En effet, au cours de la déformation, le Kfs et l'oligoclase diminuent pour disparaître totalement dans les stades orthogneiss (Figure III-19). Le plagioclase change de composition et se transforme en albite (albitisation complète dans les orthogneiss), puis diminue au profit d'un assemblage à quartz-phengite-épidote (Figure III-18).

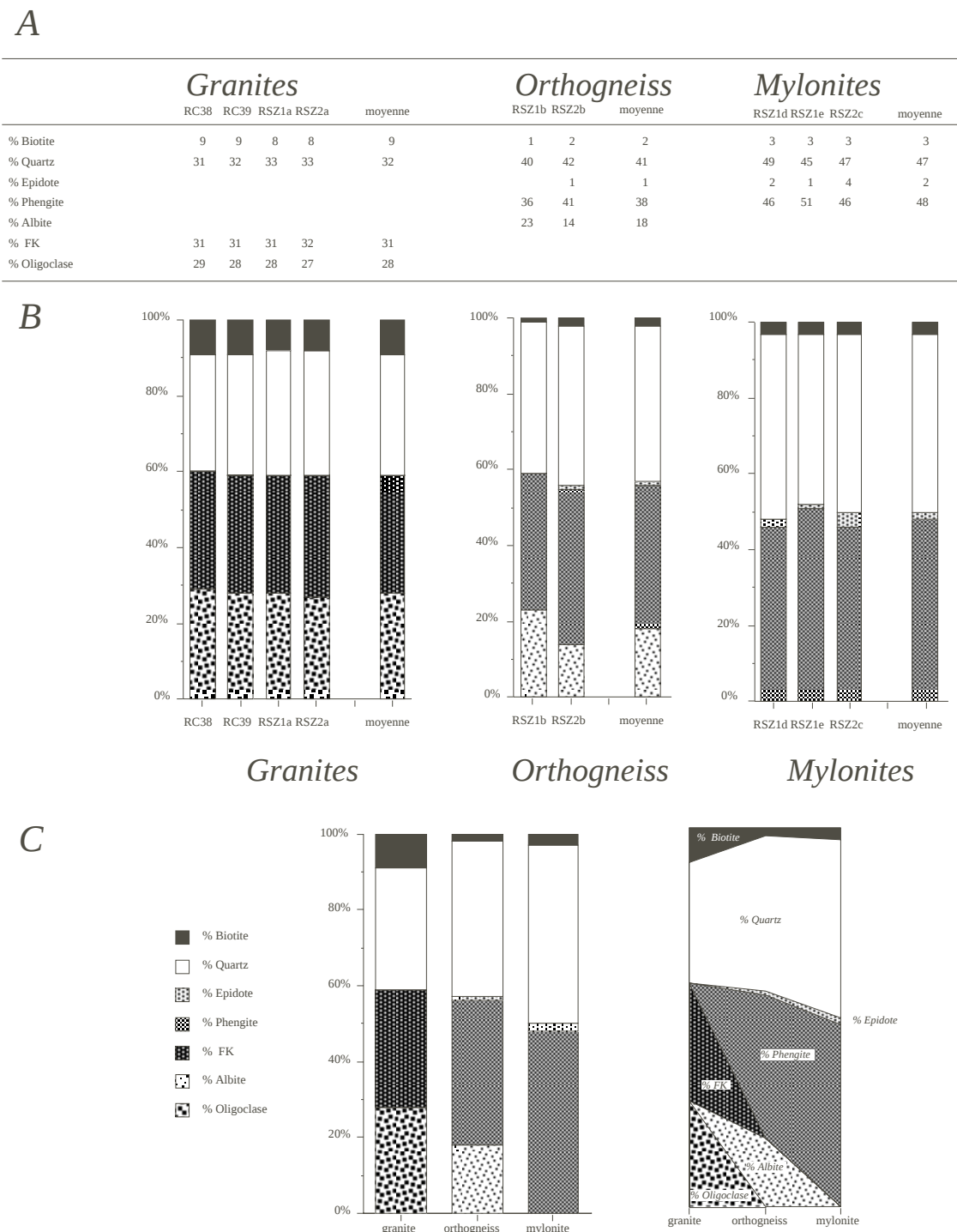


Figure III-18 Evolution des phases minérales avec l'intensité de la déformation. Les % volumiques sont normalisés à partir des analyses chimiques de roches totales par fluorescences des rayons X (FX) et de minéraux par microsonde (Annexes A & B). A: tableau des % volumiques normalisés; B; représentation graphique des données; C: évolution des phases minérales (valeurs moyennes) pour les trois stades de déformation.

Ainsi, la cristallisation de blastes de taille < 0.06 mm (micas blancs, quartz, albite et épidote) vient augmenter la proportion volumique de la matrice (Figure III-17), qui, en conséquence, change de composition.

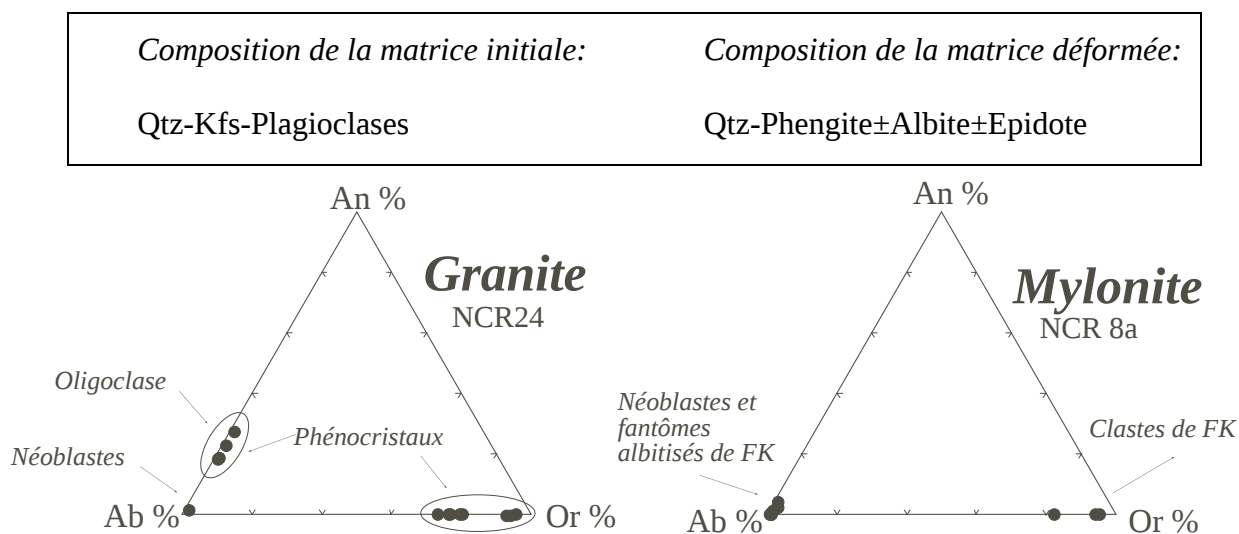


Figure III-19 Evolution de la composition minérale des feldspaths en fonction de l'intensité de la déformation. Dans le granite faiblement déformé, les porphyroclastes de plagioclase ont la composition de l'oligoclase et les néoblastes celle de l'albite. Dans la mylonite, quelques minéraux résiduels de Kfs persistent, alors que certains fantômes présentent des compositions d'albite.

2.4.3 Évolution de la composition chimique des phases minérales

Les principales phases minérales ont été analysées à la microsonde (Annexes B). Les formules structurales des minéraux principaux sont résumées dans la Figure III-20.

a) Minéraux principaux

Les biotites: d'origine magmatique (Bt_I) sont souvent sagénitisées. Les biotites analysées sont représentées sur un diagramme Si en fonction de Al (Figure III-21A). Elles sont les membres intermédiaires d'une solution solide entre l'eastonite et la phlogopite. Les biotites (Bt_{II}) sont secondaires.

Les phengites: apparaissent au cours de la déformation. Elles montrent un taux de substitution tschermakitique différent en fonction des microstructures de la déformation auxquelles elles appartiennent (S1, C et S2, lames minces RSZ3a et RSZ11, Figure III-23). Le diagramme de Si en fonction de Al pour les micas blancs des échantillons NCR8a et NCR11 (Figure III-21B) exprime leur taux de substitution phengitique. L'alignement bien réglé des points le long de la ligne de substitution tschermakitique montre le faible effet de la substitution diocta-trioctaédrique.

Les feldspaths potassiques: ces phénocristaux, dans les échantillons non-déformés, présentent une structure de microcline; au cours de la déformation, ils sont remplacés par des pseudomorphoses albitiques (Figure III-19).

Les plagioclases: la Figure III-19 illustre la composition initiale des porphyroclastes d'oligoclase, mais au cours de la déformation, les néoblastes qui se forment ont des compositions d'albite. Dès le faciès orthogneiss, l'albitisation des clastes de plagioclases entraînant une diminution de calcium (% An) se fait en faveur de la cristallisation d'épidote dans les zones de cisaillement.

Granite	
<i>Biotite I</i>	$(K_{.95})(Mg_{.61}Fe_{1.82}Mn_{.03}Al_{.11}Ti_{.27})(Si_{2.7}Al_{1.29})O_{10}(OH)_2$
<i>FK</i>	$(K_{.82}Na_{.185}Ca_{.004})(Al_{1.02}Si_{2.98})O_8$
<i>Oligoclase</i>	$(Na_{.79}Ca_{.23})(Al_{1.19}Si_{2.79})O_8$
Orthogneiss	
<i>Biotite II</i>	$(K_{.92})(Mg_{1.26}Fe_{1.21}Mn_{.012}Al_{.25}Ti_{.123})(Si_{2.85}Al_{1.15})O_{10}(OH)_2$
<i>Phengite</i>	$(Na_{.01}K_{.955})(Mg_{.38}Fe_{.23}Al_{1.43})(Si_{3.43}Al_{.57})O_{10}(OH)_2$
<i>Albite</i>	$(Na_{.985}Ca_{.003}K_{.012})(Al_{1.01}Si_{2.99})O_8$
Mylonite	
<i>Biotite II</i>	$(K_{.92})(Mg_{1.26}Fe_{1.21}Mn_{.012}Al_{.25}Ti_{.123})(Si_{2.85}Al_{1.15})O_{10}(OH)_2$
<i>Phengite</i>	$(Na_{.005}K_{.964})(Mg_{.38}Fe_{.18}Al_{1.43})(Si_{3.415}Al_{.57})O_{10}(OH)_2$
<i>Epidote</i>	$(Ca_{1.95})(Fe^{2+}_{.6}Mn_{.1}Al_{2.49})(Si_{3.09}O_{12})(OH)$ selon Marquer, 1987, p.201

Figure III-20 Formules structurales moyennes des minéraux utilisés par microsonde. (voir Annexes B).

b) Minéraux accessoires

La chlorite, le sphène, les opaques et les épidotes ont été omis dans les mesures à la microsonde, lors de cette étude.

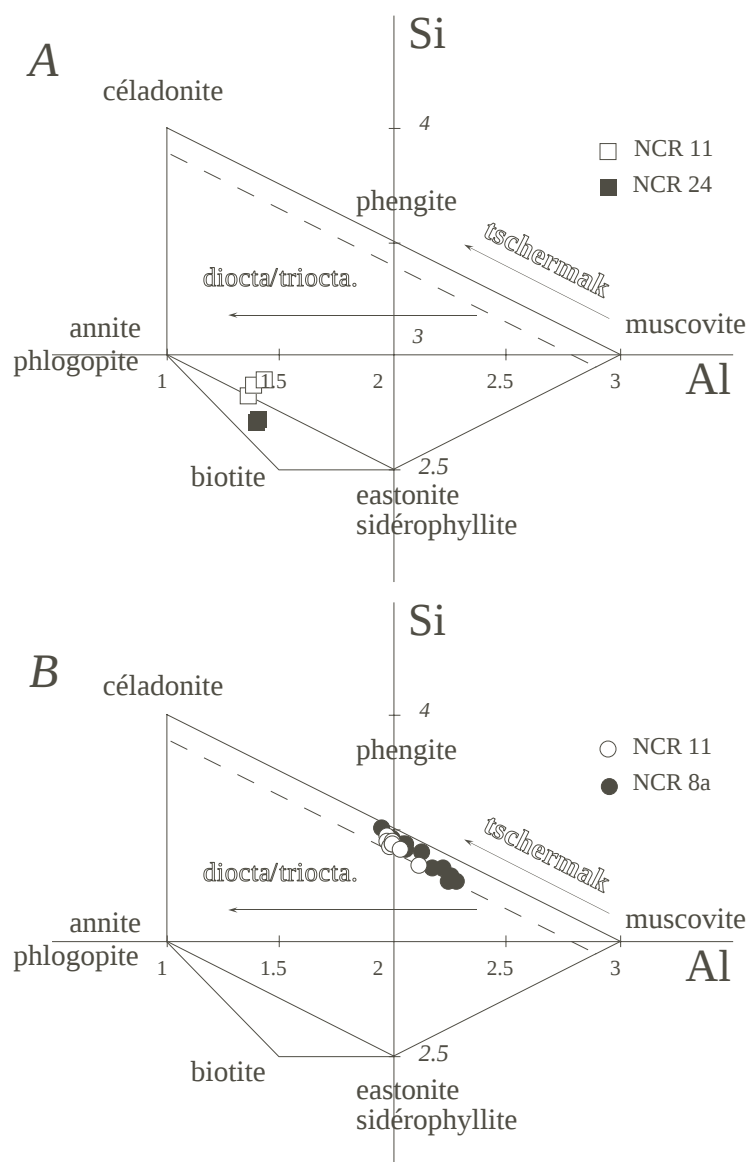


Figure III-21 Diagramme de Si en fonction de Al pour les micas de la rhyolite de Roffna analysés par microsonde. A: biotites; B: phengites. NCR24: roche faiblement déformée; NCR 8a: mylonite D1; NCR11: roche présentant des relations S1/S2.

2.5 Métamorphisme

Ce chapitre est destiné à compléter les connaissances sur les conditions thermobarométriques de D1 et D2 dans les zones de cisaillement de la rhyolite de Roffna, partie frontale de la nappe de Suretta.

Déjà bien contrainte par diverses études citées plus haut, l'histoire du métamorphisme de la nappe de Suretta fait l'objet d'une étude microstructurale sur les phengites. Elle complète celle de Baudin and Marquer (1993) dans la nappe de Tambo et montre que la composition et les substitutions tschermakitiques des phengites étudiées sont fortement dépendantes des microstructures de la déformation qui les accueillent (schistosités et plans de cisaillement) (PARTIE III-3.2.7). Les déformations ductiles D1 et D2 étant fortement hétérogènes, le degré de substitution mesuré dans les phengites de microstructures précises (S1 et S2) peut ainsi correspondre à un état d'équilibre au cours de la phase de déformation concernée. D'après Baudin et Marquer (1993), le géobaromètre de Massonne and Schreyer (1987), valable uniquement pour des roches présentant des assemblages minéralogiques contenant une phase potassique (Kfs) et magnésienne (Bt), devra donc être utilisé uniquement sur les phengites rééquilibrées lors de la déformation concernée.

2.5.1 Substitution tschermakitique dans les phengites

Les micas forment des solutions solides gouvernées par de nombreuses substitutions (Figure III-22).

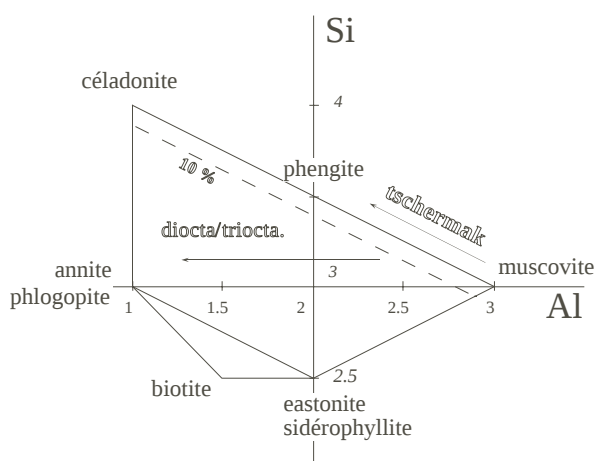
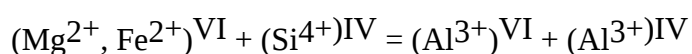


Figure III-22 Diagramme de Si en fonction de Al montrant les vecteurs de substitutions tschermakitiques et diocta-trioctaédriques pour le groupe des phyllosilicates (Baudin and Marquer, 1993).

L'étude expérimentale des conditions de stabilité thermobarométrique a été entreprise par Crowley and Roy (1964) et par Velde (1965). Crowley et Roy trouvèrent dans le système $K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ (KMASH) un rang de miscibilité entre une muscovite idéale ($Si = 3$ p.f.u.) et une phengite ($Si = 3,5$ p.f.u.) dans des conditions expérimentales variant de 400° à 700° C et supérieures à 4 kbars. De son côté, Velde (1965, 1967) déclara que la miscibilité de la muscovite jusqu'à l'Al-céladonite augmente clairement avec l'élévation de la pression. Ainsi en 1967, il appliqua le taux de substitution tschermakitique à la géobarométrie et souligna que les micas, dans les systèmes purs KMASH, montraient le maximum de substitution pour des conditions PT élevées. Les micas présentant de fortes substitutions diocta-trioctaédriques doivent être écartés de l'étude géobarométrique (Figure III-22).

Les phengites sont les membres intermédiaires de la solution solide située entre les pôles: *muscovite* - $KAl_2 [AlSi_3O_{10}](OH)_2$ et *céladonite* - $K(Mg, Fe^{2+})(Fe^{3+}, Al)[Si_4O_{10}](OH)_2$. L'équation de la droite de substitution idéale qui relie ces deux minéraux isotypes est de la forme $Si = -0,5 (Al) + 4,5$ pour 6 cations dans les sites tétra-octaédriques (Figure III-22). Cette substitution tschermakitique



modifie les teneurs des cations Fe, Mg, Al et agit sur les valeurs de Si. En effet, le nombre de cations de Si des phengites augmente linéairement avec la pression et diminue modérément avec la température. Le champ de stabilité s'étale de 350° à environ 700° C, mais se limite vers les pressions supérieures (16-22 kbar), lorsque le Kfs et la phlogopite réagissent pour former des phengites et des fluides siliceux riches en K et Mg (Massonne and Schreyer, 1987).

La validité du géobaromètre de Massonne and Schreyer (1987) est optimale dans le système KMASH et avec l'assemblage critique phengite-feldspath potassique-quartz-phlogopite et la présence en excès de H_2O .

2.5.2 Microstructures de déformation des analyses par microsonde

Les phengites des microstructures de déformation S1 (schistosité) et C-réactivé (plan de cisaillement) de la mylonite D1 analysées par microsonde sont décrites dans le chapitre 3.2 de la PARTIE III (Table III-1 et Figure III-33, lame mince RSZ3a). Les analyses microsondes des phengites néoformées soulignant les schistosités S1 et S2 de l'échantillon NCR11 (Annexes B: tab. B-3) complètent cette base de donnée.

Le diagramme de Si en fonction de Al exprime le taux de substitution phengitique de tous ces micas blancs considérés en relation avec les microstructures de déformation (Figure III-23; PARTIE III-3.2.7: Table III-1 et Annexes B: tab. B-3). L'alignement bien réglé des points le long de la ligne de substitution tschermakitique prouve le faible effet de la substitution diocta-trioctaédrique.

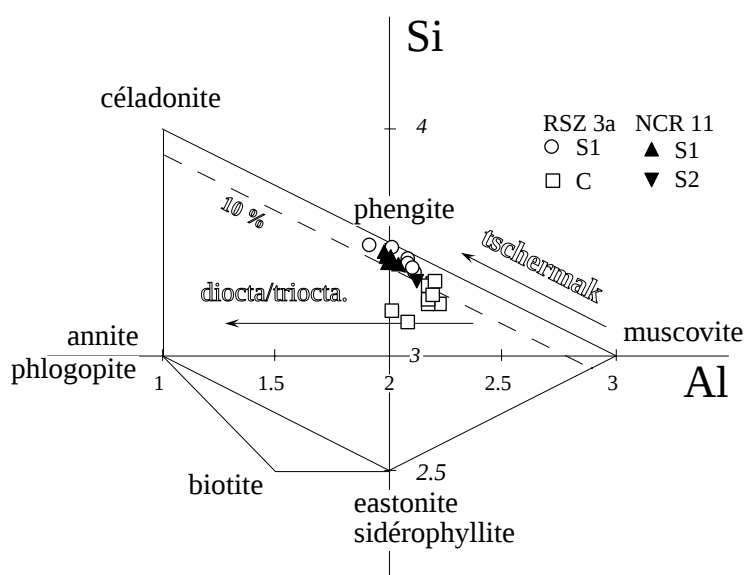


Figure III-23 Diagramme de Si en fonction de Al pour les phengites de la rhyolite de Roffna analysées en fonction de leur microstructure de déformation (PARTIE III-3.2.7: Table III-1 et Annexes B: tab. B-3). Les micas présentant la substitution diocta-trioctaédrique doivent être écartés de l'étude géobarométrique.

Les microstructures de déformation correspondant à la schistosité S1, aux plans de cisaillement C et à la schistosité S2 font apparaître des taux de substitution différents (PARTIE III-3.2.7, Table III-1; Annexes B: tab. B-3): Si (p.f.u.) 3,49/3,37 et Al_{tot} (p.f.u.) 2,11/1,91 pour S1; Si (p.f.u.) 3,33/3,23 et Al_{tot} (p.f.u.) 2,22/2,12 pour C-S2.

2.5.3 Estimation de la température

L'emploi du géobaromètre de Massonne and Schreyer (1987) nécessite, en plus de la teneur en Si de la phengite, une estimation de la température lors de la phase de déformation considérée.

L'intensité du métamorphisme alpin de la zone nord des nappes de Tambo et Suretta se place entre les deux isogrades recoupant les contacts de nappes (Frey et al., 1983), soit la disparition du stilpnomélane au nord, et l'apparition du staurotide au sud (PARTIE III-3.2, Figure III-32). Des analyses au microscope et en diffraction X réalisées sur les échantillons des

différents faciès de déformation de la rhyolite de Roffna n'ont pas révélé la présence de stilpnomélane.

Les études pétrographiques de la rhyolite de Roffna de Grünenfelder (1956), Zurflüh (1961), Hanson (1969) et Baltzer (1989) ont montré des assemblages minéralogiques indicateurs d'un métamorphisme en faciès schistes verts inférieur. Dans notre étude, la transformation de l'oligoclase magmatique en albite au cours de la déformation (Annexes B: tab. B-2) indique une température inférieure au saut des péristérites, environ 500° C (Winkler, 1979).

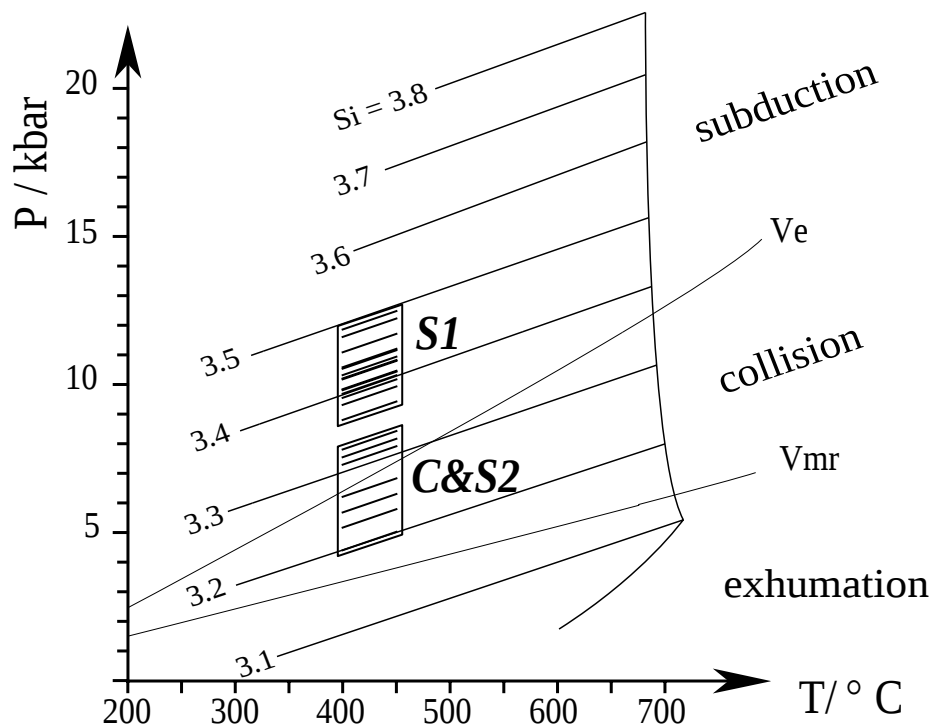


Figure III-24 Diagramme P-T de Massonne et Schreyer (1987) sur lequel sont reportées les analyses des phengites des microstructures S1 - C (RSZ3) et S1 - S2 (NCR11). Chaque trait court représente une mesure. La gamme de températures considérées est discutée dans le texte. Ve et Vmr symbolisent respectivement le géotherme non perturbé et le géotherme de relaxation maximale (England and Thompson, 1984).

En conclusion, les conditions thermométriques similaires des deux phases de déformation ductile D1 et D2 sont difficiles à contraindre précisément. Une gamme de température de l'ordre de 400-450° est estimée par comparaison avec les conditions thermiques enregistrées au sommet de la nappe de Tambo (Baudin and Marquer, 1993) et au sommet de la nappe de Suretta (Nussbaum, 1998).

2.5.4 Résultats

L'utilisation du géobaromètre de Massonne et Schreyer nécessite la présence d'une phase potassique (Kfs) et d'une phase magnésienne en excès (Phlogopite). Dans les échantillons peu déformés, le Kfs coexiste avec la biotite et la phengite. Les biotites considérées sont d'origine magmatique, donc anté-alpines. Préservées jusque dans l'orthogneiss, elles disparaissent pratiquement dans la mylonite (PARTIE III-2.4). La Figure III-21 indique qu'elles sont les membres intermédiaires d'une solution solide entre l'eastonite et la phlogopite.

Les valeurs de Si des phengites sont exprimées, pour deux échantillons, dans le diagramme P-T de Massonne et Schreyer (1987) (Figure III-24). Elles varient entre $Si=3.37$ et $Si=3.49$ pour les phengites S1 (déformation D1) et entre 3.23 et 3.33 pour les phengites C & S2 (déformation D2). Elles indiquent des pressions entre 12 et 9 kbar pour la schistosité S1 (faciès schistes bleus) et entre 8 et 5 kbar pour les microstructures de déformation C & S2. Il est à noter que les micas blancs, dans les microstructures C, semblent recristalliser à plus basse pression que ceux qui sont contenus dans la schistosité et reflètent sans doute une réactivation locale de ces plans de cisaillement au cours des déformations D2 et ultérieures.

2.5.5 Discussion

Les valeurs de pression obtenues sont emplies d'une part d'incertitude. En effet, les températures sont estimées à partir de considérations générales.

Ces estimations P-T sont en outre très similaires à celles qui sont proposées par Ring (1992), même si les relations métamorphisme-déformation et l'interprétation cinématique ne sont pas en conformité avec l'interprétation présentée par Baudin and Marquer (1993). De plus, les estimations de pression basées sur le taux de substitution phengitique sont compatibles à celles qui sont déterminées par Baltzer (1989) à la base de l'échelle Roffna.

La validité du géobaromètre de Massonne et Schreyer (1987) est optimale dans le système KMASH et avec l'assemblage critique phengite-feldspath potassique-quartz-phlogopite et la présence en excès de H_2O . La minéralogie de la rhyolite de Roffna (PARTIE III-2.4) est proche de cet assemblage:

Quartz - biotite –Kfs – phengite ± plagioclase ± épidote

Une relation existe entre le taux de substitution tschermakitique dans les phengites et leur position dans les différentes microstructures de déformation. Les phengites S1 se montrent toutes

fortement substituées, alors que celles des microstructures C et S2 le sont moins. Cette évolution est interprétée comme une décompression isotherme depuis des conditions de HP 12 - 9 kbar pendant D1 jusqu'à des pressions de 8 - 5 kbar pendant D2 pour des températures de l'ordre de 400-450° (Figure III-24). Une recristallisation locale des phengites dans les plans de cisaillement C semble avoir lieu au cours des déformations D2 et ultérieures. La zone de cisaillement D1 étudiée est fortement inclinée vers le SE et de ce fait a pu être le siège d'une réactivation très locale pendant les déformations ultérieures.

2.5.6 Conclusions

Cette décompression concorde avec les résultats de Nussbaum et al. (1998) au sommet de la nappe de Suretta et avec ceux de Baudin et Marquer (1993) dans la nappe de Tambo sous-jacente. Ces derniers interprètent les valeurs de pression sensiblement supérieures de la façon suivante:

- √ La déformation D1 traduit une mise en place des nappes à des profondeurs de base de croûte à des températures anormalement basses dans un environnement de haute pression (faciès schistes bleus, champ de subduction dans le diagramme, Figure III-24).
- √ La déformation D2 représente une décompression progressive isotherme dans des conditions du faciès schistes verts. La D2 globalement cisailante vers l'Est est expliquée par un amincissement du prisme crustal pennique, après la mise en place des nappes effectuée en faciès de haute pression. D'après le trajet PT et les structures associées à l'extension (amincissement), cette décompression isotherme D2 correspondrait à de l'extension syn-collision (Malavielle, 1993; Platt, 1993).

2.6 Les transferts de matière dans les zones de cisaillement de la déformation D1

2.6.1 Introduction

Certaines zones d'intense déformation ductile, les mylonites, peuvent être le siège de transformations minéralogiques et de mobilité chimique non négligeables (Turner and Weiss, 1963; Marquer, 1987; Marquer, 1989; review by McCaig, 1997). Les transferts de matière dans les zones de cisaillement de la phase ductile D1, générée en faciès schistes bleus (PARTIE III-2.2 et PARTIE III-2.5) au sein de la rhyolite de Roffna (PARTIE III-1.3.1) de la nappe de Suretta, ont été examinés par Challandes (1996). Les résultats majeurs de cette étude sont intégrés dans ce sous-chapitre.

L'analyse des variations granulométriques, minéralogiques et géochimiques au sein de deux zones de cisaillement ductiles D1 non ou faiblement réactivées postérieurement, a servi à l'évaluation des relations entre déformation, minéralogie et transferts de matière. La méthodologie a été développée par Marquer (1989). Dans ces zones de forte déformation alpine, dix échantillons ont été prélevés à travers deux zones de cisaillement D1 présentant un gradient de déformation: Roffna Shear Zone 1 (RSZ 1) et Roffna Shear Zone 2 (RSZ 2) (Figure I-11) (Coordonnées topographiques suisses: X, 746.00 ; Y, 152.25).

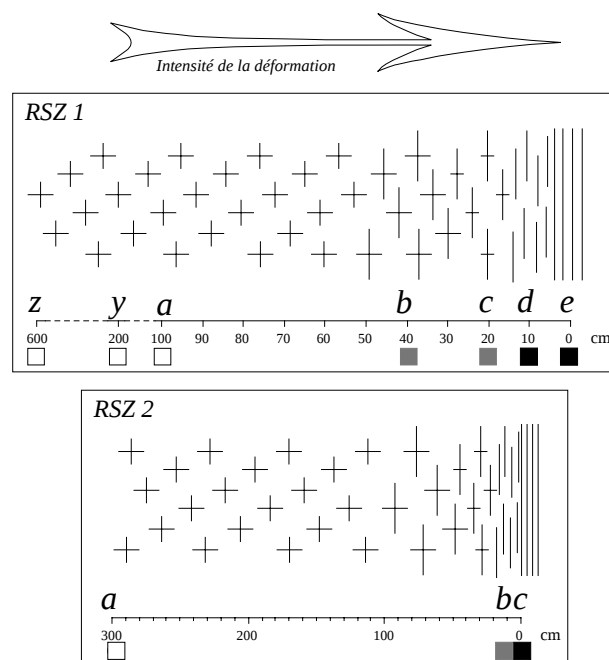


Figure I-11 Représentation schématique des zones de cisaillement D1 (RSZ1, RSZ2) échantillonnées dans la rhyolite de Roffna (Nappe de Suretta) avec localisation de l'échantillonnage géochimique: RSZ1z, y et a & RSZ2a, roches faiblement déformées (carrés blancs); RSZ1b, RSZ1c & RSZ2b, orthogneiss (carrés gris); RSZ1d, RSZ1e & RSZ2c, mylonites (carrés noirs).

2.6.2 Analyses chimiques

Les analyses chimiques des roches totales (éléments majeurs et traces) ont été effectuées au centre d'analyse minérale de l'université de Lausanne, par M. J.-C. Lavanchy et à l'institut de minéralogie de l'université de Fribourg (Annexes A).

Les phases minérales des différents faciès de la rhyolite de Roffna ont été analysées à la microsonde de l'institut de minéralogie et pétrographie de l'université de Lausanne, sous la direction de F. Bussy (Annexes B). Une estimation des formules structurales ainsi que l'évolution géochimique des différents minéraux en fonction de l'intensité de la déformation ont été déduites de ces analyses.

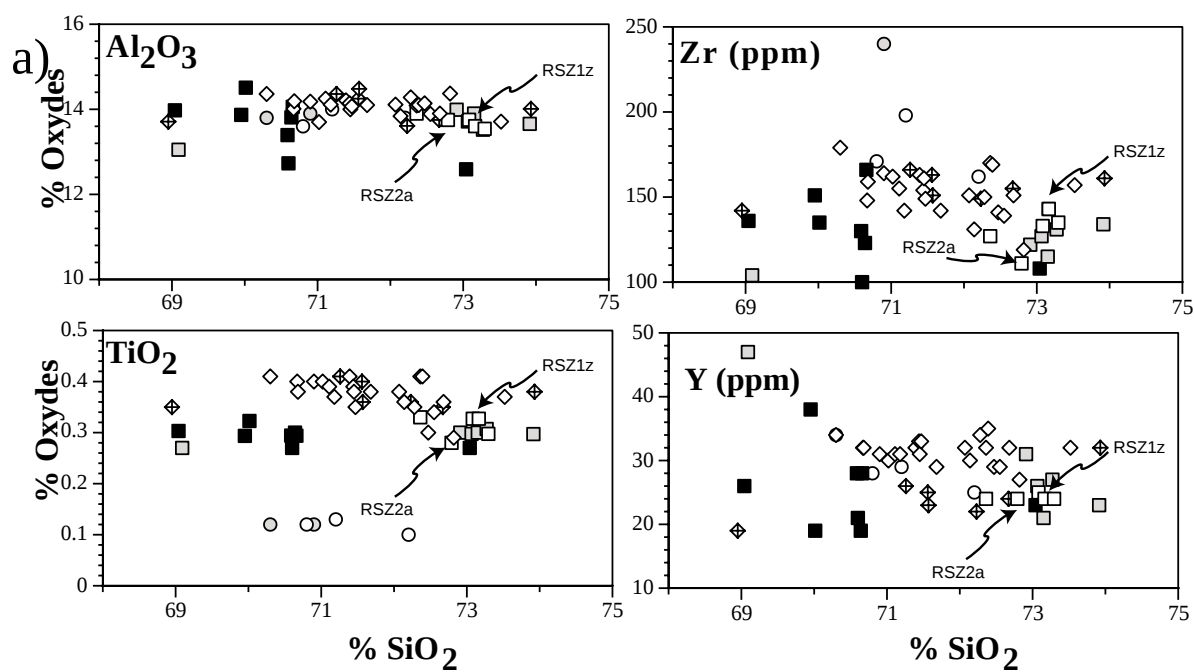
2.6.3 Transferts de matière dans les zones de cisaillement

L'étude des transferts de matière nécessite la connaissance préalable du contexte structural et métamorphique. Ces deux points sont développés dans les chapitres 2.2 et 2.5 de la PARTIE III, respectivement. De plus, un état de référence chimique de la roche initiale doit être établi pour différencier les fluctuations magmatiques des variations associées à la déformation. Finalement, l'établissement de profils de variation doit s'appuyer sur la connaissance des transferts de matière et s'affranchir des variations de volume (diagrammes pondéraux normalisés) au cours de la déformation.

La comparaison des analyses chimiques de roches ayant subi des intensités de déformation différentes pose deux problèmes majeurs: (1) Séparer les variations associées à la déformation des fluctuations magmatiques (PARTIE III-2.6.3a), (2) Estimer les gains et les pertes absolus des différents éléments au cours de la déformation (PARTIE III-2.6.3b et c).

a) Roche initiale (Diagrammes de Harker)

La composition initiale (état de référence) d'une roche granitique est approchée, à l'échelle de l'intrusion, par l'analyse géochimique d'un grand nombre d'échantillons de faciès non déformé. En plus de nos analyses géochimiques, celles de Hanson et al. (1969) et Baltzer (1989) ont servies à étoffer la base de données (Annexes A). Les critères de distinction des types d'échantillons de Balzer et de Hanson ne sont pas toujours précisés, alors que ceux de cette étude concernent un cadre bien précis de déformation, une zone de cisaillement de la phase de déformation D1 présentant un gradient de déformation: avec des roches faiblement déformées (carrés blancs), des orthogneiss (carrés gris) et des mylonites (carrés noirs) (Figure III-25).

**Challandes, this study**

◇ Roche faiblement déformée

Zones de cisaillement étudiées

□ Roche faiblement déformée

■ Orthogneiss

■ Mylonite

Balzer, 1989

◆ Roche faiblement déformée

Hanson et al, 1969

○ Roche faiblement déformée

○ Roche déformée

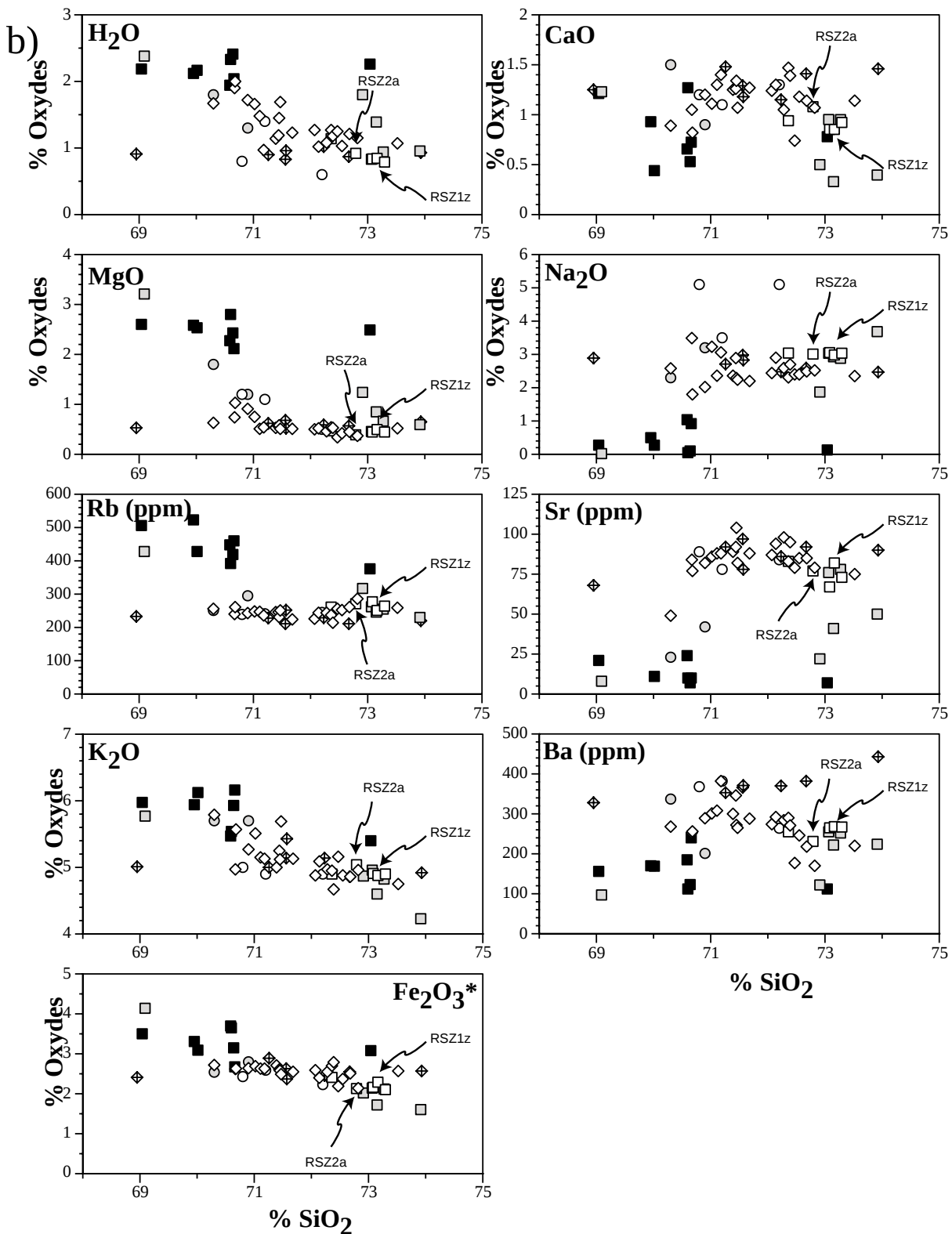


Figure III-25 Diagrammes de Harker. a) oxydes et éléments ne présentant pas de mobilité apparente avec la déformation, b) oxydes et éléments présentant une mobilité apparente avec la déformation. RSZ1z et RSZ2a: roches faiblement déformées des zones de cisaillement étudiées, représentatives de l'état de référence chimique de la roche initiale (voir diagrammes pondéraux normalisés, Figure III-26).

