

**Beiträge**  
**zur Geologischen Karte der Schweiz**  
herausgegeben von der  
**Landeshydrologie und -geologie**  
und der  
**Schweizerischen Geologischen Kommission**

**Matériaux**  
**pour la Carte Géologique de la Suisse**  
publiés par le  
**Service hydrologique et géologique national**  
et la  
**Commission Géologique Suisse**

**165<sup>e</sup> livraison**  
(nouvelle série)

**Anne-Marie Mayerat Demarne**

Neuchâtel

# **Analyse structurale de la zone frontale de la nappe du Tambo (Pennique, Grisons, Suisse)**

Avec 71 figures et 11 tableaux

**1994**

Baumgartner Druck AG, Burgdorf

## Préface des éditeurs

Cette 165<sup>e</sup> livraison des «Matériaux» apporte une vision moderne de la géologie de la zone frontale de la nappe du Tambo, et plus particulièrement de sa structure. Mme Mayerat Demarne a effectué ce travail dans le cadre de sa thèse de doctorat à l'Université de Neuchâtel, avec le soutien du Fonds national suisse de la recherche scientifique.

L'auteur définit deux nouvelles unités structurales dans les sédiments et lames de socle cristallin qui encapuchonnent le front de la nappe du Tambo, et attribue une autre partie de ces sédiments à un prolongement des nappes du Schams. L'accent est mis sur l'étude structurale, à l'aide de méthodes d'analyse nouvelles ou déjà éprouvées. Quatre phases de déformation sont ici définies et décrites dans le détail. Elles permettent à Mme Mayerat Demarne de proposer un schéma palinspastique, comme d'esquisser l'histoire cinématique des nappes du Tambo et de Suretta ainsi que des sédiments qui les entourent.

Lors de sa séance du 24 novembre 1989, la Commission Géologique Suisse (CGS) a pris connaissance du travail de Mme Mayerat, présenté par M. le Prof. S. Schmid. Après que l'auteur y eût apporté quelques modifications, il a été jugé digne d'être publié dans la série des «Matériaux». En juin 1991 M. le Prof. W. Wildi, Président de la CGS, a invité le Service hydrologique et géologique national (SHGN) à en assurer la publication. Les aménagements rédactionnels du texte et des figures encore nécessaires ont malheureusement retardé la parution de l'ouvrage de Mme Mayerat, et ce n'est qu'en juin 1993 que le SHGN a pu disposer du manuscrit définitif pour en préparer la remise à l'imprimeur.

L'auteur est seule responsable du contenu du texte et des illustrations.

Décembre 1993



	Page		Page
Préface des éditeurs . . . . .	2	5. Quantification de la déformation et analyse cinématique . .	35
Table des figures et tableaux . . . . .	4	5.1 Analyse de la déformation finie . . . . .	35
Résumé . . . . .	5	5.1.1 Introduction . . . . .	35
Abstract . . . . .	5	5.1.2 Déformation à l'échelle du grain: maclage de la calcite . . . . .	35
Zusammenfassung . . . . .	6	5.1.3 Analyse de la déformation à l'aide de marqueurs . . . . .	38
1. Introduction . . . . .		5.1.4 Déformation de la matrice . . . . .	41
1.1 Le cadre géographique . . . . .	7	5.1.5 Conclusion . . . . .	41
1.2 Le cadre géologique régional (fig. 2) . . . . .	7	5.2 Analyse de la forme des grains . . . . .	41
1.3 Survol historique . . . . .	8	5.2.1 Buts . . . . .	41
1.4 Les butes . . . . .	9	5.2.2 L'appareil utilisé . . . . .	41
2. Les unités tectoniques . . . . .	9	5.2.3 Principes . . . . .	41
2.1 Les nappes de sédiments . . . . .	9	5.2.4 Les résultats . . . . .	41
2.1.1 Le Trias de l'Adula . . . . .	10	5.2.5 Comparaisons avec la déformation . . . . .	42
2.1.2 La zone de l'Uccello inférieure . . . . .	10	5.2.6 Conclusion . . . . .	44
2.1.3 Le «Gadriol-Zug» . . . . .	12	5.3 Microstructures . . . . .	45
2.1.4 La zone de l'Uccello supérieure . . . . .	12	5.3.1 Minéraux des roches sédimentaires . . . . .	45
2.1.5 La zone d'Andrana . . . . .	13	5.3.2 Minéraux des roches cristallines . . . . .	46
2.1.6 La lame d'Areua . . . . .	13	5.3.3 Conclusion . . . . .	47
2.1.7 La lame des nappes du Schams . . . . .	13	5.4 Analyse cinématique . . . . .	48
2.1.8 Le mélange de Knorren . . . . .	15	5.4.1 Analyse de texture du quartz . . . . .	48
2.1.9 La zone de Bardan . . . . .	17	5.4.2 Autres indicateurs . . . . .	49
2.1.10 La zone d'Andossi . . . . .	17	5.4.3 Interprétation . . . . .	49
2.1.11 Conclusion . . . . .	18	6. Corrélations, interprétation . . . . .	54
2.2 Les nappes de socle . . . . .	19	6.1 Les nappes de l'Adula, du Tambo et de Suretta dans leur ensemble . . . . .	54
2.2.1 Le sommet de la nappe de l'Adula . . . . .	19	6.2 Phases de déformation (structures, métamorphisme, chronologie) . . . . .	57
2.2.2 La nappe de Suretta . . . . .	19	6.2.1 $D_1$ . . . . .	57
2.2.3 La nappe du Tambo . . . . .	19	6.2.2 $D_2$ . . . . .	57
3. Analyse structurale . . . . .	21	6.2.3 $D_3$ . . . . .	57
3.1 Première phase de déformation – $D_1$ . . . . .	21	6.2.4 $D_4$ . . . . .	59
3.1.1 Les structures . . . . .	21	6.3 Epaisseur initiale de la nappe du Tambo . . . . .	59
3.1.2 Répartition et variations locales . . . . .	25	6.3.1 Rétrodéformation $D_2$ et $D_3$ . . . . .	59
3.2 Deuxième phase de déformation – $D_2$ . . . . .	25	6.3.2 Rétrodéformation $D_1$ . . . . .	60
3.2.1 Les structures . . . . .	25	6.4 Relations entre les diverses unités tectoniques: hypothèses, paléogéographie . . . . .	60
3.2.2 Répartition et variations locales . . . . .	26	6.4.1 Lame d'Areua / nappe du Tambo . . . . .	60
3.3 Troisième phase de déformation – $D_3$ . . . . .	28	6.4.2 Lame des nappes du Schams / nappes du Schams . . . . .	60
3.4 Quatrième phase de déformation – $D_4$ . . . . .	28	6.4.3 Roches vertes et ophiolites / sédiments et socle . . . . .	61
3.4.1 Les structures . . . . .	28	6.5 Esquisse palinspastique (fig. 69) . . . . .	61
3.4.2 Répartition et variations locales . . . . .	28	6.6 Cinématique: hypothèse sur la mise en place des nappes . . . . .	62
3.5 Conclusion . . . . .	29	6.7 Spéculation sur la formation d'une lame de cristallin . . . . .	63
4. Métamorphisme . . . . .	30	6.7.1 Introduction . . . . .	63
4.1 La nappe de l'Adula . . . . .	30	6.7.2 La lame d'Areua . . . . .	63
4.1.1 Métamorphisme de haute pression . . . . .	30	7. Conclusions . . . . .	64
4.1.2 Métamorphisme schiste vert . . . . .	31	7.1 Unités tectoniques . . . . .	64
4.2 La zone du Misox . . . . .	31	7.2 Structures et déformations . . . . .	64
4.3 Les unités au front de la nappe du Tambo . . . . .	32	7.3 Corrélations, interprétation . . . . .	65
4.4 La nappe du Tambo . . . . .	33	Remerciements . . . . .	66
4.5 La zone du Splügen . . . . .	34	Bibliographie . . . . .	66
4.6 Conclusion . . . . .	35		

# Table des figures et tableaux

	Page		Page		
<b>Figures</b>					
Fig. 1	Situation géographique du terrain étudié . . . . .	7	Fig. 46	Comparaison entre les axes $X$ de l'ellipsoïde de toutes les mesures, des mesures des PEV et des NEV, avec l'ellipsoïde calculé . . . . .	38
Fig. 2	Carte géologique simplifiée du Pennique de Suisse orientale . . . . .	7	Fig. 47	Pôles des axes $Z$ des ellipsoïdes de déformation finie déterminés à l'aide des macles de la calcite . . . . .	38
Fig. 3	Zones sédimentaires autour de la nappe du Tambo . . . . .	10	Fig. 48	Localisation des échantillons utilisés pour l'analyse de la déformation à l'aide du maillage de la calcite et des galets étirés . . . . .	39
Fig. 4	Unités tectoniques au front de la nappe du Tambo . . . . .	11	Fig. 49	Résultats de l'analyse de la déformation à l'aide de marqueurs . . . . .	40
Fig. 5	Contact concordant entre les schistes lustrés et les prasinites . . . . .	11	Fig. 50	Histogrammes de la taille moyenne des grains . . . . .	42
Fig. 6	Colonnes stratigraphiques de la lame des nappes du Schams et de la nappe du Gelbhorn . . . . .	14	Fig. 51	Histogrammes de l'orientation des grains . . . . .	42
Fig. 7	Brèche gneissique du mélange de Knorren . . . . .	16	Fig. 52	Résultats de l'analyse de la forme des grains . . . . .	43
Fig. 8	Plis $F_2$ dans le mélange de Knorren . . . . .	16	Fig. 53	Comparaison entre les paramètres d'intensité de déformation mesurés à l'aide des macles de la calcite et par l'analyse de la forme . . . . .	43
Fig. 9	Profils stratigraphiques dans la zone d'Andossi . . . . .	18	Fig. 54	Axes principaux des ellipsoïdes de forme et de déformation . . . . .	44
Fig. 10	Colonnes stratigraphiques des nappes de sédiments entourant la nappe du Tambo . . . . .	18	Fig. 55	Pôles de la schistosité et du plan $XY$ des grains . . . . .	44
Fig. 11	Isohypses des corps d'orthogneiss du front de la nappe du Tambo . . . . .	20	Fig. 56	Microstructures de la calcite . . . . .	45
Fig. 12	Contact schistes lustrés / gneiss d'Areua . . . . .	22	Fig. 57	Structure en mortier dans une zone monominérale de quartz . . . . .	46
Fig. 13	Interférence entre $D_1$ et $D_2$ . . . . .	22	Fig. 58	Bandes de déformation et nombreux sous-grains dans une zone monominérale de quartz . . . . .	47
Fig. 14	Orientation moyenne de la schistosité $S_1$ . . . . .	22	Fig. 59	Plagioclase fracturé, avec recristallisation de quartz dans les fractures . . . . .	47
Fig. 15	Orientation de la schistosité $S_1$ . . . . .	23	Fig. 60	Muscovite en forme de fuseau . . . . .	47
Fig. 16	Pli $F_1$ dans la zone de l'Uccello supérieure . . . . .	23	Fig. 61	Microstructure du quartz dans une veine quartzitique . . . . .	49
Fig. 17	Stéreoigrammes des axes de plis $F_1$ et des linéations d'étirement minérales $L_1$ et $L_3$ . . . . .	23	Fig. 62	Orientation des axes $c$ du quartz . . . . .	51
Fig. 18	Répartition spatiale des linéations d'étirement minérales $L_1$ et $L_3$ . . . . .	24	Fig. 63	Profils géologiques synthétiques dans des directions NNW-SSE et E-W . . . . .	53
Fig. 19	Répartition spatiale des axes de plis $F_1$ . . . . .	24	Fig. 64	Isohypses du toit de chacune des trois nappes penniques du Rheinwald . . . . .	54
Fig. 20	Coupe W-E montrant le pli $F_1$ à grande échelle . . . . .	24	Fig. 65	Coupe horizontale à 2000 m . . . . .	55
Fig. 21	Stéreoigrammes de densité des pôles de $S_2$ . . . . .	25	Fig. 66	Traces axiales des plis principaux des nappes penniques de Suisse orientale . . . . .	56
Fig. 22	Stéreoigrammes de densité des axes de plis $F_2$ . . . . .	25	Fig. 67	Coupe schématique au travers des trois nappes penniques du Rheinwald . . . . .	56
Fig. 23	Répartition spatiale des axes de plis $F_2$ . . . . .	26	Fig. 68	Calcul de l'épaisseur initiale de la nappe du Tambo . . . . .	59
Fig. 24	Coupe N-S perpendiculaire aux axes de plis $F_2$ , à l'ouest du terrain étudié . . . . .	26	Fig. 69	Carte paléontologique schématique de la Suisse orientale au Jurassique . . . . .	62
Fig. 25	Traces axiales des plis $F_2$ à grande échelle au front de la nappe du Tambo . . . . .	26	Fig. 70	Schémas possibles de la formation d'une lame de cristallin . . . . .	63
Fig. 26	Flanc ouest du Guggernüll . . . . .	27	Fig. 71	Coupe hypothétique du domaine pennique avant les déformations alpines . . . . .	64
Fig. 27	Coupe NNW-SSE perpendiculaire aux axes de plis $F_2$ , à l'est du terrain étudié . . . . .	27			
Fig. 28	Stéreoigrammes de densité des pôles de la schistosité $S_4$ et des axes de plis $F_4$ . . . . .	28			
Fig. 29	Interférence entre les phases de déformation $D_1$ , $D_2$ et $D_4$ . . . . .	28			
Fig. 30	Répartition spatiale des axes de plis $F_4$ . . . . .	29			
Fig. 31	Crénulation $S_4$ en chevrons . . . . .	29			
Fig. 32	Schéma de la géométrie des structures dans les unités au front de la nappe du Tambo . . . . .	29			
Fig. 33	Carte des isogrades du métamorphisme tertiaire . . . . .	30			
Fig. 34	Emplacements des paragenèses de haute pression dans la nappe de l'Adula . . . . .	30			
Fig. 35	Paragenèse dans un gneiss de l'Adula . . . . .	31			
Fig. 36	Grenat et ombres de pressions moulés par la schistosité $S_1$ . . . . .	32			
Fig. 37	Rétromorphose d'amphiboles en chlorite, quartz et albite . . . . .	32			
Fig. 38	Rétromorphose d'actinote en chlorite, quartz et calcite . . . . .	33			
Fig. 39	Grenat à inclusions sans relation avec la schistosité . . . . .	33			
Fig. 40	Amphibolite de la nappe du Tambo . . . . .	34			
Fig. 41	Droites de réaction calculées à l'aide du programme de PERKINS et al. (1986) . . . . .	34			
Fig. 42	Microstructure d'un marbre . . . . .	36			
Fig. 43	Comparaison des résultats des trois méthodes de quantification de la déformation utilisées . . . . .	37			
Fig. 44	Relations entre les NEV de toutes les mesures et celles sans les mesures présentant les plus grandes déviations . . . . .	37			
Fig. 45	Résultats de l'analyse de la déformation finie à l'aide du maillage de la calcite . . . . .	37			
				<b>Tableaux</b>	
			Tab. 1	Nomenclature des unités tectoniques . . . . .	8
			Tab. 2	Résumé des différentes phases de déformation . . . . .	29
			Tab. 3	Relations entre le métamorphisme et les phases de déformation . . . . .	35
			Tab. 4	Résultats des mesures du maillage de la calcite . . . . .	36
			Tab. 5	Résultats de l'analyse des marqueurs de la déformation . . . . .	39
			Tab. 6	Orientation et paramètres de l'ellipsoïde de déformation finie . . . . .	40
			Tab. 7	Résultats de l'analyse d'images . . . . .	43
			Tab. 8	Localisation des échantillons utilisés pour l'analyse de texture . . . . .	48
			Tab. 9	Corrélations des phases de déformation dans le Pennique du Rheinwald . . . . .	58
			Tab. 10	Chronologie des phases de déformation au front de la nappe du Tambo . . . . .	58
			Tab. 11	Paramètres moyens des ellipsoïdes de déformation finie . . . . .	59

Plusieurs unités tectoniques composent l'ensemble des sédiments situés au front de la nappe du Tambo. Depuis la nappe vers le nord, on rencontre:

- Le mélange de Knorren: un ensemble d'éléments provenant à la fois de la zone du Misox et de la zone du Splügen enrobés dans une matrice qui ressemble à un flysch.
- La lame d'Areua: une mince lame de cristallin composée d'un orthogneiss, avec quelques sédiments permo-carbonifères et quartzites du Trias basal.
- La lame des nappes du Schams, tectoniquement au-dessus de la lame d'Areua.
- Plusieurs unités de schistes lustrés contenant des prasinites et des ophiolites.

Au sommet de la nappe du Tambo, il y a quelques sédiments autochtones permo-carbonifères et triasiques, alors que d'autres sédiments triasiques sont fortement écaillés et allochtones.

Ce cadre tectonique est différent de celui de GANSSER (1937a), ZURFLÜH (1961) et STROHBACH (1965), et permet des interprétations paléogéographiques nouvelles.

Quatre phases principales de déformation affectent la partie frontale de la nappe du Tambo, ainsi que les sédiments qui l'entourent:

- La première phase  $D_1$  se marque par une schistosité pénétrative et quelques plis isoclinaux. Tous les chevauchements ont été activés, réactivés ou plissés lors de cette phase complexe. Une linéation d'étirement minérale est parallèle aux axes de plis et orientée NNW-SSE. Les indicateurs cinématiques montrent un déplacement du compartiment supérieur vers le NNW. Un fort aplatissement quantifié par l'analyse de la déformation, avec 30-50% de raccourcissement, est associé à  $D_1$ . Le métamorphisme prograde, de faciès schiste vert, est contemporain ou juste postérieur à  $D_1$ . Cette phase a débuté après le dépôt des sédiments les plus

jeunes qu'elle affecte, soit au Crétacé supérieur, et a probablement duré jusqu'à l'Eocène.  $D_1$  correspond à la mise en place des nappes du Schams.

- La deuxième phase de déformation  $D_2$  a provoqué des plis spectaculaires, à l'échelle kilométrique, qui ont surtout affecté les zones au front de la nappe du Tambo. L'ensemble de ces plis peut être corrélé avec les plis en retour des nappes du Schams et du sommet de la nappe de Suretta. Un métamorphisme rétrograde de faciès schiste vert est associé à  $D_2$ . Il paraît probable que cette phase fut active à l'Oligocène supérieur,  $D_1$  et  $D_2$  étant vraisemblablement séparées par l'intrusion de la Bregaglia (30 Ma).
- La troisième phase de déformation  $D_3$  est caractérisée par une linéation d'étirement minérale  $L_3$  orientée E-W, portée par les plans  $S_2$ . Un cisaillement normal, avec décalage des nappes vers l'E, lui est associé.
- La quatrième phase de déformation  $D_4$  est caractérisée par des plis ouverts et une schistosité de crénulation. Cette déformation est régionalement très étendue et fut active au Miocène.

L'étirement des marqueurs mésostructuraux est associé à  $D_2$ , alors que le maclage de la calcite, ainsi que la forme des grains de calcite étudiée à l'aide d'un analyseur d'images indiquent un étirement associé à  $D_3$ , voire  $D_4$ . D'une manière générale, l'étirement majeur est orienté E-W.

Le complexe formé par les nappes du Tambo et de Suretta s'est probablement constitué avant sa mise en place sur la nappe de l'Adula, comme l'indiquent notamment les analyses géométriques à grande échelle. Nous proposons l'hypothèse que le gneiss d'Areua, qui ressemble à celui du Tambo et qui semble plissé sur lui-même (antiforme  $F_1$ ), provienne du sommet de la nappe du Tambo. Cette hypothèse implique une deuxième concernant la patrie des nappes du Schams: pincées à l'intérieur de l'antiforme, elles ne pourraient, elles aussi, qu'être originaires de la zone du Splügen, sur la partie interne de la nappe du Tambo.

## Abstract

The pile of sediments in front of the upper Penninic Tambo nappe in eastern Switzerland consists of the following tectonic units (from the nappe towards the north):

- The Knorren "mélange": elements of rocks belonging to both the Misox and Splügen zones in a flysch-like matrix.
- The Areua slab, a thin slice of basement orthogneiss with some Permo-Carboniferous sediments and Lower Triassic quartzites.
- The slab of the Schams nappes, tectonically located above the Areua slab.
- Several "Bündnerschiefer" units, containing metabasic and ultramafic rocks.

In the uppermost part of the Tambo nappe, autochthonous Permo-Carboniferous and Triassic sediments occur together with strongly sliced Triassic sediments.

The tectonic frame presented here is different with regard to previous interpretations (GANSSER 1937a, ZURFLÜH 1961, STROHBACH 1965) and leads to a new paleogeographic interpretation.

Four main deformation phases are recorded in the frontal part of the Tambo nappe:

- The first deformation phase  $D_1$  is characterised by a penetrative schistosity and tight isoclinal folds. All thrusts were initiated, reactivated or folded during this complex phase. A NNW-SSE oriented stretching lineation is parallel to the fold axes. Kinematic indicators

point to a relatively constant “top to NNW” sense of shear. A quantitative deformation analysis shows a strong flattening with 30–50% shortening. The prograde metamorphism, reaching greenschist facies, is syn- or slightly post- $D_1$ . This phase starts after the deposition of the youngest sediments affected by it, i.e. Late Cretaceous, and probably lasted until Eocene.  $D_1$  corresponds to the thrusting phase of the Schams nappes.

- The second deformation phase  $D_2$  led to the formation of spectacular folds at a kilometric scale and mainly affected the tectonic units in front of the Tambo nappe.  $D_2$  folds correlate with the backfolds recognized in the Schams nappes as well as on top of the Suretta nappe. A retrograde metamorphism of greenschist facies is associated with  $D_2$ . This phase was probably active during late Oligocene, because the Bregaglia intrusion (30 Ma) very likely separates  $D_1$  from  $D_2$ .
- The third deformation phase  $D_3$  is characterized by an E–W oriented stretching lineation  $L_3$  and carried by  $S_2$ -planes. It is associated with a normal, top to the E shearing of the overlying nappes.

- The fourth deformation phase  $D_4$  is characterized by open folds and a crenulation cleavage. It is of Miocene age and regionally widespread.

The stretching of mesoscopic markers is related to  $D_2$ , while calcite twinning and the shape of the calcite grains, examined with an image-analyser, show a stretching related to  $D_3$  and/or even  $D_4$ . The principal stretching direction is generally oriented E–W.

The Tambo–Suretta nappes complex was probably formed before its emplacement on the Adula nappe, as revealed by large-scale geometrical analysis. Because the Areua gneiss shows strong affinities with the Tambo gneiss, and because the former is isoclinally folded (antiform  $F_1$ ), we propose that it is derived from the top of the Tambo nappe. This hypothesis has an important consequence for the provenance of the Schams nappes: as they are pinched within the antiform, they must originate from the Splügen zone, i.e. from the internal part of the Tambo nappe.

## Zusammenfassung

Die Sedimentfolge im Stirnbereich der Tambo-Decke setzt sich aus verschiedenen tektonischen Einheiten zusammen. Von der Tambo-Decke nach Norden folgen:

- Das Knorren-Mélange, in dessen flyschähnlicher Matrix Sedimente der Misoer Zone und der Splügener Zone enthalten sind.
- Die Areua-Lamelle, eine geringmächtige Kristallinlamelle aus Orthogneisen sowie einigen permo-karbonen Sedimenten und untertriadischen Quarzitlinsen.
- Die Schamser Decken, die als dünne allochthone Lamelle tektonisch über der Areua-Lamelle liegen.
- Mehrere Bündnerschiefer-Einheiten, Metabasika und Ultramafitite enthaltend.

Im höchsten Teil der Tambo-Decke treten sowohl autochthone permo-karbone und triadische als auch stark verschuppte und allochthone triadische Sedimente auf.

Dieses tektonische Konzept unterscheidet sich von demjenigen von GANSER (1937a), ZURFLÜH (1961) und STROHBACH (1965). Es führt zu einer neuen paläogeographischen Interpretation.

Die Stirn der Tambo-Decke und die sie umgebenden Sedimente sind durch vier Hauptdeformationsphasen geprägt:

- Die erste Phase  $D_1$  ist durch eine penetrative Schieferung und isoklinale Falten gekennzeichnet. Alle Überschiebungen sind während dieser Phase angelegt, reaktiviert oder verfaltet worden. Die Streckungslineation der Minerale verläuft parallel zu den Faltenachsen in Richtung SSE–NNW. Die Schersinn-Indikatoren weisen auf eine NNW gerichtete Bewegung des oberen Stockwerkes hin. Eine quantitative Verformungsanalyse ergab eine starke Plättung mit 30–50% Verkürzung

für diese Deformationsphase. Eine prograde grünschieferfazielle Metamorphose hat die Gesteine während der Phase  $D_1$  oder unmittelbar danach erfasst. Zeitlich ist diese Phase zwischen dem Ende der Ablagerung der jüngsten noch deformierten Sedimente (Oberkreide) und wahrscheinlich dem Eozän anzusetzen.  $D_1$  entspricht der Platznahme der Schamser Decken.

- Die zweite Deformationsphase  $D_2$  verursachte spektakuläre, grossmassstäbliche Falten, welche die gesamte Sedimentabfolge im Stirnbereich der Tambo-Decke erfassten. Die Gesamtheit dieser Falten wird mit der Rückfaltung der Schamser Decken und des oberen Teils der Suretta-Decke korreliert. Mit der  $D_2$ -Phase assoziiert ist eine retrograde grünschieferfazielle Metamorphose. Ein spätoligozänes Alter für  $D_2$  scheint angezeigt, da  $D_1$  und  $D_2$  wahrscheinlich von der Bergeller Intrusion (30 Ma) getrennt werden.
- Die dritte Verformungsphase  $D_3$  ist durch eine E–W-orientierte und von den  $S_2$ -Flächen getragene Streckungslineation  $L_3$  charakterisiert. Mit  $L_3$  verknüpft ist eine abschiebende Scherbewegung mit Versatz der höheren Decken nach Osten.
- Die vierte Deformationsphase  $D_4$  ist durch offene Falten und eine Runzelschieferung charakterisiert. Sie hat miozänes Alter und ist regional weit verbreitet.

Mesoskopische Streckungen sind an  $D_2$  gebunden, während die mechanische Zwillingsbildung des Kalzites ebenso wie seine mittels Bildanalyse ermittelte Formregelung auf eine mit  $D_3$  oder sogar  $D_4$  assoziierte Streckung hinweisen. Generell ist die Hauptdehnungsachse E–W orientiert.

Der Tambo–Suretta-Komplex wurde wahrscheinlich vor seiner Platznahme auf der Adula-Decke strukturiert.