Dans les granitoïdes, il est nécessaire de distinguer les variations de compositions chimiques dans les gammes des fluctuations magmatiques initiales des modifications chimiques strictement associées à la déformation. Dans les diagrammes de Harker (Figure III-25), la distribution des roches non-déformées (figurés blancs) permet de définir l'évolution magmatique et les gammes de fluctuations initiales. Ces diagrammes montrent le comportement des différents oxydes et éléments par rapport aux processus magmatiques et à la déformation (carrés gris: orthogneiss; carrés noirs: mylonites). À partir de ces diagrammes, deux comportements apparaissent: (1) Certains oxydes et éléments ont des corrélations magmatiques quel que soit le degré de déformation (Al_2O_3 , TiO_2 , Zr, Y; Figure III-25a). Ils ne présentent pas de mobilité apparente avec la déformation. (2) D'autres oxydes et éléments des roches non-déformées montrent de vagues corrélations magmatiques et les roches déformées dans les zones de cisaillement semblent soit augmenter (MgO , $\text{LOI}=\text{H}_2\text{O}$, Rb, K_2O , Fe_2O_3^*), soit diminuer (CaO , Na_2O , Sr, Ba) (Figure III-25b). Les teneurs en K_2O et Fe_2O_3^* varient faiblement avec la déformation. Elles augmentent de 1 % environ dans les mylonites. Les teneurs en SiO_2 varient faiblement avec l'augmentation de l'intensité de la déformation. Les mylonites (carrés noirs) présentent généralement des teneurs en SiO_2 plus faibles de 2 % de celles des roches représentatives de l'état initial (figurés blancs).

b) Bilans géochimiques (Diagrammes pondéraux normalisés)

Afin d'estimer les variations chimiques, une référence sur le changement de volume, l'insolubilité de certains minéraux ou l'immobilité de certains éléments chimiques doit être fixée.

La méthode employée par Gresens (1967) pour l'établissement de bilans géochimiques regroupe des oxydes dont les rapports dans les différents faciès de déformation varient peu (Marquer, 1987). Pour faciliter l'interprétation des résultats lorsque les éléments sont en teneurs fortement différentes dans les analyses de roches totales (ex: majeurs/traces), la méthode de Gresens a été adaptée (Marquer, 1987; Potdevin and Marquer, 1987).

Le *diagramme pondéral normalisé* résultant est utilisé afin de comparer le comportement des éléments majeurs et celui des éléments traces présents en teneurs différentes dans DEUX roches d'intensité de déformation différente.

La Figure III-26 montre le comportement des éléments en fonction de la déformation. Le diagramme intitulé « RSZ1 y vs z » représente la gamme de fluctuations magmatiques. Les graphiques suivant expriment le comportement des éléments en comparant une roche non-

déformée avec chaque fois un faciès plus déformé des profils d'échantillonnage RSZ1 et RSZ2. Les roches de la zone de cisaillement RSZ1 (Figure I-11) sont comparées avec un échantillon (RSZ1 z) représentatif du chimisme initial du granitoïde (Figure III-25), prélevé dans un domaine préservé de la déformation. Les roches RSZ2b et c sont comparées avec la roche RSZ2a.

L'utilisation des diagrammes pondéraux normalisés est la suivante: (1) Soit l'estimation des changements de volume et la quantification des variations absolues sont effectuées pour un groupe d'éléments immobiles fixés. (2) Soit le comportement des éléments (mobiles et immobiles) est estimé de manière quantitative pour un changement de volume fixé.

La construction des diagrammes s'effectue à partir de l'équation suivante:

$$\Delta X_n = f_v (d_{II}/d_I)(C_n^{II}/C_n^I) - 1$$

ΔX_n = % de variation d'un élément par rapport à la roche initiale

f_v = facteur volumique

(d_{II}/d_I) = rapport de densité (Ici, $(d_{II}/d_I) \approx 1$)

(C_n^{II}/C_n^I) = rapport des % de l'analyse chimique, rapportée à 100%, du composant des deux roches comparées

Résultats

Diagrammes des fluctuations magmatiques (Figure III-26: diagramme RSZ1 y vs z).

Sur tous les diagrammes pondéraux normalisés présentés, la zone tramée représente les gammes de fluctuations magmatiques (Figure III-26). Cependant, certains éléments, tels que Ni, Pb, Th, U montrent un comportement totalement aléatoire. Les faibles valeurs de leurs teneurs expliquent ce phénomène (Annexes A).

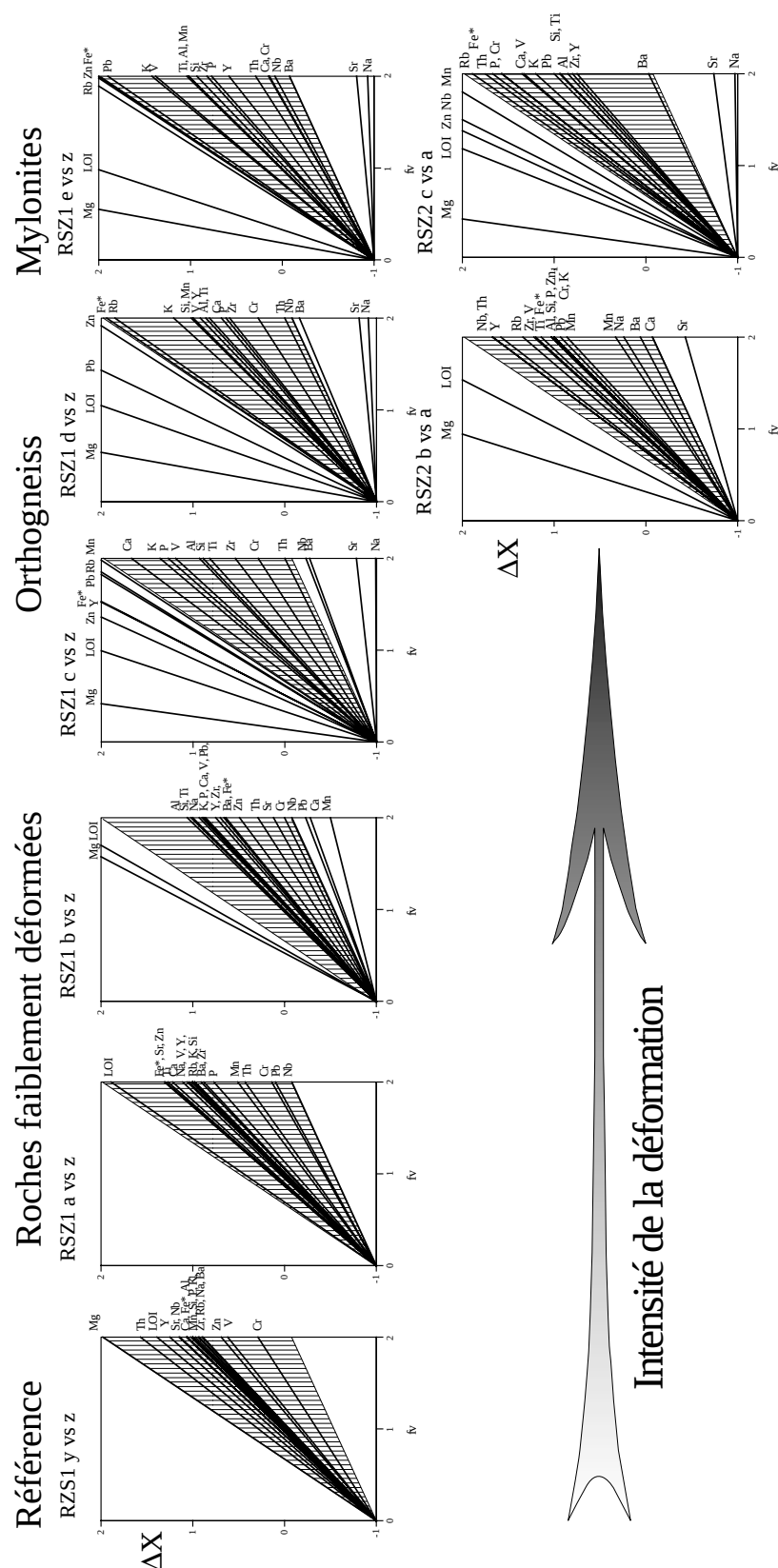


Figure III-26 Diagrammes pondéraux normalisés comparant une roche non-déformée de référence (RSZ1z) avec des roches présentant un degré croissant d'intensité de la déformation. Zones d'échantillonnage RSZ1 et RSZ2 (Figure I-11). La zone tramée (hachures verticales) représente les gammes des fluctuations magmatiques.

Diagrammes des variations associées à la déformation (RSZ1 a, b, c, d, e vs z et RSZ2 a, b vs c).

Trois éléments traces présentent des variations relatives à la mylonitisation au cours de la déformation: le Rb augmente; Ba, Sr diminuent. Ce dernier varie proportionnellement au Na_2O , tandis que le Ba est parfois associé au CaO. D'autres éléments traces varient en moindre mesure. Leurs valeurs restent cependant proches des fluctuations magmatiques. Les variations de certains éléments traces (U, Ni, Co, Nb, Nd, Zn, Pb) dans ces diagrammes sont considérées comme négligeables vu leur faible teneur et les possibilités de fluctuations magmatiques initiales (Annexes A).

Les éléments majeurs variant en fonction de la déformation sont: en gain, essentiellement MgO , LOI et en perte, Na_2O .

Parallèlement aux diagrammes de Harker, les diagrammes pondéraux normalisés mettent en évidence les faibles variations des teneurs en K_2O , Fe_2O_3^* et CaO. Bien que se situant dans le champ des variations magmatiques (Figure III-26), les teneurs en K_2O , à volume constant ($\text{fv}=1$), augmentent de 10-20 % dans les mylonites. Celles du Fe_2O_3^* croissent de 30-40%. Les teneurs en CaO diminuent.

c) Profils de variation chimique

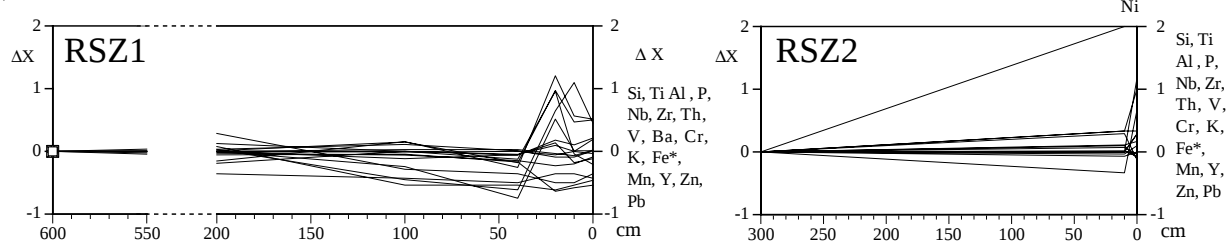
Après avoir caractérisé la géochimie de la roche initiale et les transferts absolus, il est nécessaire d'étudier l'évolution des modifications géochimiques de manière quantitative sur des profils de variation, c'est-à-dire l'allure des courbes de variation géochimiques en fonction de "l'intensité de la déformation" exprimée par la distance à la zone mylonitique.

Le comportement des éléments peut être exprimé par la variation d'un élément par rapport à la teneur initiale (Figure III-27).

$$\Delta X = (X_d - X_i)/X_i \text{ avec } \begin{array}{ll} X_i: & \text{teneur de l'oxyde ou de l'élément dans la roche initiale} \\ X_d: & \text{teneur de l'oxyde ou de l'élément dans la roche déformée} \end{array}$$

Les profils de variation chimique conduisent à considérer le domaine mylonitique comme un couloir dans lequel les fluides drainent les éléments déstabilisés lors des réactions métamorphiques et contribuent à une augmentation progressive de MgO , LOI et Rb et à une diminution progressive de CaO, Na_2O , Ba et Sr dès les stades orthogneissiques (Figure III-27).

a) Profils de variation des éléments immobiles



b) Profil de variation des éléments mobiles

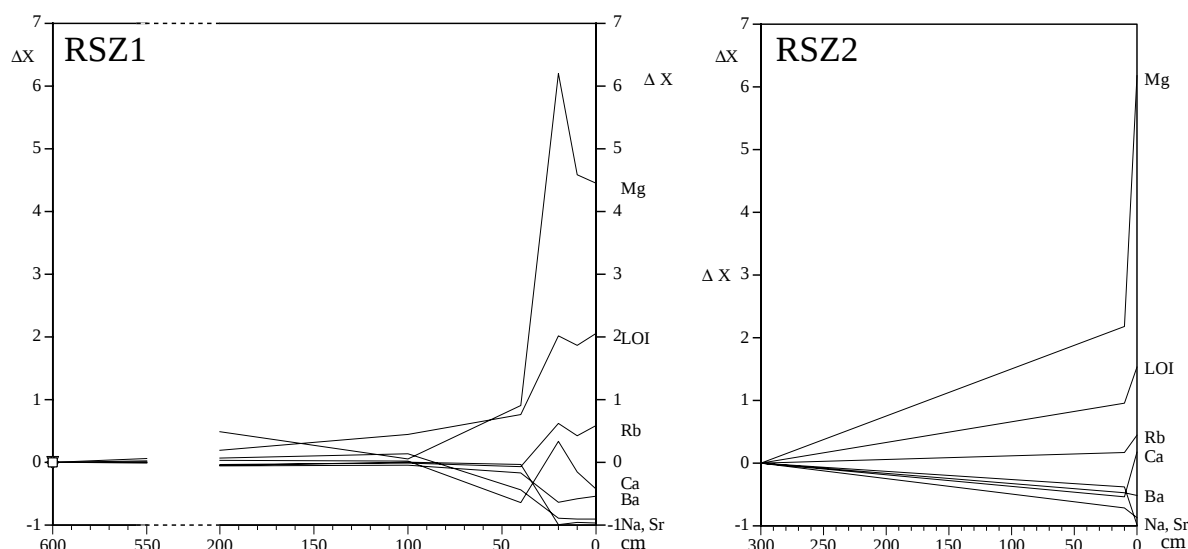


Figure III-27 Profils de variations des éléments immobiles a) et des éléments mobiles b) en fonction de l'intensité de la déformation. Zones de cisaillement RSZ1 et RSZ2. L'ordonnée correspond à l'éloignement de la mylonite (cm).

d) Conclusions

Les zones de cisaillement fonctionnent comme des endroits privilégiés de la circulation des fluides et favorables aux transferts de matière (Beach, 1976; Beach, 1980; Etheridge and al, 1983; Marquer, 1989; McCaig, 1997). Pour ces auteurs, les transferts sont contrôlés par les équilibres chimiques en présence d'un *fluide externe circulant dans un système ouvert*. L'allure de nos profils de variation (Figure III-27) confirme les résultats de ces travaux précédents, c'est-à-dire: un système ouvert à des circulations fluides extérieures.

En résumé, les zones de cisaillement D1 de l'intrusion de la rhyolite de Roffna, formées en faciès schistes bleus, montrent une mobilité chimique dans les roches à déformation très localisée. Les teneurs en **MgO**, **LOI**, **Rb**, **K₂O** et **Fe₂O₃*** augmentent, tandis que celles de **Na₂O**, **Ba**, **Sr** et **CaO** diminuent. Ces variations semblent liées à la nature des réactions métamorphiques qui contrôlent la nature des ions mobiles dans les fluides (PARTIE III-2.6.4).

2.6.4 Essai de bilan géochimique à partir des phases minérales

Pour tester si les transferts géochimiques observés sont compatibles avec les réactions sym-métamorphiques, un essai de bilan géochimique à partir des phases minérales impliquées est développé dans ce paragraphe. La déstabilisation des feldspaths potassiques et de l'oligoclase en faveur de la cristallisation de micas blancs, quartz et albite est la réaction métamorphique principale ayant lieu dans les mylonites de la déformation D1 (PARTIE III-2.5).

Les réactions de transformation des phases minérales (RI et RII) sont établies pour deux étapes de la déformation à partir des Figure III-20, Figure III-28, Figure III-29, Figure III-30 et Figure III-31 et Annexes A et B:

RI: Roche non déformée -----> Orthogneiss

RII: Orthogneiss -----> Mylonite

a) Méthode

Les analyses modales de roches correspondent aux volumes respectifs des différentes phases minérales (Figure III-18). Pour les trois stades de déformation, chaque analyse modale est convertie en moles de minéraux (Figure III-29, Figure III-30 et Figure III-31). Le volume de chaque phase minérale est estimé à partir du volume molaire sous des conditions standards (Robie et al., 1979) (Figure III-28).

Minéraux	Formule théorique	Volume molaire (Robie et al., 79)
Biotite	$K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	149.66
Quartz	SiO_2	22.68
Muscovite	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	140.71
Epidote	$Ca_2(Al,Fe)Al_2O(SiO_4)-(Si_2O_7)(OH)$	139.20
Albite	$NaAlSi_3O_8$	100.07
Kfs	$KAlSi_3O_8$	108.87
Oligoclase	(An 10-30)	100.50

Figure III-28 Formule théorique et volume molaire d'après Robie, Hemingway and Fischer, 1979 (1 bar, 298.15 K) (cm³/moles).

A partir de la roche de départ (Annexes A), les réactions sont exprimées en moles de minéraux et reflètent les transformations des phases majeures observées en lames minces (disparition de feldspaths potassique, albitisation, épidotisation). Le résultat de ces réactions doit approcher le plus fidèlement possible l'analyse modale de la roche finale. Les variations du fer doivent être considérées avec précaution, car cet élément ne participe pas totalement aux réactions considérées par cette méthode. Notamment, le sphène et les oxydes de fer ne sont pas pris en compte dans l'écriture de ces équations de réactions globales. L'écriture des réactions, si

elle s'avère correcte, n'intègre pas certains éléments dans les compositions des minéraux. Ces éléments sont exprimés sous *forme ionique* et correspondent aux éléments *mobiles*. La comparaison des éléments mobiles et immobiles avec les données géochimiques de l'analyse des transferts de matière (PARTIE III-2.6) permet de discriminer si ces équations sont valides.

b) *Équations minérales globales*

i) *Transition roche non-déformée - orthogneiss (réaction RI)*

Le nombre de moles de chaque phase minérale peut être calculé à partir des Figure III-18 et Figure III-28 et exprimé sous la forme suivante (nb moles = mode / volume molaire x 10) :

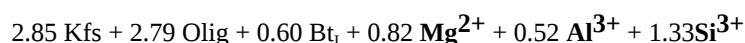
<i>Phase</i>	<i>Mode</i>	<i>Volume molaire</i>	<i>nb moles</i>
Quartz	32	22.68	14.109
Oligoclase	28	100.50	2.786
Kfs	31	108.87	2.847
Biotite I	9	149.66	0.601

Figure III-29 Tableau de répartition en volume (Figure III-18), en volume molaire (Figure III-28) et en moles (x10) des différentes phases minérales des roches non déformées.

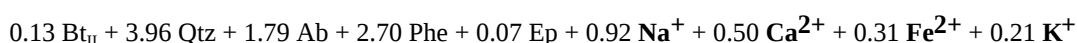
<i>Phase</i>	<i>Mode</i>	<i>Volume molaire</i>	<i>nb moles</i>
Quartz	41	22.68	18.07
Albite	18	100.07	1.79
Biotite II	2	149.66	0.13
Phengite	38	140.71	2.70
Epidote	1	139.20	0.07

Figure III-30 Tableau de répartition en volume (Figure III-18), en volume molaire (Figure III-28) et en moles (x10) des différentes phases minérales des orthogneiss.

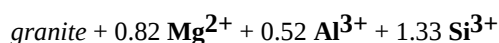
Les réactions observées en lame mince tendent vers une disparition totale des feldspaths potassiques et du pôle anorthite de l'oligoclase au profit d'une association à épidote, albite, phengite et quartz. Dans l'albite des orthogneiss, la teneur en An % est en général inférieure à An % = 0.3 (Annexes B). La comparaison du passage de la roche non déformée à l'orthogneiss (soustraction des valeurs de nombre de moles des minéraux entre les Figure III-29 et Figure III-30 et calcul des cations en excès à partir de la Figure III-20) permet d'écrire l'équation suivante (programme sur feuille de calcul Excel 98, N. Challandes, Institut de géologie, Neuchâtel):



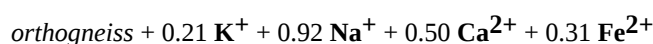
----RI---->



ou



----RI---->



ii) Transition orthogneiss - mylonite (réaction RII)

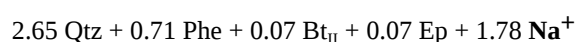
Phase	Mode	Volume molaire	nb moles
Quartz	47	22.68	20.72
Biotite II	3	149.66	0.20
Phengite	48	140.71	3.41
Epidote	2	139.20	0.14

Figure III-31 Tableau de répartition en volume (Figure III-18), en volume molaire (Figure III-28) et en moles (x10) des différentes phases minérales des mylonites.

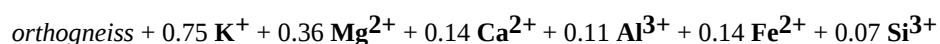
La réaction globale peut s'écrire de la manière suivante, selon la même méthode que précédemment:



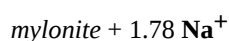
----RII---->



ou



----RII---->



Cette seconde réaction aboutit à une roche de composition identique à celle obtenue par l'analyse modale (Figure III-18).

D'un point de vue global (RI et RII), les gains, Mg et Al $\pm$ K $\pm$ Si (apports externes) et les pertes, Na $\pm$ Ca $\pm$ Fe de ces équations sont comparables aux résultats des diagrammes pondéraux (Figure III-26). De plus, ces équations minérales montrent la possibilité de gains faibles de SiO₂ (~1.4 %) au cours des transformations minérales, difficilement mise en évidence par l'approche

géochimique (PARTIE III-2.6.3). Dans l'approche minéralogique, un apport constant d'aluminium semble être mis en évidence dans ces tentatives d'équilibration de réactions minéralogiques. Par contre, la mobilité de Al en fonction de la déformation ne s'exprime ni dans les diagrammes de Harker (Figure III-25a), ni dans les bilans (diagrammes pondéraux normalisés, Figure III-26) et ni dans les profils de variation (Figure III-27). Seuls le sodium (perte) et le magnésium (gain) présentent une mobilité constante et comparable à l'étude des transferts de matière dans les zones de cisaillement D1 de la rhyolite de Roffna. Cette étude géochimique indique des teneurs constantes en Al_2O_3 à volume constant et a montré que les teneurs en **MgO**, **LOI**, **Rb**, K_2O et Fe_2O_3^* augmentent, tandis que celles de **Na₂O**, **Ba**, **Sr** et **CaO** diminuent (PARTIE III-2.6.3d).

c) Conclusion

L'élaboration d'équations minéralogiques totalement correctes suppose l'intégration des formules structurales de toutes les solutions solides présentes. Malgré cette difficulté et en partant d'hypothèses sur les formules structurales moyennes, cette approche simplifiée des transformations des données minérales et des données chimiques met en évidence la compatibilité des transferts géochimiques avec les réactions syn-métamorphiques.

Les mobilités géochimiques (PARTIE III-2.6.3d) sont donc corrélées aux modifications minéralogiques associées aux conditions métamorphiques de la première phase de déformation ductile D1 affectant la rhyolite de Roffna.

2.6.5 Conclusions

Les mécanismes de déformation (responsables de la diminution de la taille des grains) et les transformations minéralogiques semblent être des facteurs déterminants dans le contrôle des transferts de matière. Dans les mylonites, la réduction importante de la taille des grains doit augmenter la porosité interconnectée et la surface de réaction. (Thompson, 1997) estime que les perméabilités moyennes sont de trois ordres de magnitude plus haute dans les zones de cisaillement (10^4 - $10^6 \text{ m}^3/\text{m}^2$) que dans les roches environnantes (10 - $10^4 \text{ m}^3/\text{m}^2$) (Figure I-4). Au cours de la déformation, des réseaux ramifiés de zones de cisaillement anastomosées se développent. Ainsi, en présence d'un fluide, les transferts de matière sont fortement favorisés à une échelle supérieure à celle de l'échantillon et dépendent de la dimension des zones déformées. Ils sont contrôlés par les réactions minéralogiques syn-métamorphiques et enregistrés dans les zones mylonitiques. Au cours de la déformation ductile, la rhyolite de Roffna se transforme progressivement en un gneiss quartzo-phengitique±albite±épidote. Le Kfs et l'oligoclase se

déstabilisent en faveur des phases quartz-phengite-albite. Lors de la formation des zones de cisaillement, certains oxydes et éléments sont mobiles dans un système ouvert. Les teneurs en MgO, LOI et Rb augmentent, tandis que celles en Na₂O, Ba et Sr (PARTIE III-2.6.3d). Dans une moindre mesure, des variations géochimiques du K₂O - Fe₂O₃* (gains) et du CaO (perte) s'effectuent. La phengite néocristallisée dans la mylonite concentre le MgO, induisant des teneurs 4 à 5 fois plus élevées en MgO que dans la roche initiale. L'origine d'une telle quantité de MgO apportée au système reste une question en suspend.

3 COMPORTEMENT DES SYSTEMES ISOTOPIQUES ^{39}Ar - ^{40}Ar ET Rb-Sr DANS LES ZONES DE CISAILLEMENT ALPINE DE LA RHYOLITE DE ROFFNA (NAPPE DE SURETTA)

3.1 Introduction

Les zones de cisaillement formées dans des conditions de faciès schistes verts (massif de l'Aar, ECM) et de faciès schistes bleus (rhyolite de Roffna, nappe de Suretta) présentent une mobilité chimique importante notamment dans les mylonites. Les transformations minéralogiques et les transferts de matière associés sont liés à des circulations de fluides syn-métamorphiques (Aar: Marquer and Peucat, 1994; Roffna: PARTIE III-2.6). Cette mobilité des éléments à l'exemple du Rb et du Sr a été établie dans des conditions métamorphiques de bas à moyen degré.

L'influence de circulations fluides tardives a également été mise en évidence sur le comportement des systèmes radiogéniques K-Ar et Rb-Sr dans les minéraux des zones de cisaillement (PARTIE II-2). La sensibilité du système Rb-Sr dans les micas et les feldspaths alcalins et celle du système ^{39}Ar - ^{40}Ar dans les feldspaths alcalins vis-à-vis de ces fluides tardifs est démontrée dans les zones de cisaillement du massif de l'Aar (PARTIE II-2). Rappelons que du point de vue de la déformation hétérogène dans le domaine externe de la chaîne alpine, Le système est considéré comme relativement simple. Il n'a subi qu'une seule phase de déformation pénétrative oligo-miocène (PARTIE II).

Dans l'idée de tester le comportement des isotopes radiogéniques dans les zones de cisaillement dans un domaine interne de la chaîne alpine, l'étude d'un deuxième objet est présentée dans ce chapitre. Les mylonites de la rhyolite de Roffna se sont développées dans un contexte structural plus complexe que celui du massif de l'Aar. Deux déformations ductiles successives, probablement d'âge éocène-oligocène, ont conduit au développement de deux familles de zones de cisaillement (Marquer et al, 1996). Les mylonites associées à la première phase de déformation hétérogène D1 ont été l'objet de cette investigation.

Dans la première partie de ce chapitre, les relations entre les microstructures, le métamorphisme et la systématique du K-Ar sont présentées au travers d'un article " $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating and UV laserprobe analysis of C-S microstructures in an Alpine shear zone.". Dans la seconde partie, la méthodologie appliquée est identique à celle du massif de l'Aar. L'échantillonnage s'est effectué à travers deux zones de cisaillement D1 présentant un fort gradient de déformation (Figure I-11).

3.2 Article intitulé: A combined $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating and UV laserprobe analysis of C-S microstructures in an Alpine shear zone.

Nathalie Challandes¹, Didier Marquer¹, Mike Cosca² and Igor M Villa³

1 Geological Institute, 11 Rue Emile Argand, 2007 Neuchâtel, Switzerland

2 Institute of Mineralogy and Geochemistry, BSFH2, 1007 Lausanne,
Switzerland

3 Isotopengeologie, 9a Erlachstrasse, 3012 Bern, Switzerland

Submitted to Chemical Geology : 21/03/2000

3.2.1 Abstract

A combination of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating analyses, in-situ UV laserprobe dating and electron microprobe techniques have been applied to white micas of a discrete shear zone to study the relationships between microstructures, metamorphism and K/Ar systematics. Neoformed phengites from the Roffna metarhyolite of the Suretta nappe (SE Switzerland) crystallised in shear zones during Tertiary Alpine deformation under blueschist- and greenschist-facies conditions. In situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ UV laser dating of white micas defining the schistosity and C-planes yield systematically younger isotopic dates in the C-planes, which are also correlated with decreasing celadonite content (i.e., Si/Al ratio). These results suggest that the timing of the high pressure deformation event is preserved in the schistosity; high-Si micas appear to have lost no Ar. Later deformation was localised preferentially in C-planes giving younger $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates probably related to a later period of phengite growth. The age sequence is broadly consistent with the textural constraints and geological field relations.

Key words

K/Ar systematics, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ UV laser-probe dating, phengites, microstructures, shear zone, Central Alps.

3.2.2 Introduction

Determining the absolute time of multiple deformation phases is a major problem often encountered in the study of collision belts. The interpretation of geochronological data may be difficult due to incomplete resetting or new growth of the mineral chronometers. In many cases, successive deformation events can be observed as superimposed structures at different scales ranging from the outcrop to thin section. Thus, dating individual phases of deformation generally requires high-spatial resolution geochronology on a micro-structural scale combined with careful metamorphism-deformation studies on a larger scale.

In the internal part of the Central Alps, the Penninic domain is mainly composed of basement nappes that underwent a polyphase pre-Alpine and Alpine tectono-metamorphic evolution (Biino et al., 1997). In some places within these nappes, pre-Alpine post-Variscan granitoid bodies are intrusive in Variscan metamorphic basement. One of these early Permian intrusives, the Roffna metarhyolite of the northern part of the Suretta nappe, has been deformed only during Tertiary orogeny (Marquer et al., 1998). Heterogeneous ductile deformation in metagranites is often expressed by a network of localised shear zones wrapping around lens-shaped domains of weakly deformed rocks (Mitra, 1978; Mitra, 1979; Ramsay and Allison,

1979; Bell, 1981; Choukroune and Gapais, 1983; Marquer, 1991; Marquer et al., 1996). In order to avoid problems associated with the interpretation of multiply deformed rocks, we analysed one shear zone located in the Roffna metarhyolite, where Alpine structures can be studied without interferences due to pre-Alpine deformations. The investigated mylonite is located in the frontal part of the Suretta Nappe (Figure III-32). Two main episodes of Alpine ductile deformation ($D1$ and $D2$), producing different generations of shear zones, are recognised (Marquer et al., 1996; Nussbaum et al., 1998). The geometry and associated kinematics permit a distinction between $D1$ and $D2$ shear zones in the field. In this area previous geochronological studies without careful structural and micro-structural controls yield a wide age range for Alpine deformation events (between 52-20 Ma, see critical references in Marquer et al. (1994).

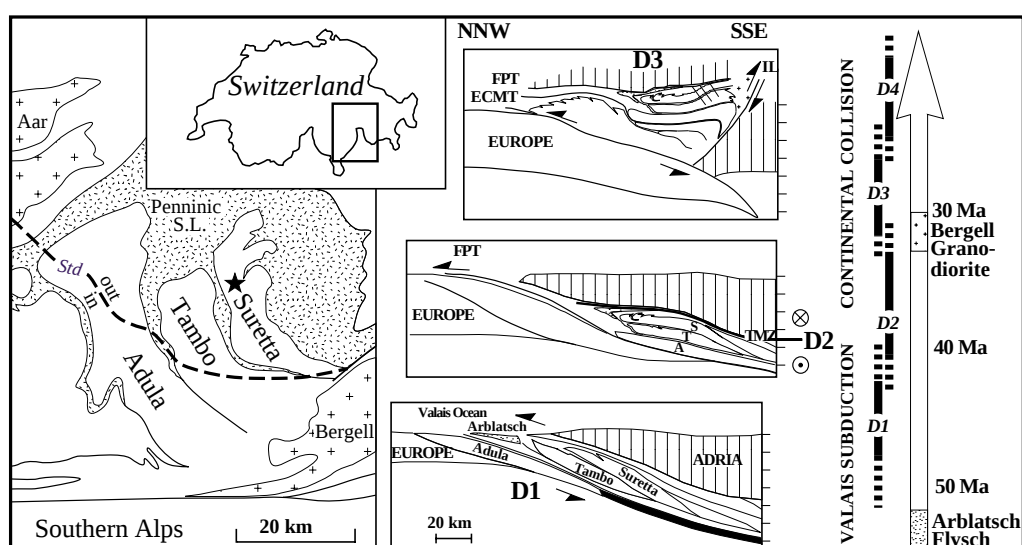


Figure III-32 Sketch map of the tectonic units of the Eastern Penninic domain (Swiss Alps) and NNW-SSE cross sections showing tectonic evolution, geometry and kinematics of $D1$, $D2$ and $D3$ structures at a regional scale modified after Marquer et al. (1994). Black star: location of the $D1$ shear zone (Swiss topographic co-ordinates: X: 746.00, Y: 152.25). (Std: Staurolite isograd, metamorphic grade increase towards SW; TMZ: Turba Mylonite Zone; FPT: Frontal Penninic Thrust; ECMT: External Crystalline Massifs Thrust; IL: Insubric mylonites).

Laser ablation studies on the 100- μm scale have been carried out by infrared laser microprobe in several investigations in deformed rocks (e.g. Scaillet et al., 1990; Hames and Cheney, 1997; Reddy et al., 1997). Our study is focused on mylonitic zones in the deformed metarhyolite in order to examine K/Ar systematics with respect to deformation, microstructures, and metamorphism.

3.2.3 Tectonic setting of the Suretta nappe

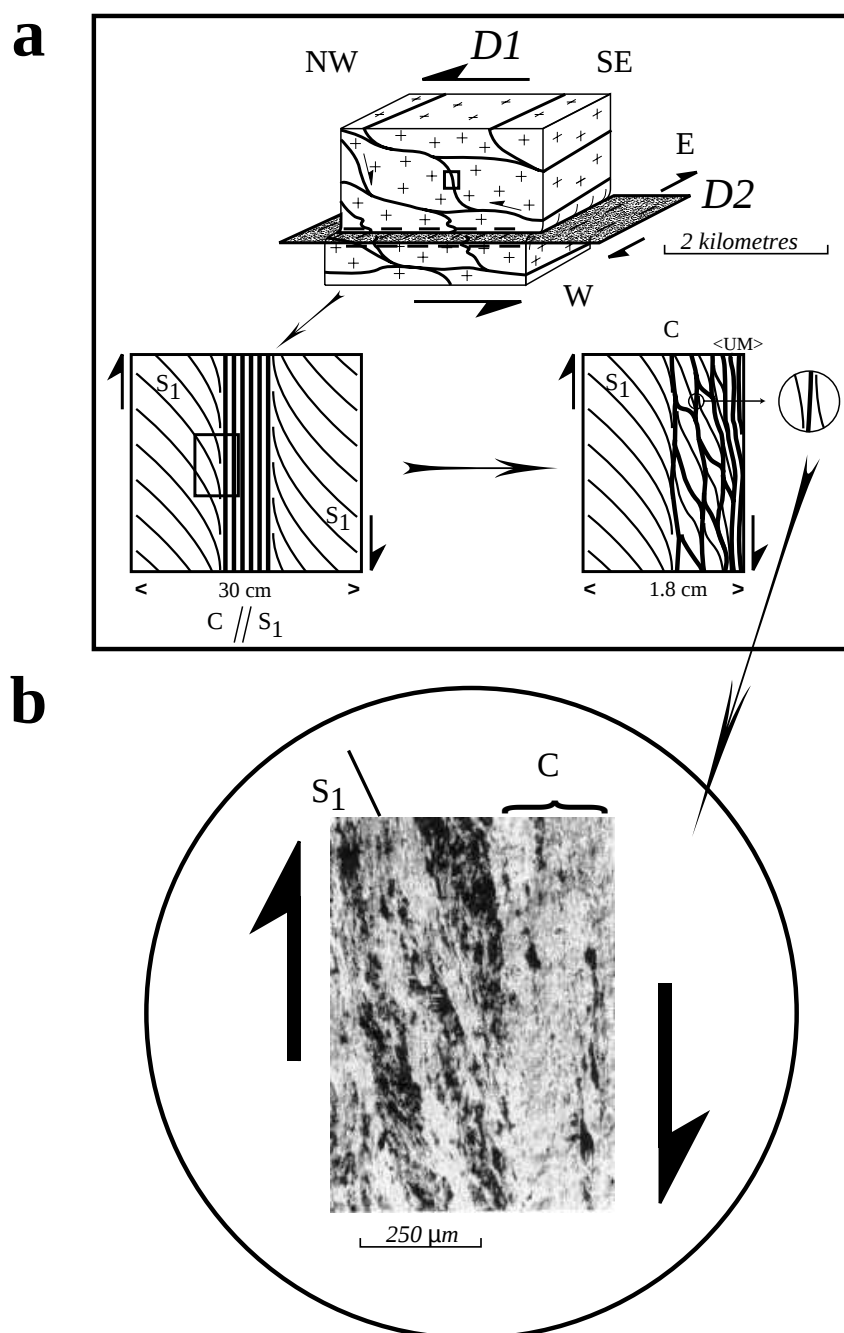


Figure III-33a) Sketch indicating the kinematics of $D1$ and $D2$ deformations (modified after Marquer et al, 1996). The small rectangle shows the locality of the studied $D1$ vertical mylonite, sampled in a domain with no observable later deformational events. At the scale of the investigated area (1.8-centimetres wide), the ultramylonitic domain (UM) is defined as the area where S_1 and C are sub-parallel. b) Microphotograph of investigated C-S microstructures in mylonite. $D1$ microstructural sites: S_1 -schistosity and C -planes (C-S nomenclature after Berthé et al., 1979).

The Suretta nappe belongs to the upper Penninic domain in the eastern part of the Central Alps (Figure III-32). Previous studies (Schmid et al., 1990; Baudin et al., 1993; Schreurs, 1993; Marquer et al., 1994; Schmid et al., 1996) identified four Tertiary deformation phases in this area. The Suretta nappe records two main ductile heterogeneous deformation phases (*D1* and *D2*, Figure III-33), expressed by shear zone networks surrounding lenses of weakly deformed rocks at the nappe scale (Marquer et al., 1996). The first phase, HP-LT deformation *D1*, is well developed in the core of the nappe and has been related to the progressive subduction of Briançonnais nappes in the Valaisan crustal accretionary prism (Nussbaum et al., 1998). The second deformation phase, *D2*, is more pronounced in the upper and basal parts of the nappe, and is linked to a subhorizontal schistosity, an E-W stretching lineation and top-to-the-east shearing (Figure III-33). This *D2* deformation, correlated with the Niemet-Beverin phase after Milnes and Schmutz (1978), Schmid et al. (1990) and Schreurs (1993), is characterised by crustal thinning during continental collision with eastward shearing, locally associated with detachment faults ((Marquer et al., 1994), Turba Mylonite Zone (TMZ): (Nievergelt et al., 1996)). This *D2* deformation occurs simultaneously with large scale nappe refolding and isothermal decompression (Nussbaum et al., 1998) and is responsible for a penetrative ductile deformation which strongly refolded *D1* vertical shear zones in local zones of the Suretta nappe (Figure III-33a). Later *D3-D4* structures do not modify the overall nappe pile in the frontal part of the Suretta area (Figure III-32).

3.2.4 The investigated *D1* shear zone

In the Roffna metarhyolite, conjugate shear zones are present in response to *D1* deformation: the first set consists of moderately dipping shear zones with a SE azimuth and a top-to-the-NW sense of shear while the second set is represented by steeply inclined shear zones dipping in the same direction but showing a top-to-the-SE shearing, both associated with a gently SE-dipping, *S1* schistosity, bearing SSE-oriented stretching lineations (see discussion in Marquer et al., 1996) (Figure III-33a). The *D1* blueschist facies shear zone investigated belongs to the subvertical set. At the scale of this shear zone, the schistosity, the stretching lineations and kinematic indicators in the shear zone can all be related to *D1* deformation (Marquer et al., 1996). The size of the mylonite zone is about 10 centimetres wide and is progressively surrounded by weakly deformed metarhyolite on both sides at a distance of about 1 meter (Figure III-33a). At the hand specimen scale, this steeply dipping shear zone appears unaffected

by *D2* deformation, without evidences of horizontal penetrative *D2* schistosity or *D2* crenulation cleavage (Figure III-33a and b).

The investigated shear zone exhibits a progressive reduction of grain size (down to 10 μm) and mineralogical transformations due to metamorphic reactions. During mylonitisation, the metarhyolite (Pl, Kfs, Bt, and Qtz) is transformed into fine-grained quartzo-phengitic gneiss. These mineralogical variations are due to the breakdown of feldspars (complete disappearance of the potassium feldspar) and biotite as a function of increasing deformation (Challandes, 1996). From the weakly deformed rocks towards the ultramylonites, plagioclase is converted into albite, while a quartz-phengite-epidote association is more favoured in the ultramylonite. Associated with these mineralogical modifications, there is a progressive evolution of the microstructures from the weakly deformed zones towards the ultramylonites. The coarse grained rhyolite progressively records a penetrative schistosity underlined by the preferred orientation of new white micas, albite and quartz. As the schistosity becomes strongly penetrative, localised C-planes occur and their density increases towards the ultramylonitic zone where C-planes and schistosity are sub-parallel (Figure III-33a). A 1.8-cm wide zone has been sampled in the strongly deformed part of this *D1* shear zone (Figure III-33a and b). In thin section, this local area shows an increase of strain emphasised by a progressive decrease of the C-S angular relationship and the development of C'-planes in the core of the ultramylonitic zone (Berthé et al., 1979) (Figure III-33b). In the local C-planes, very fine white mica grains crystallised underlining the strong anisotropy of the mylonite zone. Even if no superimposition of later horizontal *D2* schistosity is observable in thin section, the orientation of these subvertical shear planes (C-C' microstructures) is such that no apparent geometrical disturbances are visible due to possible local reactivation and slipping during subsequent deformations. This overprint was only inferred from the microchemical and isotopic record.

3.2.5 Geological age constraints on *D1-D2* deformations

A considerable number of geological age constraints have been published for this part of the Penninic domain (see Schreurs, 1993; Schmid et al., 1997 and references therein) indicating a late Eocene to middle Oligocene age for the *D1-D2* deformations (Figure III-32). The youngest sedimentary formation affected by *D1* deformation is the Arblatsch flysch, biostratigraphically dated as early Eocene (Ziegler, 1956; Eiermann, 1988). South of the Suretta nappe, the 30.15 ± 0.21 Ma Bergell granodiorite (von Blanckenburg, 1992 and references therein) crosscuts the Penninic nappe pile and the Turba Mylonite Zone. Assuming that *D2* is contemporaneous with

the TMZ, the main deformation episodes are bracketed between the deposition of the Arblatsch flysch and the Bergell intrusion or between 50 and 30 Ma in age (Figure III-32). Previous K-Ar phengite and Rb-Sr phengite-whole rock ages range from 49.9 ± 1.5 to 35.2 ± 2.7 Ma for this area, however no clear separation of the microstructures related to *D1* and *D2* deformations was considered in these studies (Steinitz and Jaeger, 1981; Baltzer, 1989; compilation by Schreurs, 1993; Marquer et al., 1994 and references therein).

3.2.6 P-T-t path

Several recent tectono-metamorphic studies are available for the frontal part of the Suretta nappe (Ring, 1992; Santini, 1992; Marquer et al., 1996; Biino et al., 1997; Nussbaum et al., 1998). Using a detailed tectono-metamorphic approach in mafic rocks at the top of the Suretta nappe, Nussbaum et al. (1998) proposed an Alpine *P-T* evolution featuring nearly isothermal decompression (with temperatures ranging between 400-450° C) from *D1* HP-LT metamorphic conditions (10-12 kbar) to *D2* greenschist-facies (9-5 kbar) conditions. This metamorphic evolution is coherent with measured *D1-D2* white mica compositions in the Roffna metarhyolite in our study (Figure III-34, Table III-1). For example, using the same temperature range as Nussbaum et al. (1998), the application of the Massonne and Schreyer (1987) geobarometer to phengites belonging to *D1* and *D2* microstructural sites and located outside the studied shear zone (samples NCR11, NCR 8a, Table III-1 and Figure III-34a), gives comparable pressure values for the *D1-D2* deformation phases (Figure III-34b).

Furthermore, the tectono-metamorphic investigations in that part of the Alps indicate the relative chronology of the deformation phases (Baudin et al., 1993; Marquer et al., 1994; Baudin et al., 1995; Marquer et al., 1996; Nussbaum et al., 1998) and support the *P-T-t* path for the northern part of the Suretta nappe during Tertiary orogenesis (Figure III-34). The timing of the ductile *D1* and *D2* phases can be estimated from the field relationships discussed above (Arblatsch flysch deposit: 52 Ma; Bergell granodiorite intrusion: 30 Ma), which are independent from isotopic data. In the southern part of the nappe pile, the Bergell granodiorite dated at 30 Ma (von Blanckenburg, 1992 and references therein) crosscuts the *D1* and *D2* structures and is synchronous with early *D3* deformation (Huber and Marquer, 1996). The crystallisation pressure conditions of the northern side of the Bergell pluton are estimated at 5 ± 0.5 kbar (Davidson et al., 1996), as indicated by the break in the *P-T-t* path (Figure III-34). Thus, deformation phases occurring during burial and isothermal decompression must have taken place within a 22 Ma period between these well-constrained age data. For example, if subduction began at 52 Ma, with

an incidence angle of 20-30° and a subduction rate of 3-1.8 cm per year (more than 1.5 cm/a after Schmid et al., 1997), the peak of high-pressure (*D1*) was reached between 49 and 43 Ma, followed by isothermal decompression until 30 Ma. After 30 Ma, the cooling is constrained by fission track ages on zircon and apatite (Hurford, 1986), following a barrovian PT path (Figure III-34).

3.2.7 White-mica compositional variations

The main reason for our analysis of the white mica is to identify compositional variations related to the different micro-structural sites in the sampled *D1* shear zone. The micro-structural sites investigated are the schistosity (*S1*) and the C-planes (*C*) (Figure III-33b).

White micas exhibit considerable compositional variation related to the types of microstructures (Table III-1). The celadonite content varies significantly at the scale of the studied ultramylonite (Figure III-33b). The results are plotted in Figure 4, where Si is the silica-content of the phengites (per formula unit) and Z corresponds to the width of the studied thin section. In the shear zone, the ultramylonitic zone is defined where the schistosity (*S1*) becomes sub-parallel to the C-planes (*C*) (high density of vertical bold lines, right hand-side Figure III-35).

Phengites in the schistosity (black dots, Figure III-35) have Si-contents higher than 3.35 p.f.u., while phengites in C-planes (white dots, Figure III-35) are systematically below 3.35 p.f.u. (Figure III-34). These values of Si-content of phengite in *S1* and C-planes are comparable with values of phengites analysed in *D1* and *D2* structures in other samples of the Roffna metarhyolite (Table III-1; Figure III-34). It also is in qualitative agreement both with the pressure peak and with the decompressional evolution described in the frontal part of the Suretta nappe (Nussbaum et al., 1998). Therefore, the Si content of the phengites defines different generations of phengite. The phengites in the C-planes are interpreted as new crystallisation under lower pressure metamorphic conditions (*D2*, Figure III-34). These chemical differences imply that local reactivation associated with cation exchange and new phengite growth occurred along the C-planes. During the isothermal decompression, the *D2* shearing did not modify the overall geometry of C-S micro-structural fabric in the studied shear zone, at the scale of the thin-section.

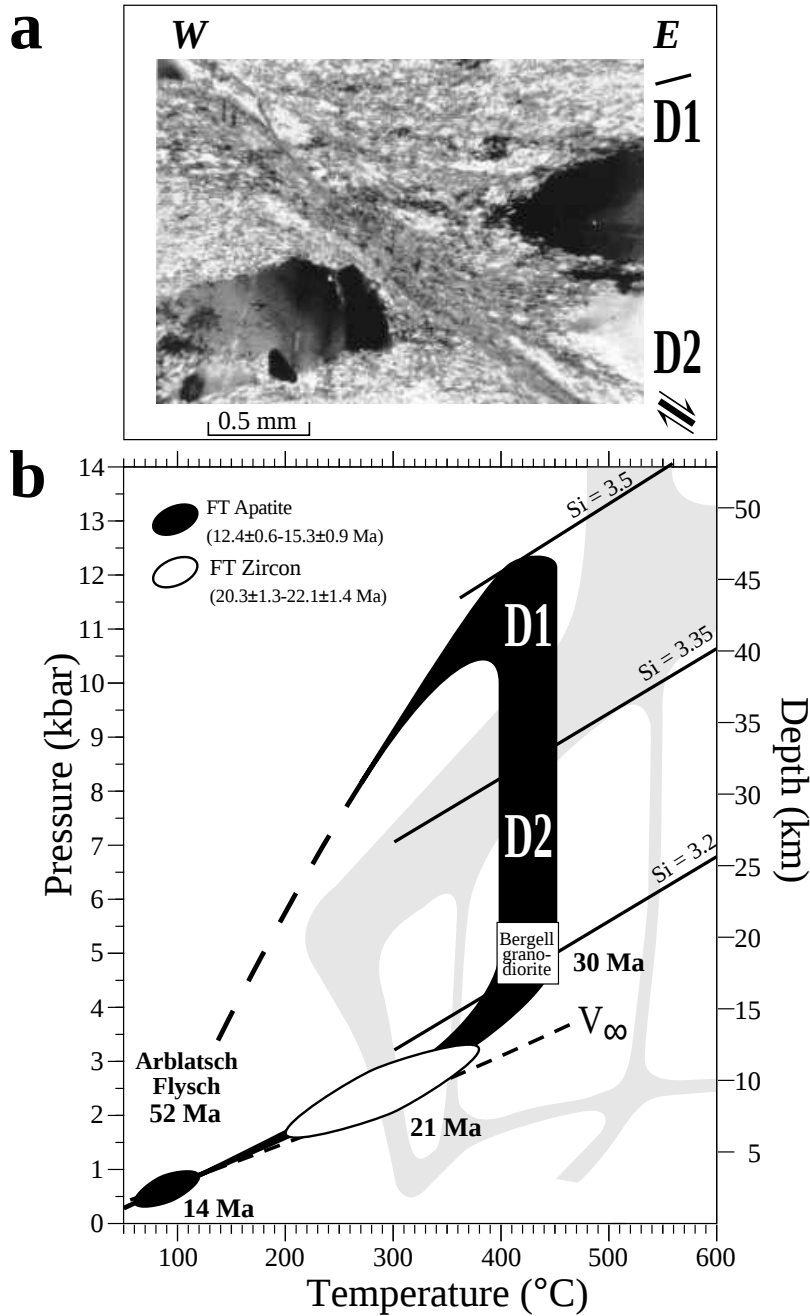


Figure III-34: a) Microphotograph of D1 and D2 phengites in different microsites of the Roffna metarhyolite (sample NCR11, Table III-1). b) *P-T-t* path of the northern part of the Suretta nappe during Tertiary Alpine tectonics (D1 and D2 PT conditions after Nussbaum et al. (1998)). Crystallisation pressure of the northern side of the Bergell granodiorite according to Davidson et al. (1996). Steady-state geotherm (V_{∞}) for the post-thickening heat supply is shown by the dashed line, after England and Thompson (1984). The zircon and apatite fission track data for the Roffna metarhyolite are taken from Hurford (1986). The large uncertainty on the zircon closure temperature takes into account both the original estimate by Hurford (1986) and the estimates by Carpena (1992), Villa (1998) and Coyle and Wagner (1998). Phengite Si-contents (3.5/3.35/3.2) according to Massonne and Schreyer (1987): the 3.35 Si-content line refers to the boundary between phengite Si-contents values in S and C-planes (studied shear zone, Figure III-35). The approximate outline of different metamorphic facies is shown on the *P-T* grid of Yardley (1989).

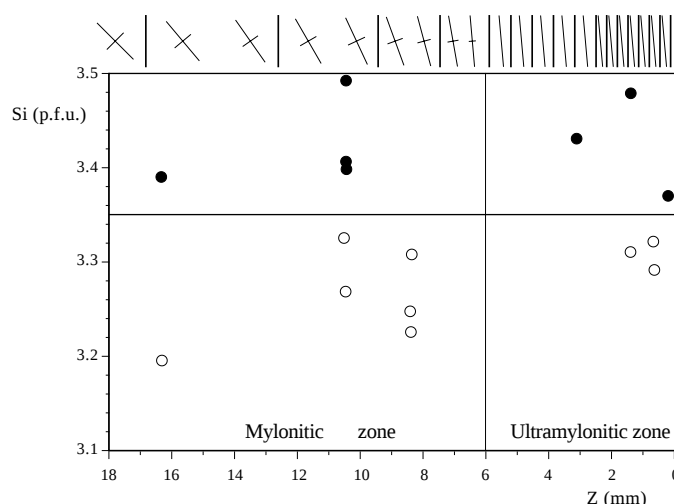


Figure III-35 Si-content of phengites (p.f.u.) profile across a *D1* shear zone section (18-mm). Black dots: phengites in schistosity sites (*S1*); white dots: phengites in C-planes (*C*).

Roffna metarhyolite: deformation *D1* and *D2* (Samples NCR11 and NCR8a)

<i>D1</i>								<i>D2</i>					
Label	II/phylo-17	II/phylo-18	II/phylo-19	II/phylo-20	III/phylo-35III	III/phylo-36III	III/phylo-37	Label	II/phylo-22	a/V/phylo-6	a/V/phylo-7a	a/V/phylo-1a	a/V/phylo-12
SiO ₂	49.72	51.12	49.90	50.64	49.67	50.46	50.23	SiO ₂	48.50	47.70	47.90	47.65	48.19
TiO ₂	0.44	0.52	0.48	0.43	0.50	0.47	0.40	TiO ₂	0.49	0.13	0.12	0.12	0.12
Al ₂ O ₃	24.63	24.76	25.35	25.05	24.63	24.71	24.99	Al ₂ O ₃	26.26	26.58	28.59	27.93	28.27
FeO	4.65	3.93	4.03	3.57	4.04	4.03	3.79	FeO	4.77	3.72	3.63	4.30	3.53
MnO	0.05	0.07	0.04	0.05	0.04	0.07	0.02	MnO	0.08	0.07	0.05	0.08	0.06
MgO	3.81	3.55	3.60	3.83	3.56	3.74	3.88	MgO	3.41	3.63	3.33	3.63	3.43
CaO	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.00	0.01	CaO	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03
Na ₂ O	0.08	0.09	0.05	0.10	0.07	0.11	0.08	Na ₂ O	0.05	0.08	0.08	0.06	0.06
K ₂ O	11.00	10.91	11.00	10.79	11.02	10.99	11.05	K ₂ O	11.03	10.55	11.03	10.80	10.91
Sum	94.39	94.98	94.49	94.49	93.56	94.57	94.45	Sum	94.62	92.47	94.75	94.62	94.61
Cations number								Cations number					
Si	3.41	3.46	3.40	3.44	3.43	3.44	3.42	Si	3.33	3.32	3.26	3.26	3.28
Al ^{IV}	0.59	0.54	0.60	0.56	0.57	0.56	0.58	Al ^{IV}	0.67	0.68	0.74	0.74	0.72
Al ^{VI}	1.40	1.44	1.44	1.44	1.43	1.42	1.43	Al ^{VI}	1.45	1.50	1.55	1.51	1.54
Ti	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	Ti	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	0.27	0.22	0.23	0.20	0.23	0.23	0.22	Fe	0.27	0.22	0.21	0.25	0.20
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.39	0.36	0.37	0.39	0.37	0.38	0.39	Mg	0.35	0.38	0.34	0.37	0.35
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.96	0.94	0.96	0.93	0.97	0.95	0.96	K	0.96	0.94	0.96	0.94	0.95

Roffna metarhyolite: shear zone *D1* (Sample RSZ3a)

Schistosity "S1"								C-planes "C"							
Mylonitic Zone				Ultramylonitic Zone				Mylonitic Zone				Ultramylonitic Zone			
Label	phgv-42	phgv-43	phgv-44	phgv-46	phgii-9	phgii-14	phgii-16	Label	phgv-37	phgv-38	phgv-39	phgv-41	phgv-45	phgv-47	phgii-7
SiO ₂	50.45	52.07	50.37	50.20	49.71	51.28	52.20	SiO ₂	46.82	48.48	47.60	49.19	47.90	45.89	47.32
TiO ₂	0.11	0.09	0.13	0.14	0.12	0.11	0.10	TiO ₂	0.20	0.14	0.12	0.13	0.15	0.19	0.15
Al ₂ O ₃	26.17	24.20	26.00	26.44	26.42	26.35	25.55	Al ₂ O ₃	26.75	27.01	26.99	27.63	27.17	24.43	27.62
FeO	3.64	4.95	3.97	3.64	3.35	3.19	3.72	FeO	5.45	3.87	5.24	3.55	4.80	8.73	4.66
MnO	0.05	0.08	0.07	0.06	0.07	0.08	0.07	MnO	0.10	0.06	0.06	0.09	0.10	0.14	0.11
MgO	3.43	4.07	3.55	3.37	3.84	3.49	3.72	MgO	4.44	3.78	4.39	3.23	3.89	5.63	4.25
CaO	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.00	CaO	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03
Na ₂ O	0.01	0.04	0.02	0.06	0.05	0.07	0.03	Na ₂ O	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05	0.03	0.07
K ₂ O	11.54	10.35	11.65	11.47	11.45	11.11	10.32	K ₂ O	11.10	11.43	11.11	11.54	11.22	10.78	11.23
Sum	95.40	95.87	95.77	95.42	95.03	95.69	95.72	Sum	94.95	94.84	95.59	95.44	95.32	95.82	95.42
Cations number								Cations number							
Si	3.41	3.49	3.40	3.39	3.37	3.43	3.48	Si	3.23	3.31	3.25	3.33	3.27	3.20	3.23
Al ^{IV}	0.59	0.51	0.60	0.61	0.63	0.57	0.52	Al ^{IV}	0.77	0.69	0.75	0.67	0.73	0.80	0.77
Al ^{VI}	1.49	1.41	1.47	1.49	1.48	1.51	1.49	Al ^{VI}	1.40	1.48	1.42	1.53	1.45	1.20	1.45
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.21	0.28	0.22	0.21	0.19	0.18	0.21	Fe ²⁺	0.31	0.22	0.30	0.20	0.27	0.51	0.27
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn ²⁺	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.35	0.41	0.36	0.34	0.39	0.35	0.37	Mg	0.46	0.38	0.45	0.33	0.40	0.58	0.43
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
K	0.99	0.89	1.00	0.99	0.99	0.95	0.88	K	0.98	0.99	0.97	1.00	0.98	0.96	0.98

Table III-1 Electron microprobe results

Electron microprobe analyses of phengites from the Roffna metarhyolite. Mineral formulae are calculated based on 11 oxygens and Fe is assumed divalent. Electron microprobe analyses (2 μ m spot size) were performed on a CAMECA SX50 electron microprobe at the Mineralogical Institute, University of Lausanne, with natural minerals as standards; acceleration voltage: 15 kV; beam current: 10 nA; counting time: 8 s; correction procedure: PAP (Table 1).

Step	Temp. (°C)	³⁹ Ar %	⁴⁰ Ar total (fmol)	⁴⁰ Ar* (fmol)	³⁹ Ar (fmol)	1σ	³⁸ Ar (fmol)	1σ	³⁸ Ar/Cl (fmol)	³⁷ Ar (fmol)	1σ	³⁶ Ar (fmol)	1σ	Ca/K	1σ	Age (Ma)	1σ	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar	1σ	³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar	1σ			
Sample RSZ/1c: Ultramylonite (J = 0.00657, mass = 9.96 mg)																								
1	449	4.7	481.97	± 0.06	119.01	39.13	± 0.04	1.86	± 0.01	1.18	4.77	± 0.03	1.23	± 0.01	6.91E-03	± 5.31E-05	2.44E-01	± 1.60E-03	35.7	± 0.6	8.12E-02	± 7.40E-05	2.55E-03	± 1.50E-05
2	548	6.9	250.91	± 0.03	197.11	57.59	± 0.05	1.43	± 0.01	0.72	3.84	± 0.03	0.18	± 0.01	2.86E-03	± 5.20E-05	1.33E-01	± 8.90E-04	40.1	± 0.4	2.30E-01	± 2.00E-04	7.26E-04	± 2.60E-05
3	578	8.3	310.25	± 0.01	245.79	69.60	± 0.06	1.42	± 0.01	0.56	4.05	± 0.03	0.22	± 0.01	1.87E-03	± 3.73E-05	1.16E-01	± 8.00E-04	41.4	± 0.4	2.24E-01	± 2.00E-04	7.03E-04	± 2.70E-05
4	606	5.5	210.79	± 0.01	167.66	45.94	± 0.04	0.97	± 0.01	0.41	2.93	± 0.06	0.15	± 0.01	2.04E-03	± 3.86E-05	1.28E-01	± 2.50E-03	42.7	± 0.5	2.18E-01	± 2.00E-04	6.92E-04	± 3.10E-05
5	712	9.0	326.99	± 0.03	297.83	75.14	± 0.07	1.32	± 0.01	0.42	2.85	± 0.06	0.10	± 0.00	1.28E-03	± 2.89E-05	7.58E-02	± 1.50E-03	46.4	± 0.2	2.30E-01	± 2.10E-04	3.02E-04	± 1.90E-06
6	763	23.9	1053.65	± 0.12	977.34	199.38	± 0.17	3.42	± 0.01	1.02	10.36	± 0.06	0.26	± 0.01	1.18E-03	± 1.27E-05	1.04E-01	± 5.60E-04	57.2	± 0.2	1.89E-01	± 1.70E-04	2.45E-04	± 7.90E-06
7	786	19.4	1015.39	± 0.14	935.96	162.03	± 0.14	2.93	± 0.01	0.97	14.75	± 0.05	0.27	± 0.01	1.38E-03	± 1.51E-05	1.82E-01	± 6.70E-04	67.2	± 0.3	1.60E-01	± 1.40E-04	2.65E-04	± 1.20E-05
8	809	12.0	679.47	± 0.08	604.78	100.39	± 0.09	1.90	± 0.01	0.68	20.80	± 0.07	0.26	± 0.01	1.55E-03	± 2.58E-05	4.14E-01	± 1.40E-03	70.0	± 0.2	1.48E-01	± 1.30E-04	3.72E-04	± 9.70E-06
9	834	5.0	336.53	± 0.03	289.80	41.72	± 0.04	1.00	± 0.01	0.49	38.57	± 0.12	0.17	± 0.01	2.70E-03	± 5.97E-05	1.85E+00	± 5.60E-03	80.6	± 0.6	1.24E-01	± 1.10E-04	4.70E-04	± 2.20E-05
10	857	1.8	205.29	± 0.01	142.53	15.14	± 0.02	0.83	± 0.01	0.62	62.65	± 0.18	0.23	± 0.01	9.37E-03	± 1.99E-04	8.30E+00	± 2.40E-02	108.6	± 2.0	7.35E-02	± 8.20E-05	1.03E-03	± 4.50E-05
11	297	0.2	99.63	± 0.01	19.74	1.93	± 0.01	0.26	± 0.01	0.19	11.32	± 0.07	0.27	± 0.01	2.25E-02	± 1.14E-04	1.18E+01	± 7.60E-02	117.8	± 16.0	1.93E-02	± 7.10E-05	2.71E-03	± 9.10E-05
12	905	0.3	48.35	± 0.01	24.37	2.71	± 0.01	0.23	± 0.01	0.19	27.65	± 0.13	0.09	± 0.01	1.59E-02	± 6.25E-04	2.06E+01	± 9.40E-02	104.4	± 10.0	5.56E-02	± 1.80E-04	1.68E-03	± 1.70E-04
13	987	2.1	260.29	± 0.03	176.53	17.83	± 0.02	1.47	± 0.01	1.24	167.21	± 0.48	0.33	± 0.01	1.59E-02	± 1.46E-04	1.89E+01	± 5.40E-02	114.4	± 1.5	6.81E-02	± 7.20E-05	1.09E-03	± 3.20E-05
14	1165	0.6	1030.54	± 0.01	41.33	4.94	± 0.01	0.80	± 0.01	0.72	156.60	± 0.48	0.25	± 0.01	3.36E-02	± 2.58E-04	6.47E+01	± 2.00E-01	98.5	± 4.3	4.69E-02	± 7.20E-05	2.03E-03	± 6.00E-05
total (fmol)			6310.05		4239.79	833.47		19.85		9.40	528.35		4.00		2.59E-03		1.17E+00		59.3	± 0.3				
total (ml/g)				9.54E-06	1.88E-06										1.06E-04		4.76E-02							
Cl, Ca (g/g)																								

Table III-2 Furnace step-heating Ar/Ar data of phengites from the Roffna metarhyolite

3.2.8 K/Ar systematics in the studied shear zone

a) ^{40}Ar - ^{39}Ar step heating

A hand specimen of the ultramylonite (RSZ1e) was crushed and sieved and a $<44\ \mu\text{m}$ fraction of phengites was obtained by diluted bromoform and centrifugation. About 10 mg of 95% pure phengites were handpicked using a binocular microscope. The phengite separate was irradiated at the nuclear research reactor in Risø (DK) and the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis was performed by step heating in a double-vacuum resistance oven connected to a MAP[®] 215-50B mass spectrometer, in Bern (CH). Results from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating experiment are listed in Table III-2.

In a recent study of two amphibole samples from the Limpopo Belt, Belluso et al. (2000) correlate the Cl/K and Ca/K ratios with ages, and observe that the binary and/or ternary mixtures inferred from Ar isotope systematics are precisely reproduced by TEM and AEM (analytical electron microscopy) observations. They suggest that internally discordant age spectra can be interpreted as mineral mixtures if these can be diagnosed from Ca-Cl-K diagrams (as shown for a synthetic mixture by Villa et al. (1996)). By supplementing the chemical information provided by Ar isotope systematics with the micro-chemical analyses provided by AEM or EMP, ages can be modelled by extrapolating to end-member minerals.

In our study, one furnace step heating of bulk phengite separate (RSZ 1e) yields an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectrum with an integrated date of 59.3 Ma and a stair-case shape (Fig 5b). Following Belluso et al. (2000), the stepwise heating data are plotted on a Cl/K vs. Ca/K diagram (Figure III-36a). Data points all fall in a triangle, whose vertices are A, B and C. The system thus consists of at least three components (Belluso et al., 2000, p. 56). It appears reasonable to relate the petrographic observation of two white mica generations, plagioclase and epidote with the degassing temperatures to identify end-members: A is a fine-grained, Cl-rich white mica (WM2), B is a coarser, Cl-poor phengite (WM1), and C is the mixture of Ca-rich minerals (Pl±Ep). The two mica end-members (WM1, WM2) are identified as steps 5 and 1, respectively, in Figure III-36a; their ages are 46.4 ± 0.2 Ma and 35.7 ± 0.6 Ma, respectively (Figure III-36b). At temperatures above 834°C (Table III-2), the Ca/K values increase drastically, reaching high values corresponding to 114.4 Ma (Fig 5b), which are probably related to excess Ar contamination in Pl and Ep.

The issue of excess Ar contamination in WM2 needs to be addressed. In principle, the high Cl/K ratio and the low degassing temperature could both be compatible with the presence of

fluid inclusions in possible quartz impurities. As fluid inclusions often contain parentless ^{40}Ar , this would mean that the age of the WM2 is overestimated. However, this is likely to be a negligible effect for two reasons: firstly, the UV laser analyses on quartz-rich zones (Table III-3) show a negative correlation between the Cl/K ratio and apparent ages; thus, it is not clear that the quartz grains did contain saline fluid inclusions carrying excess Ar; secondly, our separation by heavy liquids is likely to have left only a small quartz $\pm$ plagioclase contamination in the mica fraction analysed by stepwise heating; as the UV laser ages for quartz and plagioclase are < 40 Ma, the relative mass balance of ^{40}Ar argues that the age inferred for WM2, 35.7 ± 0.6 Ma, is not significantly affected by fluid inclusions in quartz impurities.

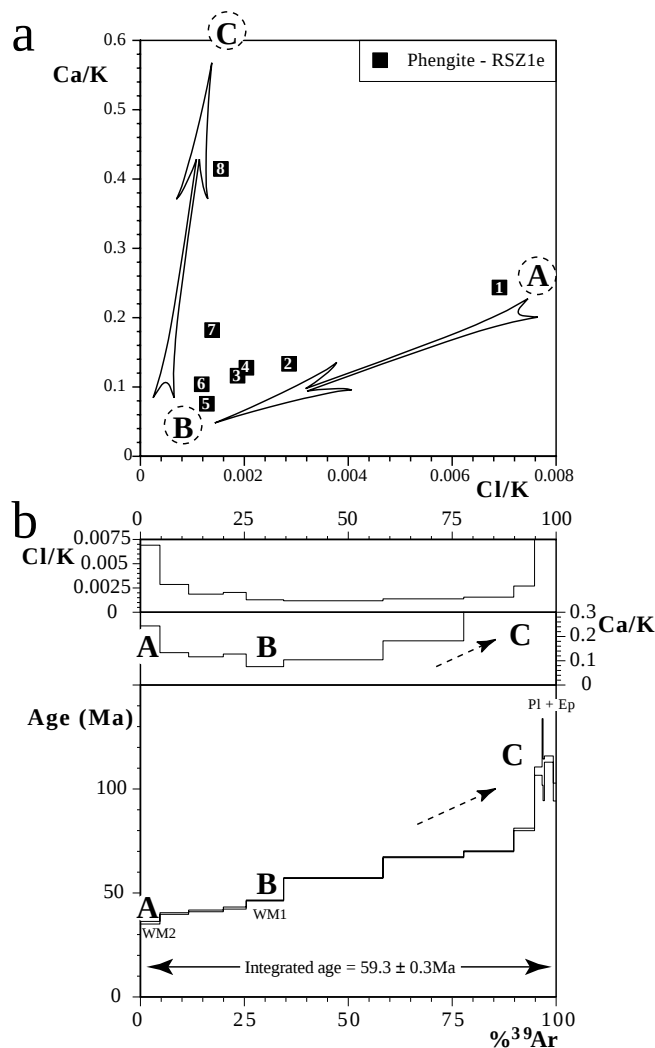


Figure III-36a: Cl/K vs. Ca/K diagram for sample RSZ1e. b: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum, Cl/K and Ca/K ratios for sample RSZ1e showing a staircase shape. The integrated date (all steps) is 59.3 Ma. A (WM2), B (WM1), C (Pl + Ep): inferred Ar reservoir. Numbers (1 to 7) note sequential heating steps.

b) Result of ^{40}Ar - ^{39}Ar laser ablation

The laser analyses were done in the laboratory of the University of Lausanne using an excimer UV laser (KrF) on line to a MAP[®] 215-50 mass spectrometer. The UV laser ablation microprobe was used for in-situ analyses with high spatial precision (e.g., Kelley et al., 1994). Thus, the high spatial resolution of the UV laser offers the best opportunity for success in direct dating of different structural fabrics such as those described in this investigation. However, the fine grained occurrence of the white mica defining the schistosity and C planes in the sample together with the relatively young ages precludes direct measurement by in situ laser ablation, even with the high spatial resolution afforded by the UV laser. Even though the size of the pit ablated by the UV laser is adjustable to below 5 microns, in order to generate sufficient gas to make a precise measurement a spot size of about 40 square microns was necessary in the present study. Thus, the UV laser ablation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data were collected from areas within a particular fabric enriched in mica, but cannot be considered as exclusively mica. Given the fine grained nature of the mica and third dimensional effects there is no satisfactory way to estimate the amount of mica relative to other phases analysed at any given spot. For this study, the analyses were performed along profiles ("garlands", corresponding mineral-dominant zones) to enhance the gas production (Table III-3). Blanks were measured between each third analysis and were subtracted from the sample signal, which was 2-3 times greater than the blanks.

An 18-mm diameter disk (about 200 μm thick) was polished from sample RSZ3a, which represents the transition between the mylonite zone to the ultramylonite in the same *D1* shear zone (Figure III-33). The mean size of the minerals in the matrix is around 10 μm , thus zones enriched in phengite were ablated typically following the direction of the microstructures. For each $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis, an area of about $(150\ \mu\text{m})^2$ was ablated in different zones enriched in phengite, quartz, and plagioclase. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ UV laserprobe ages are presented on age-distance diagrams (Figure III-37a and b).

From mylonitic to ultramylonitic zones, the in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser analyses indicate that the oldest dates are recorded in the schistosity while younger dates are recorded in the C-planes (black arrow, Figure III-37a). Dates of phengite-dominant zones within the primary schistosity (black dots, Figure III-37a) range from 49 to 42 Ma. Dates determined in the phengite dominant zones ages within C-planes are less precise (white dots, Figure III-37a), yielding a range between 41 and 25 Ma. The laser ablation analyses show an overall decrease in the observed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

dates in the highly deformed zone, corresponding to the highest C-plane density in the ultramylonitic domain.

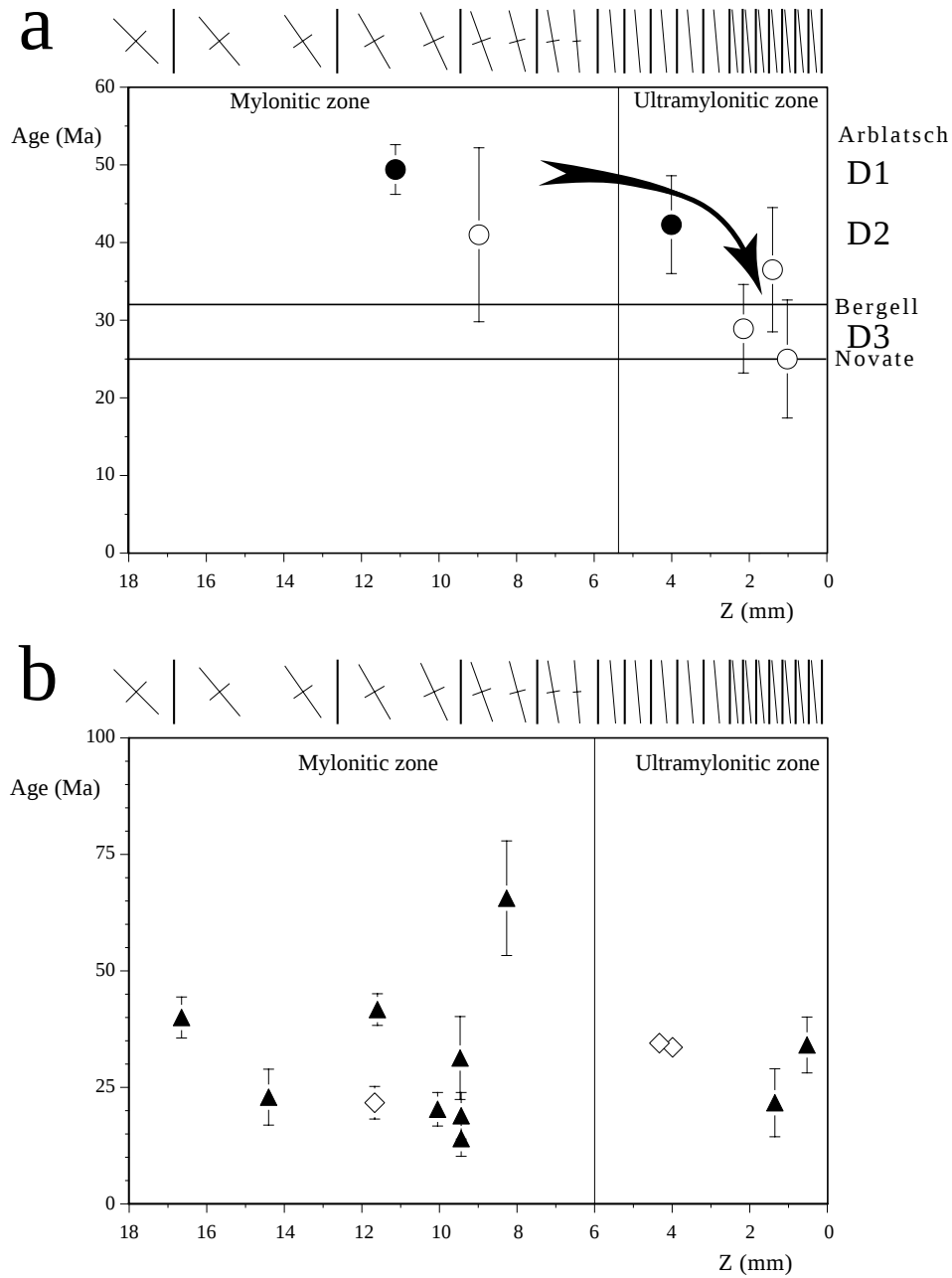


Figure III-37 a: In-situ UV-laser ablation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for phengite-enriched zones across the *D1* shear zone. Black dots: phengite-zones in micro-structural sites defining the schistosity; white dots: phengite-zones in C-planes. b: In-situ UV-laser ablation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for quartz- and plagioclase-zones across the *D1* shear zone. Open diamonds: quartz; black triangles: plagioclases. 1σ errors in ages are shown.

Run ID	^{40}Ar (amoles)	1σ	$^{40}\text{Ar}^*$ % (amoles)	^{39}Ar (amoles)	1σ (amoles)	^{38}Ar (amoles)	1σ (amoles)	^{37}Ar (amoles)	1σ (amoles)	^{36}Ar (amoles)	1σ (amoles)	Age (Ma)	1σ
Phengite-dominant zones in C-planes													
RSZ2.10	446.46	± 2.29	31.4	74.00	± 0.45	1.14	± 0.25	0	± 0	1.04	± 0.09	28.9	± 5.7
RSZ3.6	362.12	± 1.70	46.2	102.24	± 0.50	1.93	± 0.16	61.61	± 559.44	0.68	± 0.08	25.0	± 7.6
RSZ3.7	441.74	± 2.17	50.8	94.23	± 0.45	2.21	± 0.13	1081.88	± 539.70	1.02	± 0.08	36.5	± 8.0
RSZ3.9	265.86	± 1.57	30.9	30.52	± 0.37	0.26	± 0.15	0	± 0	0.62	± 0.07	41.0	± 11.2
Phengite-dominant zones in schistosity sites													
RSZ3.10	251.09	± 1.06	61.0	55.04	± 0.30	0.88	± 0.13	0	± 0	0.33	± 0.08	42.3	± 6.3
RSZ3.12	438.36	± 2.79	79.1	106.50	± 0.67	1.36	± 0.18	0	± 0	0.31	± 0.07	49.4	± 3.2
Quartz-dominant zones													
RSZ4.7	866.57	± 1.86	18.9	115.43	± 0.48	3.24	± 0.12	0	± 0	2.38	± 0.08	21.7	± 3.5
RSZ4.12	1000.00	± 1.64	82.4	373.62	± 0.88	5.99	± 0.19	0	± 0	0.59	± 0.08	33.6	± 1.0
RSZ4.13	699.65	± 1.87	80.6	249.10	± 0.52	4.92	± 0.27	0	± 0	0.46	± 0.07	34.5	± 1.3
Plagioclase-dominant zones													
RSZ2.8	1120.57	± 24.62	56.2	240.82	± 3.52	4.71	± 0.18	2425.21	± 672.22	2.30	± 0.10	40.0	± 4.4
RSZ2.11	404.55	± 1.44	24.1	65.08	± 0.40	1.18	± 0.18	0.00	± 0.00	1.04	± 0.08	22.9	± 6.0
RSZ3.8	335.19	± 1.60	76.2	60.35	± 0.38	0.99	± 0.15	2334.40	± 528.76	0.89	± 0.07	65.6	± 12.3
RSZ3.11	429.43	± 1.65	68.3	106.97	± 0.53	1.74	± 0.15	0.00	± 0.00	0.46	± 0.08	41.7	± 3.4
RSZ4.1	737.10	± 1.21	36.7	121.32	± 0.38	2.67	± 0.25	728.48	± 536.68	1.77	± 0.07	34.1	± 6.0
RSZ4.2	716.79	± 1.24	20.0	101.31	± 0.36	2.41	± 0.16	107.54	± 536.92	1.97	± 0.08	21.7	± 7.3
RSZ4.3	310.62	± 3.64	50.8	77.14	± 0.34	1.43	± 0.16	151.67	± 494.71	0.56	± 0.07	31.3	± 8.9
RSZ4.8	495.01	± 1.45	46.1	185.56	± 0.55	3.92	± 0.26	412.69	± 695.75	1.01	± 0.08	18.9	± 5.0
RSZ4.9	442.29	± 2.09	44.2	214.15	± 0.77	4.03	± 0.26	954.99	± 601.54	1.09	± 0.07	14.0	± 3.8
RSZ4.10	484.88	± 1.20	54.6	199.11	± 0.57	4.24	± 0.26	368.77	± 523.43	0.84	± 0.07	20.3	± 3.6

Table III-3 In-Situ UV-laser Ablation ^{39}Ar - ^{40}Ar data

In zones rich in plagioclase the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates vary from 65 to 14 Ma, with most between 42 and 14 Ma (triangles, Figure III-37b). Quartz-rich zones yield $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates between 34 to 22 Ma (diamonds, Figure III-37b). Ca/K ratios are highly variable (ranging from ≈ 2 to ≈ 80) and reflect the finely intergrown, heterogeneous fabric. Cl/K ratios typical of the mica step-heating results (0 to 0.002) point to white mica. There is no correlation between the intensity of deformation and the apparent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates determined from the quartz-rich zones and their anomalous high ^{39}Ar values are probably related to a 3D analytical interference with phengites surrounding the grains.

3.2.9 Discussion

The EMP analyses combined with this micro-structural study point to the presence of several phengite compositions in the studied *D1* shear zone of the Roffna metarhyolite. Moreover, the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates obtained are bracketed by geological constraints for Alpine deformation (Figs. 1 and 3).

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ UV laserprobe dates obtained in the phengite-dominant zones in the C-planes (Figure III-37a) give an average of 33 ± 8 Ma (95 % c. l.). This is younger than integrated ages obtained by step heating (Figure III-36b). The discrepancy between $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phengite dates obtained by UV laserprobe and step heating are most likely due to different scales of analyses. The physical size of the phengites is around 10 μm in the schistosity and about 3-4 μm in the C-planes. Step-heating analyses were performed on phengites concentrated from fractions $< 44\text{-}\mu\text{m}$ in size, and fractions $< 10\mu\text{m}$ were discarded, therefore resulting in the mechanical concentration of larger phengites than those occurring in C-planes. We interpret the integrated date (59.3 Ma) obtained by step heating as a mixing age of different larger white mica generations and plagioclase (Figure III-36b). The age of 35.7 Ma inferred for reservoir A agrees with the *in-situ* laser ablation age in the C-planes (Figure III-37a). By stepwise heating we find no ages younger than 30 Ma as they are found in some quartz and plagioclase-dominated zones by UV laser. We suggest that during our separation of the phengite concentrate the smallest and youngest component of the separate was removed.