Dies lässt sich durch grossmassstäbliche geometrische Analysen zeigen. Die Untersuchungen weisen darauf hin, dass der Areua-Gneis, der dem Gneis der Tambo-Decke ähnelt und in sich selbst verfaltet scheint (Antiform  $F_1$ ), vom Dach der Tambo-Decke abzuleiten ist. Diese Hypo-

these hat Konsequenzen für die Herkunft der Schamser Decken: da diese im Innern dieser Antiform eingeklemmt sind, können sie nur aus der Splügener Zone, d.h. aus dem Internbereich der Tambo-Decke, stammen.

## 1. Introduction

### 1.1 Le cadre géographique

Les nappes penniques du Rheinwald se situent au sud-est de la Suisse, dans le canton des Grisons, et s'étendent également vers le sud, en Italie. Le Rhin postérieur prend sa source à l'ouest, sur la nappe pennique inférieure de l'Adula. Le village de Splügen, le plus gros bourg de la région, se localise une cinquantaine de kilomètres au SSW de Coire (fig. 1). Le terrain d'étude est bordé au nord par le Rhin postérieur, à l'ouest par une ligne passant de Hinterrhein à San Bernardino. A l'est, il est limité par le col du

Splügen et le hameau d'Andossi, en Italie. Nous avons principalement travaillé au nord de la coordonnée 146.

Bien que bordée par deux grands cols de transit à travers les Alpes et une autoroute, cette région est restée relativement sauvage. Il n'y a pas d'autre route, et les chemins pédestres sont rares. Ainsi chaque petite vallée a gardé son charme ancestral, et le silence n'y est rompu que par les sonnailles des vaches, les voix de rares promeneurs, ou les tirs des militaires, car le Rheinwald est un champ d'entraînement de l'armée.

### 1.2 Le cadre géologique régional (fig. 2)

Les trois nappes penniques de socle du Rheinwald sont toutes constituées de vieux cristallin (para- ou orthogneiss) et de granitoïdes tardihercyniens. Même si elles sont considérées comme des nappes de socle, elles contiennent plus ou moins de roches sédimentaires (mésozoïques) en position interne. Leurs axes plongent tous d'une vingtaine de degrés environ vers l'E.

A l'ouest se trouve la nappe pennique inférieure de l'Adula (MILNES 1974). Elle affleure au nord jusqu'à Vals (Grisons). Sa structure interne, à grande échelle, comporte un grand pli frontal, un corps intermédiaire relativement peu déformé, et l'antiforme de Cressim au sud qui verticalise les structures dans la «zone des racines». Cette structure est compliquée par des intercalations de marbres dans le cristallin. L'épaisseur de la nappe varie de 2,5 à 5 km. Les sédiments triasiques de son dos sont très écaillés.

La nappe du Tambo (Pennique supérieur) est séparée de celle de l'Adula par la zone sédimentaire du Misox. On y trouve principalement des schistes lustrés et des pras-

nites, ainsi que le «Gadriol-Zug», une mince lame d'orthogneiss (0,1–100 m d'épaisseur) mêlée à des dolomies et des

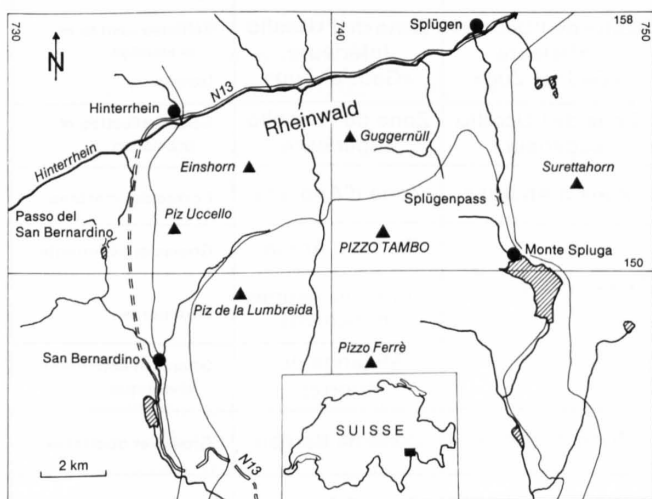


Fig. 1: Situation géographique du terrain étudié.

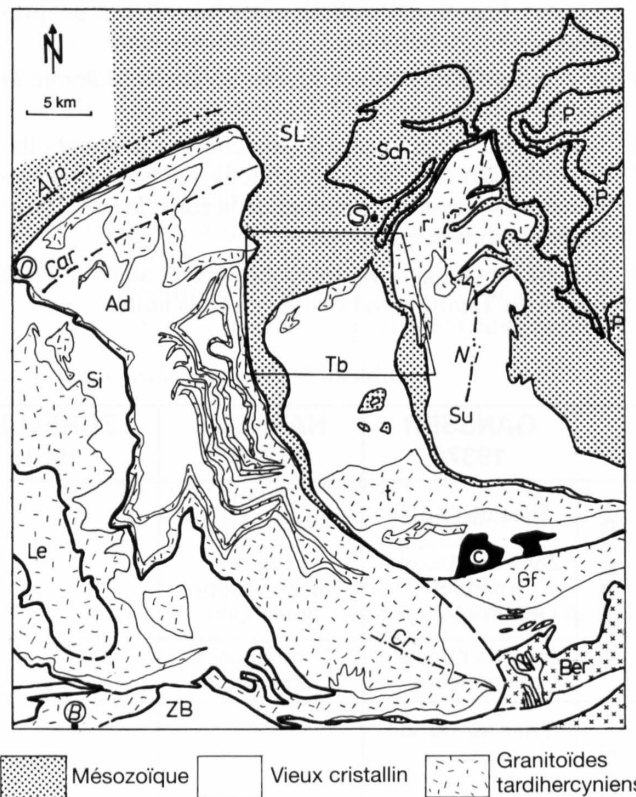


Fig. 2: Carte géologique simplifiée du Pennique de Suisse orientale, avec situation du terrain étudié.

Unités structurales: Ad = nappe de l'Adula, Ber = intrusion de la Breaglia, C = ophiolites de Chiavenna, Gf = masse du Gruf, Le = nappe de la Leventina, P = nappe du Platta, Sch = nappes du Schams, Si = nappe du Simano, SL = Schistes lustrés, Su = nappe de Suretta (r = porphyre de Rofna), Tb = nappe du Tambo (t = granite du Truzzo), ZB = zone de Bellinzona. Traces axiales: Alp = Alpettas, Car = Carassino, Cr = Cressim, Ni = Niemet. Localités: B = Bellinzona, O = Olivone, S = Splügen.

prasinites. Vers le nord, la nappe du Tambo n'affleure pas aussi loin que les nappes de l'Adula ou de Suretta. A son front, on trouve des sédiments divers, tels que des schistes lustrés, des sédiments mésozoïques plus différenciés, des lames de cristallin et un mélange tectonique. La structure interne de la nappe du Tambo est assez simple à grande échelle. Elle ne semble pas avoir été très affectée par les déformations alpines. Son front est très redressé, quelques ondulations marquent sa partie supérieure médiane, et sa partie arrière est incurvée vers l'est. Son épaisseur moyenne est de 4 km. Au sommet de cette nappe se trouvent quelques sédiments autochtones.

La zone du Splügen sépare la nappe du Tambo de celle de Suretta. Elle est constituée principalement de roches permo-carbonifères à triasiques autochtones sur la nappe du Tambo (zone de Bardan), et triasiques allochtones (zone d'Andossi).

A l'est enfin, la nappe de Suretta a une forme générale identique à celle de la nappe du Tambo, mais sa structure interne est compliquée par des plis isoclinaux et des plis en retour.

Les nappes du Schams se situent au nord-est de ces nappes de socle. Elles sont constituées de divers sédiments, principalement mésozoïques, dont l'histoire est liée à celle des nappes penniques.

### 1.3 Survol historique

Dans son travail de 1937, GANSSER rappelle tous les travaux antérieurs effectués dans la région. Il définit deux grandes zones tectoniques dans les sédiments au front de la nappe du Tambo:

- La zone du Miso, composée principalement de schistes lustrés, se subdivise en plusieurs unités (tab. 1):
- 1. le Trias de l'Adula, zone d'écailles contenant des roches triasiques et des lames de cristallin de la nappe de l'Adula;
- 2. la zone de l'Uccello inférieure, composée surtout de schistes lustrés carbonatés assez massifs et de prasinites;
- 3. le «Gadriol-Zug», mince niveau de gneiss, dolomie et roches vertes;
- 4. la zone de l'Uccello supérieure, contenant essentiellement des schistes lustrés, phylliteux à la base, plus carbonatés et massifs au sommet de la zone, avec de rares intercalations de prasinites;
- 5. la zone du Guggernüll, localisée surtout au front de la nappe du Tambo et subdivisée en trois unités:

- a) la zone d'Areua, formée d'une lame de cristallin et de sa couverture sédimentaire,
- b) la zone du Vignone, composée de cristallin et de quelques rares sédiments,
- c) la zone de Knorren, comprenant des lames de cristallin et des roches sédimentaires, surtout des schistes lustrés.
- La zone du Splügen contient essentiellement des sédiments triasiques.

Dans le cristallin, GANSSER (1937a) définit également trois ensembles:

- 1. la «Stirnzone» constituée de vieux cristallin et d'orthogneiss;
- 2. la «Zwischenzone» contenant des paragneiss, marbres et dolomies pouvant être d'âge mésozoïque;
- 3. la zone de Curciosa composée essentiellement de paragneiss et d'amphibolites.

Cet auteur fait une étude détaillée surtout pétrographique et émet quelques hypothèses de mise en place. Il pense que les zones d'Areua et du Vignone sont issues de la zone du Splügen.

Tableau 1: Nomenclature des unités tectoniques au front de la nappe du Tambo

	GANSSER 1937a	NABHOLZ 1945	ZURFLUH 1961	STROHBACH 1965	CE TRAVAIL	Composition
ZONE DU MISOX	Trias de l'Adula	Untere Valserschuppen		Trias de l'Adula	Trias de l'Adula	Ecaillage de Trias et de cristallin
	Zone de l'Uccello inférieure «Gadriol-Zug»	Obere Valserschuppen Aullappen		Zone de l'Uccello inférieure «Gadriol-Zug»	Zone de l'Uccello inférieure «Gadriol-Zug»	Schistes lustrés et prasinites Gneiss
	Zone de l'Uccello supérieure	Tomüllappen Gravaserie		Zone de l'Uccello supérieure	Zone de l'Uccello supérieure	Schistes lustrés et prasinites
ZONE FRONTALE	Trias du Tambo		Zone d'Areua	Zone d'Andrana	Zone d'Andrana	Cornieule, marbres
	Zone d'Areua Zone du Vignone				Lame d'Areua Lame des nappes du Schams	Gneiss et sédiments Sédiments
	Zone de Knorren		Zone de Knorren		Mélange de Knorren	Gneiss et sédiments, chaotique
ZONE DU SPLÜGEN			Zone d'Andossi	Zone de Bardan	Zone de Bardan	Gneiss et quartzites
				Zone d'Andossi	Zone d'Andossi	Cornieule, marbres

JÄCKLI (1941) étudie les nappes du Schams occidental; il parallélise en particulier la zone d'Areua avec celle du Bruschgorn, qui se trouve à la base des nappes du Schams occidental. STREIFF (1962), après une étude détaillée des nappes du Schams oriental, argumente pour une origine des nappes du Schams dans la zone du Splügen.

NABHOLZ (1945) définit les diverses unités dans les schistes lustrés au nord de la nappe du Tambo jusque dans la vallée de Vals, et les parallélise avec les unités décrites par GANSSE (1937a). Sur la nappe de l'Adula, il définit les zones suivantes: *Untere Valserschuppen* (= Trias de l'Adula), *Obere Valserschuppen* et *Aullappen* (qui forment à elles deux la zone de l'Uccello inférieure et le «Gadriol-Zug»), *Gravaserie* et *Tomüllappen* (toutes deux formant la zone de l'Uccello supérieure; tab. 1, fig. 3).

Au début des années 60, quelques thèses effectuées sous la direction de Gansser viennent compléter l'étude surtout pétrographique de la nappe du Tambo et des sédiments qui l'entourent. ZURFLÜH (1961) définit la zone d'Andossi qui appartient à celle du Splügen, au sud du col du même nom; elle se compose de roches triasiques, plus ou moins écaillées. STROHBACH (1965) définit la zone de Bardan, située au sommet de la nappe du Tambo, et qui en constitue la couverture autochtone. BLANC (1965), BRUGGMANN (1965) et WEBER (1966) complètent ces études vers le sud, jusqu'à Chiavenna.

GRÜNENFELDER (1956) et GYSIN (1963) étudient le gneiss de Rofna (nappe de Suretta). PANTIĆ & GANSSE (1977) et PANTIĆ & ISLER (1978) attribuent un âge jurassique moyen à certains schistes lustrés de la zone du Misox grâce à des pollens et du microplancton. Des études géochronologiques sont effectuées, surtout dans le granitoïde de Rofna (HANSON et al. 1969, STEINITZ & JÄGER 1981).

Des études structurales et métamorphiques modernes sont entreprises à partir des années 70. A grande échelle, MILNES (1974, 1978) définit les subdivisions du pennique, et MILNES & PFIFFNER (1980) font un essai de corrélation des déformations le long d'une géotraverse St-Gall-Côme. A plus petite échelle, MILNES & SCHMUTZ (1978) propo-

sent de diviser l'histoire de la déformation de la nappe de Suretta en quatre phases. La première, celle de l'Avers, est caractérisée par le début des écaillages dans les sédiments; la phase de plissement de Ferrera (plis isoclinaux) lui fait suite. Les nappes se seraient mises en place lors de la phase du Schams (ces auteurs argumentent pour une origine des nappes du Schams au sud de la nappe de Suretta), et la phase de Niemet correspond aux grands plis en retour.

PROBST (1980) fait le même exercice dans les schistes lustrés nord-penniques (phases  $B_1$ – $B_5$ ). TEUTSCH (1982) étudie le métamorphisme tertiaire dans la zone du Misox. Le passage du faciès schiste vert au faciès amphibolite se situe près du village de Mesocco.

HEINRICH (1982, 1983) se penche surtout sur le métamorphisme de haute pression dans la nappe de l'Adula. Il détermine des pressions et températures impliquant un enfouissement de la nappe de l'Adula de 30 km au nord, et de 70 km ou plus au sud.

LÖW (1987) décrit l'évolution métamorphique en fonction des quatre phases principales de déformation de la nappe de l'Adula. La phase de Sorreda correspond aux premiers écaillages; elle est suivie par la phase de transport et de mise en place (phase de Zapport), sous les conditions d'un métamorphisme de haute pression, puis de décompression isotherme. La phase de Leis est caractérisée par des plissements parfois en retour; la phase de Carassino a eu lieu lors du métamorphisme tertiaire de faciès schiste vert et a provoqué des plis de flexures.

Des études structurales (SCHREURS en prép.) et sédimentologiques (RÜCK en prép.) des nappes du Schams sont actuellement en cours d'impression.

En ce qui concerne les cartes géologiques (1:25'000 et 1:50'000), seules celles de JENNY et al. (1923), WILHELM (1933) et STREIFF et al. (1971) sont publiées. Nous avons pu utiliser les cartes inédites au 1:25'000 de GANSSE (1937b), ZURFLÜH (1960), STROHBACH (1960) et BLANC (1960) déposées au Service hydrologique et géologique national à Berne.

## 1.4 Les buts

Les buts principaux de cette étude étaient de déterminer:

- le mode de mise en place de la nappe du Tambo (chevauchement ou plissement ?),
- la direction de transport, dans l'hypothèse d'un chevauchement,
- l'épaisseur initiale des corps cristallins,

- la position originelle des nappes de socle et la patrie des sédiments actuellement entre elles et au front de celle du Tambo,
- la genèse de lames de cristallin extrêmement fines dans les sédiments, et souvent associées à des roches de fonds océaniques.

## 2. Les unités tectoniques

### 2.1 Les nappes de sédiments

Les sédiments qui enveloppent le front de la nappe du Tambo sont subdivisés en de nombreuses unités tectoniques. Nos observations nous conduisent à apporter quelques modifications au schéma général de GANSSE (1937a), STROHBACH (1965), ZURFLÜH (1961) et BLANC

(1965), principalement en ce qui concerne la zone du Guggernüll (tab. 1, fig. 3, 4). La zone d'Areua et celle du Vignone supérieure (GANSSE 1937a) sont une seule et même unité tectonique que nous appellerons la *lame d'Areua*, composée essentiellement de cristallin. Les sédi-

ments qui se trouvent tectoniquement au-dessus de celui-ci lui sont totalement allochtones, mais présentent des affinités avec les nappes du Schams. Enfin, la zone du Vignone inférieure et celle de Knorren sont en fait un mélange, regroupées sous le nom de *mélange de Knorren*.

Au col du Splügen, ZURFLÜH (1961) n'a distingué qu'une seule unité tectonique, la zone d'Andossi, entre les nappes du Tambo et de Suretta. STROHBACH (1965) et BLANC (1965) subdivisent par contre cette zone en deux unités distinctes: la zone de Bardan, autochtone sur la nappe du Tambo, et la zone d'Andossi (s.str.) écaillée et composée principalement de sédiments triasiques. Nous avons suivi les propositions de STROHBACH; la zone d'Andossi étant fortement écaillée, elle s'individualise assez nettement de la zone de Bardan, solidaire de son substratum.

Les unités tectoniques enveloppant le front de la nappe du Tambo se répartissent dans trois zones géographiques; d'ouest en est (fig. 3):

- la zone du Misox,
- les unités au front de la nappe du Tambo,
- la zone du Splügen.

Certaines unités tectoniques sont propres à une seule de ces zones, d'autres à deux d'entre elles. Dans les paragraphes suivants, leur description suit un ordre géographique d'ouest vers l'est, qui correspond quasiment à l'ordre structural du bas vers le haut.

### 2.1.1 Le Trias de l'Adula

C'est une zone qui s'étend sur le dos de la nappe de l'Adula, jusqu'à son front (à Vals, sous le nom d'«Untere Valserschuppen», NABHOLZ 1945). Elle est fortement écaillée, avec des roches triasiques carbonatées et du cristallin. Près du contact avec la nappe de l'Adula, quelques bancs de dolomies alternent avec des lames de gneiss de l'Adula. Lorsque l'on s'éloigne de ce contact, les roches carbonatées (dolomies, marbres, cornieules) prédominent alors que les lames de cristallin sont plus rares. L'épaisseur de la zone varie de 5 à 300 m.

### 2.1.2 La zone de l'Uccello inférieure

La zone de l'Uccello inférieure est peu épaisse dans la zone du Misox (<300 m), mais s'épaissit considérablement au front de la nappe du Tambo. Elle se compose de sédiments carbonatés (schistes lustrés) avec des intercalations de prasinites. Plus au nord, elle correspond à l'«Aul-lappen» (NABHOLZ 1945) caractérisé par l'«Aulmarmor», un marbre gris à bleu-gris en plaquettes ou en gros bancs, plus ou moins riche en séricite et muscovite et brunâtre à l'altération. Il a une épaisseur de 1000 m au Piz Aul et s'étend vers le sud, en passant près du Valserhorn, jusqu'au Rheinwald qu'il rejoint entre Nufenen et Hinterrhein. D'après NABHOLZ (1945) et STROHBACH (1965), on le retrouve plus au sud dans la zone de l'Uccello inférieure. Celle-ci s'étend depuis le Passo de la Forcola jusqu'au nord du front de la nappe de l'Adula.

#### 2.1.2.1 Schistes lustrés

Le terme de «Bündnerschiefer» a été utilisé pour la première fois par STUDER (1837) pour décrire une épaisse

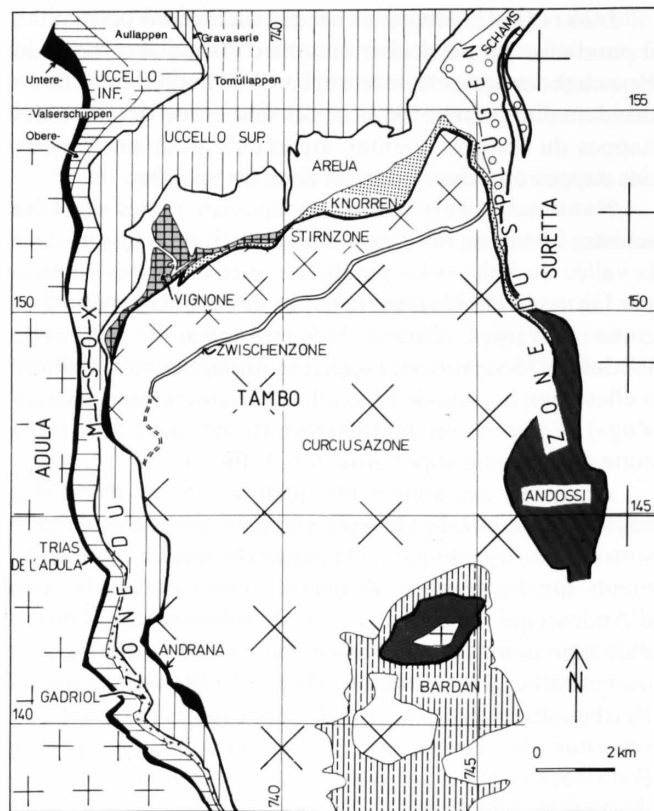


Fig. 3: Zones sédimentaires autour de la nappe du Tambo. Les zones d'Areua, du Vignone, de Knorren et d'Andrana se regroupent dans la zone du Guggernüll. D'après GANSER (1937a), ZURFLÜH (1961) et STROHBACH (1965).

série monotone de schistes gris, schistes marneux ou argileux gris-noir, parfois plus ou moins gréseux. Le terme français de «schistes lustrés» a été introduit par LORY (1860) dans les Alpes occidentales. En fait, le terme allemand et le terme français ne sont pas tout à fait équivalents (TRÜMPY 1958), car les schistes lustrés («calcescisti» en italien) ne forment qu'une partie du cadre paléogéographique des «Bündnerschiefer» (voir aussi BOLLI & NABHOLZ 1959).

Ces schistes lustrés sont des marbres, parfois légèrement gréseux et riches en micas blancs. Ils sont gris-bleu à la cassure et jaunes à l'altération. Les bancs ont quelques centimètres à décimètres d'épaisseur. Il est difficile de les suivre sur une longue distance, car ils ont tendance à être biseautés et relayés par d'autres bancs. Ce biseautage est probablement d'origine tectonique. Dans la partie supérieure, les bancs de marbres alternent avec des bancs gréseux ou marneux, voire argileux, dont la fréquence augmente vers le haut. Les bancs gréseux présentent parfois un granoclassement, et sont toujours carbonatés. Certains niveaux argileux sont parfois totalement exempts de carbonates. Ces intercalations argileuses ont une épaisseur de l'ordre du centimètre à quelques centimètres. L'épaisseur des bancs de marbres est alors identique.

Au sud du village de San Bernardino, les schistes lustrés ont été datés du Jurassique moyen (PANTIĆ & GANSER 1977) à l'aide de pollens et du microplancton.

#### 2.1.2.2 Prasinites

Sous le terme de prasinites, on entend généralement: «une roche de métamorphisme général faible, épizonal ou schiste vert, à schistosité nette, à structure némato- à dia-



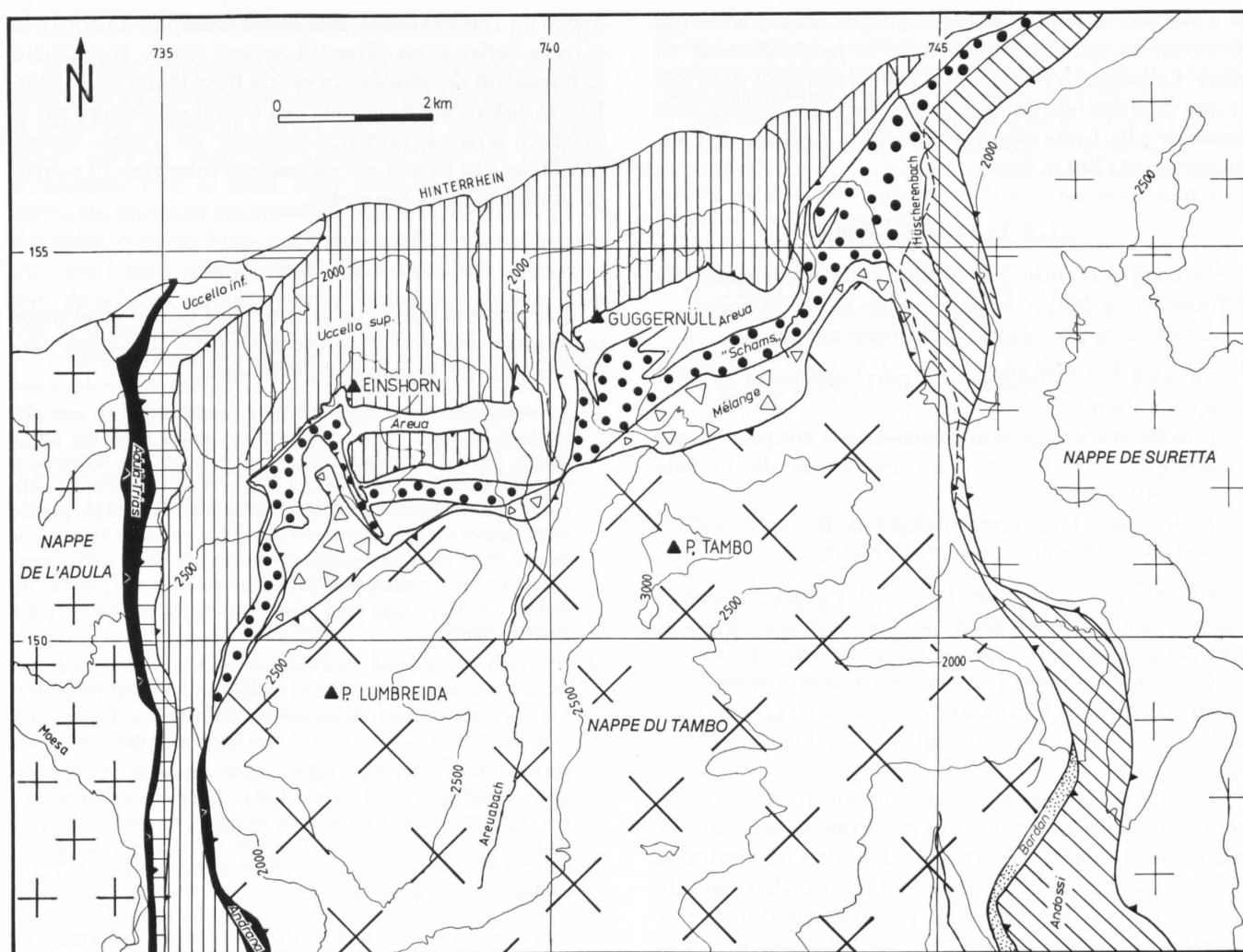


Fig. 4: Unités tectoniques au front de la nappe du Tambo, d'après nos observations.

blastique, vert foncé, à feldspath (albite), épidote, chlorite, amphibole, parfois un peu de calcite» (FOUCAULT & RAOULT 1980).