Phengite-dominant zones defining the mylonitic schistosity (*S1*) analysed by *in situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser ablation (Figure III-37a) give an average of 46 ± 5 Ma (95 % c. l.). The comparatively low achieved precision is limited by the analytical difficulties encountered in *in-situ* dating of fine-grained mylonites. However, these age estimates are credible for three

reasons. Firstly, they are consistent with independent geological constraints for *D1* deformation (younger than Arblatsch flysch deposits, 52 Ma ago). Thus, the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates recorded in the schistosity could be related to *D1* HP conditions around 46 ± 5 Ma. Secondly, such an age is also consistent with the 46 Ma date for phengite 1 (WM1) inferred from the step-heating data (Figure III-36b, reservoir B). Thirdly, the UV laser ages for *D1* and *D2* micas agree with the textural sequence. We therefore suggest the following self-consistent reconstruction: at ca. 52 Ma, the Arblatsch flysch was deposited; at ca. 46 Ma, the HP-LT *D1* deformation took place, followed by *D2* at ca. 36 Ma. The intrusion of Bergell at ca. 30 Ma concludes the deformation history addressed here.

3.2.10 Conclusions

This study demonstrates that there are distinct metamorphic-micro-structural-age relationships in the mylonitic zone of the Roffna metarhyolite. In this blueschist-facies shear zone, micro-structural sites corresponding to the schistosity and the C-planes show different amounts of phengitic substitution and different $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates. This means that either local crystallisation or complete re-crystallisation has occurred even if no major modification of the geometry of microstructures is observable. As petrographic relics ensure isotopic inheritance (Villa, 1998), it is intuitive that different micro-structural varieties of white micas can give different Ar-Ar ages. Whether or not the phengites occurring within the C-planes represent newly crystallised or entirely re-crystallised micas, the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates obtained are consistent with a phase of deformation that is distinct from that which formed the main schistosity. Thus, our study shows that there are local metamorphic and isotopic reactions occurring in C-planes, associated with localised deformation assisted by fluid circulation resulting in the formation of younger phengites than those preserved in the schistosity.

These results given in this study from a mylonitic zone show a wide range of mineral ages, which correlate with the microstructures. In the studied *D1* shear zone, only the micas in the schistosity preserve the chemical composition of the high-pressure *D1* deformation. These micas give reliable Ar-Ar ages corresponding to the *D1* deformation phase around 46 Ma by both Ar-Ar techniques. Therefore in a mylonitic zone, the schistosity is the best micro-structural site to date early deformation in rocks affected by multiple deformation events. In the highly deformed and interconnected areas (high density of C-planes), the obtained dates emphasise the role of localised deformation in promoting crystallisation of successive mica generations, each of which preserves its isotopic record.

Acknowledgements: F. Bussy (Lausanne) is thanked for advice on the microprobe running techniques. Isotope research in Bern is partly funded by SNF grant N° 20.47157-96 to J.D. Kramers. Constructive criticism by S. M. Schmid and M. Burkhard were of great help. S. Reddy and an anonymous reviewer...

3.3 Résultats isotopiques supplémentaires

L'objectif de ce chapitre est d'étudier le comportement isotopique des systèmes Rb-Sr et ^{39}Ar - ^{40}Ar sur minéraux séparés dans des zones de cisaillement D1 de la rhyolite de Roffna. A titre de rappel, les âges des déformations alpines D1 et D2, dans la nappe de Suretta, sont compris entre le moment du dépôt des flyschs d'Arblatsch et celui de l'intrusion de la granodiorite du Bergell, c'est-à-dire entre 52 et 30 Ma (PARTIE III-3.2.4). Ces contraintes temporaires permettent de discuter la validité des âges obtenus dans les zones de cisaillement étudiées. L'échantillonnage s'est effectué le long de deux profils, de la roche peu déformée à la mylonite (Figure I-11). Au cours de la déformation ductile, la rhyolite de Roffna passe progressivement d'une composition à Kfs-Oligoclase-Quartz-Biotite à une association quartz-phengite±albite±épidote (PARTIE III-2.4 et Figure III-19). Deux fractions (149-177 μm) de biotites provenant des deux échantillons de roche peu déformée (RSZ1a et RSZ2a) et deux fractions (<44 μm) de phengites (RSZ1e et RSZ2c) de la mylonite ont été analysées par les méthodes Rb-Sr et ^{39}Ar - ^{40}Ar . Des analyses Rb-Sr de roche totale (WR) et de feldspaths alcalins ont également été entreprises.

3.3.1 Méthode Rb-Sr

Les concentrations de Rb et Sr ont été déterminées, à Berne, par dilution isotopique (méthodologie, voir PARTIE I-2.2.2a). Les résultats des analyses Rb-Sr sont présentés dans la Table III-4 et les Figure III-38 e Figure III-39.

a) Roches totales

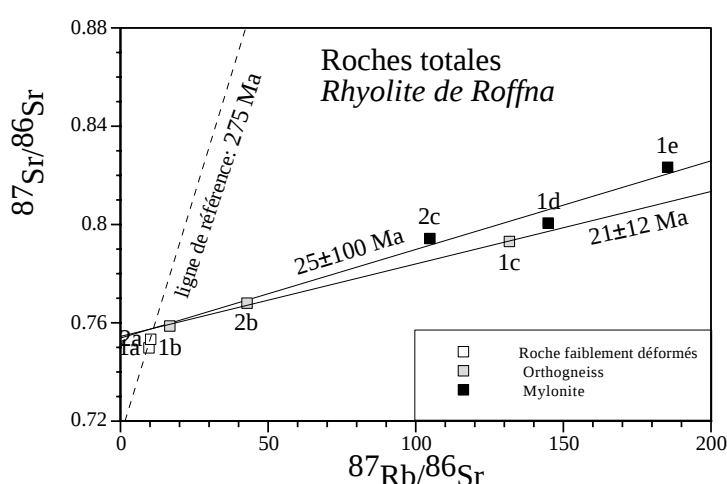


Figure III-38 Diagramme Rb-Sr de la rhyolite de Roffna: évolution des roches totales en fonction de l'intensité de la déformation. Ligne de référence: 275 Ma, calculée sur la base de 11 échantillons de roches peu déformées (voir PARTIE III-1.3.1, fig. 6).

Echantillon		Rb [ppm]	Sr [ppm]	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr		2σ (abs)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		2σ (abs)		Age [Ma]		2σ (abs)	Intercept		2σ (abs)	M.S.W.D.
RSZ1																	
Roche faiblement déformée																	
RSZ 1a	(WR	236	77	8.885661	±	0.166119	0.733480	±	0.004217	)							
	WR	225	68	9.646313	±	0.023958	0.749815	±	0.000145								
	Bt	945	137	20.102708	±	0.026286	0.764523	±	0.000053		WR-Bt	99.0	±	1.1	0.73625	±	0.00029
	Kfs	319	118	7.837944	±	0.086761	0.748021	±	0.000079		WR-Kfs	69.8	±	7.1	0.74024	±	0.00870
Orthogneiss																	
RSZ 1b	WR	255	44	16.713330	±	0.064787	0.758747	±	0.000952								
	Fds	455	38	35.130904	±	0.015301	0.769162	±	0.000055	WR-Fds	39.8	±	3.6	0.7493	±	0.00180	
RSZ 1c	WR	451	10	131.719864	±	0.163072	0.793109	±	0.000434								
	Fds	568	9	184.462251	±	0.180264	0.832160	±	0.000204	WR-Fds	52.1	±	0.7	0.6956	±	0.00170	
Mylonites																	
RSZ 1e	WR	505	8	185.309782	±	0.489950	0.823287	±	0.000056								
	Phe	305	44	20.169669	±	0.144910	0.762422	±	0.000111	WR-Phe	26.0	±	0.1	0.75499	±	0.00014	
	Fds	198	11	51.947952	±	1.149934	0.767556	±	0.000119	WR-Fds	29.4	±	0.3	0.74585	±	0.00068	
RSZ2																	
Roche faiblement déformée																	
RSZ 2a	WR	274	78	10.233690	±	0.051147	0.753288	±	0.000003								
	Bt	1082	46	69.557644	±	0.105291	0.867738	±	0.000025	WR-Bt	135.7	±	0.4	0.73354	±	0.00012	
	Kfs	302	161	5.438362	±	0.022988	0.740352	±	0.000053	WR-Kfs	189.7	±	2.3	0.72569	±	0.00023	
Orthogneiss																	
RSZ 2b	WR	327	22	42.854211	±	0.046025	0.767976	±	0.000136								
	Fds	469	18	73.891049	±	0.043054	0.785851	±	0.000035	WR-Fds	40.5	±	0.3	0.74329	±	0.00033	
Mylonite																	
RSZ 2c	WR	479	13	104.801461	±	0.123758	0.794255	±	0.000131								
	Phe	85	52	4.791961	±	0.005780	0.759534	±	0.000087	WR-Phe	24.4	±	0.1	0.75787	±	0.00009	
	Fds	192	14	38.629125	±	0.067638	0.772680	±	0.000089	WR-Fds	23.0	±	0.2	0.76009	0	0.00016	
Roches totales																	
Roches faiblement déformées																	
RSZ 1a et 2b										WR	415.0	±	43.0	0.6828	±	0.00600	
Orthogneiss																	
RSZ 1b, 1c et 2b										WR	21.0	±	12.0	0.755	±	0.01400	14
Mylonites																	
RSZ 1d, 1e et c										WR	25.0	±	100.0	0.75	±	0.22000	1039

Table III-4 Résultats Rb-Sr de la rhyolite de Roffna

Un isochrone de référence d'un âge approximatif de 275 ± 100 Ma (MSWD = 197; Intercept initial de 0.714) a été obtenu sur la base de onze échantillons faiblement déformés de la rhyolite de Roffna (voir PARTIE III-1.3.1, fig. 6: carrés blancs). L'âge des intrusions de Roffna et de Truzzo a été fourni par la méthode U-Pb sur zircon (268 Ma, PARTIE III-1.3.1). Cette méthode semble être moins sensible aux effets de la déformation et du métamorphisme alpin que le système Rb-Sr.

Les alignements le long de droites des valeurs sur roches totales des orthogneiss et des mylonites permettent de calculer des âges qui n'ont aucune valeur chronologique vis-à-vis de l'âge du métamorphisme et/ou de la déformation de la zone de cisaillement D1 considérée:

✓ Orthogneiss: la pente de la droite donne un âge fictif de 21.0 ± 12.0 Ma (MSWD = 14)

✓ Mylonites: la pente de la droite donne un âge fictif de 25 ± 100 Ma (MSWD = 1039)

Comme démontré précédemment dans la PARTIE III-1.3.1, le système roche total Rb-Sr dans la rhyolite de Roffna ne permet ni de dater la mise en place de l'intrusion, ni de dater l'âge de la déformation et du métamorphisme alpin D1, estimé aux alentours de 46 ± 3 Ma (PARTIE III-3.2).

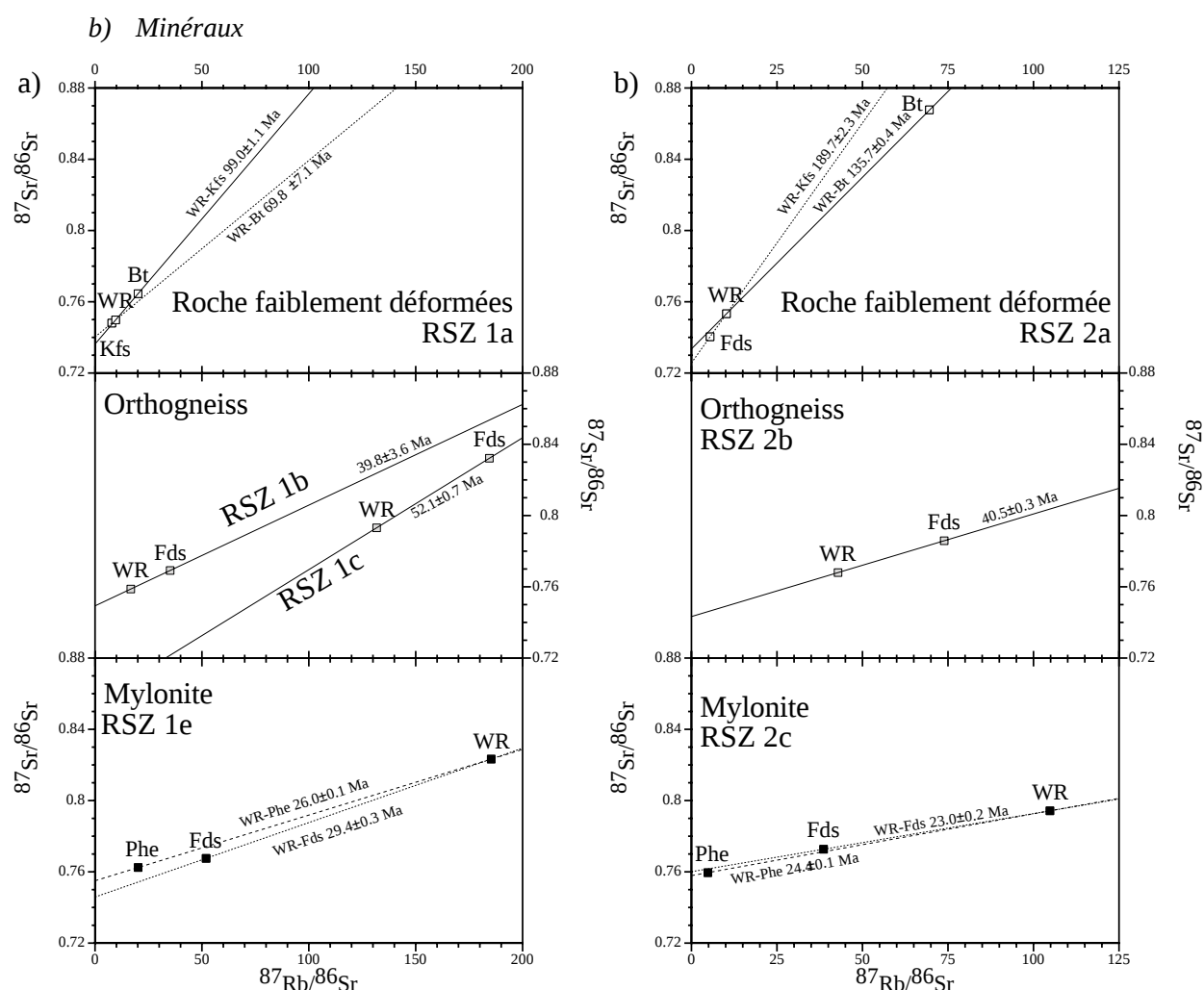


Figure III-39 Diagramme Rb-Sr de la rhyolite de Roffna, isochrones minéral-roche totale. a) zone de cisaillement RSZ1, b) zone de cisaillement RSZ2

Les isochrones sur minéral-roche totale sont illustrés dans la Figure III-39 et labellés par les âges correspondant calculés (Ludwig, 2000). Mise à part la biotite de l'échantillon faiblement déformé RSZ2a (Figure III-39b et Table III-4), les micas présentent des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ étrangement bas. Les analyses RX ont pourtant confirmé une composition enrichie en micas des fractions minérales (biotites et phengites) considérées. Les isochrones ne sont donc pas

contrôlées systématiquement par les micas. Il est à noter que le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de la roche totale (WR) s'accroît sensiblement en fonction de l'augmentation de l'intensité de la déformation. Il passe de 9-10 à plus de 185 (Table III-4). Les âges minéral-roche totales Rb-Sr obtenus pour les zones de cisaillement D1 de la rhyolite de Roffna présentent une large gamme de valeurs: de 23 à 190 Ma. Une tendance vers des âges de plus en plus jeunes s'exprime en fonction de l'augmentation de l'intensité de la déformation (Figure III-39).

c) Discussion

Pour les échantillons faiblement déformés (RSZ1a et RSZ2a) et mylonitiques (RSZ1e et RSZ2c), l'absence d'alignement des trois points analysés (WR-mica-feldspath) révèle un déséquilibre isotopique (Figure III-39): il s'explique par des âges mixtes liés à l'influence du métamorphisme alpin et/ou de circulations de fluides tardifs préférentiellement marqués dans les mylonites. Ce résultat représente soit un âge de mélange entre la mise en place de l'intrusion et le métamorphisme alpin (roches faiblement déformées: 70 à 190 Ma), soit une interaction avec des fluides tardifs (mylonites: 23 à 29 Ma). L'échantillon RSZ2c (mylonite) présente un bon alignement WR-Phe-Fds autour d'un âge isochrone de 23-24 Ma. Cette homogénéisation du système Rb-Sr pourrait refléter l'âge des dernières circulations de fluides métamorphiques provenant des unités sous-jacentes. Il est à noter que cette période est contemporaine à la mise en place du granite de Novate dans les unités méridionales. L'âge de ce leucogranite est de 25 Ma (PARTIE III-1.2.3) et sa source est d'origine crustale.

Les faibles valeurs des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ des phengites analysées sont difficilement explicables. Dans les mylonites, la phase minérale à rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ élevé n'a pu être définie clairement dans ce travail de thèse. Deux explications peuvent être éventuellement émises. (1) Lors des manipulations de séparation des phases minérales des mylonites, la fraction de phengites ultra-fines ($<10\text{ }\mu\text{m}$) et à rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ élevé a pu disparaître lors du rinçage. (2) Le quartz, non analysé, pourrait contenir dans ses inclusions un fluide présentant un rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ élevé? Il serait intéressant d'effectuer des analyses supplémentaires sur ces fractions minérales.

Les analyses Rb-Sr feldspath-roche totale présentent une diminution des valeurs d'âge en fonction de l'augmentation de l'intensité de la déformation. Les échantillons faiblement déformés montrent des âges de mélange entre le moment de la mise en place de la rhyolite de Roffna et celui des déformations alpines, tandis que les âges des orthogneiss et des mylonites sont dans la gamme des âges alpins. Les valeurs d'âge roche totale-feldspath (2 points) des orthogneiss sont

contenus dans la gamme d'âges attendus pour les déformations ductiles D1 et D2. Elles s'étalent de 40 à 52 Ma. Cependant il est hasardeux de leur attribuer une valeur géochronologique. Elles peuvent très bien représenter des âges mixtes entre la déformation alpine D1 et l'interaction avec un fluide métamorphique tardif.

3.3.2 Méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar

Environ 10 mg de chaque séparation minérale (biotites et phengites) ont été analysés (méthodologie, voir PARTIE I-2.3.3b). Les résultats des analyses ^{39}Ar - ^{40}Ar sont présentés dans les Figure III-40 et Figure III-41 et les Table III-5 et Table III-6. La méthodologie appliquée pour l'interprétation des résultats ^{39}Ar - ^{40}Ar des phengites de l'échantillons RSZ1e est déjà décrite dans la PARTIE III-3.2.8a).

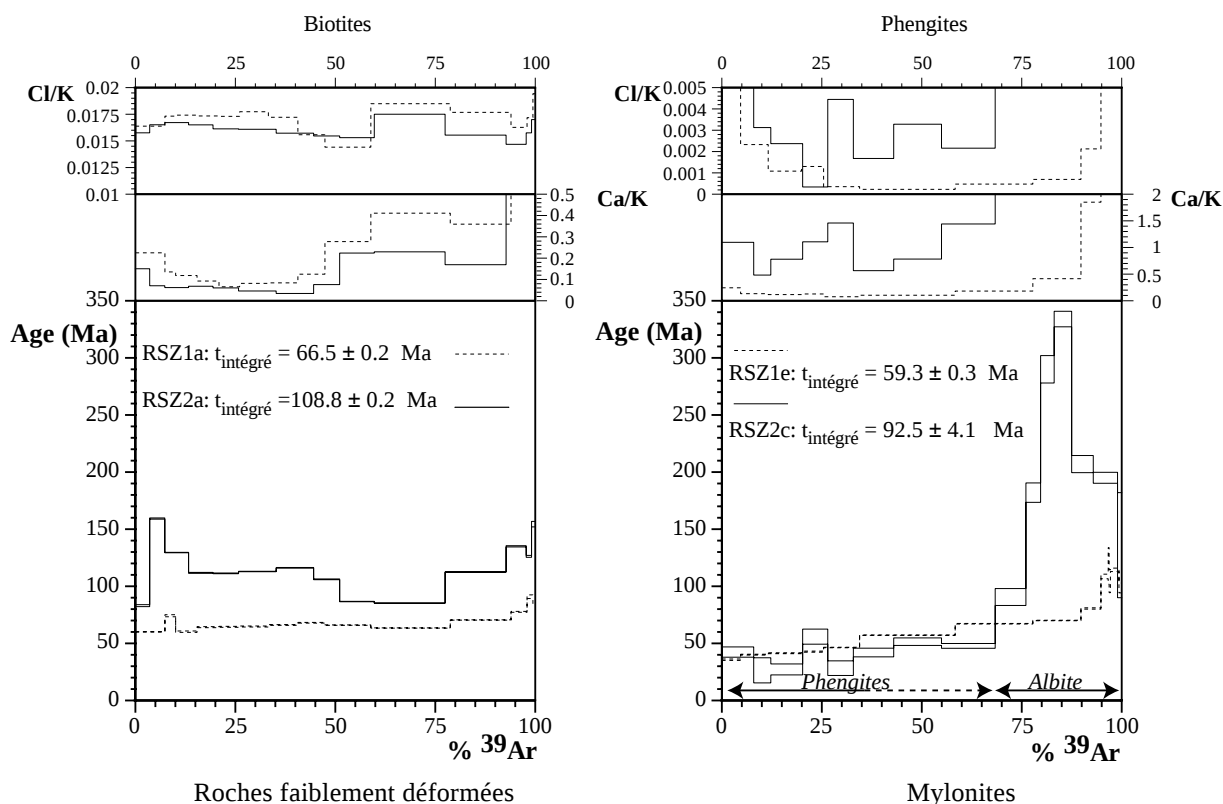


Figure III-40 Spectres d'âges, de Ca/K et de Cl/K pour les micas de la rhyolite de Roffna (zones de cisaillement RSZ1 & RSZ2)

Les spectres d'âges des biotites des roches faiblement déformées (RSZ1a et RSZ2a) présentent des âges intégrés sur tous les paliers de 66.5 et 108.8 Ma (Figure III-40). Les âges par palier individuel s'étalent de 60 à 90 Ma et de 83 à 160 Ma, respectivement. Les compositions chimiques des deux biotites semblent identiques selon les diagrammes de corrélation géochimiques (Figure III-41). Les spectres de Cl/K et Ca/K exhibent les mêmes tendances avec

des rapports Ca/K faibles (<0.2) pour les 50 premiers % d' ^{39}Ar cumulés. Les teneurs en potassium sont de 5.25 poids % pour RSZ1a et de 5.8 poids % pour RSZ2a (Table III-5 et Table III-6). Elles sont sensiblement inférieures aux teneurs moyennes de 9-10 % des biotites de références (Chavagnac, 1999).

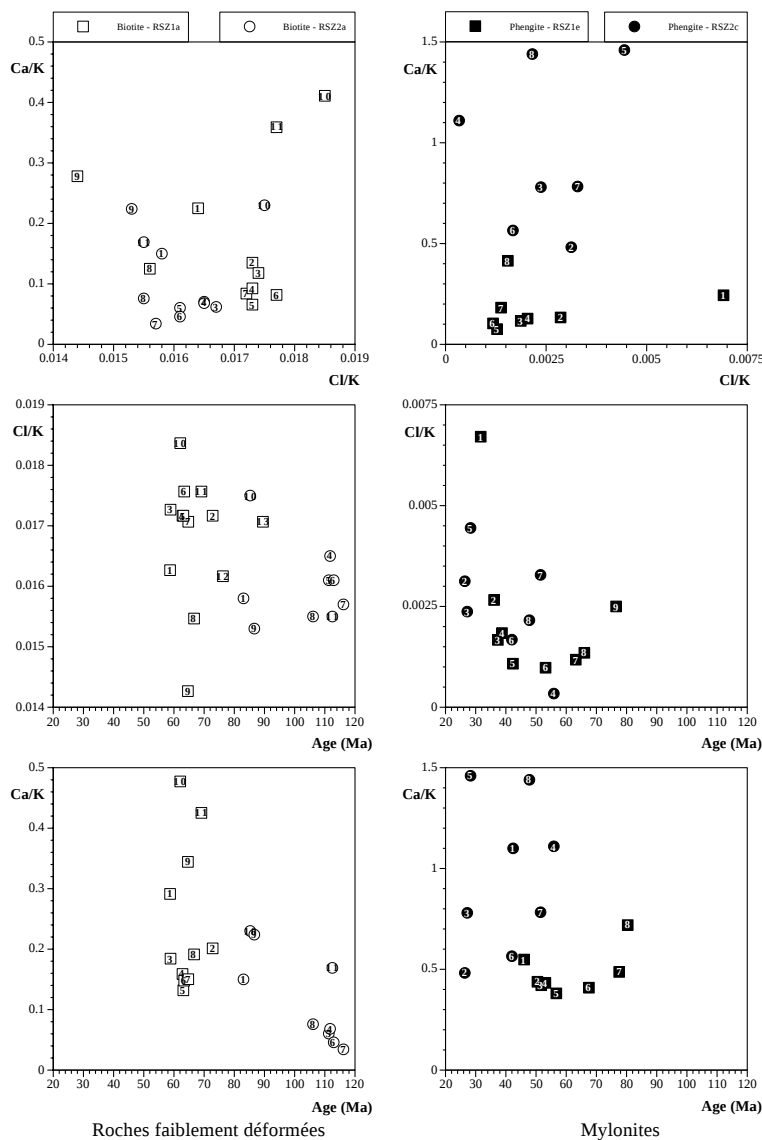


Figure III-41 Diagramme de corrélation Ca/Cl/K/âge pour les micas de la rhyolite de Roffna (zone de cisaillements RSZ1 & RSZ2). Symboles blancs: roches faiblement déformées; symboles noirs: mylonites.

Les spectres d'âges des phengites des mylonites (RSZ1e et RSZ2c) présentent des âges intégrés sur tous les paliers de 59.3 et 92.5 Ma (Figure III-40). Les âges par palier individuel s'étalent de 35.7 à 117.8 Ma et de 26.4 à 334 Ma, respectivement. L'analyse des spectres d'âges, associés aux spectres de Cl/K et Ca/K vs % d' ^{39}Ar cumulé, démontre une nette composition mixte de la fraction analysée (Figure III-40). Les paliers de basses températures ($<806^{\circ}\text{C}$) ont

des rapports Ca/K et en Cl/K relativement similaires et inférieurs à 1.5 et à 0.0075, respectivement (Table III-5 et Table III-6 et Figure III-41). Les paliers de haute température présentent des rapports supérieurs à ces limites et ont tendance à croître en fonction de l'augmentation de la température.

Discussion

Malgré des spectres d'âges relativement plats, les âges ^{39}Ar - ^{40}Ar sur biotites (Figure III-40) n'ont pas de signification chronologique et sont interprétés comme des âges de mélanges entre le moment de l'intrusion et le métamorphisme alpin.

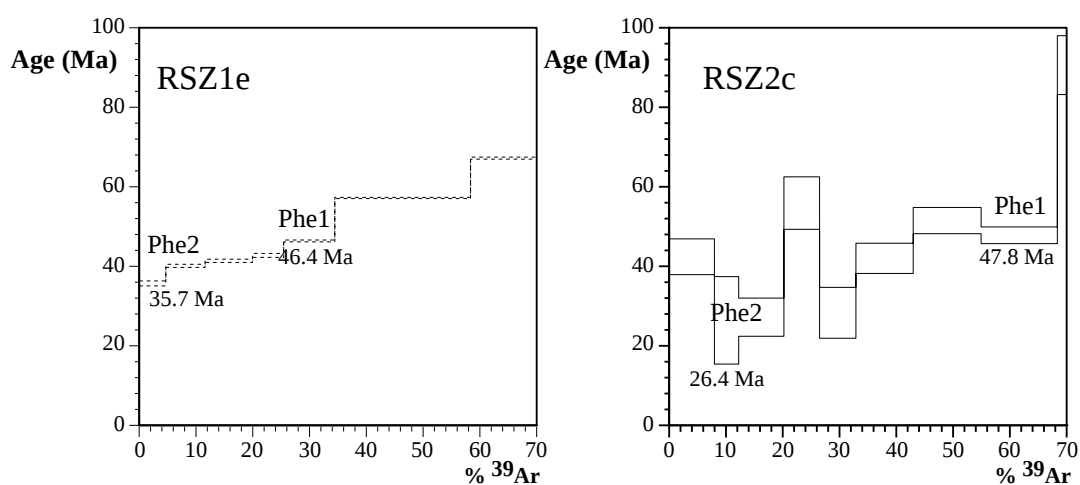


Figure III-42 Spectre d'âges (70 premiers % d' ^{39}Ar cumulé) pour les phengites de la rhyolite de Roffna (mylonites des zones de cisaillement RSZ1 et RSZ2). Phe1 et Phe2: génération de phengites 1 et 2.

Les 34.4 et 68.5 premiers % d' ^{39}Ar cumulés des spectres d'âges des phengites, échantillons RSZ1e et RSZ2c respectivement, correspondent aux paliers de basse température et sont interprétés comme représentatifs du dégazage de phengites s.s. (Figure III-40 et Figure III-42). Une faction feldspathique est soupçonnée d'avoir été dégazé lors des paliers de haute température dont les teneurs en Ca/K dépassent la valeur de 1.5 (Figure III-41). Dans les diagrammes de corrélations chimiques de la Figure III-42 ne figurent que les points des paliers de basses températures correspondant au dégazage des phengites. Les paliers de basses températures exhibent une légère forme d'escalier pour les deux fractions de phengites des mylonites RSZ1e et RSZ2c (Figure III-42). Suivant l'interprétation décrite dans la PARTIE III-3.2.8a), ces spectres en escalier reflètent un mélange d'au moins deux générations de phengites (Figure III-36b, Phe1, Phe2) et probablement d'albite dégazant dans les paliers de haute température (Figure III-40). Les deux phengites correspondant aux deux extrémités du spectre en escalier des paliers de basse température sont diachrones et correspondent à des âges d'environ

Table III-5 Données argon des micas de la rhyolite de Roffna (Roffna Shear Zone 1)

[illegible]

Step	Temp. (°C)	^{39}Ar total (%)	^{39}Ar (ml)	^{37}Ar (ml)	^{39}Ar (ml)	^{37}Ar (ml)	^{39}Ar (ml)	Ca / K	^{37}Ar (ml)	Age (Ma)	^{39}Ar total (%)	^{39}Ar (ml)	Age (Ma)	^{39}Ar total (%)	^{39}Ar (ml)
Sample RS22a: Weakly deformed rock - biotite ($J = 0.00657$, mass = 10.43 mg)															
1	446	3.6	1.41E-08	1.20E-12	9.98E-10	8.45E-11	2.40E-13	6.84E-11	7.50E-11	3.09E-12	2.36E-11	2.60E-13	6.30E-03	83.0	0.9
2	501	3.8	1.76E-08	3.20E-12	1.08E-09	8.99E-11	2.10E-13	7.88E-11	3.72E-11	2.72E-12	9.34E-12	2.70E-13	4.40E-03	159.3	0.3
3	550	5.9	2.14E-08	6.70E-12	1.48E-08	1.43E-10	2.60E-13	1.21E-10	5.14E-11	1.70E-12	8.71E-12	2.10E-13	2.10E-03	129.5	0.2
4	581	6.1	1.97E-08	4.30E-12	1.88E-08	1.60E-12	3.10E-13	1.25E-10	5.82E-11	3.50E-12	7.13E-12	2.10E-13	3.05E-03	111.7	0.4
5	608	6.4	1.89E-08	1.30E-12	1.73E-08	1.47E-10	3.20E-13	1.84E-10	6.38E-11	2.70E-12	5.48E-12	1.60E-13	4.15E-03	112.7	0.3
6	664	9.4	2.80E-08	1.70E-11	2.38E-08	2.63E-09	2.30E-12	1.84E-10	6.04E-11	1.58E-12	7.23E-12	1.20E-13	3.78E-03	112.9	0.2
7	716	6.5	2.81E-08	2.30E-12	2.65E-08	2.63E-09	3.70E-13	1.79E-10	4.49E-11	2.72E-12	3.16E-12	2.20E-13	3.28E-03	116.2	0.3
8	765	6.5	1.81E-08	5.90E-12	1.83E-08	2.43E-09	3.70E-13	1.22E-10	6.90E-11	2.54E-12	4.25E-12	1.20E-13	4.20E-03	106.1	0.3
9	841	8.7	2.05E-08	1.30E-12	1.81E-08	2.43E-09	3.70E-13	1.61E-10	2.71E-10	3.27E-12	1.16E-11	1.60E-13	3.78E-03	86.1	0.2
10	910	17.7	3.98E-08	2.30E-12	3.64E-08	4.94E-09	4.30E-12	3.76E-10	5.67E-10	3.27E-12	9.69E-11	1.60E-13	3.78E-03	85.3	0.2
11	973	15.3	4.45E-08	2.30E-12	4.17E-08	4.26E-09	6.00E-13	2.88E-10	3.60E-10	2.81E-12	7.89E-12	2.40E-13	3.25E-03	113.5	0.2
12	1085	5.0	1.88E-08	1.40E-12	1.66E-08	1.40E-09	2.40E-13	8.96E-11	9.61E-10	2.24E-12	7.15E-12	9.70E-14	1.69E-04	136.2	0.8
13	1168	1.3	6.21E-09	2.00E-12	4.13E-09	3.74E-10	2.60E-13	2.56E-11	3.63E-10	2.24E-12	7.15E-12	9.70E-14	1.69E-04	136.2	0.8
14	1400	0.9	7.07E-09	1.80E-12	3.52E-09	2.59E-10	2.30E-13	1.9154E-11	3.63E-10	2.07E-12	1.210E-11	1.90E-13	1.70E-02	154.4	2.4
total (ml)		3.01E-07	2.64E-07		2.79E-08	2.31E-09		1.96E-09	3.33E-09	1.26E-10			1.61E-02	108.8	0.2
Sample RS22c: Ultramylonitic rock - phengite ($J = 0.00657$, mass = 9.66 mg)															
1	454	8.0	6.41E-09	5.00E-14	1.27E-10	1.30E-11	1.30E-13	7.76E-12	6.98E-11	1.08E-12	2.01E-11	1.70E-13	1.40E-02	42.4	4.5
2	503	4.3	8.79E-10	1.30E-13	6.84E-11	1.51E-10	2.60E-13	9.29E-13	1.65E-11	1.33E-12	2.46E-12	2.20E-13	3.13E-03	26.4	11.0
3	548	8.0	1.15E-09	1.30E-13	1.27E-10	1.51E-10	2.60E-13	1.31E-12	4.95E-11	1.05E-12	2.92E-12	1.80E-13	2.37E-03	27.2	4.8
4	575	6.3	8.05E-10	1.30E-13	1.00E-10	1.60E-13	2.20E-13	1.48E-13	5.55E-11	1.05E-12	1.11E-12	2.00E-13	3.30E-04	55.9	6.4
5	604	6.4	1.88E-09	2.20E-13	1.02E-10	2.20E-13	4.01E-12	1.98E-12	7.46E-11	9.71E-13	4.53E-12	1.90E-13	4.45E-03	28.3	3.8
6	660	10.1	1.07E-09	2.20E-13	1.61E-10	2.60E-13	3.88E-12	1.78E-12	4.56E-11	1.13E-12	1.68E-12	1.90E-13	1.68E-03	42.0	3.3
7	711	12.0	1.35E-09	2.60E-13	1.91E-10	2.40E-13	5.29E-12	2.60E-13	7.48E-11	1.34E-12	1.75E-12	1.90E-13	3.28E-03	51.5	3.3
8	761	13.4	1.78E-09	2.70E-13	2.15E-10	2.40E-13	5.09E-12	2.60E-13	1.55E-10	1.50E-12	3.10E-12	1.90E-13	3.16E-04	47.8	2.1
9	806	7.7	1.97E-09	2.00E-13	1.23E-10	2.20E-13	6.61E-12	2.30E-13	3.17E-10	1.35E-12	3.26E-12	2.80E-13	2.43E-02	90.6	7.4
10	869	3.4	2.47E-09	1.60E-13	5.87E-11	1.60E-13	7.37E-12	1.60E-13	5.44E-10	2.36E-12	3.26E-12	2.80E-13	2.43E-02	182.4	8.5
11	887	3.4	2.47E-09	1.60E-13	5.87E-11	1.60E-13	7.37E-12	1.60E-13	1.05E-09	4.81E-12	3.82E-12	2.20E-13	4.93E-02	290.1	12.0
12	901	4.4	2.69E-09	2.00E-13	7.00E-11	1.90E-13	1.28E-11	1.60E-13	1.54E-09	6.20E-12	3.22E-12	1.90E-13	4.93E-02	334.0	6.8
13	986	5.4	2.04E-09	2.70E-13	8.63E-11	1.70E-13	1.56E-11	1.80E-13	1.90E-09	6.38E-12	2.27E-12	1.90E-13	3.88E-02	190.0	7.5
14	1163	6.1	3.17E-09	8.40E-14	1.648E-09	9.70E-11	1.70E-13	1.8420E-11	3.44E-09	1.09E-11	6.030E-12	1.70E-13	4.37E-02	195.2	4.8
15	1393	1.0	1.14E-09	2.00E-13	1.93E-10	4.58E-12	2.50E-13	3.87E-12	5.97E-10	9.76E-12	3.34E-12	2.40E-13	3.51E-02	135.7	46.0
total (ml)		3.05E-08	1.28E-08		1.20E-10			9.19E-11	9.94E-09	6.17E-11			1.32E-02	92.5	4.1
K (g/g)															
3.60E-03															

Table III-6 Données argon des micas de la rhyolite de Roffna (Roffna Shear Zone 2)

3.4 Discussions et conclusions

3.4.1 Apport de l'étude géochronologique

Afin de tester le comportement des systèmes ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr dans des zones de cisaillement au sein d'une unité tectonique ayant subi une histoire polyphasée, les mylonites de HP (faciès schistes bleus) de la rhyolite de Roffna ont été l'objet d'une étude par différentes méthodes.

Les résultats majeurs de cette étude sont les suivants:

(1) Les analyses ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr de biotites ont donné des âges de mélange entre le moment de la mise en place de l'intrusion de Roffna et celui des déformations alpines (Figure III-43).

(2) Les âges Rb-Sr des couples phengite-roche totale (26-24 Ma) ont des valeurs plus basses que celles qui sont attendues pour l'âge de la déformation alpine (Figure III-43). Ils sont interprétés comme des âges de rééquilibrage partiel résultant de la contamination par des circulations de fluides tardifs.

(3) Les analyses Rb-Sr feldspath-roche totale présentent une diminution des valeurs d'âge en fonction de l'augmentation de l'intensité de la déformation. Les valeurs d'âges feldspath-roche totale des orthogneiss s'étalent de 40 à 52 Ma et semblent cohérentes avec les âges postulés des déformations ductiles D1 et D2. Cependant, sans un contrôle des relations microstructures-âges, aucune valeur géochronologique ne peut leur être attribué. Une interaction avec un fluide métamorphique tardif peut être responsable d'une ré-équilibration partielle du système Rb-Sr.

(4) L'analyse du système ^{39}Ar - ^{40}Ar , associée à une étude micro-structurale, a mis en évidence l'existence de plusieurs générations de phengites dans les zones de cisaillement D1 de la rhyolite de Roffna (Figure III-44) (analyses détaillées: PARTIE III-3.2). Les âges ^{39}Ar - ^{40}Ar des phengites analysées par chauffage par paliers et par ablation laser sont alpins et présentent une vaste gamme de valeurs, de 49 à 25 Ma (Figure III-43):

✓ Les spectres d'âges ^{39}Ar - ^{40}Ar en forme d'escalier suggèrent un mélange d'au minimum deux générations de phengites. La première génération (Phe1) présente un âge cohérent (48-46 Ma) avec celui de la déformation D1, contraint par des données géologiques indépendantes (52-30 Ma). La deuxième génération (Phe2) tend vers des valeurs d'âge de 26 Ma.

- ✓ L'analyse in situ (technique ^{39}Ar - ^{40}Ar par ablation UV-laser) des phengites de la zone mylonitique renseignent sur les relations métamorphisme-âges-microstructures. Les âges et les teneurs en Si des phengites contenues dans la schistosité syn-métamorphique S1 présentent des valeurs plus élevées (49-42 Ma) que celles des phengites définissant les plans de cisaillement C (41-25).