Trois niveaux de prasinites sont visibles dans la paroi ouest du Piz Uccello. Ils affleurent de manière presque continue, leur épaisseur est de quelque 20–50 m. Vers le nord, par contre, ils ont tendance à être discontinus, à disparaître ou être relayés par d'autres niveaux.

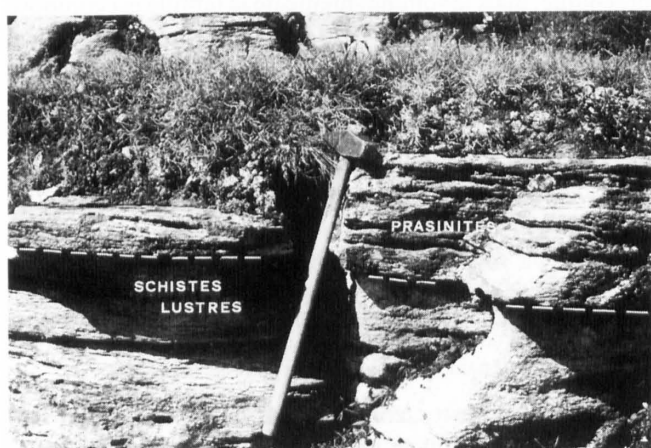


Fig. 5: Contact concordant entre les schistes lustrés et les prasinites (Sassel Batù, 735.1/148.9).

Ces prasinites sont composées d'albites, de chlorites, avec plus ou moins d'épidotes, de carbonates et d'oxydes, ainsi que des micas blancs et des biotites. Les feldspaths sodiques ont une forme arrondie, ils contiennent de nombreuses inclusions (de chlorites, biotites et carbonates) orientées parallèlement à la schistosité (= stratification?).

A Neu Wahli (734.8/153.0), OBERHÄNSLI (1978) a observé une roche massive, ou parfois schisteuse, dans laquelle on reconnaît encore des schlieren clairs (reliques de pyroxènes) et des schlieren foncés (glaucophanes), avec de l'épidote qui forme des niveaux jaunes. Cette roche a un caractère bréchique. L'auteur l'interprète comme étant une brèche basaltique (basalte tholéiitique océanique) ayant subi une altération océanique.

Le contact entre les prasinites et les schistes lustrés est en général parallèle à la stratification. Il est franc (fig. 5), nous n'avons jamais pu voir de contamination macroscopique entre ces deux roches. Au microscope, on observe un léger métamorphisme de contact entre les prasinites et les schistes lustrés. La bordure de ces derniers est enrichie en tourmaline idiomorphe, ou en rutile, celle des prasinites en carbonates et épidotes.

Dans les schistes lustrés de Lugnez, KUPFERSCHMID (1977) a fait les mêmes observations. Il décrit des prasinites concordantes dans les schistes lustrés, avec des contacts identiques à ceux que nous avons observés.

Ces prasinites, relativement fréquentes dans les schistes lustrés, peuvent être comparées à des sills, qui se seraient mis en place dans des sédiments encore peu lithifiés et gorgés d'eau. Le parallélisme des niveaux prasinitiques avec la stratification, le faible métamorphisme de contact

et l'absence d'association ophiolitique sont toutes des observations qui concordent avec ce mode de mise en place. Le magma a pu remonter le long de failles dans une croûte continentale amincie pour s'épandre ensuite sous forme de sills. Cette situation ressemble au Golfe de Californie actuel (KELTS 1981).

### 2.1.3 Le «Gadriol-Zug»

Le composant principal de cette unité est un gneiss très déformé. Il est associé à des prasinites et des dolomies.

Le gneiss se présente sous plusieurs aspects:

- au nord, il est phengitique à porphyroblastes de feldspaths altérés;
- plus au sud, il s'agit d'un gneiss à deux micas montrant quelques affinités avec les paragneiss de l'Adula (STROHBACH 1965);
- parfois, directement en contact avec les roches vertes, on trouve un gneiss à épidote et biotite.

Ce gneiss est souvent mylonitisé, les quartz sont alors localisés dans des bandes monominérales qui alternent avec des niveaux plus riches en micas et feldspaths.

Les dolomies associées à ce gneiss sont à grains fins, parfois légèrement bréchiques. Elles sont en général fracturées. Les prasinites sont similaires à celles décrites ci-dessus (chap. 2.1.2.2).

Le «Gadriol-Zug» n'est pas continu ni uniforme. A Mesocco, il n'est représenté que par un gneiss mylonitique relativement épais (100 m) et quelques roches vertes. Il s'amincit et se dédouble vers le nord. Au sud du village de San Bernardino, le gneiss n'est plus continu, il forme un chapelet de boudins (environ 20x100–200 m). Ces boudins sont associés aux roches vertes et aux dolomies. Plus au nord, le gneiss n'affleure plus qu'en lentilles très minces. Il est tellement déformé qu'on a parfois de la peine à le reconnaître.

Le «Gadriol-Zug», discontinu au sud de Nufenen, semble se biseauter sur le flanc sud du Valserhorn (NABHOLZ 1945). D'autres lames de cristallin prennent le relais et se poursuivent plus au nord, jusqu'au front de la nappe de l'Adula («Riesenaugengneiss»; PFIFFNER et al. 1990).

Cette zone a un caractère de mélange, car ses différentes roches y sont associées sans vraiment de continuité. Nous avons déjà cité la comparaison qui a été faite entre le Golfe de Californie (KELTS 1981) et l'aire de sédimentation des schistes lustrés. Le premier est découpé en petits bassins par des failles d'extension, qui permettent la montée de magma et sa mise en place sous forme de sills dans les sédiments ou sous forme de dikes le long des failles. WEISSERT & BERNOULLI (1985) et TRÜMPY (1988) ont aussi proposé l'existence de failles d'extension et de failles transformantes lors de la phase extensive de la Téthys, au Jurassique.

Il paraît ainsi possible d'imaginer une juxtaposition de gneiss et de prasinites dans un tel domaine.

### 2.1.4 La zone de l'Uccello supérieure

Cette zone se compose de schistes lustrés et de quelques roches vertes. Elle est mince dans la zone du Misox (300 m), mais s'épaissit considérablement au front de la

nappe du Tambo (fig. 4). Elle correspond plus au nord à la «Grava-Serie» et au «Tomül-Lappen» réunis, la première se biseautant rapidement au sud du Rhin (NABHOLZ 1945). Elle se différencie de la zone de l'Uccello inférieure par la présence d'une importante épaisseur de schistes lustrés phylliteux à sa base et par un contenu relativement pauvre en prasinites et roches vertes.

#### 2.1.4.1 Schistes lustrés

Les schistes lustrés de la zone de l'Uccello supérieure regroupent des roches présentant trois tendances distinctes: calcaire, gréseuse et phylliteuse.

- a) Schistes lustrés carbonatés (>80% de carbonates): ce sont des marbres jaunes à l'altération, plus ou moins riches en micas blancs. Ils se différencient assez peu des marbres à séricite des nappes du Schams (voir chap. 2.1.7.4), avec seulement une patine plus claire et une cassure grise. Ils se débitent soit en plaquettes peu épaisses (quelques centimètres) riches en micas blancs, soit en gros bancs métriques pauvres en micas. Ces bancs sont discontinus, biseautés et relayés par d'autres, sans qu'il soit possible de définir si ce biseautage est d'origine sédimentaire ou tectonique (plus probable).
- b) Schistes lustrés gréseux: bien qu'encore riches en carbonates, ces schistes lustrés contiennent aussi du quartz et des feldspaths, parfois un peu de dolomite. Il est possible d'y observer un granoclasement. On les trouve intercalés à tous les niveaux dans cette zone.
- c) Schistes lustrés phylliteux: ces roches sont pauvres, voire exemptes de carbonates. GANSSER (1937a) décrit également des niveaux phylliteux, non carbonatés, et riches en matériel graphiteux. Ces bancs phylliteux sont parfois accompagnés de quartzites (738.0/154.375). Ces schistes lustrés forment la base de la zone de l'Uccello supérieure.

Ces roches sont datées du Jurassique inférieur et moyen près de San Bernardino, à l'aide de pollens, par PANTIĆ & GANSSER (1977) et PANTIĆ & ISLER (1978). Les schistes lustrés situés plus au nord, jusque dans le Prättigau, sont tous mésozoïques; le plus jeune échantillon analysé étant daté du Turonien (PANTIĆ & GANSSER 1977).

#### 2.1.4.2 Roches vertes

Trois intercalations de roches vertes sont localisées dans cet ensemble de schistes lustrés. Juste au nord de Nufenen se trouve une importante lentille de prasinite à épidotes et hornblendes; sa partie supérieure devient bréchique, mais le sommet même de la lentille est composé de prasinite. GANSSER (1937a) interprète la partie bréchique comme un tuf volcanique. Un niveau de prasinite affleure au sud-est de la Cassina de Vignun (735.600/149.600); il est semblable aux prasinites de la zone de l'Uccello inférieure. Environ 600 m à l'ouest du précédent se localise une lentille de métarodinite (735.000/149.700).

La lentille de métarodinite est composée d'une rodingite, soit une roche gabbroïque métasomatisée en pyroxène, prehnite, grenat et serpentine, qui est transformée en serpentine, talc, quelques opaques et des fantômes de pyroxène. Elle est entourée d'une gangue de roche carbonatée contenant également talc et spinelle brun.

Ces roches vertes, comme celles de la zone de l'Uccello inférieure, ont pu se mettre en place le long de failles transformantes et/ou d'extension (gabbro), et sous forme de sills dans la croûte continentale amincie.

### 2.1.5 La zone d'Andrana

Elle a été définie par STROHBACH (1965) pour désigner les roches du Trias qui sont localisées juste sous la base de la nappe du Tambo. Il y décrit une grosse masse de gypse située près de Pian San Giacomo, vers les maisons d'Andrana. Plus au nord, cette zone se compose d'une cornieule calcitique polymictique (contenant des éléments de dolomies, marbres blancs, schistes verts) et vacuolaire, de marbres blancs très grossièrement cristallisés accompagnés de schistes verts et quelques nodules de quartz, ainsi que de dolomies micritiques très fracturées.

La zone d'Andrana affleure sporadiquement. Elle n'est probablement même pas continue sous la nappe du Tambo. Il s'agit d'une zone triasique discontinue et chaotique, et il n'est pas possible de dire si elle est en position normale ou inverse. Nous ne pouvons pas non plus rattacher ces quelques affleurements de Trias à une autre zone.

### 2.1.6 La lame d'Areua

GANSSE (1937a) a considéré la série sédimentaire du Trias au Crétacé se trouvant sur le gneiss d'Areua comme autochtone par rapport à ce gneiss. Or le contact entre gneiss et Trias, ou entre Permo-Carbonifère et Trias, s'est révélé être tectonique.

Sur le gneiss, des sédiments permo-carbonifères (738.400/152.000, GANSSE 1936) apparaissent comme étant les seuls sédiments autochtones, avec quelques quartzites du Trias basal. Par-dessus ce Permo-Carbonifère, ou directement sur le gneiss, il y a une cornieule qui a probablement tenu lieu de niveau de décollement (voir chap. 2.1.7).

Ce gneiss et les quelques sédiments permo-carbonifères qui l'accompagnent sont réunis dans la lame d'Areua, véritable nappe. Celle-ci acquiert un caractère de mélange de plus en plus évident vers l'est, où le gneiss alterne avec des dolomies et des prasinites («Bruschghorn-Schuppe», STREIFF et al. 1976). De plus, d'un point de vue pétrographique, le gneiss de la zone du Vignone supérieure (GANSSE 1937a) est assez semblable au gneiss d'Areua (voir ci-dessous). Nous verrons au chapitre 3 qu'une anti-forme ( $F_1$ ) très pincée permettrait de réunir ces deux gneiss.

Nous avons donc défini la lame d'Areua. Elle est composée du gneiss d'Areua et du gneiss du Vignone supérieur (GANSSE 1937a) avec leurs sédiments permo-carbonifères et triasiques respectifs. Cette lame est toujours relativement mince (quelques centaines de mètres dans sa partie la plus large) et s'étend d'ouest en est presque en affleurement continu, au front de la nappe du Tambo (fig. 4). À l'ouest, le gneiss vient se pincer contre la nappe du Tambo. Il n'affleure ni à l'ouest de la coordonnée 735.5, ni au sud de la coordonnée 149. À l'est, la lame s'amincit et forme la «Bruschghorn-Schuppe» (JÄCKLI 1941) qui se situe à la base des nappes du Schams occidental.

#### 2.1.6.1 Gneiss

Le gneiss d'Areua est un orthogneiss en général très déformé. Sa nature change d'est en ouest. À la «Burgruine» de Splügen (à l'est du terrain étudié, 745.500/158.000), le gneiss est quartzo-feldspathique,

de couleur gris clair. Il est parcouru par de nombreuses veines de quartz (pegmatites). Les feldspaths, minéraux constitutifs du gneiss, ont la particularité d'être gris foncé. Par endroits, le gneiss est particulièrement riche en quartz (il s'agit presque d'un quartzite).

Vers l'ouest, la composition du gneiss est plus variée, il devient plus foncé, parfois verdâtre. Les feldspaths n'ont plus leur couleur particulière, et le gneiss est moins riche en quartz. Localement, on observe une abondance de chlorite, et le gneiss contient également de la pistachite et de la clinozoïsité.

La partie interne de la lame (la plus près de la nappe du Tambo – ancienne zone du Vignone) est composée d'un gneiss à grain fin dans sa partie ouest, gris foncé ou légèrement verdâtre (chlorite). Il présente un aspect microscopique et macroscopique identique à la partie ouest de la partie externe de la zone (la plus loin de la nappe du Tambo). Plus vers l'est, le gneiss est porphyroblastique, avec de grands yeux de feldspath potassique et de plagioclase. Bien qu'il soit très déformé en cet endroit, il est possible d'observer une similitude entre ce gneiss et les orthogneiss du front de la nappe du Tambo.

#### 2.1.6.2 Sédiments permo-carbonifères

Ces sédiments, situés surtout sur la lame de cristallin externe, ont été largement décrits par GANSSE (1936, 1937a). On trouve des schistes verts peu épais, des schistes graphiteux ayant une épaisseur pouvant aller jusqu'à 10 m, et quelques lentilles d'anthracite (quelques mètres). Un schiste vert à séricite représenterait le Permien. Ces sédiments sont discontinus sur le gneiss, probablement à cause d'un dépôt originel discontinu et d'un étirement tectonique.

En quelques endroits (736.400/151.200), la lame de gneiss interne est recouverte par une roche que nous avons appelée gneiss remanié. Il s'agit d'une roche à l'aspect d'un gneiss, mais qui contient de grosses lentilles de dolomie (ou d'ankérite). Il est difficile de définir une limite entre le vrai gneiss et ce gneiss remanié, la différence n'est souvent visible que par la présence ou l'absence de dolomie.

Nous avons interprété cette roche comme un gneiss altéré (sur place), sorte de paléosol (altération prétriasique), un peu à l'image du gneiss d'Erstfeld (HEIM 1921). Le métamorphisme aura reconsolidé la partie altérée du gneiss.

#### 2.1.6.3 Quartzite

Le gneiss est parfois surmonté par un quartzite massif contenant quelques micas (Trias basal probablement).

#### 2.1.6.4 Mélange

La lame d'Areua acquiert un caractère de mélange de plus en plus marqué à l'est et au nord-est. Depuis le flanc oriental du Guggernüll, on observe des lentilles de dolomies englobées dans du gneiss, de tailles diverses pouvant être d'ordre décimétrique. Près de Tamboalp (743.2/154.6), les dolomies sont associées à des roches vertes (prasinites) à l'intérieur du gneiss. Sous les nappes du Schams, la «Bruschghorn-Schuppe», continuation de la lame d'Areua (SCHMID et al. 1990, STREIFF et al. 1976), est composée de gneiss, d'amphibolites, de roches triasiques (dolomies, gypse, cornieules, schistes chloriteux), de serpentinites et marbres mélangés. Vers le nord-est, elle devient toujours plus mince (quelques mètres).

### 2.1.7 La lame des nappes du Schams

Cette unité affleure bien dans la partie centrale du terrain étudié, entre Tamboalp et le Einshorn. Il s'agit des sédiments que GANSSE (1937a) avait inclus dans la zone d'Areua. Nous y associons les sédiments qui se trouvent dans l'ancienne zone du Vignone supérieure et une partie

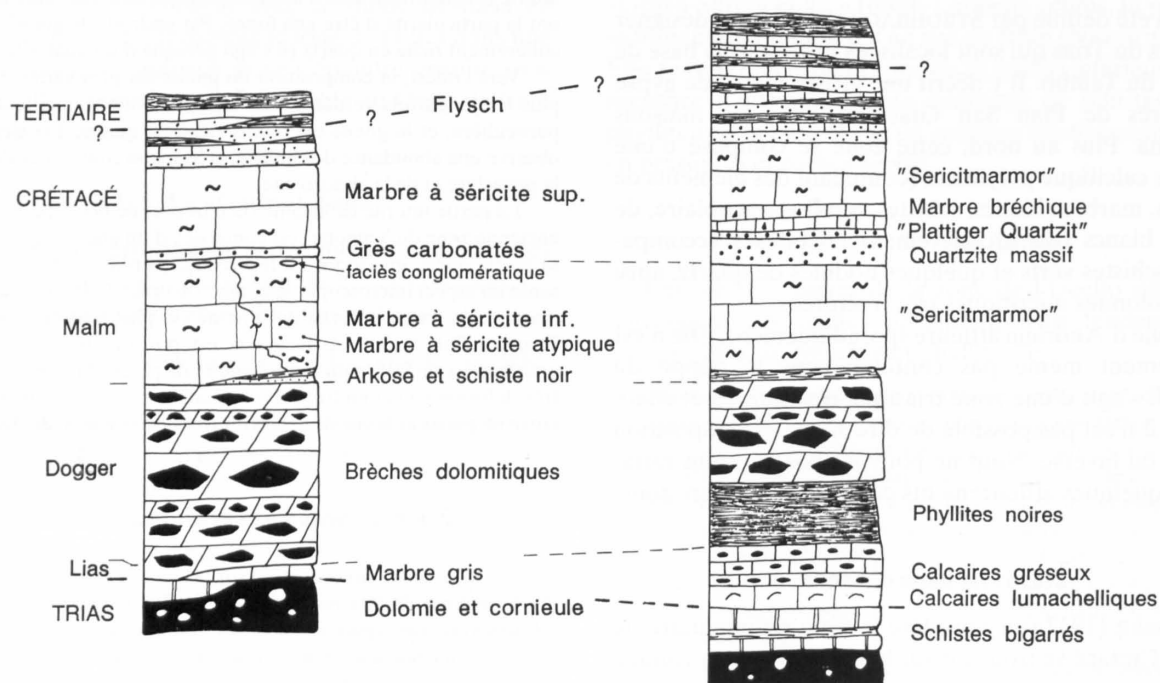


Fig. 6: Colonne stratigraphique de la lame des nappes du Schams comparée à celle de la nappe du Gelbhorn (d'après STREIFF et al. 1976).

de ceux de la zone du Vignone inférieure. Cet ensemble ne comporte pas de cristallin associé, alors qu'on y observe des roches du Trias au Crétacé supérieur, voire même du Tertiaire. Il ne forme pas la couverture autochtone de la lame d'Areua. Ces sédiments présentent de fortes affinités, en tout cas macroscopiques, avec ceux des nappes du Schams (fig. 6). Nous pensons qu'il s'agit en fait des mêmes sédiments, ceux que nous avons observés se sont simplement moins déplacés vers le NNW (chap. 6); nous sommes donc en présence d'un prolongement des nappes du Schams.

Les âges que nous avons attribués aux diverses formations sont déduits de ceux des mêmes formations dans les nappes du Schams; ils ont été obtenus principalement par corrélations de faciès. Ils sont relatifs, car aucune faune ou microfaune n'a encore été observée pour les dater avec précision. Dans une vue globale, on remarque que les assises que nous rapportons au Lias sont souvent absentes (lacunes), de même que les séries du Crétacé supérieur.

Les épaisseurs des sédiments sont variables, à cause des déformations importantes qu'ils ont subies. L'épaisseur totale de cette lame ne dépasse guère 400 m.

#### 2.1.7.1 Le Trias

Le Trias est réduit à une cornieule et quelques centimètres de dolomie et de marbre. Cette cornieule repose fréquemment directement sur le gneiss, matérialisant ainsi un contact tectonique entre le gneiss et les sédiments.

La cornieule est en général calcitique, polymictique et fine. Sa matrice se compose essentiellement de calcite, quartz, micas, feldspaths et rares grains de dolomite. La calcite présente une taille relativement fine (environ 20 µm), elle possède des joints sinueux, une extinction ondulée et des sous-grains attestant de l'origine alpine (et non quaternaire) de cette cornieule. Les éléments sont: des gneiss composés de quartz, feldspaths et muscovite, des quartzites et des

marbres, ainsi que des esquilles de schistes verts. Les éléments de gneiss possèdent une schistosité préexistante d'orientation aléatoire (varisque ?).

La cornieule assure toujours le contact entre le gneiss d'Areua ou les sédiments permocarbonifères et les sédiments plus jeunes. La présence d'éléments dans la cornieule, décrits ci-dessus, peut être due soit à un dépôt primaire soit à une déformation tectonique indiquant le chevauchement. A l'intérieur de la cornieule, on observe parfois des blocs de dolomie. Nous n'avons jamais trouvé de gypse. L'épaisseur de la cornieule est très variable, allant d'une trentaine de mètres à quelques centimètres.

Au-dessus de cette cornieule, une dolomie jaune, à grain fin, est en général épaisse de quelques centimètres, sauf au Gemschschluoch (740.800/153.600) où elle est beaucoup plus puissante. Cette dolomie est discontinue sur la cornieule. Un marbre blanc saccharoïde, assez pur et peu épais (quelques centimètres) alterne avec la dolomie ou se situe juste au-dessus de cette roche. Dans un ravin près de Tamboalp (742.500/153.550), on observe un niveau d'une épaisseur de 3-4 m d'un schiste vert clair, qui se débite en plaquettes d'une dizaine de centimètres d'épaisseur. A l'intérieur de ce schiste, il existe de nombreuses aiguilles d'un minéral vert foncé qui ont un habitus d'amphiboles. Ces aiguilles ne présentent pas d'orientation préférentielle; nous verrons au chapitre 4 que ces minéraux verts sont en fait des reliques d'amphiboles. En outre, ce schiste vert est riche en phyllosilicates, feldspaths et quartz. Cette roche possède une certaine ressemblance avec les «Quartenschiefer», Trias de l'Helvétique formé de schistes verts contenant du chloritoïde ou des amphiboles suivant le degré de métamorphisme. Nous n'avons jamais observé de roches similaires en un autre endroit.

#### 2.1.7.2 Le Lias

Au-dessus de ces roches triasiques, quelques mètres d'un marbre gris à gris-blanc, parfois gréseux, n'existe qu'en lentilles et ne semble pas être continu. Les bancs à lumachelles et autres formations du Lias des nappes du Schams sont ici absents. Il est difficile de savoir si ces lacunes et discordances sont sédimentaires ou dues aux fortes déformations.



### 2.1.7.3 Le Dogger

Le marbre liasique est surmonté par des brèches dolomitiques; GANSSE (1937a) les considérait comme liasiques, mais des corrélations effectuées par STREIFF et al. (1976) dans les nappes du Schams leur donnent plutôt un âge dogger.

Ces brèches dolomitiques sont polymictes. Elles contiennent cependant essentiellement des éléments de dolomies, d'où leur nom. Les éléments sont souvent arrondis, mais cette forme est probablement due aux fortes déformations subies par la roche.

Les éléments dolomitiques sont de taille homogène en un lieu, par contre celle-ci peut varier d'un endroit à l'autre. Ainsi, les brèches dolomitiques du versant est du Val Curcusa contiennent des éléments d'une taille de quelques centimètres, alors que celles du flanc oriental du Guggernüll contiennent des éléments qui peuvent avoir plus d'un mètre de long. Les dolomies ont un grain très fin (20 µm), et sont jaunes ou grises. Il existe aussi quelques éléments de quartzite et gneiss. Ils sont cependant trop rares pour que l'on puisse les corréler avec des roches cristallines des nappes de socle. La matrice est un marbre gris, plus ou moins riche en micas blancs. Il s'agit de brèches sédimentaires qui ont été alimentées par des roches triasiques et du socle, indiquant que l'érosion, à cette époque, devait atteindre le socle en certains endroits.

L'épaisseur totale de ces brèches varie passablement, de quelques mètres (742.150/153.800) à une centaine de mètres (740.400/152.500), ce qui est probablement dû à la fois aux variations de la puissance de dépôt et aux déformations.

### 2.1.7.4 Le Malm

Au-dessus des brèches du Dogger, nous observons soit quelques mètres d'un mélange d'arkose et de schiste noir, soit directement un marbre à sérécite. Ce dernier ressemble beaucoup au marbre à sérécite («Sericitmarmor») des nappes du Schams, mais affecté d'un métamorphisme plus élevé. Cependant, en quelques endroits, il est un peu différent du marbre à sérécite typique, et nous l'appellerons alors marbre à sérécite atypique.

- a) Marbre à sérécite («Sericitmarmor»): c'est un marbre jaune ocre lorsqu'il est altéré, gris à la cassure, et riche en sérécite. Cette dernière se présente disséminée dans la roche ou en amas. Le clivage est souvent difficile à observer, le marbre ayant tendance à s'altérer en grosses boules relativement homogènes et massives. Il forme, dans la topographie, les grandes barres calcaires qu'on peut observer par exemple dans la paroi ouest du Guggernüll. Son épaisseur est très variable, de quelques dizaines à une centaine de mètres (respectivement 737.500/151.900 et 740.700/153.250 par exemple). Souvent, le sommet (quelques mètres) du marbre séréciteux devient conglomératique; on observe des nodules de calcite, plus clairs et plus laitieux que le marbre, et qui contiennent moins, voire pas de sérécite.
- b) Marbre à sérécite atypique: ce marbre est présent surtout dans le ravin où affleurent les schistes verts triasiques (742.500/153.500). Il y est toujours séréciteux, mais plus riche en quartz. On observe, à l'intérieur du marbre, des zones qui semblent avoir subi une karstification. Des surfaces très rouges (riches en hématite) paraissent altérées, avec un remplissage de sable de calcite rouge. Ces surfaces sont stratiformes. De plus, le marbre est riche en quartz et possède même parfois de véritables galets de quartz. Il est également finement bréchique. Toutes ces observations indiquent une influence terrigène. Nous supposons que le marbre a dû subir une émigration passagère, qui en a altéré la partie sommitale.