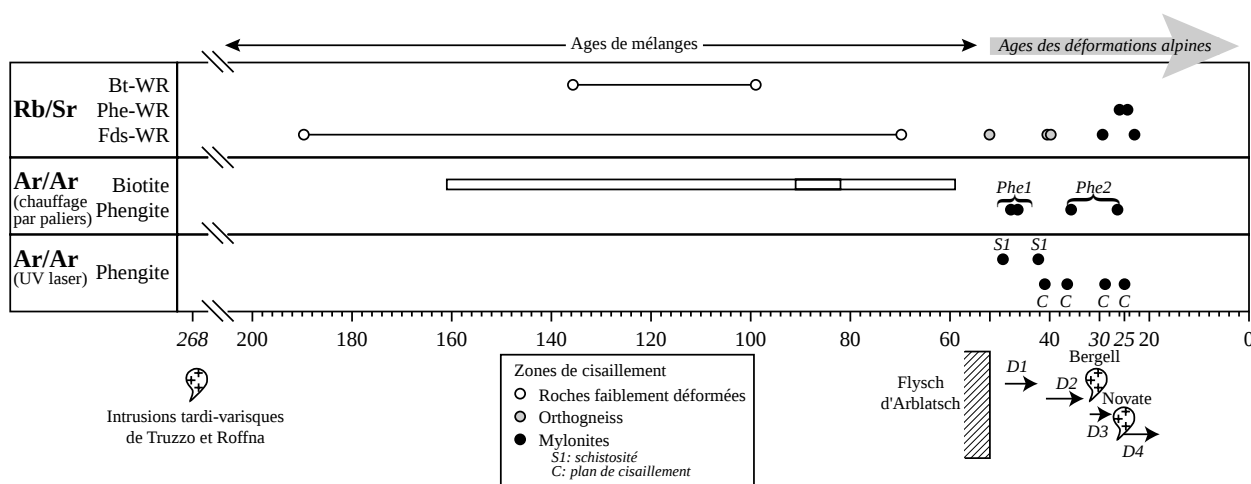


Figure III-43 Compilation des âges sur minéraux ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr, des zones de cisaillement D1 de la rhyolite de Roffna.

A partir de ces observations, les conclusions principales sont les suivantes:

- ✓ Les "âges de déformations" obtenus dans les zones de cisaillement doivent être considérés avec précaution s'ils ne sont pas corrélés avec des analyses des microstructures (PARTIE III-3.2, pages 200-201).
- ✓ L'approche par différentes méthodes, développée dans le cadre de ce travail, a révélé que, dans les zones de cisaillement D1 de la rhyolite de Roffna, la schistosité est le site microstructural le plus favorable à l'étude de la première phase de déformation, dans un domaine affecté par plusieurs événements tectoniques (Figure III-44a).
- ✓ Les phengites néocristallisées contenues dans les plans de cisaillement C présentent des âges ^{39}Ar - ^{40}Ar et des teneurs en Si incohérents avec la phase de déformation D1 (Figure III-44b). Des modifications isotopiques et métamorphiques s'effectuent dans les plans C associées à de la déformation localisée assistée par des circulations de fluides tardifs. Les phengites cristallisant dans les plans C sont plus jeunes et moins substituées que celles de la schistosité.
- ✓ Cette investigation a confirmé que la systématique de l'argon dans les micas cristallisés dans la schistosité est moins affecté par les fluides tardifs que celle du strontium. Les datations

couplées à l'étude des microstructures permettent dans les phengites associées à la schistosité de cerner plus précisément l'âge du métamorphisme associé à la déformation ductile D1, autour de 42-49 Ma.

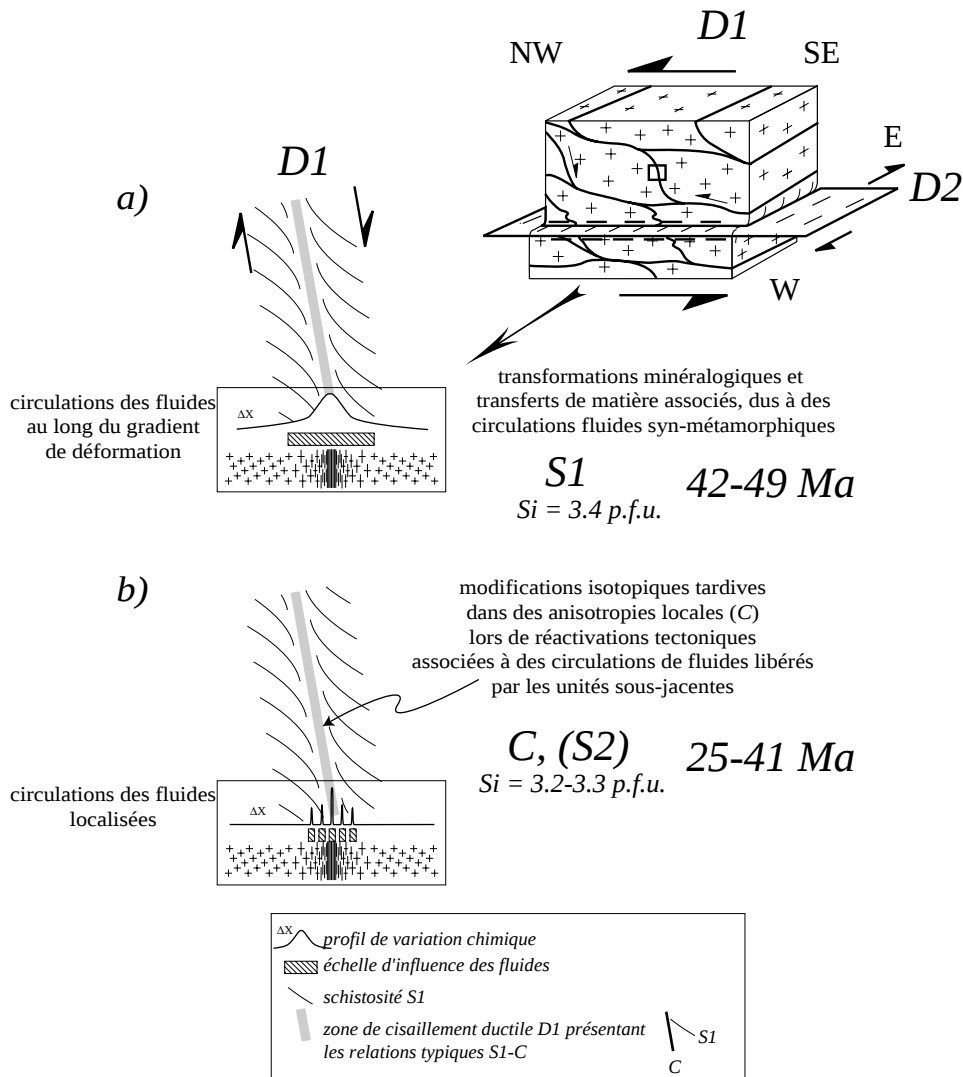


Figure III-44 Schémas synthétiques illustrant les transferts de matières dans les zones de cisaillement D1 de la rhyolite de Roffna. a) Interaction avec des fluides syn-métamorphiques. Les transformations minéralogiques syn-métamorphiques gouvernent les transferts de matière. L'échelle d'influence des fluides s'étend progressivement à la zone la plus déformée (orthogneiss et mylonite). L'âge de la D1 ($46 \pm 3 \text{ Ma}$) et la composition chimique correspondant à la HP ($Si = 3.4 \text{ p.f.u.}$) sont préservés dans les phengites contenues dans la schistosité. b) Interaction avec des fluides tardifs libérés par les unités sous-jacentes lors de leur enfouissement. L'échelle d'influence des fluides se localise au niveau des plans de cisaillement C. Les phengites néocristallisées ou re-cristallisées dans les plans C présentent des âges de 41 à 25 Ma, systématiquement plus jeunes que ceux qui sont obtenus dans les phengites S1. La composition chimique de phengites C est également affectée par ces circulations de fluides tardifs ($Si = 3.2-3.3 \text{ p.f.u.}$).

3.4.2 Implications régionales de ces datations

Du point de vue de la géologie régionale, les résultats géochronologiques peuvent être résumés de la manière suivante (Figure III-34 et Figure III-43):

(1) Les analyses ^{39}Ar - ^{40}Ar sur phengites préservée de l'influence des fluides tardifs et associées à la schistosité syn-métamorphique D1 datent, entre 42 et 49 Ma, la déformation de HP (faciès schistes bleus) affectant la rhyolite de Roffna.

(2) Dans la partie frontale de la nappe de Suretta, les circulations de fluides métamorphiques tardifs provenant des unités sous-jacentes subductées sont responsables de la réhomogénéisation partielle des systèmes Rb-Sr et ^{39}Ar - ^{40}Ar . Les âges Rb-Sr et ^{39}Ar - ^{40}Ar sur minéraux présentent un étalement de leurs valeurs qui tendent vers 23 Ma, âge maximum présumé de ces circulations de fluides tardifs. Ces dernières sont contemporaines de la mise en place du leucogranite de Novate dans un domaine plus méridional et du début de l'enfouissement des massifs cristallins externes dans le domaine septentrional (voir conclusions finales).

L'histoire tectono-métamorphique des nappes de Tambo et Suretta peut donc être résumée de la manière suivante:

La première phase de déformation D1 (HP: faciès schistes bleus) liée à la subduction progressive NNW des nappes de Tambo et Suretta dans le prisme d'accrétion crustal s'effectue entre 49 et 42 Ma (Figure III-34, Figure III-43, Figure III-44 et Figure III-45). Elle est suivie par une phase d'extension syn-collision, la déformation D2, associée à une forte décompression jusqu'à des conditions de faciès schistes verts. Lors de l'exhumation de ces unités, le complexe intrusif du Bergell s'est mis en place vers 32-30 Ma en recoupant les structures de la déformation D2. Ce marqueur temporaire fixe la limite inférieure de l'âge de l'activité de la déformation D2 à 30 Ma. La déformation D3 est probablement syn- à post-intrusion du Bergell et s'interrompt peu avant l'intrusion du granite de Novate. Ce leucogranite d'origine crustal est daté à 25 Ma. L'âge de la quatrième déformation D4 est syn- à tardi-Novate entre 25-18 Ma (Ciancaleoni, en cours).

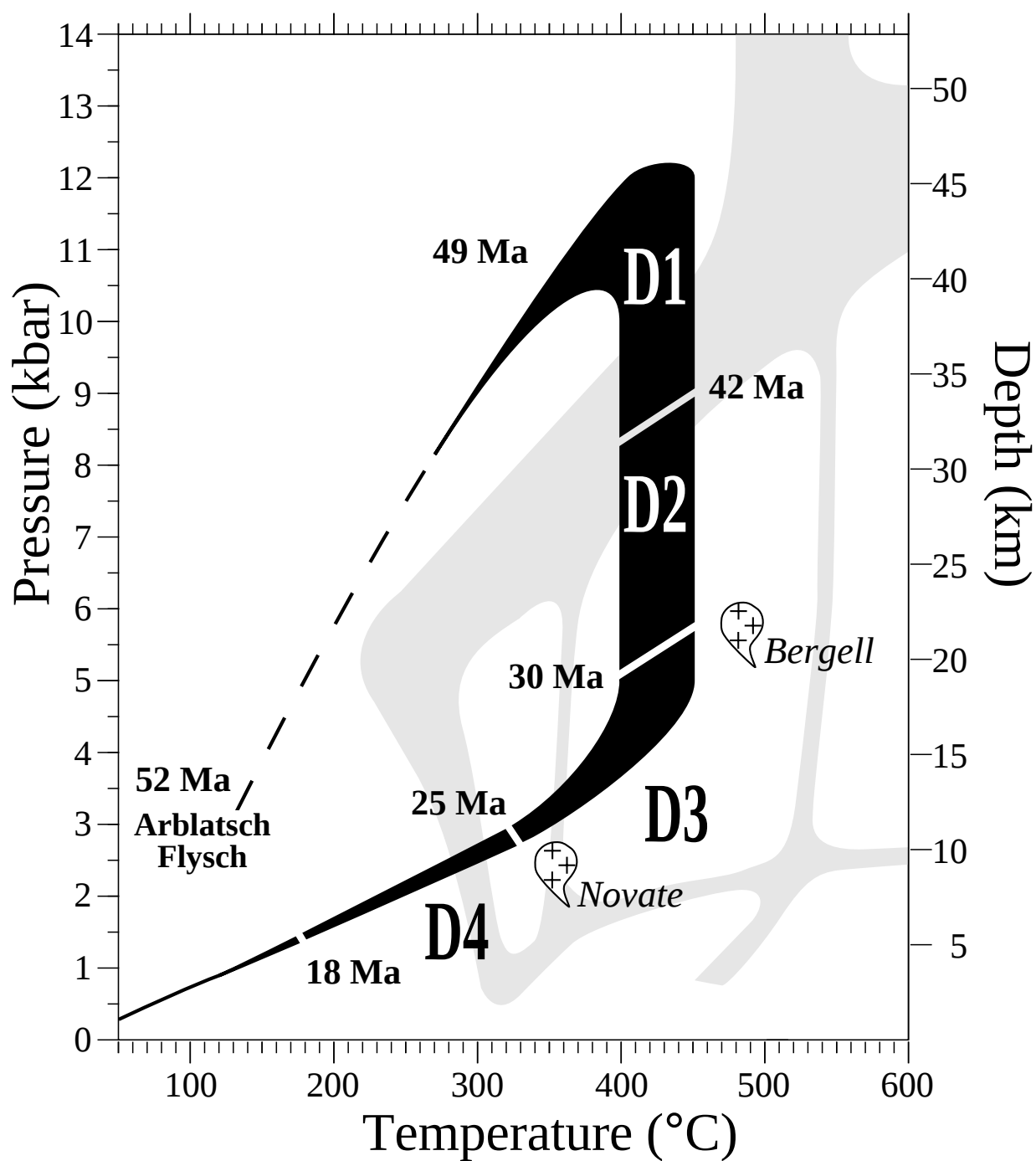


Figure III-45 Chemin P - T - t synthétique de la partie frontale de la nappe de Suretta lors de la tectonique alpine tertiaire.

PARTIE IV
CONCLUSIONS
GENERALES

L'étude structurale, micro-structurale, métamorphique, géochimique et isotopique développée dans le cadre de cette thèse permet d'émettre des conclusions générales sur:

- 1) Le comportement des systèmes chronologiques ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr dans les zones de cisaillement générées dans des conditions métamorphiques de bas à moyen degré.
- 2) L'évolution tectono-métamorphique du front de la nappe de Suretta (domaine pennique supérieur oriental) et des massifs cristallins externes (domaine helvétique suisse).
- 3) La corrélation entre les processus géodynamiques responsables de la formation de la chaîne Alpine et les circulations de fluides majeures lors des processus orogéniques.

1) Les résultats géochronologiques sur les minéraux des zones de cisaillement alpines formées dans des conditions de faciès schistes verts (massif de l'Aar, ECM) et de faciès schistes bleus (rhyolite de Roffna, nappe de Suretta) ont mis en évidence la forte influence des circulations de fluides tardifs sur le comportement des systèmes ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr. Ils démontrent que la température n'est pas le paramètre limitant la fermeture isotopique pour les zones de cisaillement des granitoïdes, générées en faciès schistes verts (massif de l'Aar). Ils soulignent que les circulations fluides jouent un rôle prédominant dans les processus d'ouverture/fermeture des deux systèmes isotopiques étudiés. Ces résultats indiquent que les "âges de déformation" issus des analyses des minéraux des zones de cisaillement doivent être considérés avec précaution s'ils ne sont pas corrélés avec des analyses micro-structurales. De plus, cette étude a révélé que la systématique de l'argon dans les micas cristallisés dans la schistosité syn-cisaillement est moins sensible à l'influence de circulations de fluides tardifs que celle du strontium.

2) L'étude de la répartition et de la distribution des zones de cisaillement ductiles D1 et D2 effectuée au front de la nappe de Suretta permet de définir la géométrie et l'orientation des axes principaux de la déformation finie et de déduire la cinématique de ces deux phases majeures de déformation. Cette évolution cinématique est interprétée par un empilement des nappes vers le NW (D1) suivi par un cisaillement vers l'est associé à un amincissement syn-collision (D2). Cet amincissement est par ailleurs confirmé par une décompression progressive isotherme au cours de D2. L'évolution métamorphique progressive depuis D1 jusqu'à D2 est la suivante: D1 12-9 kbar, D2 8-5 kbar pour une température autour de 400-450°C.

L'étude métamorphisme-déformations-âges effectuée dans les zones de cisaillement de haute pression (D1, faciès schistes bleus, 12-9 kbar) affectant la rhyolite de Roffna permet de

dater le pic de haute pression entre 42 et 49 Ma par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar sur des phengites appartenant à la schistosité syn-métamorphique S1 (Figure IV-1). Des circulations de fluides métamorphiques tardifs, provenant sans doute d'unités sous-jacentes subductées sont responsables d'une réhomogénéisation partielle du système ^{39}Ar - ^{40}Ar dans les phengites des plans de cisaillement C et du système Rb-Sr dans les micas et les feldspaths (Figure IV-1). Ces circulations de fluides tardifs ont infiltré les nappes penniques supérieures aux alentours de 23 Ma (Figure IV-1).

L'étude métamorphisme-déformations-âges effectuée dans les zones de cisaillement affectant la granodiorite du Grimsel et le granite de l'Aar permet de contraindre l'évolution dynamique du massif de l'Aar. La systématique de l'argon dans les micas des orthogneiss et des mylonites date le pic thermique du métamorphisme et/ou les derniers stades de la déformation ductile entre 21 et 16 Ma (Figure IV-1). Les âges Rb-Sr sur micas et feldspaths, ainsi que les âges ^{39}Ar - ^{40}Ar sur feldspaths tendent vers les âges des dernières circulations majeures de fluides aux alentours de 10 Ma (Figure IV-1).

3) En résumé, l'étude géochronologique et tectono-métamorphique des zones de cisaillement a été entreprise dans deux domaines majeurs de la chaîne Alpine: le domaine interne et le domaine externe. Les âges de l'enfouissement de la nappe de Suretta (pic de pression) et du massif de l'Aar (pic thermique) ont été obtenus par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar sur les phengites syn-métamorphiques et présentent un diachronisme évident qui marque le début de la subduction du domaine briançonnais entre 49-42 Ma et le sous-charriage des ECM entre 23-16 Ma (Figure IV-1). Dans chaque unité étudiée, des circulations de fluides tardifs ont partiellement rééquilibré le système Rb-Sr dans tous les minéraux considérés autour de 23 Ma et 10 Ma dans les unités du domaine pennique supérieur et du domaine externe, respectivement. Le système Rb-Sr apparaît au travers de ces résultats comme un traceur des circulations de fluides tardifs et doit être considéré avec précaution dans les études métamorphisme-déformations-âges.

En considérant l'évolution géodynamique de la chaîne Alpine, nous constatons que son histoire se déroule de manière progressive sur une longue période de temps. L'empilement des unités s'effectue de manière successive dans le temps depuis les domaines internes vers les domaines externes. Chaque unité enregistre donc sa propre histoire P-T-d-t. Les ECM ont été impliqués dans la collision continentale alpine plus tardivement que les nappes penniques situées paléogéographiquement plus au sud (Figure IV-1). Cet enfouissement prograde a généré la libération de fluides métamorphiques qui ont circulé à travers les unités sus-jacentes et provoqué

la ré-équilibration partielle des systèmes Rb-Sr et ^{39}Ar - ^{40}Ar dans les zones mylonitiques de la nappe de Suretta par exemple. Entre ces réseaux anastomosés favorables aux circulations de fluides, l'âge de la déformation D1 a été préservé dans les phengites contenues dans la schistosité S1 de la rhyolite de Roffna. Cet aspect hétérogène des circulations fluides et des interactions fluide-roche est fondamental dans l'étude des chemins P-T-d-t dans la mesure où il impose un échantillonnage extrêmement bien contraint au niveau structural et micro-structural pour l'étude et l'interprétation des données géochronologiques.

Lors de la formation du Jura, il y a 10-12 Ma, la partie frontale du socle européen a été enfouie sous les massifs cristallins externes (Figure IV-1). Des fluides métamorphiques ont également été produits, en réponse aux conditions métamorphiques progrades, et ont circulé à travers les ECM sus-jacents. Une ré-équilibration partielle du système Rb-Sr s'est effectuée et a été enregistrée dans les mylonites du massif de l'Aar à ce moment de l'évolution géodynamique de la chaîne Alpine (Figure IV-1).

En conclusion générale, chaque unité de la chaîne Alpine doit être considérée indépendamment du point de vue de son évolution tectono-métamorphique. Le métamorphisme alpin doit être examiné pour chaque phase de déformation et par conséquent doit présenter un diachronisme cohérent depuis les unités les plus hautes, ou les plus méridionales, vers la partie frontale de l'édifice alpin.

A cause de l'hétérogénéité des déformations et des circulations fluides, les âges de cristallisation des minéraux (eg. Ages ^{39}Ar - ^{40}Ar sur micas) peuvent être préservés dans les domaines de moindre déformation. Les âges obtenus dans cette étude ne peuvent pas être interprétés en termes de température de blocage et le concept d'"âge de refroidissement" ne peut être utilisé: le refroidissement n'est jamais daté. Une cristallisation assistée par les fluides est par contre datée au cours de l'exhumation des unités considérées. Le système Rb-Sr est sensible aux circulations de fluides tardifs et peut être utilisé pour définir les périodes de fortes circulations de fluides provenant de phénomènes sous-jacents comme la déshydratation des unités subductées au cours de l'évolution géodynamique de la chaîne Alpine. En ces termes, l'étude de différents systèmes isotopiques sur minéraux dans des gradients de déformation nous renseignent non seulement sur l'évolution tectono-métamorphique des unités (relations P-T-d-t) mais également sur les périodes de circulation de fluides crustaux à l'échelle de la formation des chaînes de montagnes.

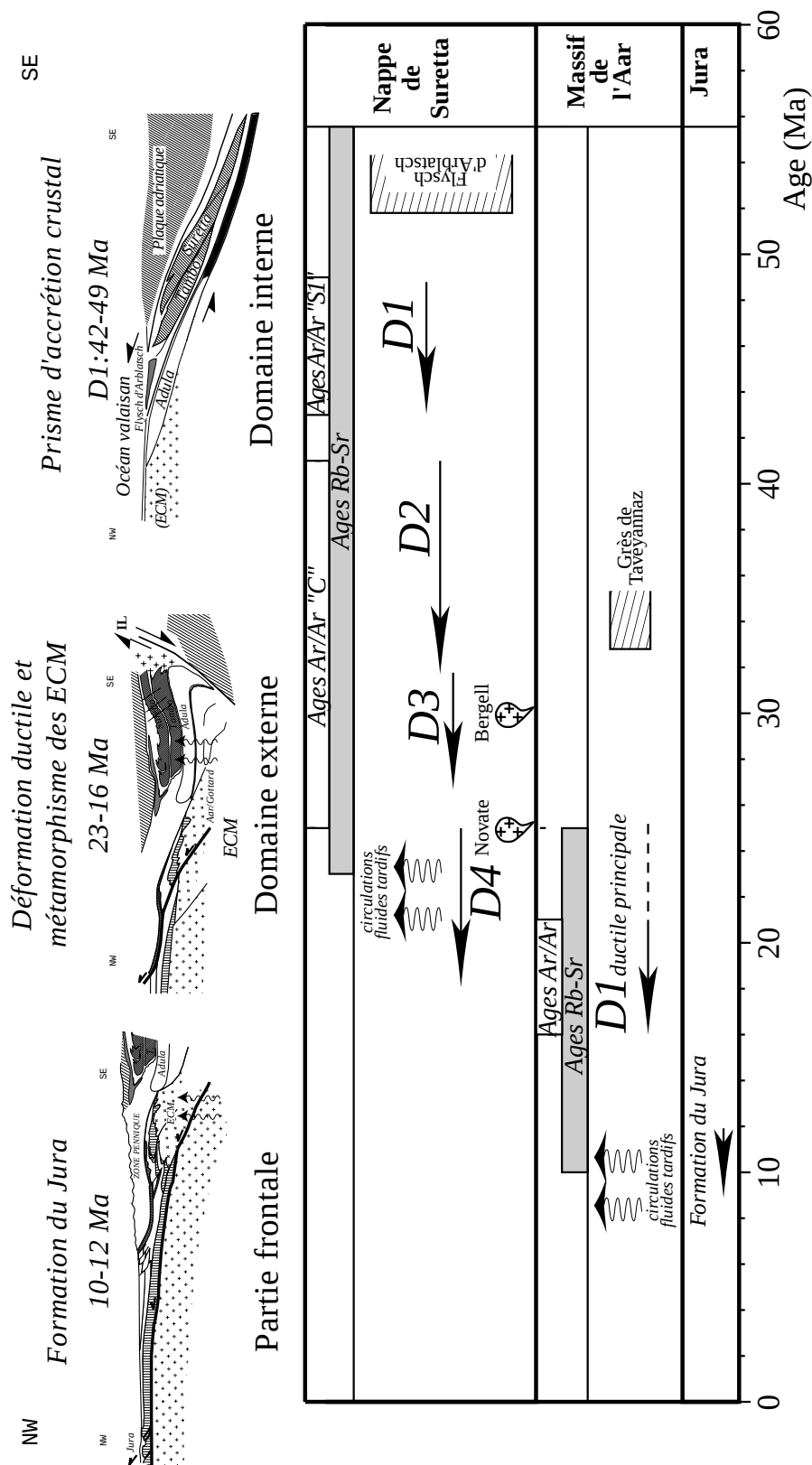


Figure IV-1 Compilation finale des résultats géochronologiques ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr et de l'histoire des déformations de la nappe de Suretta (domaine interne) (PARTIE III-3.4 et Figure III-34) et du massif de l'Aar (domaine externe) (PARTIE II- 3.8, Figure II-20). Les phases de déformations sont indiquées par D1, D2, D3, D4 et D1_{ductile principale} respectivement.

A l'issu de ce travail de thèse, une question majeure reste posée pour une meilleure compréhension du comportement des systèmes ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr dans les zones de cisaillement. Quel est le mécanisme responsable de la rétention préférentielle de l'argon au sein du réseau cristallin des micas en comparaison avec la mobilité du système Rb-Sr lors de circulations de fluides tardifs? Une étude à petite échelle devrait nous renseigner sur les mécanismes de transfert lors des processus d'interaction eau-roche.

BIBLIOGRAPHIE

- Abbott JT (1972) Rb-Sr Study of Isotopic Redistribution in a Precambrian Mylonite-Bearing Shear Zone, Northern Front Range, Colorado. *GSA Bulletin* 83: 487-493
- Abrecht J (1994) Geologic units of the Aar Massif and their pre-Alpine rock associations; a critical review. The pre-Alpine crustal evolution of the Aar, Gotthard and Tavetsch massifs. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 74: 5-27
- Armstrong RL, Jaeger E and Eberhardt P (1966) A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages on Alpine biotites. *Earth and Planet Sci Lett* 1: 13-19
- Baltzer D (1989) Petrographie, Geochemie, Tektonik, Metamorphose und Geochronologie im nordwestlichen Teil des Suretta-Decke. Thesis, Bern, 425 pp
- Bambauer HU and Bernotat WH (1982) The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions; I, Composition and structural state of alkali feldspars from granitoid rocks of two N-S traverses across the Aar Massif and Gotthard "Massif", Swiss Alps. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 62: 185-230
- Baudin T and Marquer D (1993) Métamorphisme et déformation dans la nappe de Tambo (Alpes centrales suisses): évolution de la substitution phengitique au cours de la déformation alpine. Translated Title: Metamorphism and deformation in the Tambo Nappe (Central Swiss Alps); evolution of phengitic substitution during the Alpine deformation. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 73: 285-299
- Baudin T, Marquer D, Barféty J-C, Kerckhove C and Persoz F (1995) Nouvelle interprétation stratigraphique de la couverture mésozoïque des nappes de Tambo et de Suretta; mise en évidence d'une nappe de décollement précoce (Alpes centrales suisses) Translated Title: A new stratigraphic interpretation of the Mesozoic cover of the Tambo and Suretta nappes; evidence for early thin-skinned tectonics (Swiss Central Alps). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planètes*, Paris 321: 401-408
- Baudin T, Marquer D and Persoz F (1993) Basement-cover relationships in the Tambo Nappe (Central Alps, Switzerland); geometry, structure and kinematics. *J Struct Geol* 15: 543-553
- Beach A (1976) The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early proterozoic shear zones in The Lewisian complex. *Phil. Trans. R. Soc. Lond a* 280: 269-604
- Beach A (1980) Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. *J Struct Geol* 2: 257-263
- Bell TH (1981) Foliation development; the contribution, geometry and significance of progressive, bulk, inhomogeneous shortening. *Tectonophysics* 75: 273-296
- Belluso E, Raffaella R, Schaller M and Villa IM (2000) Electron-microscope and Ar isotope characterization of chemically heterogeneous amphiboles from the Palala Shear Zone, Limpopo Belt, South Africa. *Eur J Mineral* 12: 45-62
- Berggren WA, Kent DV, Swisher CC and Aubry M-P (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy In: Berggren WA, Kent DV, Aubry M-P and Hardenbol J (eds) *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*, vol 54. Special Publication - SEPM (Society for Sedimentary Geology), pp 129-212
- Bernotat W and Bambauer HU (1980) Die Mikroklin/Sanidin-Isograde in Aar-und Gotthardmassiv; The microcline-sanidine isograd in the Aar and Gotthard massifs. *Eclogae geol Helv* 73: 559-561
- Bernotat WH and Bambauer HU (1982) The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions; II, The region of Lepontine metamorphism, Central Swiss Alps. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 62: 231-244
- Berthé D, Choukroune P and Jegouzo P (1979) Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J Struct Geol* 1: 31-42
- Biino GG, Marquer D and Nussbaum C (1997) Alpine and pre-Alpine subduction events in polycyclic basements of the Swiss Alps. *Geology* 25: 751-754
- Blanc BL (1965) Zur Geologie zwischen Madesimo und Chiavenna (Proving Sondrio Italien). *Mitt Geol Inst ETHZ und Uni N.F.* 37
- Brereton N (1970) Corrections for interfering isotopes in the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method. *Earth and Planet Sci Lett* 8: 427-433
- Brewer M (1969) Excess radiogenic argon in metamorphic micas from the eastern Alps, Austria. *Earth and Planet Sci Lett* 6: 321-331
- Brulliard N (1996) Stratigraphie, Structures et Métamorphisme au front de la nappe de Tambo (Grisons, Suisse) Thesis, Université de Neuchâtel, Neuchâtel, 143 pp

- Burgess R, Kelley SP, Parsons I, Walker FDL and Worden RH (1992) ^{40}Ar - ^{39}Ar analysis of perthite microtextures and fluid inclusions in alkali feldspars from the Klokken Syenite, South Greenland. *Earth and Planet Sci Lett* 109: 147-167
- Burkhard M (1988) L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique); The Helvetian of the western border of the Aar Massif; tectonic evolution and metamorphism. *Eclogae geol Helv* 81: 63-114
- Carpena J (1992) Fission track dating of zircon; zircons from Mont Blanc Granite (French-Italian Alps). *Journal of Geology* 100: 411-421
- Challandes N (1996) Déformation hétérogène et transferts de matière dans les zones de cisaillement des Roffna porphyres de la nappe de Suretta (Col du Splügen, Grisons) Thesis, Université de Neuchâtel, Neuchâtel, 150 pp
- Chavagnac V (1999) Behaviour of the Sm-Nd isotopic system during metamorphism Thesis, Rennes, 405 pp
- Cheilletz A, Ruffet G, Marignac C, Kolli O, Gasquet D, Féraud G and Bouillin JP (1999) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of shear zones in the Variscan basement of Grater Kabylia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary): geodynamic consequences. *Tectonophysics* 306: 97-116
- Chopin C and Maluski H (1980) Ar-40/Ar-39 dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps); evidence against the blocking temperature concept. *Contrib Mineral Petrol* 74: 109-122
- Choukroune P and Gapais D (1983) Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps); orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *J Struct Geol* 5: 411-418
- Ciancaleoni L (en cours) Processus de déformation dans la partie interne des Alpes au cours des derniers stades de la collision: exemples des systèmes de failles fragile-ductiles (massif du Bergell et zone Insubrienne) Thesis, Neuchâtel, Neuchâtel
- Coyle DA and Wagner GA (1998) Positioning the titanite fission-track partial annealing zone. *Chem Geol* 149: 117-125
- Crespo-Blanc A, Masson H, Sharp Z, Cosca M and Hunziker J (1995) A stable and (super 40) Ar/ (super 39) Ar isotope study of a major thrust in the Helvetic nappes (Swiss Alps); evidence for fluid flow and constraints on nappe kinematics. *GSA Bulletin* 107: 1129-1144
- Crowley MS and Roy R (1964) Crystalline solubility in the muscovite and phlogopite groups. *Am. Mineral* 49: 348-362
- Cumbest RJ, Johnson EL and Onstott TC (1994) Argon composition of metamorphic fluids; implications for (super 40) Ar/ (super 39) Ar geochronology. *GSA Bulletin* 106: 942-951
- Dalla Torre M (1991) Geologische und strukturgeologische Untersuchungen in des westlichen Val Ferrera (GR) Thesis, Universität Bern
- Davidson C, Rosenberg C and Schmid SM (1996) Synmagmatic folding of the base of the Bergell Pluton, Central Alps. *Tectonophysics* 265: 213-238
- Davy P and Gillet P (1986) The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics* 5: 913-929
- Dempster TJ (1986) Isotope systematics in minerals; biotite rejuvenation and exchange during Alpine metamorphism. *Earth and Planet Sci Lett* 78: 355-367
- Deutsch A and Steiger RH (1985) Hornblende K-Ar ages and the climax of Tertiary metamorphism in the Lepontine Alps (south-central Switzerland); an old problem reassessed. *Earth and Planet Sci Lett* 72: 175-189
- Dickin AP (1997) Radiogenic isotope geology. vol , 490 pp
- Dietrich RV, Fullagar PD and Bottino ML (1969) K/Ar and Rb/Sr dating of tectonic events in the Appalachians of southwestern Virginia. *GSA Bulletin* 80: 307-314
- Dipple GM and Ferry JM (1992) Fluid flow and stable isotopic alteration in rocks at elevated temperatures with applications to metamorphism. *Geodinamica Acta* 56: 3539-3550
- Dodson MH (1973) Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems. *Contrib Mineral Petrol* 40: 259-274
- Duthou JL (1992) Les isotopes - La radioactivité et ses lois, la méthode Rb-Sr In: Duthou JL (ed) Les isotopes radiogéniques en géologie: chronologie géochimie, . SFMC, Paris, pp 287
- Eiermann DR (1988) Zur Stellung des Martegnas-Zuges. *Eclogae geol Helv* 81: 259-272

- England PC and Richardson SW (1977) The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J Geol Soc London* 134, Part 2: 201-213
- England PC and Thompson AB (1984) Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of a region of thickened continental crust. *J. Petrol.* 25: 894-928
- Etheridge MA and al e (1983) The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J metam Geol* 1: 205-226
- Etheridge MA and Cooper JA (1981) Rb/Sr Isotopic and Geochemical Evolution of a Recrystallized Shear (Mylonite) Zone at Broken Hill. *Contrib Mineral Petrol* 78: 74-84
- Evans BW (1990) Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos* 35: 3-23
- Faure G (1986) Principles of isotope geology. vol . John Wiley & Sons Inc., New York, 589 pp
- Foland KA (1974) Alkali diffusion in orthoclase, Carnegie Institution of Washington Publication, pp 77-98
- Foland KA (1983) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating plateaus for biotites with excess argon. *Isotope Geoscience* 1: 3-21
- Fourcade S, Marquer D and Javoy M (1989) $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ variations and fluid circulation in a deep shear zone; the case of the Alpine ultramylonites from the Aar Massif (Central Alps, Switzerland). *Chem Geol* 77: 119-131
- Frank E and Stettler A (1979) K-Ar and ^{39}Ar - ^{40}Ar systematics of white K-mica from an Alpine metamorphic profile in the Swiss Alps. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 59: 375-394
- Freeman SR, Butler RWH, Cliff RA and Rex DC (1998) Direct dating of mylonite evolution; a multi-disciplinary geochronological study from the Moine thrust zone, NW Scotland. *J Geol Soc London* 155: 745-758
- Freeman SR, Inger S, Butler RWH and Cliff RA (1997) Dating deformation using Rb-Sr in white mica; greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps. *Tectonics* 16: 57-76
- Frey M, Bucher K, Frank E and Mullis J (1980) Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasso; a review. *Eclogae geol Helv* 73: 527-546
- Frey M, Hunziker JC, Frank W, Bocquet J, Dal Piaz GV, Jaeger E and Niggli E (1974) Alpine metamorphism of the Alps; a review. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 54: 247-290
- Frey M, Hunziker JC, Jaeger E and Stern WB (1983) Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in the Central Alps. *Contrib Mineral Petrol* 83: 185-197
- Frey M and Mählmann Ferreiro R (1999) Alpine metamorphism of the Central Alps. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 79: 135-154
- Fyfe WS, Price NJ and Thompson AB (1978) Fluids in the Earth's crust. vol 1. Elsevier, New York, 383 pp
- Gansser A (1937) Der Nordrand der Tambodecke; geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Spluegenpass. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 17: 291-523
- Gapais D, Bale P, Choukroune P, Cobbold PR, Mahjoub Y and Marquer D (1987) Bulk kinematics from shear zone patterns; some field examples. *J Struct Geol* 9: 635-646
- Giletti B (1991) Rb and sr diffusion in alkali feldspars, with implications for cooling histories of rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 1331-1343
- Gresens RL (1967) Composition-volume relationships of metasomatism. *Chem Geol* 2: 47-65
- Gromet LP (1991) Direct dating of deformational fabrics In: Heaman L and Ludden JN (eds) Short Course Handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology; short course handbook, vol 19. , pp 167-189
- Grünenfelder M (1956) Petrographie des Roffnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzungen. 35: 59
- Grünenfelder M and Stern TW (1960) Das Zirkon-Alter des Bergeller Massivs. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 40: 253-259
- Gulson BL (1973) Age Relations in the Bergell Region of the South-East Swiss Alps; with some Geochemical Comparisons. *Eclogae geol Helv* 66: 293-313
- Hames WE and Bowring SA (1994) An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planet Sci Lett* 124: 161-169
- Hames WE and Cheney JT (1997) On the loss of $^{40}\text{Ar}^*$ from muscovite during polymetamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 3868-3872

- Hanes JA (1991) K-Ar and (super 40) Ar/ (super 39) Ar geochronology; methods and applications In: Heaman L and Ludden JN (eds) Applications of radiogenic isotope systems to problems in geology; short course handbook, vol 19. , pp 27-57
- Hanson GN, Grünenfelder M and Soptrayanova G (1969) The geochronology of a recrystallized tectonite in Switzerland - The Rofna gneiss. *Earth and Planet Sci Lett* 5-6: 413-422
- Harrison TM and McDougall I (1981) Excess (super 40) Ar in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales; implications for (super 40) Ar/ (super 39) Ar age spectra and the thermal history of the region. *Earth and Planet Sci Lett* 55: 123-149
- Hitz LB (1989) Geologische und strukturgeologische Untersuchungen in der Suretta-Decke (Val madris, GR) Thesis, Bern
- Huber RK (1999) Tectonometamorphic evolution of the Eastern Pennine Alps during Tertiary continental collision: Structural and petrological relationships between Suretta, Tambo, Chiavenna and Gruf units (Switzerland/Italy) Thesis, Neuchâtel, Neuchâtel
- Huber RK and Marquer D (1996) Tertiary deformation and kinematics of the southern part of the Tambo and Suretta nappes (Val Bregaglia, Eastern Swiss Alps). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 76: 383-397
- Hunziker JC, Desmons J and Martinotti G (1992) Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mémoires de Géologie*. vol 13, Lausanne, 59 pp
- Hunziker JC, Frey M, Clauer N, Dallmeyer RD, Friedrichsen H, Flehmig W, Hochstrasser K, Roggwiler P and Schwander H (1986) The evolution of illite to muscovite; mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contrib Mineral Petrol* 92: 157-180
- Huon S, Burkhard M and Hunziker J-C (1994) Mineralogical, K-Ar, stable and Sr isotope systematics of K-white micas during very low-grade metamorphism of limestones (Helvetic nappes, western Switzerland). *Chem Geol* 113: 347-376
- Hurford AJ (1986) Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, south-central Switzerland, and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib Mineral Petrol* 92: 413-427
- Hurford AJ, Flisch M and Jaeger E (1989) Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps; a contribution from fission track analysis and mica dating In: Coward MP, Dietrich D and Park RG (eds) Alpine tectonics, vol 45. Geological Society Special Publications, pp 369-398
- Jaeger E (1973) Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung; The Alpine Orogeny in the light of radiometric ages. *Eclogae geol Helv* 66: 11-21
- Jaeger E and Hunziker JC (1969) Colloquium on the geochronology of Phanerozoic orogenic belts, Geochronology congress. Report and field trip guide book
- Jaeger E, Niggli E and Wenk E (1967) Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen; Strontium-rubidium age determinations on micas from the central Alps. *Beitr Geol Karte Schweiz* 134: 67
- Karabinos P and Ketcham R (1988) Thermal structure of active thrust belts. *J metam Geol* 6: 559-570
- Kelley SP, Arnaud NO and Turner SP (1994) High spatial resolution ⁴⁰Ar/³⁹Ar investigations using an ultra-violet laser probe extraction technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58: 3519-3525
- Kirschner DL, Cosca MA, Masson H and Hunziker JC (1996) Staircase (super 40) Ar/ (super 39) Ar spectra of fine-grained white mica; timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. *Geology* 24: 747-750
- Kirschner DL, Sharp ZD and Masson H (1995) Oxygen isotope thermometry of quartz-calcite veins; unraveling the thermal-tectonic history of the subgreenschist facies Morcles Nappe (Swiss Alps). *GSA Bulletin* 107: 1145-1156
- Kligfield R, Hunziker J, Dallmeyer RD and Schamel S (1986) Dating of deformation phases using K-Ar and (super 40)Ar/ (super 39)Ar techniques; results from the Northern Apennines. *J Struct Geol* 8: 781-798
- Knipe RJ and McCaig AM (1994) Microstructural and microchemical consequences of fluid flow in deforming rocks In: Parnell J (ed) Geofluids; origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins, vol 78. Geological Society Special Publications, pp 99-111
- Koeppel V and Gruenenfelder M (1975) Concordant U-Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of the high temperature Alpine metamorphism; a preliminary report. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 55: 129-132

- Korikovskij SP, Boronikhin VA and Laputina IP (1975) High-temperature boundary of the stability field of stilpnomelane in the kyanite metamorphic complex, Patom Mountains. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 222: 205-207
- Kralik M, Clauer N, Holnsteiner R, Huemer H and Kappel F (1992) Recurrent fault activity in the Grimsel Test Site (GTS, Switzerland): revealed by Rb-Sr, K-Ar and tritium isotope techniques. *J Geol Soc London* 149: 293-301
- Kretz R (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279
- Labhart TP (1977) Aarmassiv und Gotthardmassiv; The Aar Massif and the Gotthard Massif. *Sammlung geologischer Führer*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, pp 173
- Lateltin O and Muller D (1987) Evolution paleogéographique du bassin des grès de Taveyannaz dans les Aravis (Haute-Savoie) à la fin du paléogène; Paleogeographic evolution of the Taveyannaz sandstone basin in the Aravis Mountains (Haute-Savoie) at the end of the Paleogene. *Eclogae geol Helv* 80: 127-140
- Lee JKW, Onstott TC, Cashman KV, Cumbest RJ and Johnson D (1991) Incremental heating of hornblende in vacuo; implications for (super 40) Ar/ (super 39) Ar geochronology and the interpretation of thermal histories. *Geology* 19: 872-876
- Lovera OM, Richter FM and Harrison TM (1989) The (super 40) Ar/ (super 39) Ar thermochronometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain sizes. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets* 94: 17,917-17,935
- Ludwig KR (2000) *Isoplot/Ex*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 1a, Berkeley
- Malavielle J (1993) Late orogenic extension in mountain belts: insights from the basin and range and the late paleozoic variscan belt. *Mém. Doc. CAESS.* vol. , Rennes
- Mancktelow NS (1998) A stepwise discrete Fourier transform approach to 1D thermal modelling of exhumation by erosion and stretching. *Computers & Geosciences* 24: 829-837
- Marquer D (1987) Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales suisses) Thesis, Rennes, 250 pp
- Marquer D (1989) Transfert de matière et déformation des granitoïdes. Aspects méthodologiques. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 69: 15-35
- Marquer D (1990) Structures et déformation alpine dans les granites hercyniens du massif du Gothard (Alpes centrales suisses). *Eclogae geol Helv* 83: 77-97
- Marquer D (1991) Structures et cinématique des déformations alpines dans le granite de Truzzo (Nappe de Tambo: Alpes centrales suisses). *Eclogae geol Helv* 84: 107-123
- Marquer D, Baudin T, Peucat JJ and Persoz F (1994) Rb-Sr mica ages in the Alpine shear zones of the Truzzo Granite; timing of the Tertiary Alpine P-T deformations in the Tambo Nappe (Central Alps, Switzerland). *Eclogae geol Helv* 87: 225-239
- Marquer D and Burkhard M (1992) Fluid circulation, progressive deformation and mass-transfer processes in the upper crust; the example of basement-cover relationships in the External Crystalline Massifs, Switzerland. *J Struct Geol* 14: 1047-1057
- Marquer D, Challandes N and Baudin T (1996) Shear zone patterns and strain distribution at the scale of a Penninic Nappe; the Suretta Nappe (Eastern Swiss Alps). *J Struct Geol* 18: 753-764
- Marquer D, Challandes N and Schaltegger U (1998) Early Permian magmatism in Briançonnais terranes: the Truzzo granite and Roffna rhyolite (eastern Penninic nappes, Swiss and Italian Alps). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 78: 397-415
- Marquer D, Gapais D and Capdevila R (1985) Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en facies schistes verts (Massif de l'Aar, Alpes Centrales); Chemical behaviour and orthogneissification of a granodiorite in greenschist facies, Aar Massif, Central Alps. *Bulletin de Minéralogie* 108: 209-221
- Marquer D and Peucat J-J (1994) Rb-Sr systematics of recrystallized shear zones at the greenschist-amphibolite transition: examples from granites in the Swiss Central Alps. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 74: 343-358
- Maruyama S, Suzuki K and Liou JG (1983) Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures. *J. Petrol.* 24: 583-604
- Massonne H-J and Schreyer W (1987) Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib Mineral Petrol* 96: 212-224
- Mayerat Demarne A-M (1994) Analyse structurale de la zone frontale de la nappe du Tambo (Pennique, Grisons, Suisse). *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 165: 68

- McCaig AM (1997) The geochemistry of volatile fluid flow in shear zones In: Holness MB (ed) Deformation-enhanced fluid transport in the Earth's crust and mantle, vol 8. Chapman & Hall, London, pp 227-266
- Meyre C, Marquer D, Schmid SM and Ciancaleoni L (1998) Syn-orogenic extension along the Forcola Fault; correlation of Alpine deformations in the Tambo and Adula nappes (eastern Penninic Alps). *Eclogae geol Helv* 91: 409-420
- Michalski I and Soom M (1990) The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gotthard massifs, Central Switzerland: Fission Track ages on zircon and apatite and K-Ar mica ages. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 70: 373-387
- Milnes AG and Pfiffner OA (1980) Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St.Gallen-Como. *Eclogae geol Helv* 73: 619-633
- Milnes AG and Schmutz H-U (1978) Structure and history of the Suretta nappe (Pennine zone, Central Alps) - a field study. *Eclogae geol Helv* 71: 19-33
- Mitra G (1978) Ductile deformation zones and mylonites; the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *Am J Sci* 278: 1057-1084
- Mitra G (1979) Ductile deformation zones in Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strains. *GSA Bulletin* 90: I 935-I 951
- Mueller W, Dallmeyer RD, Neubauer F and Thoeni M (1999) Deformation-induced resetting of Rb/Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral systems in a low-grade, polymetamorphic terrane (Eastern Alps, Austria). *J Geol Soc London* 156: 261-278
- Mullis J (1996) P-T-t path of quartz formation in extensional veins of the Central Alps. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 76: 159-164
- Mullis J, Dubessy J, Poty B and O'Neil J (1994) Fluid regimes during late stages of a continental collision: Physical, chemical, and stable isotope measurements of fluid inclusions in fissure quartz from a geotraverse through the Central Alps, Switzerland. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58: 2239-2267
- Nievergelt P, Liniger M, Froitzheim N and Mählmann RF (1996) Early to mid Tertiary crustal extension in the Central Alps: the Turba Mylonite Zone (Eastern Switzerland). *Tectonics* 15: 329-340
- Nitsch KH (1970) Experimentelle Bestimmung der Oberen Stabilitäts-grenze von Stilpnomelan; Experimental determination of the upper Stability limit of stilpnomelane. *Fortschritte der Mineralogie* 47: 48-49
- Nussbaum C (1995) Les relations socle-couverture du toit de la nappe Briançonnaise de Suretta (Piz Miez, Grisons): étude structurale et métamorphique Thesis, Université de Neuchâtel
- Nussbaum C, Marquer D and Biino GG (1998) Two subduction events in a polycyclic basement; Alpine and pre-Alpine high-pressure metamorphism in the Suretta Nappe, Swiss Eastern Alps. *J metam Geol* 16: 591-605
- Oliver J (1986) Fluids expelled tectonically from orogenic belts; their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology* 14: 99-102
- Parsons I, Rex DC, Guise P and Halliday AN (1988) Argon-loss by alkali feldspars. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52: 1097-1112
- Pfiffner OA (1986) Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps In: Allen PA and Homewood P (eds) Special Publications of the International Association of Sedimentologists, vol 8. , pp 219-228
- Pfiffner OA, Frei W, Valasek P, Staeuble M, Levato L, DuBois L, Schmid SM and Smithson SB (1990a) Crustal shortening in the Alpine Orogen; results from deep seismic reflection profiling in the eastern Swiss Alps, Line NFP 20-East. *Tectonics* 9: 1327-1355
- Pfiffner OA, Klaper EM, Mayerat AM and Heitzmann P (1990b) Structure of the basement-cover contact in the Swiss Alps In: Roure F, Heitzmann P and Polino R (eds) Deep structure of the Alps, vol 156. , Paris, France, pp 247-262
- Phillips D and Onstott TC (1988) Argon isotopic zoning in mantle phlogopite. *Geology* 16: 542-546
- Philpotts AR (1990) Principles of igneous and metamorphic petrology. vol . Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, United States, 498 pp
- Pierce KL and Armstrong RL (1966) Tuscarora fault, an Acadian(?) bedding-plane fault in central Appalachian Valley and Ridge Province. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 50: 385-390
- Platt JP (1993) Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova* 5: 119-133
- Platt JP and Vissers RLM (1980) Extensional structures in anisotropic rocks. *J Struct Geol* 2: 397-410

- Potdevin JL and Marquer D (1987) Méthodes de quantification des transferts de matière par les fluides dans les roches métamorphiques déformées. *Geodinamica Acta* 1: 193-206
- Purdy JW and Jaeger E (1976) K-Ar ages of fissure minerals from the Swiss Alps. *Mem Istit Geol Mineral Padova* 30
- Ramsay JG and Allison I (1979) Structural analysis of shear zones in an alpinised Hercynian granite (Maggia Lappen, Pennine Zone, Central Alps). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 59: 251-279
- Reddy SM, Kelley S and Magennis L (1997) A microstructural and argon laserprobe study of shear zone development at the western margin of the Naga Parbat-Haramosh Massif, western Himalaya. *Contrib Mineral Petrol* 128: 16-29
- Reddy SM and Potts GJ (1999) Constraining absolute deformation ages: the relationship between deformation mechanisms and isotope systematics. *J Struct Geol* 21: 1255-1265
- Reddy SM, Potts GJ, Kelley SP and Arnaud NO (1999) The effects of deformation-induced microstructures on intragrain $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in potassium feldspar. *Geology* 27: 363-366
- Ring U (1992) The Alpine geodynamic evolution of Penninic nappes in the eastern Central Alps: geothermobarometric and kinematic data. *J metam Geol* 10: 33-53
- Robbins GA (1972) Radiogenic argon diffusion in muscovite under hydrothermal conditions. vol . Brown University, Providence, RI, United States
- Robie RA, Hemingway BS and Fisher JR (1979) Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar pressure at higher temperatures. *Geol. Surv. Bull.* 1452
- Ruffet G, Feraud G, Balevre M and Kienast J-R (1995) Plateau ages and excess argon in phengites: an (super 40) Ar- (super 39) Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy). *Chem Geol* 121: 327-343
- Ruffet G, Gruau G, Ballèvre M, Féraud G and Philippot P (1997) Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating of high-pressure phengites from the Sesia Zone (Western Alps); underscoring of excess argon and new age constraints on the high-pressure metamorphism. *Chem Geol* 141: 1-18
- Ruppel C and Hodges KV (1994) Pressure-temperature-time paths from two-dimensional thermal models; prograde, retrograde, and inverted metamorphism. *Tectonics* 13: 17-44
- Ruppel C, Royden L and Hodges KV (1988) Thermal modeling of extensional tectonics; application to pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks. *Tectonics* 7: 947-957
- Santini L (1992) Geochemistry and geochronology of the basic rocks of the Penninic nappes of east-central Alps (Switzerland) Thesis, University Lausanne, CH
- Scaillet S, Feraud G, Lagabriele Y, Balleve M and Ruffet G (1990) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe dating by step heating and spot fusion of phengites from the Dora Maira nappe of the Western Alps, Italy. *Geology* 18: 741-744
- Schaer JP, Reimer GM and Wagner GA (1975) Actual and ancient uplift rate in the Gotthard region, Swiss Alps; a comparison between precise levelling and fission-track apatite age. *Tectonophysics* 29: 293-300
- Schaltegger U (1986) Geochemie und Rb-Sr-Systematik der Aarmassiv-Granite zwischen Grimsel und Reusstal; Geochemistry and Rb/Sr systematics of granites in the Aar Massif between Grimsel and Reusstal. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen = Bulletin Suisse de Mineralogie et Petrographie* 66: 462-466
- Schaltegger U (1990) Post-magmatic resetting of Rb-Sr whole rock ages; a study in the Central Aar Granite (Central Alps, Switzerland). *Geol Rundsch* 79: 709-724
- Schaltegger U (1993) The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U-Pb zircon dating. *Contrib Mineral Petrol* 113: 466-478
- Schaltegger U (1994) Unravelling the pre-Mesozoic history of Aar and Gotthard massifs (Central Alps) by isotopic dating; a review. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 74: 41-51
- Schaltegger U and Corfu F (1992) The age and source of late Hercynian magmatism in the central Alps; evidence from precise U-Pb ages and initial Hf isotopes. *Contrib Mineral Petrol* 111: 329-344
- Schaltegger U and von Quadt A (1990) U-Pb zircon dating of the Central Aar Granite (Aar Massif, Central Alps). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 70: 361-371
- Schmid SM, Pfiffner OA, Froitzheim N, Schoenborn G and Kissling E (1996) Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics* 15: 1036-1064

- Schmid SM, Pfiffner OA and Schreurs G (1997) Rifting and collision in the Penninic Zone of eastern Switzerland In: Pfiffner OA, Lehner P, Heitzman P, Mueller S and Steck A (eds) Results of NRP 20; Deep Structure of the Swiss Alps, . Birkhaeuser Verlag, Basel, pp 160-185
- Schmid SM, R  ck P and Schreurs G (1990) The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East travers (Grisons, eastern Switzerland). *Bull Soc g  ol France* 156: 263-287
- Schreurs G (1993) Structural analysis of the Schams nappes and adjacent tectonic units: implications for the orogenic evolution of the Penninic zone in eastern Switzerland. *Bull Soc g  ol France* 164: 415-435
- Smith JV (1974) *Feldspar Minerals*. vol 2. Springer, Berlin, 690 pp
- Stalder HA (1964) Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet (Mittleres Aarmassiv). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 44: 188-384
- Stampfli GM, Mosar J, Marquer D, Marchant R, Baudin T and Borel G (1998) Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics* 296: 159-204
- Steck A (1966) Petrographische und tektonische Untersuchungen am zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen H  llgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp-Grisighorn. *Beitr Geol Karte Schweiz* 130: 96
- Steck A (1968) Die alpinischen Strukturen in den zentralen Aargraniten des westlichen Aarmassivs; The alpine structures in the central Aar granite of the western part of the Aar massif. *Eclogae geol Helv* 61: 19-48
- Steck A (1976) Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritl  cke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs; Albite-oligoclase properties of the peristerite gap in the alpine metamorphic granitic gneiss of the Gotthard Massif. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 56: 269-292
- Steck A (1984) Structures et d  formations tertiaires dans les Alpes Centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola); Tertiary structures and deformation in the Central Alps, Aar-Simplon-Ossola transverse. *Eclogae geol Helv* 77: 55-100
- Steck A and Burri G (1971) Chemismus und Paragenesen von Granaten aus Granitgneisen der Gruenschiefer- und Amphibolitfazies der Zentralalpen; Chemistry and parageneses of garnets from granite-gneisses of the greenschist and amphibolite facies of the central Alps. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 51: 534-538
- Steck A, Epard JL, Escher A, Marchand R, Masson H and Spring L (1989) Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales; Horizontal tectonic cross section of the Central Alps. *Memoires de Geologie Lausanne* 5: 8
- Steinitz G and Jaeger E (1981) Rb-Sr and K-Ar studies on rocks from the Suretta Nappe, Eastern Switzerland. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 61: 121-131
- Strobach H (1965) Der mittlere Abschnitt des Tambodecke samt seiner mesozoischen Unterlage und Bedeckung. *Mitt Geol Inst ETHZ und Uni*: 38
- Thompson AB (1997) Flow and focusing of metamorphic fluids In: Jamtveit B and Yardley BWD (eds) Fluid flow and transport in rocks, vol 142. Chapman and Hall, London, pp 139
- Tr  mpy R (1980) *Geology of Switzerland. A guide book*. vol . Wepf & Co, Basel
- Turner FJ and Weiss LE (1963) Structural analysis of metamorphic tectonites. vol , 545 pp
- Turner G (1968) The distribution of potassium and argon in chondrites In: Ahrens LH (ed) Origin and distribution of the elements, vol 30. Pergamon, London, pp 387-398
- Turner G, Huneke JC, Podosek FA and Wasserburg GJ (1971) ⁴⁰Ar- ³⁹Ar ages and cosmic ray exposure ages of Apollo 14 samples. *Earth and Planet Sci Lett* 12: 19-35
- Turner G and Songshan W (1992) Excess argon, crustal fluids and apparent isochrons from crushing K-feldspar. *Earth and Planet Sci Lett* 110: 193-211
- Velde B (1965) Phengite micas; synthesis, stability, and natural occurrence. *Am J Sci* 263: 886-913
- Villa I, Hermann J, M  ntener O and Trommsdorff V (2000) ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating of multiply zoned amphibole generations (Malenco, Italian Alps). *Contrib Mineral Petrol* in press
- Villa IM (1998) Isotopic closure. *Terra Nova* 10: 42-47
- Villa IM, Grob  ty B, Kelley SP, Trigila R and Wieler R (1996) Assessing Ar transport paths and mechanisms in the McClure Mountains hornblende. *Contrib Mineral Petrol* 126: 67-80
- Villa IM and Puxeddu M (1994) Geochronology of the Larderello geothermal field; new data and the "closure temperature" issue. *Contrib Mineral Petrol* 115: 415-426

- Villa IM, Ruggieri G and Puxeddu M (1997) Petrological and geochronological discrimination of two white-mica generations in a granite cored from the Larderello-Travale geothermal field (Italy). *Eur J Mineral* 9: 563-568
- von Blanckenburg F (1992) Combined high-precision chronometry and geochemical tracing using accessory minerals; applied to the Central-Alpine Bergell Intrusion (Central Europe). *Chem Geol* 100: 19-40
- von Blanckenburg F, Villa IM, Baur H, Morteau G and Steiger RH (1989) Time calibration of a PT-path from the western Tauern Window, Eastern Alps; the problem of closure temperatures. *Contrib Mineral Petrol* 101: 1-11
- von Raumer J, Abrecht J, Bussy F, Lombardo B, Ménot R-P and Schaltegger U (1999) The Palaeozoic metamorphic evolution of the Alpine External Massifs. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 79: 5-22
- von Raumer JF (1984) The external massifs, relics of Variscan basement in the Alps. *Geol Rundsch* 73: 1-31
- Wagner GA, Reimer GM and Jaeger E (1977) Cooling ages derived by apatite, Fission-Track, Mica Rb-Sr and K-Ar Dating. The uplift and cooling history of the Central Alps. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova* 30: 1-27
- Wartho J-A, Kelley SP, Brooker RA, Carroll MR, Villa IM and Lee MR (1999) Direct measurement of Ar diffusion profiles in a gem-quality Madagascar K-feldspar using the ultra-violet laser ablation microprobe (UVLAMP). *Earth and Planet Sci Lett* 170: 141-153
- Weber W (1966) *Zur Geologie zwischen Chiavenna und Mesocco Thesis*, ETH, Zürich, 248 pp
- West DP, Jr. and Lux DR (1993) Dating mylonitic deformation by the (super 40) Ar- (super 39) Ar method; an example from the Norumbega fault zone, Maine. *Earth and Planet Sci Lett* 120: 221-237
- Wijbrans JR and McDougall I (1986) ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system. *Contrib Mineral Petrol* 93: 187-194
- Wilhelm O (1920-26) *Geologische Karte des Landschaft Schams und Profile. 1:50'000. Beitr Geol Karte Schweiz* 114A und B
- Winkler H (1979) *Petrogenesis of metamorphic rocks. vol . Springer-verlag, New York*
- Wuthrich H (1965) Rb-sr-alterbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv; Rb-sr age determinations on the alpine metamorphic Aare massif. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 45: 885-971
- Yardley BWD (1989) *An introduction to metamorphic petrology. vol . Longman Earth Science Series, 248 pp*
- Ziegler W (1956) *Geologische Studien in den Flyschgeieten des Oberhalbsteins (Graubünden). Eclogae geol Helv* 83: 1-78
- Zurflüh E (1961) *Zur Geologie des Monte Spluga. Mitt. Geol. Inst. ETHZ: 83*

ANNEXES A

(ANALYSES RFX-RHYOLITE DE ROFFNA)

Tableau A-1: Analyses chimiques de roches totales (éléments majeurs et traces par fluorescence des rayons X) de la rhyolite de Roffna.
Roches non déformées

Echantillons	RC3	RC4	RC5	RC9	RC19	RC20	RC24	RC28	RC29	RC30	RC31	RC32	RC33	RC38	RC39	RC44	RC46
SiO2	72.55	72.28	72.47	72.68	71.45	72.36	71.00	72.82	71.68	72.07	72.39	70.90	73.52	71.18	72.14	70.67	71.44
TiO2	0.34	0.35	0.30	0.36	0.38	0.41	0.45	0.29	0.38	0.38	0.41	0.40	0.37	0.37	0.36	0.40	0.39
Al2O3	13.89	14.28	14.14	13.90	14.00	14.09	14.01	14.37	14.10	14.11	14.10	14.18	13.71	14.11	13.84	14.01	14.14
Fe2O3	0.23	0.67	0.71	0.58	0.46	0.59	1.57	0.49	0.75	0.92	0.28	0.85	1.40	0.85	0.90	1.19	1.28
FeO	1.93	1.69	1.33	1.74	1.91	1.90	1.13	1.49	1.62	1.50	2.26	1.61	1.05	1.60	1.40	1.29	1.20
Fe2O3*	2.37	2.55	2.19	2.51	2.58	2.70	2.82	2.14	2.55	2.59	2.79	2.64	2.57	2.63	2.40	2.62	2.61
MnO	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03
MgO	0.42	0.46	0.34	0.45	0.58	0.54	0.95	0.37	0.51	0.50	0.53	0.91	0.52	0.54	0.52	0.74	0.56
CaO	1.18	1.05	0.74	1.14	1.34	1.47	0.90	1.07	1.27	1.24	1.39	1.20	1.14	1.40	1.30	1.05	1.26
Na2O	2.40	2.59	2.40	2.49	2.29	2.31	1.03	2.52	2.20	2.44	2.70	2.02	2.35	3.06	2.90	3.49	2.89
K2O	4.88	4.97	5.16	4.86	5.12	4.95	6.56	4.96	5.13	4.88	4.67	5.27	4.75	5.13	5.09	4.97	5.25
P2O5	0.15	0.15	0.15	0.15	0.13	0.14	0.15	0.17	0.15	0.14	0.15	0.14	0.16	0.13	0.14	0.13	0.13
H2O	1.03	1.08	1.25	1.21	1.45	1.27	2.22	1.15	1.23	1.27	1.18	1.72	1.07	0.97	1.02	1.90	1.19
Somme:	99.04	99.61	99.02	99.60	99.15	100.07	100.00	99.74	99.07	99.49	100.10	99.23	100.09	99.38	99.65	99.88	99.76
Rb	252	244	256	261	231	237	311	286	224	226	214	243	259	236	244	240	246
Sr	85	98	79	85	104	83	27	79	88	87	95	82	75	88	94	84	92
Nb	5	7	4	6	3	6	6	6	6	4	7	7	6	6	4	1	5
Zr	139	150	141	151	161	170	178	119	142	151	169	164	157	142	131	148	154
Y	29	34	29	32	31	32	33	27	29	32	35	31	32	31	30	32	33
U	4	4	2	5	5	6	2	4	4	3	5	3	6	1	1	0	3
Th	12	15	12	14	14	15	19	10	11	13	16	15	15	11	10	10	11
Pb	29	18	23	27	30	31	19	26	31	28	34	74	30	31	19	18	23
Ga	17	18	18	18	17	18	18	18	18	17	18	17	18	13	14	14	14
Zn	40	40	35	47	42	46	31	39	45	42	44	40	47	41	41	42	43
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni	5	6	5	6	4	5	6	4	4	3	4	4	6	1	1	2	3
Co	30	36	36	37	34	32	30	39	40	32	43	35	40	33	35	27	28
Cr	12	9	5	10	8	13	11	4	14	9	11	8	12	10	8	10	11
V	19	25	17	23	22	21	36	16	21	23	24	26	21	26	22	29	22
Ce	57	57	49	54	53	59	59	42	54	52	63	60	53	61	57	69	58
Nd	23	25	19	22	16	21	28	14	21	22	23	23	23	24	26	24	23
Ba	246	284	177	218	272	290	124	170	288	274	271	289	220	382	292	253	346
La	27	29	21	19	23	27	26	14	20	21	23	18	21	31	33	34	30
S	48	46	41	57	77	61	72	45	51	61	139	153	54	47	0	66	0

Tableau A-2: Analyses chimiques de roches totales (éléments majeurs et traces par fluorescence des rayons X) de la rhyolite de Roffna.
Roches échantillonnées dans des zones de cisaillement D1 (gradients de déformation RSZ1, RSZ2 et RSZ 3) et D2.

Echantillons	RSZ1a	RSZ1a	RSZ1b	RSZ1c	RSZ1d	RSZ1e	RSZ1e	RSZ1y	RSZ1z	RSZ2a	RSZ2b	RSZ2c	RSZ3a	RSZ3b	RSZ3c	SZ3.1a	SZ3.1b	NCV13	NCV14	NCV15
	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D2	D2	D2
SiO2	72.36	73.09	73.15	69.09	73.04	70.64	70.89	73.27	73.18	72.79	72.91	70.60	69.92	72.98	73.00	71.31	73.93	73.86	72.51	73.67
TiO2	0.33	0.33	0.30	0.27	0.27	0.30	0.33	0.31	0.30	0.28	0.30	0.27	0.31	0.30	0.33	0.30	0.30	0.41	0.40	0.30
Al2O3	13.90	13.59	13.90	13.05	12.59	13.81	14.69	13.52	13.52	13.75	13.99	12.73	14.16	13.70	13.74	13.53	13.66	13.13	13.86	14.00
Fe2O3	1.06		0.91	1.42	1.14	1.21				0.01	1.12	1.20								
FeO	1.22		0.73	2.45	1.75	1.75				1.91	0.81	2.21								
Fe2O3*	2.41	2.29	1.72	4.14	3.08	3.15	3.13	2.12	2.10	2.13	2.02	3.65	3.55	2.14	2.16	3.73	1.60	2.90	2.72	2.20
MnO	0.03	0.04	0.01	0.06	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02	0.05	0.07	0.04	0.04	0.08	0.03	0.04	0.02	0.03
MgO	0.47	0.50	0.85	3.21	2.49	2.43	2.57	0.66	0.45	0.39	1.24	2.80	2.63	0.46	0.45	2.30	0.59	1.79	4.33	1.18
CaO	0.94	0.85	0.33	1.23	0.78	0.53	0.45	0.95	0.92	1.08	0.50	1.27	1.23	0.95	0.85	0.66	0.40	0.24	0.20	0.35
Na2O	3.04	2.98	2.93	0.02	0.13	0.10	0.28	2.88	3.03	3.01	1.87	0.05	0.28	3.03	3.05	1.05	3.68	0.45	0.21	2.78
K2O	4.90	4.87	4.60	5.77	5.40	5.93	6.20	4.82	4.89	5.04	4.87	5.54	6.05	4.95	4.90	5.53	4.23	6.05	4.21	4.03
P2O5	0.14	0.16	0.15	0.18	0.13	0.14	0.16	0.16	0.16	0.14	0.14	0.18	0.49	0.17	0.16	0.24	0.16	0.15	0.18	0.14
H2O	1.14	0.85	1.39	2.38	2.26	2.41	2.17	0.94	0.79	0.92	1.80	2.33	2.19	0.83	0.84	1.94	0.96	2.33	3.17	1.86
Somme:	99.53	99.54	99.25	99.13	100.02	99.29	100.91	99.68	99.38	99.35	99.57	99.23	100.87	99.55	99.52	100.67	99.54	101.35	101.80	100.53
Rb	261	251	246	428	376	419	428	255	264	271	317	392	506	262	277	448	230	314	220	222
Sr	83	82	41	8	7	7	11	78	73	77	22	10	21	76	67	24	50	17	12	26
Nb	6	14	6	5	6	7	13	14	13	3	4	6	13	14	14	13	14	14	14	14
Zr	127	143	115	104	108	123	135	131	135	111	122	100	136	127	133	130	134	158	166	141
Y	24	24	21	47	23	19	19	27	24	24	31	21	26	26	25	28	23	26	24	30
U	1		1	2	1	3				1	2	5								
Th	10	15	9	7	7	9	16	18	14	6	8		18	15	16	21	17	20	20	18
Pb	17	21	12	51	65	45	45	32	31	29	27	29	232	26	30	668	110	12	3	6
Ga	15		13	15	13	16				13	14	15								
Zn	45	42	29	86	61	59	62	33	39	40	40	87	105	43	42	234	214	26	21	28
Cu	0	3	0	0	0	0	1	4	4	0	0	0	1	2	5	4	11	4	0	1
Ni	2	5	0	9	4	4	5	5	4	1	3	5	6	4	5	7	4	6	5	5
Co	37		33	35	34	29				44	32	31								
Cr	8	11	7	9	9	8	12	9	14	7	7	9	16	18	22	17	22	16	19	12
V	21	21	20	23	21	25	24	17	21	18	20	21	19	20	18	22	24	33	35	18
Ce	48		48	38	45	47				45	56	34								
Nd	18		14	30	15	15				20	22	9								
Ba	255	268	222	97	112	123	169	252	267	231	122	112	156	255	265	185	224	253	76	194
La	23		21	43	21	19				23	24	16								
S	0		0	0	0	0	0			0	0	0								

ANNEXES B

(ANALYSES MICROSONDE-RHYOLITE DE ROFFNA)

Tableau B-1: Analyses chimiques de minéraux par microsonde et calcul de formules structurales, sur la base de 8 oxygènes (Plagioclases et Kfs) et de 11 oxygènes (Biotites). Rhyolite de Roffna non déformée, lame mince NCR24.

Plagioclase										
Analyses	Oligoclase 24/1/fd-26	Oligoclase 24/1/fd-28	Oligoclase 24/VI/fd-39	Oligoclase moyenne	Albite 24/V/fd-32	Albite 24/VI/fd-36	Albite moyenne	mâcle poly. 24/VI/fd-38	mâcle poly. 24/VI/fd-35	mâcle poly. moyenne
SiO2	62.37	63.81	60.79	62.32	68.31	64.15	66.23	63.50	65.04	64.27
Al2O3	22.83	21.69	23.24	22.59	19.94	21.97	20.96	18.54	18.87	18.71
FeO*	0.20	0.51	0.25	0.32	0.06	0.14	0.10	0.01	0.05	0.03
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	4.79	3.94	5.57	4.77	0.33	3.97	2.15	0.11	0.06	0.09
Na2O	9.23	9.66	8.39	9.09	11.61	10.21	10.91	0.50	2.85	1.68
K2O	0.13	0.10	0.07	0.10	0.13	0.09	0.11	15.87	12.84	14.35
Total	99.55	99.70	98.31	99.19	100.39	100.53	100.46	98.53	99.71	99.12
Nombre de cations										
Si	2.78	2.84	2.75	2.79	2.98	2.83	2.90	2.98	2.98	2.98
Al	1.20	1.14	1.24	1.19	1.02	1.14	1.08	1.03	1.02	1.02
Fe	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.23	0.19	0.27	0.23	0.02	0.19	0.10	0.01	0.00	0.00
Na	0.80	0.83	0.74	0.79	0.98	0.87	0.93	0.05	0.25	0.15
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.95	0.75	0.85
Total	5.02	5.02	5.00	5.01	5.01	5.04	5.02	5.01	5.01	5.01
An %	23.15	19.19	27.91	23.41	1.64	18.45	10.04	0.55	0.32	0.43
Ab %	76.10	80.24	71.67	76.00	97.62	81.04	89.33	4.31	24.05	14.18
Or %	0.76	0.57	0.42	0.59	0.75	0.52	0.63	95.14	75.63	85.39

K-Feldspath							
Analyses	4/II/phylo-28	24/IV/fd-29	24/IV/fd-30	24/IV/fd-31	24/V/fd-33	24/V/fd-34	moyenne
SiO2	64.52	64.18	64.25	64.87	64.71	64.51	64.51
Al2O3	18.64	18.41	18.58	18.79	18.83	18.65	18.65
FeO*	0.03	0.02	0.04	0.03	0.00	0.01	0.02
MgO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	0.14	0.03	0.02	0.13	0.06	0.12	0.08
Na2O	2.76	0.73	0.90	3.21	2.47	2.34	2.07
K2O	12.99	15.76	15.60	12.32	13.44	13.52	13.94
Total	99.08	99.14	99.39	99.35	99.49	99.15	99.27
Nombre de cations							
Si	2.98	2.99	2.98	2.98	2.98	2.98	2.98
Al	1.01	1.01	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Na	0.25	0.07	0.08	0.29	0.22	0.21	0.18
K	0.77	0.94	0.92	0.72	0.79	0.80	0.82
Total	5.02	5.01	5.01	5.01	5.01	5.01	5.01
An %	0.69	0.16	0.08	0.66	0.28	0.60	0.41
Ab %	23.17	6.23	7.59	26.98	20.75	19.73	17.41
Or %	76.14	93.60	92.32	72.37	78.97	79.67	82.18

Biotite			
Analyses	4/II/phylo-30	4/II/phylo-31	moyenne
SiO2	34.24	34.02	34.13
TiO2	4.19	4.77	4.48
Al2O3	15.21	14.99	15.10
FeO*	27.49	27.59	27.54
MnO	0.35	0.44	0.40
MgO	5.26	5.16	5.21
CaO	0.03	0.05	0.04
Na2O	0.03	0.02	0.03
K2O	9.48	9.30	9.39
Total	96.28	96.34	96.31
Nombre de cations			
Si	2.71	2.69	2.70
Ti	0.25	0.28	0.27
Al tot	1.42	1.40	1.41
Al IV	1.29	1.31	1.30
Al VI	0.13	0.09	0.11
Fe	1.82	1.83	1.82
Mn	0.02	0.03	0.03
Mg	0.62	0.61	0.62
Ca	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00
K	0.96	0.94	0.95
Total	7.81	7.79	7.80

Tableau B-2 Analyses chimiques de minéraux par microsonde et calcul de formules structurales, sur la base de 8 oxygènes (Feldspaths) et 11 oxygènes (Micas).
Rhyolite de Roffna, mylonite D1, lames minces NCR8a et RSZ3a.

Albite										
Analyses	Blaste Ba/f/bk-4	Blaste Ba/f/bk-5	Blaste Ba/f/bk-6	Blaste Ba/f/bk-7	Blaste Ba/f/bk-8	Blaste Ba/f/bk-9	Claste Ba/f/bk-10	Claste Ba/f/bk-11	Fantôme de FK->Albite Ba/IV/plag-12	moeyenne
SiO2	67.864	67.495	68.289	68.307	67.912	67.973	68.073	68.368	68.636	68.502
Al2O3	19.956	19.486	19.758	19.705	19.685	19.718	19.948	19.741	19.544	19.643
FeO*	0.054	0.021	0.024	0.030	0.000	0.026	0.003	0.000	0.029	0.015
MgO	0.000	0.013	0.022	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.522	0.895	0.285	0.121	0.368	0.438	0.235	0.073	0.119	0.096
Na2O	10.895	11.401	11.502	11.504	11.461	11.353	11.570	11.635	11.629	11.632
K2O	0.218	0.084	0.102	0.106	0.106	0.123	0.075	0.067	0.056	0.062
Total	99.509	99.382	99.973	99.795	99.532	99.638	99.906	99.884	100.013	99.949
Nombre de cations										
Si	2.978	2.975	2.984	2.988	2.982	2.981	2.977	2.988	2.996	2.992
Al	1.032	1.012	1.018	1.016	1.019	1.019	1.028	1.017	1.005	1.011
Fe	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Mg	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.025	0.042	0.013	0.006	0.017	0.021	0.011	0.003	0.006	0.004
Na	0.927	0.974	0.975	0.976	0.976	0.965	0.981	0.986	0.984	0.985
K	0.012	0.005	0.006	0.006	0.006	0.007	0.004	0.004	0.003	0.003
Total	4.976	5.009	4.997	4.994	5.000	4.995	5.002	4.998	4.995	4.997
An %	2.70	4.38	1.42	0.609	1.836	2.188	1.172	0.365	0.594	0.480
Ab %	95.96	95.13	97.97	98.756	97.534	97.071	98.383	99.236	99.072	99.154
Or %	1.34	0.49	0.61	0.635	0.630	0.741	0.445	0.399	0.333	0.366

K-Feldspath							
Analyses	Ba/f/bk-1	Ba/f/bk-2	Ba/f/bk-3	moeyenne	3a-fds/vit-1	3a-fds/vit-2	moeyenne
SiO2	64.024	63.660	64.032	63.905	66.072	66.113	66.093
Al2O3	18.530	18.286	18.459	18.425	18.177	18.413	18.295
FeO*	0.019	0.007	0.000	0.009	0.021	0.010	0.015
MgO	0.000	0.000	0.005	0.002	0.000	0.000	0.000
CaO	0.069	0.056	0.100	0.075	0.000	0.008	0.004
Na2O	2.078	0.718	0.586	1.127	0.545	0.442	0.494
K2O	13.721	15.863	15.695	15.093	16.022	16.351	16.186
Total	98.441	98.590	98.877	98.636	100.837	101.338	101.087
Nombre de cations							
Si	2.984	2.987	2.989	2.986	3.020	3.011	3.015
Al	1.018	1.011	1.015	1.015	0.979	0.988	0.984
Fe	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.003	0.003	0.005	0.004	0.000	0.000	0.000
Na	0.188	0.065	0.053	0.102	0.048	0.039	0.044
K	0.816	0.949	0.935	0.900	0.934	0.950	0.942
Total	5.009	5.015	4.997	5.007	4.982	4.989	4.986
An %	0.35	0.28	0.51	0.38	0.00	0.04	0.02
Ab %	17.76	6.07	5.05	9.63	4.65	3.72	4.19
Or %	81.89	93.65	94.45	90.00	95.35	96.24	95.79

Phengites

Analyses	D1 Ba/V/phylo-3	D1/D2 Ba/V/phylo-4	D1 Ba/V/phylo-8	D1 Ba/V/phylo-10	D1 Ba/V/phylo-13	D1 Ba/V/phylo-15	D1 Ba/V/phylo-16	D1 Ba/V/phylo-12	D2 Ba/V/phylo-6	D2 Ba/V/phylo-7	D2 Ba/V/phylo-11	D2 Ba/V/phylo-12	moeyenne
SiO2	51.845	48.906	48.869	50.400	50.721	51.088	50.214	50.323	47.698	47.896	47.654	48.192	47.860
TiO2	0.118	0.114	0.103	0.061	0.091	0.064	0.104	0.096	0.130	0.122	0.118	0.124	0.124
Al2O3	24.667	27.851	25.153	25.707	25.957	25.259	26.764	25.875	26.582	28.585	27.934	28.269	27.843
FeO*	3.140	2.982	3.392	3.377	3.323	3.686	3.256	3.311	3.717	3.631	4.297	3.526	3.793
MnO	0.045	0.063	0.055	0.051	0.072	0.057	0.046	0.054	0.074	0.047	0.076	0.062	0.065
MgO	4.160	3.327	3.684	3.969	3.820	3.783	3.754	3.750	3.627	3.333	3.633	3.430	3.506
CaO	0.001	0.024	0.019	0.020	0.025	0.006	0.044	0.017	0.016	0.024	0.051	0.032	0.031
Na2O	0.037	0.056	0.057	0.028	0.034	0.032	0.034	0.039	0.079	0.077	0.061	0.063	0.070
K2O	11.085	11.216	11.277	11.177	10.940	11.304	10.964	11.140	10.549	11.031	10.797	10.912	10.822
<i>Total</i>	95.098	94.539	92.609	94.986	94.955	95.250	94.933	94.605	92.472	94.746	94.621	94.610	94.112
<i>Nombre de cations</i>													
Si	3.489	3.322	3.402	3.418	3.423	3.450	3.390	3.415	3.321	3.258	3.257	3.278	3.279
Ti	0.006	0.006	0.005	0.006	0.003	0.005	0.005	0.005	0.007	0.006	0.006	0.006	0.006
Al	1.957	2.229	2.064	2.049	2.065	2.010	2.129	2.070	2.181	2.292	2.250	2.266	2.247
Fe	0.177	0.169	0.197	0.191	0.189	0.188	0.208	0.188	0.216	0.207	0.246	0.201	0.217
Mn	0.003	0.004	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004
Mg	0.417	0.337	0.387	0.400	0.387	0.381	0.353	0.379	0.376	0.338	0.370	0.348	0.358
Ca	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.002	0.004	0.002	0.002
Na	0.005	0.007	0.008	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.011	0.010	0.008	0.008	0.009
K	0.952	0.972	1.001	0.964	0.942	0.974	0.944	0.964	0.937	0.957	0.941	0.947	0.946
<i>Total</i>	7.005	7.047	7.065	7.036	7.030	7.031	7.015	7.030	7.055	7.073	7.087	7.060	7.069

ANNEXES C

(ABSTRACTS)

EUG 8, Strasbourg, 9th - 13th April 1995. Terra Nova, Vol. 9. Oral.