### 2.1.7.5 Le Crétacé

- a) Grès carbonatés: au-dessus du marbre à sérécite, des grès carbonatés («Plattiger Quarzit» de STREIFF et al. 1976) montrent une

patine plus ocre que le marbre et présentent un clivage bien marqué. Ces grès peuvent souvent être utilisés comme niveau-repère, dans une paroi par exemple, car leur teinte permet de les distinguer relativement facilement des autres roches. Ils se déblent en petites plaques de quelques centimètres d'épaisseur (d'où leur nom allemand). Ils sont peu épais (environ 2 m).

- b) Marbre à sérécite supérieur: en un seul endroit, au Val Vignun, nous avons constaté que les grès carbonatés étaient surmontés par un marbre à sérécite presque identique à celui du Malm, bien que légèrement plus gréseux.
- c) Flysch (?): les sédiments les plus jeunes que nous avons observés sont peu épais et affleurent rarement. Il s'agit d'une alternance de grès carbonatés, de phyllites (argillites noires, souvent non carbonatées) et/ou de grès non carbonatés. L'alternance, en général décimétrique, suggère qu'il pourrait s'agir d'un flysch peut-être d'âge crétacé supérieur, mais une continuation du dépôt dans le Tertiaire reste possible.

## 2.1.8 Le mélange de Knorren

C'est une nouvelle unité tectonique au front et au sommet de la nappe du Tambo. Elle comprend la «Knorren-Zone» et une partie de la zone du Vignone (surtout la partie inférieure) de GANSSE (1937a). Nous avons conservé le nom de «Knorren» pour ce mélange car c'est au lieu-dit «Knorren» (à l'est du col d'Areua, «Chnorren» sur les cartes récentes) qu'on peut le mieux l'observer. Il s'étend du nord du col du Splügen, soit depuis le front de la nappe du Tambo, jusqu'à la jonction entre le Val Vignun et le Val Mesolcina. Il affleure de manière sporadique, se trouvant presque toujours dans les parties topographiquement basses (Chnorren, Val Vignun par exemple). La caractéristique majeure de ce mélange est son aspect chaotique. En effet, il est composé d'éléments de tailles et d'âges divers qui ne présentent aucune continuité entre eux. Ils ont en général une forme de lentille et sont enrobés dans une matrice pélitique et carbonatée. Puisque ces éléments ne sont pas reliés entre eux, nous avons considéré cette unité comme un mélange.

### 2.1.8.1 Nature des divers éléments

Nous avons observé les roches suivantes à l'intérieur de ce mélange: marbre à sérécite, grès carbonatés, brèches gneissiques, quartzite, gneiss, schistes lustrés, dolomies, corneules et prasinites. La plupart de ces roches ont été déjà signalées par GANSSE (1937a), sans que la caractéristique de mélange ne soit reconnue.

- a) Marbre à sérécite [longueur des éléments: 10–200 m]: c'est un marbre jaune ocre, riche en sérécite et souvent légèrement gréseux, qui est similaire au marbre à sérécite de la lame des nappes du Schams. Le clivage est peu ou mal marqué à l'intérieur de cette roche. Il forme en général des masses de quelques dizaines, voire une à deux centaines de mètres de long, large de 1–20 m. Ces corps sont allongés parallèlement à la direction de la schistosité régionale. On en observe dispersés dans tout le mélange.
- b) Grès carbonatés [2–20 m]: ces grès carbonatés sont semblables au «Plattiger Quarzit» des nappes du Schams. Nous en avons observé surtout dans la partie occidentale du mélange de Knorren (Val Vignun).
- c) Brèches gneissiques [100–300 m]: elles ont déjà été décrites par GANSSE (1937a). Les galets de cristallin ont une taille centimétrique à décimétrique. Ils sont tous fortement aplatis dans le plan de la schistosité. De plus, ils possèdent presque tous une schisto-

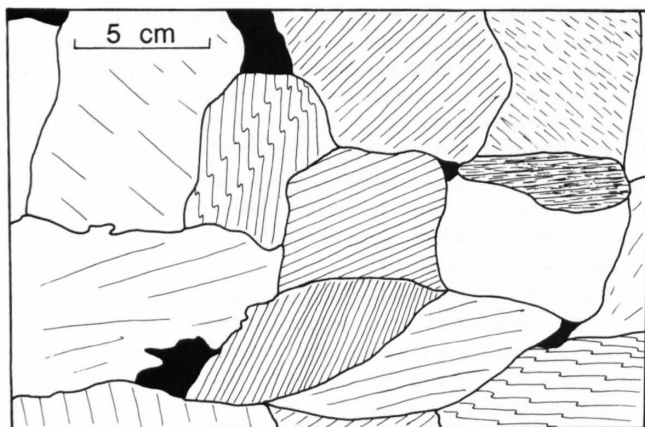


Fig. 7: Brèche gneissique du mélange de Knorren. Le dessin est parallèle à la schistosité  $S_1$ . La schistosité orientée de façon aléatoire dans chaque élément est anté-alpine (Motta de Caslasc, 736.7/150.6).

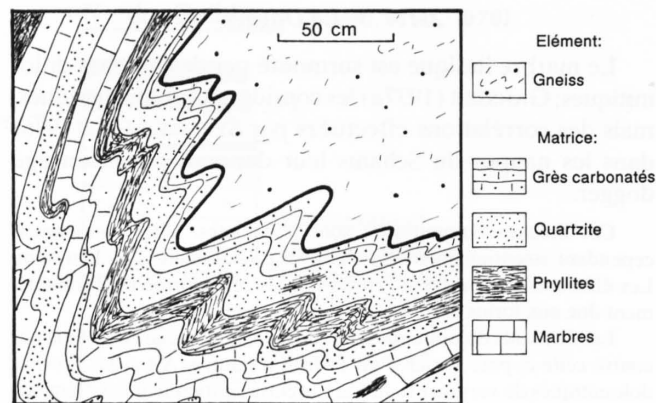


Fig. 8: Mélange de Knorren, contact entre la matrice et un élément affecté par des plis  $F_2$  (Chnorren, 742.50/152.95).

sité qui leur est propre, c'est-à-dire orientée de façon différente dans chaque élément (fig. 7). Par conséquent, cette schistosité interne a dû se créer avant la formation des brèches elles-mêmes, et est probablement antéalpine (varisque ?). Dans certains éléments, elle est reprise par une schistosité de crénulation également antérieure à la formation de ces brèches. Les éléments de cristallin qui composent ces brèches sont de divers types; nous avons notamment observé des granitoïdes, amphibolites, paragneiss, schistes quartzitiques, quartzites, et gneiss à muscovite. Une faible quantité de matrice ankéritique englobe les éléments. Ces brèches gneissiques sont visibles dans le Val Vignun (736.750/150.700) et au sud de Tamboalp (743.300/153.250), toujours localisées près du contact avec les gneiss de la nappe du Tambo. Dans le haut du Val Vignun, une colline (Pt 2295 m) est formée d'une brèche gneissique, mais les éléments sont plus grossiers (métriques à décimétriques) et la matrice, dolomitique, est en proportion plus importante. Par analogie avec des sédiments similaires observés dans les nappes penniques de Suisse occidentale, ces brèches pourraient être d'âge permo-carbonifère.

- d) Cristallin [10–300 m]: à la Motta de Caslasc (736.700/150.500), directement sous les brèches gneissiques, affleure un gneiss conglomératique qui pourrait être d'âge permien ou carbonifère (par analogie avec des roches assez similaires de la nappe du Gd St-Bernard; J.-P. Schaer, comm. pers.). Sous ce gneiss conglomératique se trouve un paragneiss. Plus à l'est, le cristallin de cette zone de mélange est en général un paragneiss qui ressemble à celui de la nappe du Tambo. Il est parfois mylonitisé.
- e) Quartzite [2–20 m]: au lieu-dit «Chnorren», au-dessus de Tamboalp, en direction du col d'Areua, on observe quelques éléments de quartzite verdâtre qui pourraient être un équivalent de l'«Olquarzit» de STREIFF et al. (1976). Il est massif, mais se débite en petits bancs de 5 à 8 cm. Il est composé de quartz, chlorite, feldspaths, opaques et sphène.
- f) Schistes lustrés [100–300 m]: dans cette zone de mélange, nous avons observé des schistes lustrés essentiellement en deux points: une grande masse au sud du lieu-dit «Chnorren», et dans le Val Vignun (737.8/151.1). Il est intéressant de noter que ces schistes lustrés, de même que les roches vertes décrites au paragraphe suivant, se trouvent directement en contact avec la nappe du Tambo. Ces schistes lustrés carbonatés présentent de fortes ressemblances avec ceux de la zone de l'Uccello inférieure. Ils se différencient du marbre à séricite du Malm, d'une part par leur couleur grise, et d'autre part par un clivage très bien marqué.
- g) Prasinites et roches vertes [10–100 m]: les prasinites de ce mélange de Knorren sont directement en contact avec les gneiss de la nappe du Tambo dans le Val Vignun (737.800/151.100). On en observe une petite lentille (pétrographiquement semblable aux prasinites de la zone de l'Uccello inférieure) de quelque 50 cm d'épaisseur et quelques mètres de long. A l'est du col d'Areua, on

observe une masse plus importante d'amphibolites accompagnées de métatufs volcaniques.

- h) Roches triasiques [2–20 m]: une cornieule et des dolomies sont associées au mélange. La cornieule est calcitique monomictite, très poreuse. Quelques rares esquilles de schistes verts sont dispersées dans la masse. La colline de la Motta, dans le Val Curciusa, est composée de gros blocs de dolomie, ocre lorsqu'elle est altérée, crème à la cassure. Le clivage  $\gamma$  est très mal marqué. Ces dolomies sont mélangées avec une brèche gneissique (paragraphe c).

Il existe donc huit types de roches différentes dans ce mélange. Presque tous ont des affinités avec les sédiments que nous avons décrits auparavant.

#### 2.1.8.2 La matrice

Elle est difficile à caractériser parce qu'elle affleure rarement ou se confond avec les éléments mêmes du mélange. Elle est formée de roches carbonatées du type marbre à séricite, alternant à l'échelle du décimètre avec des grès carbonatés, des grès non carbonatés très poreux, et des schistes noirs ou verts exempts de carbonates. Tous ces types de roches sont mélangés, et on peut les observer simultanément sur la plupart des affleurements. Les contacts entre la matrice et les éléments sont souvent difficiles à définir. Les éléments sont allongés parallèlement à la direction de la schistosité principale, et, par conséquent, le contact matrice/éléments l'est également. Ce contact est affecté par divers plis  $F_2$  et  $F_3$  (fig. 8). Si cette matrice était à l'origine une alternance de calcaires plus ou moins détritiques et de pélites, qui par métamorphisme sont devenus des marbres, marbres gréseux et schistes noirs, cette succession serait typique d'un flysch. Cette lithologie présente ainsi quelques affinités avec le flysch de la nappe du Gelbhorn (membre supérieur, STREIFF et al. 1976).

#### 2.1.8.3 Col du Splügen

Entre le sommet du front de la nappe du Tambo (géographiquement: Lattenstafel) et le col du Splügen, il y a très peu d'affleurements. Par conséquent, l'étendue du mélange de Knorren sur le dos de la nappe du Tambo reste inconnue.

Au col même, des coupes au travers de la zone sédimentaire ont déjà été décrites (ZURFLÜH 1961). Du contact avec le gneiss du Tambo jusqu'à la nappe de Suretta, on observe:

- une triple répétition de marbre jaunâtre sériciteux et de roches qui ont été interprétées comme du cristallin mylonitisé, mais qui pourraient être du Permo-Carbonifère;
- des schistes verts à chlorite puis des bancs dolomitiques qui viennent ensuite s'intercaler au milieu des marbres;
- une zone médiane constituée d'une sorte de brèche où il est difficile de distinguer les éléments de la matrice: on observe des zones de schistes verts chloriteux et d'autres de calcaires jaunes; sous la brèche, il y a un marbre blanc très pur;
- après quelques mètres de marbre, une cornieule qui, lorsqu'elle est présente, assure le contact avec la nappe de Suretta.

Ces séries très déformées et plissées peuvent être interprétées comme des éléments très déformés et étirés du mélange de Knorren. ZURFLÜH (1961) avait proposé la même corrélation. Cependant, la possibilité que les parties schisteuses appartiennent au Permo-Carbonifère, et par conséquent à la zone de Bardan, subsiste. Les sédiments plus carbonatés situés sous la nappe de Suretta font partie de la zone d'Andossi.

La présence ou l'absence d'éléments du mélange de Knorren au col du Splügen, c'est-à-dire sur le dos de la nappe du Tambo, à plus de deux kilomètres du front de cette dernière, a une importance capitale pour l'interprétation cinématique.

Nous considérerons ces affleurements comme appartenant au mélange de Knorren, et les différentes coupes et cartes proposées se baseront sur cette hypothèse, mais une idée des conséquences de l'hypothèse inverse sera à chaque fois évoquée.

#### 2.1.8.4 Formation du mélange de Knorren

Cette unité tectonique est un mélange chaotique d'éléments divers enrobés dans une matrice qui pourrait être un flysch. Deux modes de formation sont possibles:

- Une formation lors de la phase d'extension du Mésozoïque, le long d'une faille normale synsédimentaire (slumping à grande échelle).
- Une formation lors de la propagation du chevauchement de la nappe du Tambo, ce mélange étant localisé juste au niveau de la rampe frontale de la nappe. La partie qui se trouve actuellement au sommet de la nappe y aurait été placée lors des déformations  $D_2$ .