Shear zone patterns and strain partitioning at the scale of a Pennine nappe: the Suretta nappe (eastern Swiss Alps).

Didier Marquer and Nathalie Challandes

Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

The analysis of strain partitioning at the nappe scale can give new informations about the deformation of the continental lithosphere during mountain building processes. Heterogeneous deformation in basement is expressed by shear zones surrounding lenses of weakly deformed rocks at various scales. Studies of the shear zone patterns in tectonic nappes are of a broad interest to understand the finite strain and the bulk tectonic displacements. The Suretta nappe has been chosen for two main reasons: the occurrence of late Variscan granites deformed only during Alpine tectonic and the occurrence of continuous outcrops from the top to the bottom of the nappe. This famous Alpine nappe belongs to the upper Pennine domain in the Eastern part of the Central Alps. During Tertiary tectonic, this nappe recorded two major ductile deformation phases which developed under greenschist facies conditions: the first phase is expressed by a horizontal schistosity and a NW-SE oriented stretching lineation. In the sedimentary covers, asymmetry of folds and boudinage indicate top to the NW displacement. The second deformation phase is linked to a sub-horizontal schistosity and an E-W stretching lineation. Asymmetrical microstructures and SE vergent folds in the cover indicate a top to the E shearing.

To focus on strain partitioning at the nappe scale, the shear zone patterns have been analyzed in the sub-volcanic Rofna complex which occurs from the bottom to the top of the nappe. This analysis reveals that the first deformation is well-developed in the whole nappe but especially evident at the basal part, however, the second deformation is more pronounced in the upper parts. The bulk asymmetry of the shear zone patterns confirms the kinematics recorded by other Pennine nappes in this area: first a stacking of the nappe towards the NW followed by a top to the E shearing during post-thickening extensional tectonics.

The study of shear zone distribution and strain partitioning at the nappe scale is a tool to understand the behaviour of the polymetamorphic basement (mainly controlled by heterogeneous deformation) and of the cover (mainly affected by large folds). At this scale, the Pennine nappes appear to be large thrusts rather than recumbent folds. This approach allows us to draw conclusions about geometry and kinematics at the nappe scale.

12^{ème} rencontre du Groupe Tectonique Suisse, Fribourg, 21-22 April 1995. Oral.

Répartition en domaines de la déformation ductile à l'échelle d'une nappe Pennique: distribution et cinématique des zones de cisaillement dans la nappe de Suretta (Rofna porphyres, Grisons).

Didier Marquer and Nathalie Challandes

Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

L'analyse de la répartition de la déformation ductile à l'échelle des nappes peut fournir de nouvelles informations sur la géométrie, la cinématique et les processus de déformation de la croûte continentale lors de la formation des chaînes de montagne. Dans les socles, la déformation est souvent fortement hétérogène: quelle que soit l'échelle, elle s'exprime par la présence de zones mylonitiques, les zones de cisaillement, qui délimitent des domaines lenticulaires préservés de la déformation. L'étude de la distribution et de la cinématique des zones de cisaillement à l'échelle d'une nappe est d'un grand intérêt pour appréhender la déformation finie et les déplacements tectoniques globaux associés à chaque phase de déformation. Tandis que l'étude des domaines préservés, entre ces zones de cisaillement, permet de mettre en évidence les évolutions tectono-métamorphiques anciennes.

L'étude de la répartition de la déformation alpine dans la nappe de Suretta est réalisable pour deux raisons principales: la présence de granite tardi-varisque déformé uniquement pendant la tectonique alpine et les conditions d'affleurement en continu depuis la base jusqu'au sommet de la nappe. Cette nappe alpine appartient au domaine pennique supérieur des Alpes centrales orientales. Pendant la tectonique Tertiaire, cette nappe a enregistré deux épisodes principaux de déformation ductile sous les conditions du faciès métamorphique schistes verts: la première phase de déformation s'exprime, dans les couvertures à la base et au sommet de la nappe, par une schistosité sub-horizontale faiblement pentée vers l'Est et associée à une linéation d'étirement minérale orientée NW-SE. L'asymétrie des plis et du boudinage indique une composante de cisaillement vers le NW. La deuxième phase de déformation ductile est associée à une schistosité également sub-horizontale et une linéation d'étirement E-W. Dans la couverture sédimentaire, de nombreuses structures superposées témoignent de la chronologie relative entre ces deux phases. Les asymétries des microstructures associées à la vergence SE des plis indiquent une composante de cisaillement vers l'E pendant cette deuxième phase.

Pour l'étude de la répartition de la déformation à l'échelle de la nappe, l'analyse de la distribution et de la cinématique des zones de cisaillement a été réalisée sur une coupe dans la nappe de Suretta où le complexe sub-volcanique de Rofna affleure du bas jusqu'en haut de la nappe (région du col du Splügen). Cette analyse révèle que la première phase de déformation est exprimée dans l'ensemble de la nappe tandis que la seconde phase est plus fortement localisée à la base et au sommet de la nappe. La géométrie et le degré de coaxialité des zones de cisaillement à l'échelle de la nappe confirme les conditions cinématiques enregistrées dans cette région par les nappes penniques adjacentes: premièrement un empilement des nappes vers le NW suivi d'un cisaillement vers l'Est pendant l'épisode tectonique d'extension post-épaississement. Outre les conclusions sur la géométrie et la cinématique à l'échelle d'une nappe, cette étude de la distribution des zones de cisaillement et de la répartition de la déformation permet de conclure sur les comportements rhéologiques du socle et de la couverture: déformation homogène dans la couverture exprimée par de larges plis isoclinaux et déformation hétérogène dans le socle, caractérisée par la présence de nombreuses zones préservées. A cette échelle, les nappes penniques étudiées apparaissent comme des écailles de socle plutôt que comme des grands plis isoclinaux.

Thermal and Mechanical Interactions in Deep Seated Rocks, Prague, 27-30 September 1995. Poster.

Shear zone patterns as kinematic indicators at the scale of a Pennine nappe: heterogeneous deformation in the Suretta nappe (Eastern Swiss Alps).

Nathalie Challandes and Didier Marquer

Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

The analysis of strain distribution and shear zone pattern at the nappe scale can give new information about the deformation of the continental lithosphere during mountain building processes. Heterogeneous deformation in basement is often expressed at various scales by localized shear zones surrounding lenses of weakly deformed rocks. That the deformation producing shear zones had little effect on the wall rocks is amply demonstrated by well-preserved pristine structures as preserved magmatic foliation in granite rocks. Because of this strongly localized deformation, shear zones can be considered as brittle-ductile faults. In this regard, the use of brittle analyse's method as Fault Kinematics (P-T solution) is justified to calculate deformation axes. Thus, studies of the shear zone patterns in tectonic nappes are of a broad interest to understand the finite strain and the bulk tectonic displacements.

The Suretta nappe has been chosen for two main reasons: the occurrence of late Variscan granites, so called Roffna granite, deformed only during Tertiary Alpine tectonics and the occurrence of a continuous outcrop from the bottom to the top of the nappe. This famous Alpine nappe belongs to the upper Pennine domain in the Eastern part of the Central Alps and is constituted by two different slices separated by a pinched Mesozoic cover.

The frontal part (Roffna slice) is mainly composed by the Roffna granite and the southern part (Timun slice) is rather constituted of old basement rocks. During Tertiary tectonics, this nappe recorded two major ductile deformation phases which developed under low grade metamorphic conditions: the first phase is expressed by a horizontal schistosity and a NW-SE oriented stretching lineation. In the sedimentary covers, asymmetry of boudinage and shear bands indicate a top to the NW displacement. The second deformation phase is linked to a sub-horizontal schistosity and an E-W stretching oriented lineation. Asymmetrical micro structures (C-S and shear bands) and associated SE vergent folds in the cover indicate a top to the E shearing.

To focus on strain distribution at the nappe scale, the shear zone patterns have been analyzed in the Roffna granite which occurs from the bottom to the top of the frontal slice. From five hectometric measurement stations, this analyze reveals that the first deformation is well-developed in the whole slice, however, the second deformation is more pronounced in the upper and lower parts. Fault Kinematics analyze is used to calculate the orientation of P-T axes with the sets of shear zones/lineations pairs measured in each station. It is assumed that P-T axes solution given by Fault Kinematics is close to the axes of the incremental strain ellipsoid while the main schistosity/associated stretching lineation pairs give the orientation of the principal axes of finite strain ellipsoid. When comparing the orientation of these two estimated ellipsoids, the following results can be emphasized for D1 and D2: at the scale of the measurement's stations a coaxial deformation is deduced for D1 and non-coaxial deformation is proposed for D2 corresponding to a top-to-the-east sense of shear. At the nappe scale, the geometry of the shear zone patterns and schistosity/lineation of deformation D1 compared with gently east dipping nappe's boundaries (considered as major tectonic contacts) indicate an asymmetrical geometry which confirm the kinematic associated which D1: a bulk top-to-the-north-west sense of shear.

The bulk asymmetry of the shear zone patterns confirms the kinematics recorded by other Pennine nappes in this area. This kinematic evolution is interpreted as a first stacking of the nappe towards NW followed by a top to the E shearing during post-thickening extensional tectonics. The study of shear zone distribution and shear zone pattern at the nappe scale is a tool to understand the behaviour of the basement mainly controlled by heterogeneous deformation. This approach allows us to draw conclusions about the geometry of strain and kinematics at the nappe scale.

International conference on "Structures and properties of high strain zones in rocks", Verbania, 3-7 September 1996. Oral.

Seismic properties of highly strained marbles and their role in mountain building.

L. Burlini¹, D. Marquer², N. Challandes², S. Mazzola³ and N. Zangarini³

¹Centro di Studio per la Geodinamica Alpina e Quaternaria CNR, I-20133 Milano

²Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

³Dipartimento di Scienze della Terra, University of Milano, I-20133 Milano

Seismic reflection profiling across the Central Alps (NFP20) shows strong reflectors, some of which correspond to a Mesozoic marble zone that underlies the contact between the Tambo and Suretta nappes. By means of experimental velocity measurements at confining pressure up to 300 MPa on rock samples collected in the marble zone, we determined the seismic properties and calculated their reflection coefficients, in order better to constrain the seismic interpretation. In this way, and with the structural data recently collected, we built a model for the 3D shape evolution of this marble zone. The most interesting findings are:

- a) marbles exhibit Vp anisotropy up to 12% with orthorhombic or transverse isotropy symmetry due to the crystallographic preferred orientation of calcite;
- b) shear wave and shear wave splitting are very sensitive to the type of fabric (e-c vs. r-type);
- c) marbles acted as weak detachment zones only during specific periods of the continental collision, where the deformation was mostly concentrated.

Microstructural studies of the collected samples, including crystallographic and shape fabric, allowed the recognition of dominant deformation mechanism relative to the different deformations during eoalpine tectonics and exhumation of the nappe pile. We used paleostresses, together with the P-T conditions recorded in the neighboring gneisses (D1 stacking: 11 kbar, 400°C; D2 detachment: 9-5 kbar, 400°C) to constrain a multistage rheological model of the mountain building of the Alps.

International conference on "Structures and properties of high strain zones in rocks", Verbania, 3-7 September, 1996. Poster.

Alpine shear zones in the Rofna metagranite: geometry, kinematics and metamorphism (Suretta nappe, Penninic Alps).

Nathalie Challandes and Didier Marquer

Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

Studies of the shear zone patterns at a mesoscale are of a broad interest to understand the finite strain and the bulk tectonic displacements of tectonic nappes. The Suretta nappe has been chosen for two main reasons: the occurrence of late Variscan granites deformed only during Alpine tectonics and the occurrence of continuous outcrops from the top to the bottom of the nappe. This famous Alpine nappe belongs to the upper Penninic domain in the eastern part of the Central Alps.

During Tertiary tectonics, this nappe recorded two major ductile deformation phases: the first phase D1 is expressed by a horizontal schistosity and a NW-SE oriented stretching lineation. In the sedimentary cover, asymmetry of folds and boudinage indicate a top to the NW displacement. The second deformation phase D2 is linked to a sub-horizontal schistosity and an E-W stretching lineation. Asymmetrical microstructures and SE vergent folds in the cover indicate a top to the E shearing.

The study of shear zone distribution and strain partitioning at the nappe scale is a tool to understand the geometry and the kinematics of deformations in polymetamorphic basement. Heterogeneous deformation in the basement is expressed by shear zones surrounding lenses of weakly deformed rocks at various scales. To focus on strain partitioning at the nappe scale, the shear zone patterns have been analyzed in the Permian Rofna metagranite which occurs from the bottom to the top of the nappe. This structural analysis reveals that the first deformation D1 is well-developed in the whole nappe and corresponds to a top to the NW sense of shear. The second deformation D2 is more pronounced in the upper and the basal parts and leads to a top to the East shearing.

In the different microstructures of shear zones corresponding to D1 and D2 deformations, the amount of phengitic substitutions of white micas was defined using electronic microprobe analysis. The thermal conditions and mineral assemblages recorded during both deformation events allow to use the Massonne & Schreyer geobarometer based on the phengitic substitution. The results lead to an isothermal decompression from high pressure - low temperature conditions (1.2 - 0.9 Gpa) during D1 to greenschist facies conditions (0.7 - 0.5 Gpa) during D2 for temperatures ranging between 400-450°C.

The bulk asymmetry of the shear zone patterns and the metamorphic conditions recorded by the Suretta nappe allow to propose a tectonometamorphic evolution for the upper Penninic nappe pile as follows: first a stacking of the nappe towards the NW in HP-LT metamorphic conditions followed by a top to the E shearing during post-thickening extensional tectonics with isothermal decompression conditions. As in the internal part of most of the mountain ranges, the contact between the nappes are often not accessible or obliterated by the latest deformations, this analysis of heterogeneous deformation and metamorphism in the internal part of the basement nappe leads to the reconstruction of tectonometamorphic evolution of the earliest deformation phases.

14^{ème} rencontre du Groupe Tectonique Suisse, Basel, 6-7 December 1996. Oral.

Etude tectono-métamorphique de la zone de Splügen et de l'écaïlle de Roffna (Nappe de Suretta, Pennique supérieur, Grisons).

Nathalie Challandes and Didier Marquer

Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

Dans la zone pennique supérieure des Alpes centrales italo-suisse, les nappes de Tambo et Suretta forment des nappes de socle polycyclique associé à une couverture sédimentaire monocyclique. Au niveau de la zone de Splügen, comprise entre les nappes de Tambo et de Suretta, la couverture se compose de deux séries lithologiques superposées: l'une forme un tégument réduit autochtone adhérent au socle composé essentiellement de conglomérats permo-triasique, de quartzite et de marbres sériciteux parfois bréchiques. L'autre consiste en une unité allochtone indépendante baptisée "la nappe de Starlera". Cette unité présente une série carbonatée plus complète de type briançonnaise. Au Col du Splügen, l'épaisseur de la couverture sédimentaire est fortement amincie, tandis qu'elle s'élargit au nord comme au sud. Les objectifs de cette étude sont d'expliquer les variations d'épaisseur de la couverture dans la zone du Splügen et d'établir l'évolution tectono-métamorphique de la région considérée.

Postérieurement au décollement précoce de la nappe de Starlera, quatre phases de déformation tertiaires ont été reconnues. Les deux premières déformations *ductiles* D1 et D2 sont responsables de la géométrie actuelle des nappes. D3 s'est générée dans le domaine *fragile-ductile*, tandis que la phase tardive D4 présente un caractère *fragile*. Lors des deux premières phases ductiles, la couverture est déformée de manière homogène et présente des structures plissées dont la superposition révèle la chronologie relative des déformations. Le socle est caractérisé par une déformation hétérogène. A différentes échelles, des lentilles de roches peu déformées sont préservées entre des zones de cisaillement ductiles.

La première phase de déformation D1 est associée à un fort écaillage du socle suivi d'un plissement isoclinal de la couverture d'échelle hectométrique. Une schistosité subhorizontale, une linéation d'étirement NNW-SSE et un cisaillement vers le NNW lui sont associés. D2 est définie par une schistosité subhorizontale et une linéation d'étirement E-W. La cinématique correspond à un cisaillement ductile amincissant vers l'est. Des plis à vergence SSE se développent entre les zones mylonitiques ductiles D2 subhorizontales, parallèles aux contacts des nappes. D3 est soulignée par des couloirs de déformation plicative d'orientation E-W, en forme de "marche d'escalier" à vergence nord. Ces structures, à rythmicité hectométrique, abaissent relativement le compartiment nord. Mis à part cette remontée différentielle des domaines sud à grande échelle, aucun critère de cisaillement local n'a été observé dans la région étudiée. D4 est une phase de déformation tardive, elle développe un réseau de failles fortement pentées vers l'est, orientées NNW-SSW et abaissant le compartiment nord-est.

Dans la zone considérée, les conditions thermiques synchrones des phases de déformation D1 et D2 sont mal définies et comprises entre celles de l'isograde du stipnomélane au nord-est et celui du staurotide, au sud-ouest de la nappe de Tambo. La stabilité de l'albite dans les paragenèses étudiées indique des températures inférieures à 500°C. Les taux de substitution phengitique ont été mesurés sur des phengites associées à des microstructures D1 et D2, dans la rhyolite de Rofna: pour D1, Si (p.f.u. 3.48-3.39) et D2 Si (p.f.u. 3.33-3.26). Sur la base du taux de substitution phengitique, l'utilisation du géobaromètre de Massonne & Schreyer permet d'évaluer les gammes de pression pour D1 et D2 aux alentours de 1.2 - 0.9 GPa et 0.7 - 0.5 GPa pour une température de l'ordre de 400-450 °C.

En conclusion, la réduction d'épaisseur de la couverture au niveau du Col du Splügen est provoquée: d'une part par des détachements ductiles D2 à faible angle, abaissant vers l'est le socle de Suretta sur la nappe de Tambo et d'autre part par des failles D4 fragiles à composante normale, abaissant le compartiment ENE de 100 à 250 mètres. L'analyse tectono-métamorphique montre une décompression isotherme depuis des conditions de HP pendant D1 jusqu'à des conditions de faciès schistes verts pendant D2. Ces nouvelles données permettent de proposer une évolution tectono-métamorphique des phases de déformation ductile: (i) D1 correspondrait à l'enfouissement des nappes dans un prisme d'accrétion crustal, (ii) D2 est interprétée comme le résultat d'un amincissement crustal syn-collision.

International conference on "Deformation mechanisms in nature and experiment". Basel, 17-19 March 1997. Oral.

Chemical mass transfer in low and high temperature shear zones: examples in metagranites from the Swiss Alps.

Didier Marquer and Nathalie Challandes

Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

Chemical mass transfer in deformed rocks mainly depends on the initial composition of the rocks, temperature, fluids and deformation processes. In order to investigate some of these physical and chemical parameters, analyses of chemical mass transfer in naturally deformed metagranites were performed in greenschist and amphibolite facies shear zones. The studied shear zones were developed in late Variscan granite during Tertiary tectonics in the Central and Eastern Swiss Alps. Two examples of shear zones are taken from the external crystalline massifs (Grimsel granite LT⁰, Fibbia granite HT⁰) and two others from the internal Penninic domain (Roffna granite LT⁰, Truzzo granite HT⁰). The results are as follows:

In all of these heterogeneously deformed zones, a strong reduction of the grain size occurred in mylonitic zones compared to the weakly deformed granites (in general from centimeters to ten-thirty microns). An increase of the shear band density (number per area) in the mylonitic stage is related to the evolution of the fluid pathway and enhanced fluid circulations.

In the greenschist facies shear zones, mass transfer is shown by an increase of elements such as K₂O, MgO and Rb and a decrease of Na₂O, CaO and Sr in mylonites. In some cases, these variations can reach values up to 100% with respect to the initial composition in the internal part of the shear zones. Immobile elements testify to isovolumetric conditions during deformation. Results of stable dO18 isotope analysis show an increase from magmatic values close to 7‰ to 9‰ in the mylonites. These modifications of elements and oxygen isotope ratio suggest fluid circulation in an open system. Whole-rock Rb-Sr isotope systems are strongly affected by these chemical mass transfers. All these chemical changes are correlated with the metamorphic reactions leading to crystallization of new albite-white mica assemblages.

In studied amphibolitic shear zones, no chemical and isotope modifications are recorded. In the mylonitic stages, the initial magmatic paragenesis (oligoclase-Kfs-Bt-Qtz) is stable. In these stages, only internal deformation mechanisms occur to accommodate the strain and develop fine grained mylonite. The lack of chemical modification is related to the stability of the metamorphic assemblages in the strongly deformed rocks and/or the weak availability of fluids.

With this study of mass transfer in ductile shear zones at different levels of the continental crust, we conclude that fluid circulations occurred in localized zones. The calculated amount of fluids responsible for the observed chemical mass transfer correspond to values between $5 \cdot 10^4$ to $10 \cdot 10^4$ moles H₂O/cm² (time-integrated fluid flux calculations). The lack of chemical mass transfer in the amphibolite shear zones does not exclude the circulation of an equilibrated fluid during deformation but reflects the stability of the initial mineralogical paragenesis. On the basis of these petrological-deformation investigations, we emphasize that deformation mechanisms control the reaction surface (grain size reduction) and the fluid pathway (permeability, shear bands) while the mobile cation species are governed by the metamorphic conditions (P, T, fluids).

International conference on "Deformation mechanisms in nature and experiment". Basel, 17-19 March 1997. Poster.

Alpine shear zones in the Roffna metagranite (Suretta nappe, Penninic Alps): Mineralogical evolution and chemical mass transfer as a function of strain intensity.

Nathalie Challandes and Didier Marquer

Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

The Suretta nappe belongs to the upper Penninic domain in the eastern part of the Central Alps. The late Variscan Roffna metagranite intruded in the basement of the Suretta nappe was deformed only during Alpine tectonics.

During the Tertiary, this nappe recorded two major ductile deformation phases: the first phase D1, well-developed in the whole nappe, is expressed by a horizontal schistosity, a NW-SE oriented stretching lineation and corresponds to a top to the NW sense of shear. The second deformation phase D2, more pronounced in the upper and the basal parts, is linked to a sub-horizontal schistosity, an E-W stretching lineation and leads to a top to the East shearing. The basement is deformed heterogeneously which is expressed, at various scales, by shear zones surrounding lenses of weakly deformed rocks. The metamorphic deformation analysis, using different microstructural sites corresponding to D1 and D2 deformation, allows us to estimate the PT conditions. The results show an isothermal decompression from high pressure - low temperature conditions (1.2 - 0.9 Gpa) during D1 to greenschist facies conditions (0.7 - 0.5 Gpa) during D2 for temperatures ranging between 400-450°C. The aim of the present study is to examine the mineral behaviour and chemical mass transfers in ductile shear zones of the first deformation phase D1. In these shear zones, heterogeneous deformation led to a progressive textural evolution from weakly deformed to mylonitic Roffna metagranite.

From the metagranite to the mylonite, the grain size of all minerals decreases: quartz (3000-625 to 2000-5 µm), Kfs (2500-150 to 40-5 µm), plagioclase (5000-375 to 40-5 µm). In the mylonites, the large reduction of grain size increases surface reaction and favours the fluid migration pathways. Further deformation creates discrete pathways for chemical element circulation and should also increase pore connectivity. From the weakly deformed areas towards the mylonite zones, a progressive mineralogical evolution is observed: from an initial granite association (Pl, Kfs, Bt, Qtz), rocks evolve to an albitic gneiss composition. These variations are due to the destabilization and the diminution of feldspars and biotite phases with deformation. Potassium feldspar and oligoclase decrease and disappear from orthogneiss stages. Plagioclase is converted into albite (complete albitisation in orthogneiss) whilst a quartz-phengite-epidote association is more favoured. In the ultimate stage, a strong increase of white micas is observed while the quartz phase increases moderately.

The shear zones of the Roffna metagranite deformed in greenschist facies show chemical variations in the highly localized deformed zone. Whilst most elements presents only slight magmatic variations, MgO, LOI, Rb increase, Na₂O, CaO, Sr, Ba decrease. These variations are dependent on the above metamorphic reactions which control the nature of the mobile cations. From immobile element behaviour, we show that these chemical mass transfers are isovolumic.

Chemical variation profiles allow us to estimate quantitatively geochemical modifications. They show us that mylonitic zones promote fluid migration and chemical mass transfers in an open system.

The combined mineralogical and chemical analyses of mass transfers in shear zones is a useful tool to balance the metamorphic reaction in such open system. The deformation mechanisms and mineral transformations are the most prevalent factors which control chemical mass transfers.

Geologische Vereinigung e.V., Geological dynamics of Alpine-type mountain belts. Bern, 26-28 February 1998. Poster.

Alpine heterogeneous deformation in basement rocks: examples and implications in the upper Penninic nappes (Tambo-Suretta, Eastern Switzerland).

Didier Marquer and Nathalie Challandes

Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

The famous Alpine Penninic nappes are well-known and excellent descriptions, mainly based on the geometry of basement-cover contacts, have been given by Argand and Staub at the beginning of this Century. On another hand, the style of the internal deformation of the basement nappes can be deduced and compared with the deformation in the cover rocks by mapping the heterogeneous deformation fields in these polycyclic units. This approach reveals preserved pre-Alpine structures (metamorphic and magmatic foliations) and is used to differentiate Alpine from pre-Alpine tectonics. Moreover the analysis of shear zone patterns related to each deformation phases permits to define the bulk kinematics underwent by these basement units.

In the Tambo and Suretta basement, Alpine deformation is heterogeneous at all scales, leading to lenses of weakly deformed areas surrounded by high-strain zones. In the core of weakly deformed lenses, pre-alpine eclogites (around 2.0 Gpa and 700°C) are recognized in Tambo and Suretta nappes. This implication is of importance as old metamorphic conditions should not be confused with the Alpine tectonometamorphic events. The Alpine strain patterns and related kinematics are determined from Early Permian intrusives (Truzzo metagranite, Roffna metarhyolite) which underwent only main Tertiary deformations. These Permian metagranites are intrusive in composite polycyclic basement. Two main ductile deformations are recognized in these intrusives: The first deformation is linked to the stacking of the Briançonnais crustal accretionary prism toward the NW under blueschist metamorphic conditions (Tambo: 1.1/1.3 Gpa - 450-550°C; Suretta 0.9/1.1 Gpa and 400-450°C). The second deformation corresponds to syn-collision E-W extension and is recorded under isothermal decompression metamorphic conditions reaching pressure of 0.6 Gpa and 0.5 Gpa for Tambo and Suretta, respectively. The late deformations do not significantly modify the previous nappe piling.

15^{ème} rencontre du Groupe Tectonique Suisse, Bern, 20-21 mars 1998. Oral.

Quartz cathodoluminescence patterns originating from deformation microstructures.

C. Prosper¹, G. E. Lloyd¹, A. M. Mc Caig¹, Nathalie Challandes² and Didier Marquer²

¹School of Earth Sciences, University of Leeds, UK-Leeds

²Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

Although structural defects in a crystallographic lattice are often invoked to explain the origin of cathodoluminescence (CL) in quartz, little attention has been paid to the relationships between CL patterns and plastic deformation microstructures (e. g. deformation lamellae and bands, subgrains, recrystallized grains and twins). However, the amount and distribution of line defects associated with microstructures introduce major perturbation into the quartz lattice which might be expected to affect CL. We have considered natural quartz samples from an Alpine shear zone exhibiting a variety of microstructures and compared their Scanning Electron Microscope (SEM)-CL and SEM-Orientation Contrast (OC) images to identify CL signals from plastic deformation microstructures. We have also used Electron Backscattered Diffraction (EBSD) patterns to determine the crystallographic orientation of areas of interest.

The quartz grains come from rhyolitic rocks, the so-called Roffna porphyries and have been affected by small scale shear zones. With increasing strain, quartz plastic deformation microstructures range from slightly deformed automorphic grains showing little or no intracrystalline plastic deformation to partially recrystallized ribbons. Fracturing is more efficient in the less deformed part of the specimen while diffuse mass transfer process microstructures are widely developed in all parts. PT conditions of shear zone formation are T = ca. 400-450°C and P = ca. 9-11 kbar (Marquer et al., 1996).

70 quartz porphyroclasts have been imaged using OC and CL modes with the SEM. The following CL patterns and microstructures have been recognized:

1-Elongated subdomains (10-50 µm width) with a white CL shown to be Dauphiné twins by analysis of EBSD patterns.

2-Thin lensoid dark CL lines which correlate with fluid inclusion trails and changes in OC which may be either crack-seal veins with an unusual morphology or deformation lamellae.

3-Thin straight white CL lines which correlate with fluid inclusion trails and changes in OC which may be deformation lamellae.

4-Mottled CL textures which correspond to subgrain and neo-grain boundary networks. Colour CL photomicrographs (K. Ramseyer, Institute of Mineralogy, Bern) show that CL colour of quartz porphyroclasts range from black to dark blue and some subgrain and recrystallized grain boundaries in grains with highest deformation luminesce in brown.

There is a good correspondence between elongated subdomains with variable thicknesses and CL-lines and bands. A similar relationship can be seen between white CL networks and subgrain and neo-grain boundaries. In fact, the thinner elongated subdomains can be either deformation lamellae or microveins. EBSD patterns (work in progress) will be presented in order to discriminate these two hypotheses. On the other hand, some photos show a correlation between distinct crystallographic oriented domains and the CL lines which supports the plastic deformation rather than the veining hypothesis.

The origin of CL signals is still unclear, i. e. may be induced either by the lattice defects themselves (dislocation concentration) or the impurities concentrated along microstructures. However, this work points out the importance of plastic deformation microstructures for CL textures exhibited by SEM imaging. Thus, SEM-CL as a provenance tool for quartz should be used cautiously since many detrital quartz grains have undergone plastic deformation.

Reference: Marquer, D., Challandes, N., and Baudin, T., 1996, Shear zone patterns and strain distribution at the scale of a penninic nappe: the Suretta nappe (Eastern Swiss Alps): *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 107-123.

15^{ème} rencontre du Groupe Tectonique Suisse, Bern, 20-21 mars 1998. Poster.

Etude tectono-metamorphique du contact socle-schistes lustrés dans les régions de St Florent et de Santo Pietro di Tenda (Massif du Tenda, Corse septentrionale).

Marc Pinauc, Cédric Egger, Nathalie Challandes and Didier Marquer
Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

Notre étude se concentre sur le contact entre le socle Varisque et les schistes lustrés s.l. à l'ouest et au sud de la région de St-Florent. Le socle du Tenda est constitué d'un encaissant paléozoïque et d'intrusions granitiques carbonifères. Les schistes lustrés s.l. reposent directement sur le socle et sont composés essentiellement de serpentinites, de metabasites, de quartzites, de calcschistes et de marbres. Cette couverture allochtone représente une série ophiolitique et sa couverture sédimentaire pélagique.

L'étude structurale, menée dans le socle et les schistes lustrés, révèle deux phases principales de déformation ductile. Dans le socle, les déformations sont fortement hétérogènes tandis que les structures sont plutôt continues et homogènes dans la couverture. La déformation D2 est la plus intense sur la bordure Est du massif du Tenda. La déformation D1 n'est observée qu'à l'état relique, rarement préservée au sein du socle et de la couverture.

La déformation D1 est responsable de l'apparition d'une foliation S1 associée à des linéations d'étirement N-S à NW-SE. Dans les schistes lustrés, elle développe des plis isoclinaux curvi-planaires dont les axes et les plans axiaux sont replissés par D2. Aucun indice structural relatif à la cinématique de D1 n'a pu être mis en évidence.

La déformation D2 présente un gradient d'intensité de déformation d'Ouest en Est. Elle génère progressivement des structures à caractère ductile aboutissant à des déformations fragiles localisées sur la bordure Est du socle. Les structures observées sont les suivantes:

- Une foliation subhorizontale S2 associée à des linéations d'étirement NE-SW. La géométrie et le caractère pénétratif de la foliation dépend étroitement de sa localisation par rapport aux zones de cisaillement ductile. Dans la région du contact, la foliation mylonitique et les zones de cisaillement sont sub-parallèles et des plans de cisaillement secondaires (C') apparaissent. Les asymétries entre la schistosité S2 et les bandes de déformation (relations C/S, plans C') montrent un sens de cisaillement général vers l'E-NE.

- Dans le socle, les plis P2 sont déversés vers l'est et présentent des axes de direction N-S. Ils deviennent parallèles à l'étirement global (NE-SW) dans les zones de fort cisaillement. Dans la couverture, le développement de plis curvi-planaires s'observe à toutes les échelles.

- Dans la zone du contact socle-couverture située au nord, des failles normales compatibles avec le champ de déformation D2 prennent le relais des bandes de cisaillement et soulignent ainsi la transition entre une déformation ductile et fragile.

Les associations minérales synchrones de D1 et D2 ont été observées dans les orthogneiss et les filons basiques post-Carbonifères du socle du Tenda. Dans les metabasites, les assemblages minéraux D1 appartiennent au faciès schistes bleus. Pour D2, ils témoignent d'une évolution depuis les conditions du faciès schistes bleus vers celles du faciès schistes verts. Les calibrations PT ont été effectuées sur la base d'analyses microsonde de phengites et des amphiboles bleues dans des sites D1 et D2. Les résultats sont les suivants:

- Les phengites présentent des taux de substitution de Si (p.f.u 3.54-3.42) pour D1 et Si (p.f.u 3.61-3.41) pour les stades précoces de D2. Ces analyses, reportées dans un diagramme de Massonne & Schreyer, représentent des gammes de pression de 9 à 13 kb pour D1 et de 9 à 14 kb pour D2 pour une gamme des températures comprises entre 350°C et 450°C.

- Les amphiboles sodiques D1 sont zonées à coeur de crossite et à bordure de ferroglaucophane. Elles pourraient témoigner du trajet prograde du métamorphisme HP-BT. Les amphiboles sodiques D2 montrent un étalement depuis des compositions de Ferroglaucophane vers des crossites et soulignent le trajet de décompression pendant D2.

En conclusion, l'agencement actuel de l'unité des schistes lustrés sur la bordure du massif du Tenda, est le résultat de deux événements majeurs. Le premier épisode correspond à la mise en place des schistes lustrés s.l. sur la marge continentale du batholite Corso-Sarde au cours d'un épisode de subduction (HP-BT). Cet événement est suivi par une extension syn-collision vers le NE qui débute sous les mêmes conditions PT que D1. Cette extension progressive D2 se prolonge dans le faciès schistes verts et s'achève dans le domaine fragile.

POCEL conference. Prague, 30-3 October 1998. Oral.

Early Permian magmatism in Briançonnais terranes: Truzzo granite and Roffna rhyolite (eastern Pennine nappes, Swiss and Italian Alps).

Didier Marquer¹, Nathalie Challandes¹ and Urs Schaltegger²

¹Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

²Department of Earth Sciences, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich

Orogens normally comprise imbricated crystalline terranes which have to be integrated in pre-collisional paleogeographical reconstructions. The main problem for studying such strongly deformed basement is to distinguish between structures that pre-date the most recent orogenic cycle, in order to get information about pre-collisional structures, petrology and geochemistry of these rocks. In the internal part of the Central Alps, Tertiary heterogeneous deformation of basement nappes has allowed the preservation of metamorphic and magmatic relics, which can be used to reconstruct the lithological composition, geochemistry and geochronology of pre-Alpine basement and intrusive rocks. The Pennine zone represents the strongly deformed internal parts of the Alpine mountain belt. Our investigations focus on the basement rocks of the upper Pennine Tambo and Suretta nappes in the eastern Swiss Alps, which belong to the Briançonnais paleogeographic domain. The Truzzo granite and the Roffna rhyolite belong to the Tambo and Suretta nappes, respectively, and are shallow-seated intrusions in old polycyclic basement rocks.

The Truzzo granite cross-cuts different lithologies such as older orthogneisses, banded migmatites and amphibolites, which were previously deformed under high grade conditions. Mafic magmatic enclaves and basement xenoliths (orthogneisses, migmatitic gneisses) are present in the whole body of the porphyritic granite. The top of the granite intrusion is mainly composed of alternating layers of a K-feldspar bearing porphyritic facies and an isogranular leucocratic facies. The layering probably corresponds to intrusions of leucocratic granite sills into the porphyritic granite. This leucocratic granite is K-feldspar rich and contains primary muscovite and scarce pink garnets. The samples of the porphyritic granite lie in the granite field of the R1-R2 diagram of de La Roche. The leucocratic garnet-muscovite-bearing granite, on the other hand, is located in the alkali granite field of the same diagram.

The Roffna rhyolite has been interpreted as a high-level intrusion of subvolcanic nature. The amphibolites, banded migmatites and old orthogneisses are clearly cross-cut by the Roffna rhyolite at several locations at the base and center of the Suretta nappe. The Roffna rhyolite hosts abundant enclaves of three main types: xenoliths of various basement gneisses, leucocratic felsic enclaves and a few small mafic microgranular enclaves. The latter contain corroded quartz grains originating from the rhyolite, which argues for magmatic mingling between acid and basic magmas during emplacement. The Roffna rhyolite samples plot in the granite field of the R1-R2 diagram and along the boundary between rhyolite and rhyo-dacite fields in the SiO₂-Nb/Y diagram. They show a homogeneous composition with SiO₂ concentrations ranging between 71 and 74%. Despite the slight scattering of some mobile elements, probably related to Alpine deformation (mainly for K₂O, Na₂O, CaO, Ba, Rb and Sr), the Roffna samples show a similar magmatic trend for major and minor elements in Harker diagrams as those of the Truzzo samples. The Roffna samples define a compositional range that seems to be part of the trend between leucocratic and porphyritic granite of the Truzzo intrusion.

To better constrain the emplacement age of both lithologies, Rb-Sr systematics studies were performed and zircon populations, separated from representative samples of the Truzzo granite and the Roffna rhyolite, were analyzed for their Pb and U isotopic composition. U-Pb systematics on single zircon give $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 268.0 ± 0.4 Ma for the Truzzo granite and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 268.3 ± 0.6 Ma for the Roffna rhyolite. The Rb-Sr reference lines for weakly deformed samples from both lithologies give initial isotopic ratio for the Truzzo granite and the Roffna rhyolite that are relatively high, 0.713 and 0.714 respectively, implying a significant continental component in the granitic rocks.

Petrographical, geochemical and isotopic similarities suggest that the Truzzo granite and Roffna rhyolite are part of a same post-orogenic magmatic event. These intrusions were derived from deep-seated mantle melts with participation of crustal sources, as indicated by the isotopic results and the occurrence of different types of xenoliths. The analyzed Truzzo granite and Roffna rhyolite samples are representative of a number of small local intrusions in the Briançonnais basement and do not correspond closely in their geochemical compositions to magmas typical of the classical subduction cycle and related continental arc volcanism (CAG). The leucocratic granite samples and some samples of the porphyritic granite show characteristics more typical of post-orogenic granites (POG). The scattering of some of the Truzzo analyses, and the position of the Roffna rhyolite samples in the continental collision granite field (CCG) could be partly due to increased continental crust contamination.

An early Permian reconstruction of the position of the Truzzo granite and the Roffna rhyolite in the Briançonnais terrane emphasizes the proximity of these intrusions. The age is similar to the U-Pb zircon date from the nearby Braccia/Fedoz gabbro ($270 \pm 6/-4$ Ma) located at the boundary between Pennine and Austroalpine nappes (Margna nappe) and to rhyolites and granites in Austroalpine, Pennine and Southalpine units, all scattering around 270-275 Ma. Large mafic complexes in the lower crust of the future southern margin of the Liguro-Piemontais ocean, such as the Braccia/Fedoz gabbro (Austroalpine-Malenco units) or in the Ivrea zone (Southalpine unit) demonstrate mafic underplating of this part of the crust. It is suggested that the upwelling of asthenospheric mantle below the Briançonnais and Austroalpine-Southalpine domains is responsible for the formation and emplacement of mafic intrusions during early Permian; the mantle melts in turn caused partial melting and granulitic metamorphism in the lower continental crust.

The Permian upwelling of the asthenosphere is thought to be caused by extensional plate tectonic forces leading to mega-shear zones concurrent with lithospheric thinning. The Early Permian extension is recorded by the volcano-sedimentary deposits in shallow basins at the top of the continental crust, mainly in the southern Pennine, Austroalpine and Southalpine domains. The type of Early Permian plutonism described here is found in a belt running from Catalonia (Spain), Corsica-Sardinia, Provence, Briançonnais, Southern Alps and Eastern Alps and is different from the Visean to Stephanien magmatism widely exposed in the southern part of the European plate. The Briançonnais domain, however, seems to be lacking this Lower to Upper Carboniferous magmatism, which is abundant in the European domain to the North, e.g. in the External Crystalline massifs (Alps). These granites might have their origin in upwelling asthenospheric mantle, related to lithospheric thinning at the site of the future Jurassic rifting and opening of the Liguro-Piemontais ocean.

16^{ème} rencontre du GTS. Lausanne, 13 février 1999. Oral

Relations métamorphisme-déformation-temps dans des zones de cisaillement alpines: Exemple dans la rhyolite de Roffna (Nappe de Suretta).

Nathalie Challandes¹, Didier Marquer¹ and Mike Cosca²

¹Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

²Institut de minéralogie, Université de Lausanne, CH-1007 Lausanne

Un problème majeur dans l'étude des chaînes de collision est l'analyse de phases multiples de déformation. Dans bien des cas, des déformations superposées peuvent être observées de l'échelle régionale à la lame mince. Sous des conditions métamorphiques de bas grade, la déformation ductile hétérogène s'exprime, dans les socles, par des domaines lenticulaires peu déformés entourés par des zones de cisaillement anastomosées à différentes échelles. Notre intérêt se porte sur la déformation des granites (initialement homogènes et isotropes) et plus particulièrement au niveau des zones de cisaillement où la roche a subi une première mylonitisation suivie de réactivations tectonométamorphiques. Nous désirons tester dans une zone de cisaillement les relations entre les microstructures, le métamorphisme et le temps. Dans une zone mylonitique échantillonnée au sein d'une zone préservée des déformations ultérieures, les différentes microstructures ont été calibrées en fonction des conditions métamorphiques. L'accent a été notamment mis sur une calibration des pressions (substitution phengitique), les températures de déformation étant peu variables. Ainsi calibrés vis-à-vis des conditions PT, ces différents sites microstructuraux ont été utilisés pour une analyse géochronologique de détail. Nous utilisons une microsonde UVlaser 40Ar/39Ar de haute résolution pour dater, in situ, les phengites d'une zone de cisaillement alpine, générée en faciès schistes verts.

Dans cette étude, une zone mylonitique provenant de la rhyolite de Roffna (nappe de Suretta, Pennique oriental) est étudiée. La rhyolite de Roffna (magmatisme Permien: 268 Ma), n'a subi que les déformations alpines. Elle est affectée par deux phases superposées de déformation ductile hétérogène (D1 et D2) dont les linéations d'étirement (L1: NW-SE; L2: E-W) et les schistosités sont subhorizontales. Leur distinction s'établit en fonction de leur géométrie, de leur cinématique associée et des structures superposées. Les températures du métamorphisme au cours de D1 et D2 sont de l'ordre de 350° à 450°C. D1 correspond à l'empilement des nappes dans le prisme d'accrétion valaisan (HP: > 0.9 GPa), tandis que D2 est interprétée comme un événement d'extension post-collision (décompression isotherme jusqu'à 0.5 GPa).

Dans cette zone de cisaillement associée à la première phase de déformation D1, des phengites correspondant à différents sites microstructuraux sont analysées. Les valeurs de Si des phengites contenues dans la schistosité se rapportent aux conditions de pression D1, tandis que celles obtenues dans les bandes de cisaillement ne sont pas compatibles avec les données de pression de la déformation D1. Ce résultat implique une réactivation partielle de certaines microstructures des zones mylonitiques D1, assistée par des circulations fluides.

A l'aide d'une microsonde UVlaser 40Ar/39Ar de haute résolution, nous avons analysé, in situ, des zones à fine intercroissance de quartz et de phengites et des phénocristaux de quartz. La tailles fines (<10-20 µm) des phengites et des quartz de la matrice et leur intime imbrication excluent l'analyse individuelle des phengites. Les sites microstructuraux correspondant à la schistosité et aux bandes de cisaillement montrent des âges différents. Les données indiquent des âges systématiquement plus jeunes pour les bandes de cisaillement. Les âges des phengites définissant la schistosité s'étalent de 26 à 48 Ma, tandis que les bandes de cisaillement présentent une gamme d'âge allant de 15 à 34 Ma. Les âges des phénocristaux de quartz ont une répartition binaire, une gamme autour de 33 Ma et l'autre autour de 21 Ma. Ces résultats, dans les bandes de cisaillement peuvent être interprétés comme des âges de refroidissement, de mélanges ou de recristallisation statique dans les différents sites microstructuraux.

Une dépendance métamorphisme-microstructures-âges a été mise en évidence. Cette étude montre une réactivation des bandes de cisaillement assistée par des fluides, sans modification majeure de la géométrie des microstructures. Ce résultat peut rendre compte de la diversité des âges obtenus sur minéraux par les méthodes classiques (Rb-Sr, Ar-Ar) dans les zones de forte déformation affectées par plusieurs épisodes tectonométamorphiques. Les zones mylonitiques, contrairement aux domaines préservés, semblent enregistrer les différentes phases de déformation et se comporter comme des chemins privilégiés aux circulations fluides.

EUG 10 Strasbourg, 28th March - 1st April 1999. Terra Nova, Vol. 10: 713. Oral.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ UV laserprobe ages in Tertiary shear zones: examples from the Roffna metarhyolite (Suretta nappe, Eastern Alps, Switzerland).

Nathalie Challandes¹, Didier Marquer¹ and Mike Cosca²

¹Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

²Institut de minéralogie, Université de Lausanne, CH-1007 Lausanne

A major problem often encountered in the study of collisional belts is not knowing the absolute ages of multiple deformation phases. In many cases successive deformation events can be observed on thin section. Thus dating individual phases of deformation generally requires high-spatial resolution geochronology from microstructures that are defined from metamorphic and deformation studies. In this study we use a high-spatial resolution $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ UV laserprobe to date different phases of deformation of the Roffna metarhyolite within the Suretta nappe.

The Suretta nappe belongs to the upper Pennine domain in the eastern part of the Central Alps. The early Permian Roffna metarhyolite intruded the older basement and has been deformed only during Alpine tectonics. Two main episodes of ductile deformation producing different generations of shear zones are recognized. The geometry and associated kinematics permit a distinction between D1 and D2 shear zones in the field. D1 and D2 microstructures show different amounts of phengitic substitution in white micas.

Phengite and quartz in shear zones belonging to the first heterogeneous ductile deformation phase have been analyzed by *in-situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ UV laserprobe. **Microstructural sites corresponding to the schistosity and shear bands show different mineral ages.** Ages from zones of finely intergrown quartz and phengites defining the schistosity range from 26 to 48 Ma, whereas shear band phengites intergrown with quartz range in age from 15 to 34 Ma. While the fine-grained and intergrown nature of the phengite and quartz prevents the exclusive analysis of phengite, these data do indicate a younger age for the shear bands. The range in ages observed for the schistosity and shear band phengites can be interpreted as a result or combination of neoformation during deformation, cooling or mixed ages. Measurable argon is observed in quartz and thus extraneous argon must also be considered as having a possible influence on the observed ages.

A considerable number of geological age constraints have been published for this part of the Pennine domain. A late Eocene to middle Oligocene age could be postulated for the D1-D2 deformations. The youngest sedimentary rocks affected by D1 deformation are Valaisan flysch, which are biostratigraphically dated as late Eocene in age (Bagnoud et al., in press). The Turba Mylonite Zone (TMZ) is truncated by the Bergell granodiorite (30 Ma, von Blanckenburg, 1992). Assuming that D2 is contemporaneous with the TMZ, D2 is older than 30 Ma. Previous isotopic studies in this area indicate ages ranging from 45 to 30 Ma, however without always separating the D1 and D2 deformations.

Our $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ UV laserprobe results agree with the geological and field constraints for the deformation of the Suretta nappe. The significance of this type of microscale analysis is discussed.

Bagnoud A, Wernli R, Sartori M, *Eclogae Geol. Helv.* (in press).

von Blanckenburg F. *Chem. Geol.* 100, 19-40 (1992).

EUG 10 Strasbourg, 28th March - 1st April 1999. Terra Nova, Vol. 10: 726. Oral.

^{39}Ar - ^{40}Ar K-feldspars from the Aar metagranite: ^{39}Ar - ^{40}Ar thermochronometers or hygromorphometers?

Nathalie Challandes¹ and Igor M. Villa²

¹Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

²Universität Bern, Gruppe Isotopengeologie, CH-3012 Bern

The Aar Massif metagranite belongs to the External Crystalline Massifs of the Swiss Alps and is deformed by a main Tertiary heterogeneous ductile deformation. This high-temperature (430-450°C) deformation leads to the occurrence of anastomosed shear zones surrounding lenses of weakly deformed rocks.

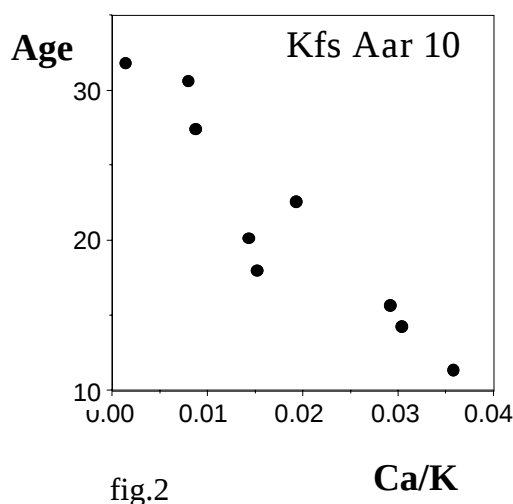
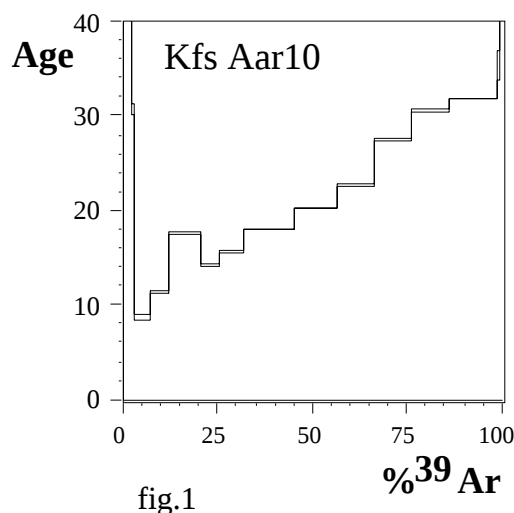
In a progressively deformed profile near a shear zone we selected a sequence of three rocks over a total physical distance of 100 m: a weakly deformed metagranite, an orthogneiss and a mylonite. K-feldspars (Kfs) were separated, irradiated and analyzed by $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ stepwise heating. Rb/Sr analyses on whole rocks (WR) and Kfs were by bulk dissolution; additionally, Kfs Aar 10 was leached stepwise, yielding a fraction L soluble in hot HCl and a residue R.

The least deformed sample, Aar 10, gives a staircase-shaped age spectrum, such as are frequently interpreted as "diffusion profiles" (fig. 1). The two more deformed samples, Aar 12 and Aar 17, have flat age spectra which define the same age as the initial heating steps of Aar 10.

Two interpretations are possible: (1) following "domain" theory, heating by friction induced Ar loss from an unmodified, homogeneous Kfs. The "domains" inferred using Fick's Law constrain the thermal history of Aar 10. As paleotemperatures are independently known, Aar 10 could only have spent ≤ 0.95 years at peak T. The unreasonable slip rate discredits this approach. (2) Petrographic observation shows all Kfs, especially Aar 10, to be a heterogeneous mixture. This is easily diagnosed in three-element correlation diagrams (fig. 2), which demonstrate the coexistence of a young, Cl-poor and Ca-rich Kfs overgrowing an older, Ca-poor Kfs generation.

Even more conclusive proof is provided by the Sr isotopic record. WR of deformed rocks have higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, demonstrating open-system behaviour and mass transfer. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of Kfs Aar 10-L is 0.7355 ± 3 , while that of R is 0.7328 ± 3 . The alteration signature in L is clear.

The "Kfs separates" thus consist of distinct mineral phases that were formed diachronically and that retain their characteristic chemical signature. They are termed hygromorphometers because their morphology (comminution and recrystallization in the shear zone) is favoured or even controlled by the availability of water, as attested by the petrography of the rocks. Their Ar/Ar age spectra have nothing to do with Fickian diffusion.



17^{ème} rencontre du GTS. Zurich, 31st March-1st April 2000. Oral

P-T-t evolution modelling versus ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr mineral ages: Example of the Aar Massif shear zones. (External Swiss Alps)

Nathalie CHALLANDES¹, Didier MARQUER¹, Igor M. VILLA²

¹ Geological Inst., Neuchâtel University, Switzerland

² Isotopengeologie, Bern University, Switzerland

In orogenic belts, the acquisition of absolute ages corresponding to different deformation phases is of importance to understand the tectono-metamorphic history, as well as rates of burying, exhumation and cooling. Since a long time, the radiometric datation techniques were used in attempt to define the absolute ages of deformations. Nevertheless, in deformed rocks, the behaviour of isotopic systems are frequently difficult to interpret because isotopic closure and/or diffusion of the isotopic system are often dependent of many factors such as temperature, mineral type, diffusion parameter, grain size reduction and fluid circulations. The aim of this study is to test the isotopic behaviour of two famous radiogenic systems within high-strained deformation zones affecting metagranites. We focused our attention on biotites and white micas ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb/Sr systematics because they were classically used to constrain regional cooling history.

The late Variscan Aar metagranite and Grimsel granodiorite belong to the External Crystalline Massifs in the Central Swiss Alps and underwent Oligo-Miocene heterogeneous deformation. This greenschist facies deformation, under temperature about 450°C, leads to the occurrence of anastomosed shear zones surrounding lenses of weakly deformed rocks. Si content in pheng (Marquer, 1987) in the studied shear zones and surrounding area of the Grimsel granodiorite allows us to re-evaluate pressure conditions at around 6 kbar.

To model the P-T-t path of the ECM without considering data based on mineral ages, a stepwise application of discrete Fourier transform solutions is applied using the Macintosh program developed by Neil S. (Mancktelow, 1998). The initial and geological boundary conditions are the incorporation age of the Taveyannaz volcano-clastic sandstones (youngest North Helvetic flysch) into the accretionary prism, about 33 Ma ago, the metamorphic peak conditions (450°C-6 kbar) and the actual surface position of the studied shear zones. Taking the beginning of overthrusting at 33Ma, this model shows that the *P* peak and the *T* peak are reached after around 10 Ma and 15 Ma, respectively. The timing of these metamorphic conditions (23 to 18 Ma ago) is relatively concordant with the expected time of ductile deformation phase based on the deformations of the Helvetic domain (Kiental phase: 25-20 Ma; Burkhard, 1988).

Into two pluri-decametric shear zones, we selected three rock types in each shear zone: a weakly deformed metagranite, an orthogneiss and a mylonite. None of these zones present observable superimposed structures or later large hydrothermal alteration. Biotites and phengites were separated and analysed by conventional ^{39}Ar - ^{40}Ar stepwise heating and Rb/Sr method. The plateau ages are defined if the ages recorded by contiguous gas fractions present similar apparent Ca/K and Cl/K ratios and are together similar within analytical uncertainty. Rb/Sr ages are given by the data points of whole rock and minerals plotted on a line in isochron diagram. In essence, the age data of the rocks sampled in the progressively deformed profiles scatter in Oligo-Miocene time, but do not present a systematic decrease of age values correlating with the grain size reduction in the sampled shear zones and mineral types. Furthermore ^{39}Ar - ^{40}Ar biotites and white micas ages give results (21-16 Ma) close to the calculated *T* peak conditions despite their mineral grain size while Rb-Sr whole rock-mineral ages scatter from ages corresponding to *T* peak conditions to young ages around 10 Ma in the deformed samples.

These results of ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr dating in shear zones give evidence for the strong influence of late fluid circulations. It is definitively demonstrated that the temperature is not the main limiting parameter of the isotopic closure and that fluid circulations play a major role in isotopic resetting. Furthermore, this study shows that the ^{39}Ar - ^{40}Ar method allows to date the last stage of ductile deformation, i.e. temperature peak, and is less sensitive to late fluid circulations rather than the Rb/Sr method. Because the mylonitic zones correspond to preferential pathways to late fluid circulations, we suggest to sample orthogneissic rocks outside these fine-grained rocks for future structural-geochronological studies. The obtained ages give new indications on the Oligo-Miocene tectono-thermal evolution of the External Crystalline Massifs. These new results emphasise large fluid circulations through the Aar Crystalline Massif at around 10 Ma, perhaps, corresponding to deep fluid expelled during the underthrusting of European continental crust below the ECM at the time of the Jura formation.

ANNEXES D

(AUTRES ARTICLES)

Seismic properties of high strained marbles from the Splügenpass, Central Alps

L. Burlini¹, D. Marquer², N. Challandes², S. Mazzola³ and N. Zangarini³

¹Centro di Studio per la Geodinamica Alpina e Quaternaria CNR, I-20133 Milano

²Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

³Dipartimento di Scienze della Terra, University of Milano, I-20133 Milano

J. Struct. geol., 20, 2/3, 277-292.

Pre-Alpine High grade metamorphism in High Himalaya Crystalline Sequences: Evidences from Lower Palaeozoic Kinnar Kailas granite and surrounding rocks in the Sutlej Valley (Himachal pradesch, India).

D. Marquer, H.S. Chawla and N. Challandes

Institut de géologie, Université de Neuchâtel, CH-2007 Neuchâtel

Eclogae Geologicae Helvetiae 93 (2000) 207-220

INDEX DES FIGURES

- figure I-1 Exemples de chemins pression-température théoriques (1, 2 et 3) d'une unité impliquée dans un processus de subduction-collision, résultant d'un probable enfouissement suivi par le métamorphisme (P et T pics) et éventuellement l'exhumation. Ve et Vmr symbolisent respectivement le géotherme non perturbé et le géotherme de relaxation maximale (England and Thompson, 1984). 18
- figure I-2 Abaque de la variation de la température de fermeture (t_c) du système K-Ar appliqué à la muscovite en fonction de la taille des grains (taux de refroidissement de 20°C/Ma), selon différents coefficients de diffusion. A: $D_0 = 0.11 \text{ cm}^2/\text{s}$ recalculé d'après Hames and Cheney (1997) et $E = 250 \text{ kJ/mol}$; B: $D_0 = 0.04 \text{ cm}^2/\text{s}$ et $E = 218 \text{ kJ/mol}$ (Hames and Bowring, 1994); C: $D_0 = 3.9 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^2/\text{s}$ et $E = 180 \text{ kJ/mol}$ (Robbins, 1972). 26
- figure I-3 Abaque de la variation de la température de fermeture (t_c) du système K-Ar appliqué aux micas en fonction de la taille des grains, selon différents taux de refroidissement. A: Biotite, $D_0 = 0.78 \text{ cm}^2/\text{s}$ et $E = 250 \text{ kJ/mol}$ d'après Villa and Puxeddu (1994); B: Muscovite, $D_0 = 0.11 \text{ cm}^2/\text{s}$ recalculé d'après Hames and Cheney (1997) et $E = 250 \text{ kJ/mol}$. 27
- figure I-4 Diagramme du taux de flux de fluide ($\text{m}^3/\text{m}^2 \cdot \text{s}$) par rapport au temps (an) (Thompson, 1997) (figure 17.3 de la page 301). Les lignes diagonales représentent le flux de fluide intégré (m^3/m^2). 28
- figure I-5 Evolution théorique du strontium de trois roches totales ignées co-magmatiques (RT, RT' et RT'') et des minéraux (Ap, Kfs, Bt) de RT' après un événement métamorphique. a) Au temps initial $t=0$, lors de la cristallisation du magma, les roches totales et minéraux associés possèdent le même rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: tous sont alignés selon une droite de pente zéro. Ces ensembles évoluent en système clos et se déplacent selon une trajectoire de pente -1 jusqu'à t_1 . b) Lors d'un événement métamorphique, il y a migration du Sr^* entre les constituants minéraux de la roche. Ainsi les micas riches en Rb et pauvres en Sr vont facilement perdre le Sr radiogénique qui va être piégé par des minéraux pauvres en Rb et riches en Sr (plagioclases, apatite,...). Cette diffusion du Sr va cesser lorsque tous les minéraux seront à l'équilibre isotopique (rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ identiques). Cette diffusion se réalisant à l'échelle millimétrique ou centimétrique, la roche totale ne sera pas affectée et continuera à évoluer en système clos. Graphiquement, il y a basculement de l'isochrone minéraux (traitillé) autour de la roche totale correspondante et la pente devient nulle. c) Quand l'événement métamorphique est terminé, les minéraux et la roche évoluent en système clos. Au moment de la mesure, les minéraux sont alignés selon une isochrone t_2 -min (pointillée) dont l'âge donne le temps écoulé depuis la ré-homogénéisation isotopique, donc depuis l'âge de cet événement métamorphique. Les roches totales qui sont restées en système clos depuis $t=0$ déterminent une isochrone t_2 -RT dont l'âge correspond à celui de la cristallisation du magma, modifié d'après Duthou (1992). 37
- figure I-6 Spectre d'âges ^{39}Ar - ^{40}Ar d'une phengite du granite de l'Aar (mylonite: Aar 17) illustrant un âge intégré et un âge plateau. 40
- figure I-7 Spectres d'âges (A) et du rapport ^{37}Ar - ^{39}Ar (B) de deux séparations minérales (pyroxènes) du sill de Munro-Warden, Ontario (Hanes, 1991). Les lignes verticales pointillées divisent les spectres en 4 zones représentant le gaz de différents réservoirs. 40
- figure I-8 Analyse ^{39}Ar - ^{40}Ar d'un mica blanc (RA 4120) d'un dyke granitique du champ géothermique de Larderello-Travale (Villa et al., 1997). a) Spectre de Cl/K. La tendance décroissante est interprétée comme le mélange de deux phases: les rapports élevés de Cl/K reflètent le dégazage d'un mica hydrothermal, tandis que les rapports Cl/K bas correspondent à la muscovite magmatique. b) Spectre d'âges ^{39}Ar - ^{40}Ar en escalier, anti-symétrique au spectre de la figure II-7a, dû au mélange de deux phases. Le "plateau" central postulé est un artefact et n'a pas de signification géologique. 41
- figure I-9 Spectres d'âges de micas blancs provenant de roches métamorphiques de Naxos, Grèce (Wijbrans and McDougall, 1986). Phengites pures (a), Muscovites pures (c), ainsi qu'un mélange artificiel à 75 % de Phe et 25 % de Ms conduisant à un spectre d'âges en selle (c). 42
- figure I-10 Représentation schématique des zones de cisaillement échantillonnées dans le massif de l'Aar (MCE) avec localisation de l'échantillonnage géochimique: Aar10 & Aar31, roches faiblement déformées (carrés blancs); Aar12 & AD20, orthogneiss (carrés gris); Aar17 & ACIIh, mylonites (carrés noirs). 43
- figure I-11 Représentation schématique des zones de cisaillement D1 (RSZ1, RSZ2) échantillonnées dans la rhyolite de Roffna (Nappe de Suretta) avec localisation de l'échantillonnage géochimique: RSZ1x, y et a & RSZ2a, roches faiblement déformées (carrés blancs); RSZ1b, RSZ1c & RSZ2b, orthogneiss (carrés gris); RSZ1d, RSZ1e & RSZ2c, mylonites (carrés noirs). 44
- figure I-12 Intensité de la déformation ($\gamma = \tan \Phi$) en fonction du profil d'échantillonnage (rhyolite de Roffna, zone de cisaillement RSZ1); Φ : angle entre la schistosité S et le plan de cisaillement C, d_c : distance de l'échantillon par rapport à la mylonite. d_{tot} : distance totale du profil de déformation échantillonné. Mylonite: $d_c/d_{\text{tot}} < 0.1$. 44

- Figure II-1 Simplified geological map of the Swiss Alps. Asterisk in the Aar massif, External Crystalline Massif: location of the studied shear zones (Swiss topographic co-ordinates of samples: Aar granite: 667.90-160.45; Grimsel granodiorite: 668.50-158.40). NW-SE line: orientation of the cross-section (Figure II-3). 54
- Figure II-2 a) Si/Al-content in phengites in the Grimsel granodiorite shear zone (Table II-1). Black squares: mylonites; white squares: orthogneisses. b) P-T conditions of the greenschist-facies deformation affecting the Grimsel granodiorite (oblique stripped area). Temperature conditions: $450 \pm 3^\circ\text{C}$ (Bt-Qtz oxygen isotopes recalculated after Fourcade et al., 1989). Dashed lines corresponding to Si-content in phengites (Figure II-2a) after Massonne and Schreyer (1987). Albite-Oligoclase equilibrium after Maruyama et al. (1983). 55
- Figure II-3 Tectonic evolution of Alpine front since upper Eocene, modified after Burkhard (1988). White star: projected location of the studied shear zones (Grimsel area, Haslital). MZ: Mesozoic sedimentary cover; UH: Ultra-helvetic unit; D: Doldenhorn nappe; W: Wildhorn nappe; UMM: Lower Marine Molasse; USM: Lower Fresh Molasse; OMM: Upper Marine Molasse; OSM: Upper Fresh Molasse. 57
- Figure II-4 Two models for derived P-T-t path of the Grimsel granodiorite (ECM) using a standard discrete Fourier transform solutions (Macintosh DialogExhume program developed by Neil S. Mancktelow (1998). (See text for explanation). 60
- Figure II-5 a and b: Ca-Cl-K correlation diagram of the Aar granite and Grimsel granodiorite micas, respectively. c: ^{36}Ar - ^{40}Ar vs. ^{39}Ar - ^{40}Ar isochron diagram, Aar granite biotites. Open triangles: weakly deformed rocks; open dots: orthogneisses; black squares: mylonites. Error bars are smaller than symbol size except where shown. 63
- Figure II-6 Biotites and phengites ^{39}Ar - ^{40}Ar age spectra for the Aar granite and Grimsel granodiorite samples. Integrated ages are performed on the total steps. Isochemical ages are defined by using chemical correlation diagram (Figure II-5), following Belluso et al. (2000). 65
- Figure II-7 Calculated closure temperatures for K-Ar in micas versus grain size, translated on the ECM modelled T-t paths. Retrograde paths: dashed line: model 1 (Figure II-4c); plain line: model 2 (Figure II-4f). 68
- Figure II-8 Rb-Sr isochron plots for the Aar granite and Grimsel granodiorite samples. Bold dashed lines: 18 Ma reference lines corresponding to first (a) fluid inclusions generation age as indication (recalculated after Mullis, 1996; Figure II-4b and e). Fs: Feldspar; Bt*: Rennes analyses. 70
- Figure II-9 ^{39}Ar - ^{40}Ar isochemical age and Rb-Sr dating results correlated with the modelled Oligo-Miocene Pt-Tt paths of the ECM (model 1, Figure II-4). White, grey, and black symbols correspond to weakly deformed, orthogneiss and mylonite samples, respectively. 72
- Figure II-10 Spectres d'âges et des rapports Ca/K et Cl/K apparents par rapport au % cumulé d' ^{39}Ar libéré pour les feldspaths alcalins du granite de l'Aar. 77
- Figure II-11 Diagrammes de corrélation Ca-Cl-K-âge des feldspaths alcalins du granite de l'Aar. Carrés blancs: roche faiblement déformée; carrés gris: orthogneiss; carrés noirs: mylonites. Les numéros au centre des symboles correspondent au label des paliers (Table II-5). Les flèches relient plus ou moins les termes extrêmes d'une composition binaire et indiquent la direction du plus jeune composé. 78
- Figure II-12 Image BSE (back-scattered electron) (à gauche) et microphotographie (à droite) d'un grain de feldspath potassique de l'échantillon Aar10 (faiblement déformé). Le trait gras indique la trajectoire du profil A-A', Aar10_2, de mesures effectuées à la microsonde (Figure II-13). Noter le grain perthitique (image BSE, à gauche) et ses inclusions fluides. Diamètre du grain: $\sim 150 \mu\text{m}$. 80
- Figure II-13 Diagrammes ternaires des feldspaths illustrant les analyses microsondes effectuées sur des grains isolés de Kfs (Aar10) (Table III-6). Les profils Aar10_30 et _31 ne présentent pas de grandes variations de la composition des grains analysés. Le profil A-A'Aar10_2, représenté sous les diagrammes ternaires, montre une déstabilisation de la phase potassique vers une phase sodique de manière discontinue au sein du minéral, associée à des domaines perthitiques. Les analyses en bordure et en cœur de grains indiquent une albitisation partielle du Kfs. 81
- Figure III-1 Carte tectonique simplifiée de la zone pennique supérieure grisonne des Alpes centrales avec localisation du secteur étudié (rectangle). 89
- Figure III-2 Coupe géologique de la zone pennique supérieure des Alpes centrales avant la déformation D4, d'après Stampfli et al. (1998). 89
- Figure III-3 Diagramme P-T du sommet de la nappe du Suretta, modifié d'après Nussbaum et al. (1998). Trajet P-T pré-alpin: flèche noire. Trajet P-T-d alpin: flèche grise. D1, D2 et D3 représentent la séquence des déformations alpines. Diagrammes ACF d'après Evans (1990). 91
- Figure III-4 Chemins P-T compilés du nord et du sud des nappes de Suretta et Tambo d'après Huber (1999). Les phases de déformations sont labellisées: D1, D2 et D3. Noter l'augmentation de température lors de la phase D2 dans la partie sud des nappes de Tambo et Suretta, alors que la partie nord est soumise à une décompression isotherme lors de D2 (Huber, 1999). Tb: Tambo, Su: Suretta. 92

- figure III-5 Esquisse de l'évolution tectono-métamorphique des nappes briançonnaises de Suretta et Tambo, modifiée d'après Marquer et al. (1994). D1: subduction valaisanne menant à des conditions de HP (faciès schistes bleus); D2: collision continentale lors de la décompression isotherme dans les conditions du faciès schistes verts; D3: collision continentale dans les conditions de bas degré du faciès schistes verts menant à la géométrie actuelle de la pile de nappes. Le profil de la coupe est parallèle aux failles normales subverticales de la D4. FPT: chevauchement pennique frontal, TMZ: Turba mylonite zone, ECMT: chevauchement des massifs cristallins externes, IL: ligne insubrienne. 118
- figure III-6 Tableau de corrélation résumant les travaux de différents auteurs sur les déformations dans les nappes penniques supérieures. Modifié, d'après (Nussbaum, 1995). 119
- figure III-7 Profil géologique interprétatif N-S au niveau du Col du Splügen. Noter, au sommet de la nappe de Tambo, les structures d'interférences entre D1 et D2 caractérisées par le rétroplissement (D2) d'écaillés (D1). Les plis ouverts à vergence nord (marches d'escalier) sont caractéristiques de la déformation D3. 123
- figure III-8 Profil structural interprétatif N-S au niveau du Col du Splügen (Figure III-7) complété par les projections stéréographiques (Canvas de Lambert-Schmidt, hémisphère inférieur). 124
- figure III-9 Profil géologique interprétatif W-E au niveau du thalweg de Chistentobel. Cette coupe illustre la déformation D2. Elle est caractérisée par un plissement à vergence SSE. Les plis P2 se présentent comme des plis d'entraînement associés à des zones de cisaillement normales à pendage vers l'Est. 133
- figure III-10 Profil structural interprétatif W-E au niveau du thalweg de Chistentobel. 134
- figure III-11 Profil géologique interprétatif W-E au niveau du Col de Splügen. Cette coupe montre l'écaillage mineur du sommet de la nappe de Tambo ainsi que de la base de Suretta. Elle illustre la position normal et inverse de la nappe de Starlera. 135
- figure III-12 Profil structural interprétatif W-E au niveau du col de Splügen. Cette coupe illustre l'interférence des déformations ductiles D1 et D2 (schistosité principale, écaillage) avec la déformation fragile D4 (verticalisation locale). 136
- figure III-13 Profil géologique interprétatif WSW-ENE au niveau de Monte Spluga. Cette coupe illustre l'interférence des déformations ductiles D1 et D2 avec la déformation fragile D4 qui se superpose. 137
- figure III-14 Profil structural interprétatif WSW-ENE au niveau de Monte Spluga 138
- figure III-15 Fréquence de la taille des grains porphyriques dans la rhyolite de Roffna. Observations au microscope optique sur lames minces d'après une méthode de comptage linéaire sur un plan XZ à 30° de l'intersection avec le plan de schistosité principale XY. 156
- figure III-16 Evolution de la taille de grain des porphyroclastes de Pl, Kfs et Qtz en fonction de l'intensité de la déformation. La Bt porphyroclastique disparaît dès les premiers stades de déformation. (d_e/d_{100} , cf. Figure I-12). 157
- figure III-17 Analyses modales (%) de la rhyolite de Roffna progressivement déformés. Observations au microscope optique sur lames minces d'après une méthode de comptage linéaire sur un plan XZ à 30° de l'intersection avec le plan de schistosité principale XY. 158
- figure III-18 Evolution des phases minérales avec l'intensité de la déformation. Les % volumiques sont normalisés à partir des analyses chimiques de roches totales par fluorescences des rayons X (FX) et de minéraux par microsonde (Annexes A & B). A: tableau des % volumiques normalisés; B: représentation graphique des données; C: évolution des phases minérales (valeurs moyennes) pour les trois stades de déformation. 159
- figure III-19 Evolution de la composition minérale des feldspaths en fonction de l'intensité de la déformation. Dans le granite faiblement déformé, les porphyroclastes de plagioclase ont la composition de l'oligoclase et les néoblastes celle de l'albite. Dans la mylonite, quelques minéraux résiduels de Kfs persistent, alors que certains fantômes présentent des compositions d'albite. 160
- figure III-20 Formules structurales moyennes des minéraux utilisés par microsonde. (voir Annexes B). 161
- figure III-21 Diagramme de Si en fonction de Al pour les micas de la rhyolite de Roffna analysés par microsonde. A: biotites; B: phengites. NCR24: roche faiblement déformée; NCR 8a: mylonite D1; NCR11: roche présentant des relations S1/S2. 162
- figure III-22 Diagramme de Si en fonction de Al montrant les vecteurs de substitutions tschermakitique et diocta-trioctaédrique pour le groupe des phyllosilicates (Baudin and Marquer, 1993). 163
- figure III-23 Diagramme de Si en fonction de Al pour les phengites de la rhyolite de Roffna analysées en fonction de leur microstructure de déformation (PARTIE III-3.2.7: Table III-1 et Annexes B: tab. B-3). Les micas présentant la substitution diocta-trioctaédrique doivent être écartés de l'étude géobarométrique. 165
- figure III-24 Diagramme P-T de Massonne et Schreyer (1987) sur lequel sont reportées les analyses des phengites des microstructures S1 - C (RSZ3) et S1 - S2 (NCR11). Chaque trait court représente une mesure. La gamme de températures considérées est discutée dans le texte. Ve et Vmr symbolisent respectivement le géotherme non perturbé et le géotherme de relaxation maximale (England and Thompson, 1984). 166
- figure III-25 Diagrammes de Harker. a) oxydes et éléments ne présentant pas de mobilité apparente avec la déformation, b) oxydes et éléments présentant une mobilité apparente avec la déformation. RSZ1z et

- RSZ2a: roches faiblement déformées des zones de cisaillement étudiées, représentatives de l'état de référence chimique de la roche initiale (voir diagrammes pondéraux normalisés, Figure III-26). 172
- Figure III-26 Diagrammes pondéraux normalisés comparant une roche non-déformée de référence (RSZ1z) avec des roches présentant un degré croissant d'intensité de la déformation. Zones d'échantillonnage RSZ1 et RSZ2 (Figure I-11). La zone tramée (hachures verticales) représente les gammes des fluctuations magmatiques. 175
- Figure III-27 Profils de variations des éléments immobiles a) et des éléments mobiles b) en fonction de l'intensité de la déformation. Zones de cisaillement RSZ1 et RSZ2. L'ordonnée correspond à l'éloignement de la mylonite (cm). 177
- Figure III-28 Formule théorique et volume molaire d'après Robie, Hemingway and Fischer, 1979 (1 bar, 298.15 K) (cm^3/moles). 178
- Figure III-29 Tableau de répartition en volume (Figure III-18), en volume molaire (Figure III-28) et en moles ($\times 10$) des différentes phases minérales des roches non déformées. 179
- Figure III-30 Tableau de répartition en volume (Figure III-18), en volume molaire (Figure III-28) et en moles ($\times 10$) des différentes phases minérales des orthogneiss. 179
- Figure III-31 Tableau de répartition en volume (Figure III-18), en volume molaire (Figure III-28) et en moles ($\times 10$) des différentes phases minérales des mylonites. 180
- Figure III-32 Sketch map of the tectonic units of the Eastern Penninic domain (Swiss Alps) and NNW-SSE cross sections showing tectonic evolution, geometry and kinematics of D1, D2 and D3 structures at a regional scale modified after Marquer et al. (1994). Black star: location of the D1 shear zone (Swiss topographic co-ordinates: X: 746.00, Y: 152.25). (Std: Staurolite isograd, metamorphic grade increase towards SW; TMZ: Turba Mylonite Zone; FPT: Frontal Penninic Thrust; ECMT: External Crystalline Massifs Thrust; IL: Insubric mylonites). 186
- Figure III-33 a) Sketch indicating the kinematics of D1 and D2 deformations (modified after Marquer et al, 1996). The small rectangle shows the locality of the studied D1 vertical mylonite, sampled in a domain with no observable later deformational events. At the scale of the investigated area (1.8-centimetres wide), the ultramylonitic domain (UM) is defined as the area where S1 and C are sub-parallel. b) Microphotograph of investigated C-S microstructures in mylonite. D1 micro-structural sites: S1-schistosity and C-planes (C-S nomenclature after Berthé et al., 1979)). 187
- Figure III-34 : a) Microphotograph of D1 and D2 phengites in different microsites of the Roffna metarhyolite (sample NCR11, Table III-1). b) P-T-t path of the northern part of the Suretta nappe during Tertiary Alpine tectonics (D1 and D2 PT conditions after Nussbaum et al. (1998)). Crystallisation pressure of the northern side of the Bergell granodiorite according to Davidson et al. (1996). Steady-state geotherm (V_{∞}) for the post-thickening heat supply is shown by the dashed line, after England and Thompson (1984). The zircon and apatite fission track data for the Roffna metarhyolite are taken from Hurford (1986). The large uncertainty on the zircon closure temperature takes into account both the original estimate by Hurford (1986) and the estimates by Carpena (1992), Villa (1998) and Coyle and Wagner (1998). Phengite Si-contents (3.5/3.35/3.2) according to Massonne and Schreyer (1987): the 3.35 Si-content line refers to the boundary between phengite Si-contents values in S and C-planes (studied shear zone, Figure III-35). The approximate outline of different metamorphic facies is shown on the P-T grid of Yardley (1989). 192
- Figure III-35 Si-content of phengites (p.f.u.) profile across a D1 shear zone section (18-mm). Black dots: phengites in schistosity sites (S1); white dots: phengites in C-planes (C). 193
- Figure III-36 a: Cl/K vs. Ca/K diagram for sample RSZ1e. b: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum, Cl/K and Ca/K ratios for sample RSZ1e showing a staircase shape. The integrated date (all steps) is 59.3 Ma. A (WM2), B (WM1), C (Pl + Ep): inferred Ar reservoir. Numbers (1 to 7) note sequential heating steps. 196
- Figure III-37 a: In-situ UV-laser ablation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for phengite-enriched zones across the D1 shear zone. Black dots: phengite-zones in micro-structural sites defining the schistosity; white dots: phengite-zones in C-planes. b: In-situ UV-laser ablation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for quartz- and plagioclase-zones across the D1 shear zone. Open diamonds: quartz; black triangles: plagioclases. 1σ errors in ages are shown. 198
- Figure III-38 Diagramme Rb-Sr de la rhyolite de Roffna: évolution des roches totales en fonction de l'intensité de la déformation. Ligne de référence: 275 Ma, calculée sur la base de 11 échantillons de roches peu déformées (voir PARTIE III-1.3.1, fig. 6). 203
- Figure III-39 Diagramme Rb-Sr de la rhyolite de Roffna, isochrones minéral-roche totale. a) zone de cisaillement RSZ1, b) zone de cisaillement RSZ2 205
- Figure III-40 Spectres d'âges, de Ca/K et de Cl/K pour les micas de la rhyolite de Roffna (zones de cisaillement RSZ1 & RSZ2) 207

- figure III-41 Diagramme de corrélation Ca/Cl/K/âge pour les micas de la rhyolite de Roffna (zone de cisaillements RSZ1 & RSZ2). Symboles blancs: roches faiblement déformées; symboles noirs: mylonites. 208
- figure III-42 Spectre d'âges (70 premiers % d'³⁹Ar cumulé) pour les phengites de la rhyolite de Roffna (mylonites des zones de cisaillement RSZ1 et RSZ2). Phe1 et Phe2: génération de phengites 1 et 2. 209
- figure III-43 Compilation des âges sur minéraux ³⁹Ar-⁴⁰Ar et Rb-Sr, des zones de cisaillement D1 de la rhyolite de Roffna. 213
- figure III-44 Schémas synthétiques illustrant les transferts de matières dans les zones de cisaillement D1 de la rhyolite de Roffna. a) Interaction avec des fluides syn-métamorphiques. Les transformations minéralogiques syn-métamorphiques gouvernent les transferts de matière. L'échelle d'influence des fluides s'étend progressivement à la zone la plus déformée (orthogneiss et mylonite). L'âge de la D1 (46±3 Ma) et la composition chimique correspondant à la HP (Si=3.4 p.f.u.) sont préservés dans les phengites contenues dans la schistosité. b) Interaction avec des fluides tardifs libérés par les unités sous-jacentes lors de leur enfouissement. L'échelle d'influence des fluides se localise au niveau des plans de cisaillement C. Les phengites néocristallisées ou re-cristallisées dans les plans C présentent des âges de 41 à 25 Ma, systématiquement plus jeunes que ceux qui sont obtenus dans les phengites S1. La composition chimique de phengites C est également affectée par ces circulations de fluides tardifs (Si=3.2-3.3 p.f.u.). 214
- figure III-45 Chemin P-T-t synthétique de la partie frontale de la nappe de Suretta lors de la tectonique alpine tertiaire. 216
- figure IV-1 Compilation finale des résultats géochronologiques ³⁹Ar-⁴⁰Ar et Rb-Sr et de l'histoire des déformations de la nappe de Suretta (domaine interne) (PARTIE III-3.4 et Figure III-34) et du massif de l'Aar (domaine externe) (PARTIE II- 3.8, Figure II-20). Les phases de déformations sont indiquées par D1, D2, D3, D4 et D1_{ductile principale}, respectivement. 221