Ces deux modes de formation ne s'excluent pas, on peut imaginer qu'une faille synsédimentaire ait pu jouer en faille inverse lors des mouvements compressifs alpins (chap. 6).

### 2.1.9 La zone de Bardan

La localité-type de la zone de Bardan ne se trouve pas dans le secteur que nous avons étudié. STROHBACH (1965) l'a définie dans une région située plus au sud, près de la Cima di Bardan (Italie). Cette zone est divisée en deux unités, inférieure et supérieure:

- La zone de Bardan inférieure est composée de gneiss chloriteux et de schistes concordants sur la nappe du Tambo. La différence entre les gneiss de la nappe du Tambo et ceux de Bardan est pétrographique, due respectivement à la présence et à l'absence de biotite. Vers

le haut de la série, STROHBACH a observé des conglomérats quartzitiques étirés.

- La zone de Bardan supérieure est surtout constituée de roches carbonatées, avec un marbre basal et de la cornieule ou de la dolomie. Elle semble être écaillée dans sa partie sommitale (difficulté de corréler des affleurements discontinus, STROHBACH 1965).

Plus au nord, dans la région où nous l'avons étudiée, la zone de Bardan se réduit à:

- Un gneiss vert, chloriteux, contenant souvent un peu de carbonates. Il s'agit très probablement d'un paragneiss. La teneur en quartz augmente vers le haut de la série. Tout près du contact avec les roches triasiques, le gneiss devient plus conglomératique, avec des galets de quartz étirés. Son épaisseur est très variable (10–100 m).
- Par-dessus, un quartzite vert ou un marbre peu épais, rubané, gris-blanc.
- Une cornieule calcitique souvent polymictique qui surmonte le tout.

La zone de Bardan n'affleure que dans le sud de la région étudiée, elle ne réapparaît pas au nord du lac de Monte Spluga. Il est possible cependant que les affleurements du col du Splügen appartiennent à la zone de Bardan; dans ce cas, celle-ci se poursuivrait jusqu'à ce col.

#### 2.1.10 La zone d'Andossi

La zone d'Andossi est composée de roches triasiques fortement écaillées. On observe plusieurs répétitions, et il est difficile de corréler une coupe à une autre, du fait de la complexité de la zone.

Le profil d'Alpi di Suretta (746.250/150.400), décrit par ZURFLÜH (1961), permet notamment d'observer, du bas vers le haut (fig. 9b): un marbre gris, rubané, surmonté par une dolomie blanc crème, mal litée; quelques mètres d'une alternance de schistes phylliteux et de marbres bruns gréseux, parfois dolomitiques; cinq mètres de cornieule calcitique polymictique, jaune ocre, poreuse, à gros extraclastes de marbres gris. Puis au-dessus, des marbres gris mal lités alternent avec des brèches dolomitiques à éléments de calcaire. Il manque 20 m d'affleurement jusqu'au gneiss de la nappe de Suretta.

Plus au sud, dans les collines au-dessus du hameau d'Andossi (Italie), on peut reconstituer un profil à partir d'affleurements dispersés (fig. 9c). Une cornieule calcitique polymictique est surmontée par une alternance de marbres et de dolomies, avec parfois boudinage des dolomies, parfois une brèche dolomitique à éléments très fins, puis vient une deuxième cornieule, surmontée d'un marbre blanc légèrement dolomitique et d'une alternance de marbres et de dolomies. Une troisième cornieule polymictique termine la série.

Vers le nord (vers le col du Splügen), la zone d'Andossi devient moins épaisse. On observe sous le gneiss de Suretta (fig. 9a): un schiste micacé légèrement carbonaté, une cornieule calcitique polymictique, un marbre blanc laiteux dolomitique, un marbre jaune très fracturé, un marbre jaune ressemblant un peu au marbre à séricite, avec des esquilles de schistes verts (triasiques ?), qui passent vers le bas à une cornieule, elle-même surmontant des dolomies fracturées.

On constate que ces trois profils sont assez différents. Il n'en reste pas moins que cette zone, qui s'étend depuis le col d'Avero vers le nord jusqu'au village de Splügen, présente une continuité et des caractéristiques qui justifient son individualisation. Elle représente une unité structurale sur laquelle s'est fait le transport de la nappe de Suretta. On retiendra que, bien que nous n'ayons jamais observé de gypse associé à cette unité, MÜHLEMAN (1928) a signalé

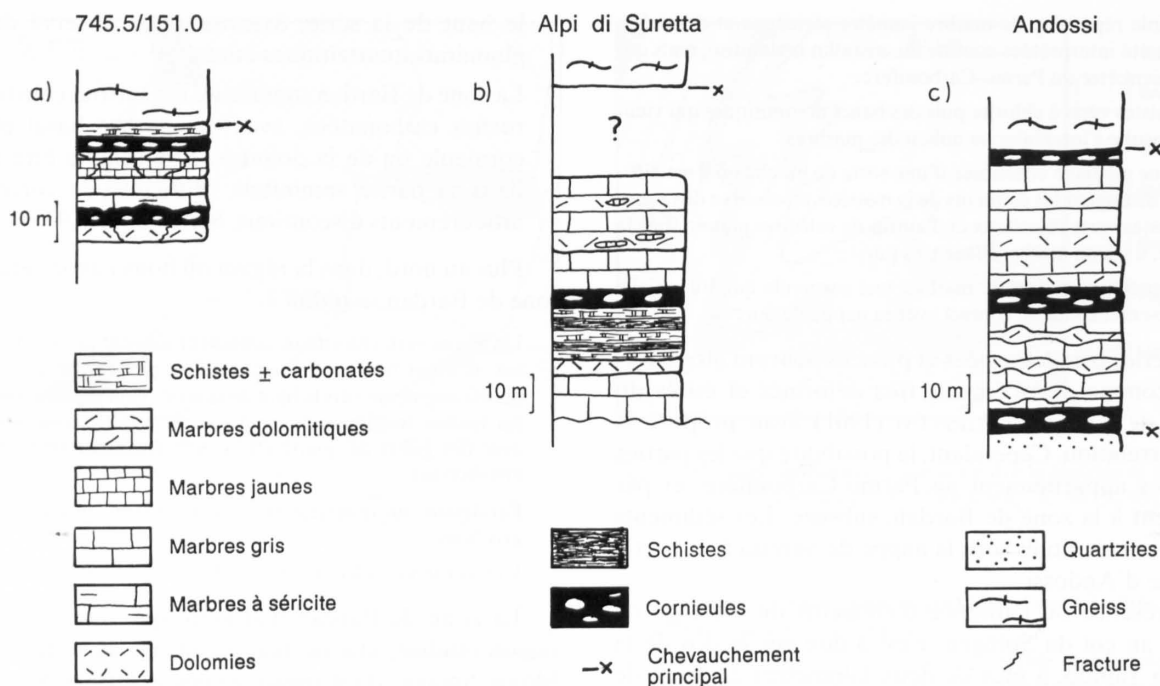


Fig. 9: Profils stratigraphiques dans la zone d'Andossi.

une source très riche en sulfates au nord de Pianazzo (dans la zone d'Andossi, mais au sud de notre terrain) qui suggère que du gypse soit associé aux cornieules, ou se localise en lentilles. Ces constatations sont aussi à mettre en parallèle avec l'aspect de ces cornieules. ZURFLÜH (1961) signale un affleurement de gypse au nord de Madésimo (Pt 1585 m), qui pourrait indiquer que le gypse est dispersé en lentilles dans les sédiments.

### 2.1.11 Conclusion

La figure 10 résume les colonnes stratigraphiques de chacune des unités tectoniques. On retiendra tout particulièrement la grande différence entre les sédiments de la zone du Misox, ceux situés au front de la nappe du Tambo et ceux de la zone du Splügen. Hormis le Trias, les sédiments de la zone du Misox (zone de l'Uccello s.l.) sont très

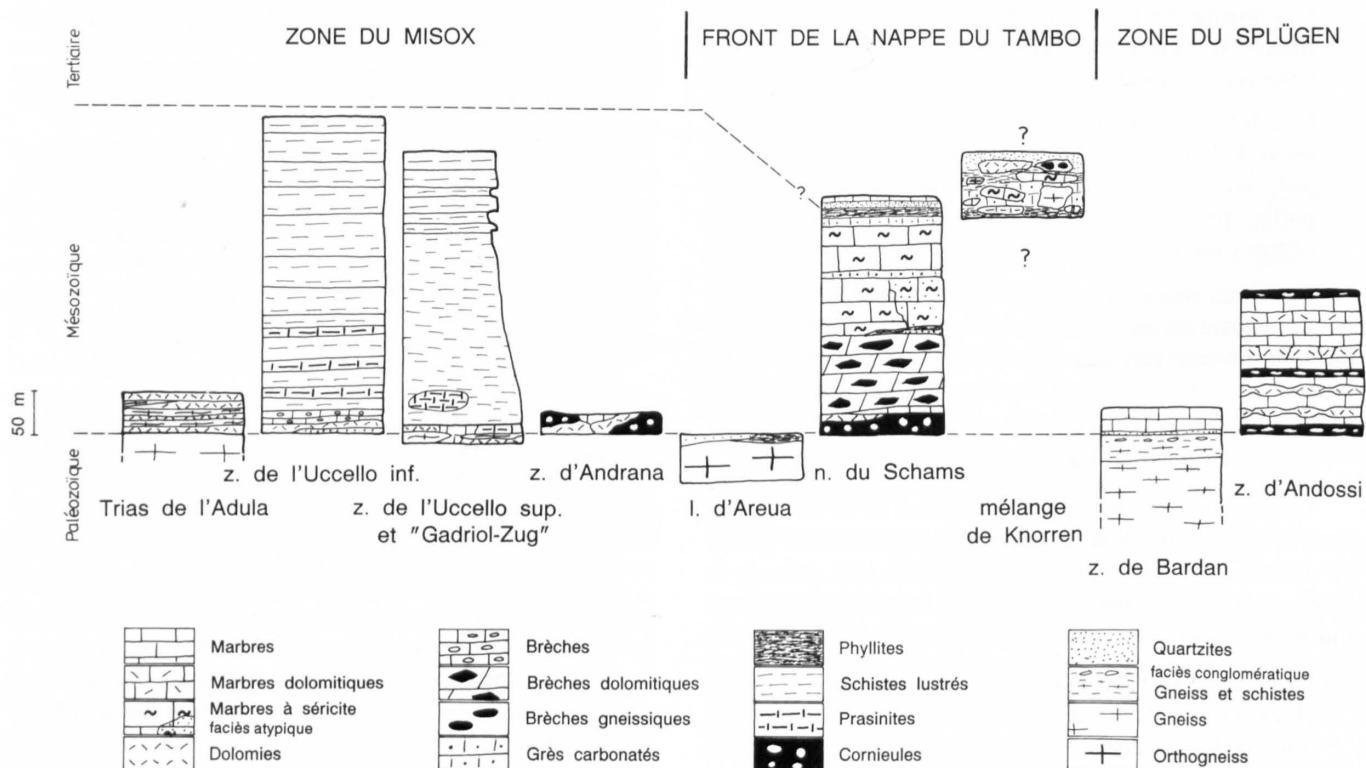


Fig. 10: Colonnes stratigraphiques des nappes de sédiments entourant la nappe du Tambo.



monotones et épais. Ils témoignent d'une sédimentation de bassin relativement profond, avec un fond à influence océanique (prasinites, croûte continentale amincie) dont la paléogéographie peut être comparée au domaine valaisan du Pennique de Suisse occidentale (voir aussi SCHMID et al. 1990).

Les sédiments de la zone du Splügen et ceux en position frontale comprennent un ensemble allant du Trias au

Crétacé (lame des nappes du Schams), et des formations triasiques variables dont les assises plus jeunes ont probablement été expulsées plus au nord. Les sédiments de la lame des nappes du Schams se sont déposés en eau relativement peu profonde, avec des zones émergées (érosion, alimentation des brèches) et des plates-formes carbonatées, dans un domaine comparable au Briançonnais des Alpes occidentales.

## 2.2 Les nappes de socle

### 2.2.1 Le sommet de la nappe de l'Adula

Le long de son contact avec la zone du Misox, entre Hinterrhein et San Bernardino, la nappe de l'Adula se compose principalement de métasédiments gris, en général très riches en micas. Ce sont soit des schistes, soit des gneiss. Leur caractère sédimentaire est relativement bien exprimé par un litage. On note également la présence de fréquentes lentilles de roches basiques. JENNY et al. (1923) et NABHOLZ (1945) parallélisent ces roches avec les schistes de Casanna.

Les gneiss gris sont à grain relativement fin; ils se caractérisent par la présence abondante de biotites et grenats. Ces derniers minéraux semblent être de deux générations différentes. La première serait antérieure aux déformations alpines (moulée dans la schistosité, halos d'étirement), alors que la deuxième génération est postérieure aux déformations (grenats idiomorphes, sans inclusions, sans halo d'étirement).

Les lentilles basiques sont de plusieurs types. VAN DER PLAS (1959) et HEINRICH (1983) signalent des élogites, des glaucophanites, des amphibolites et des prasinites. On trouvera des descriptions plus précises chez ces deux auteurs et chez JENNY et al. (1923). Lorsque l'on s'éloigne de quelques mètres, ou quelques centaines de mètres suivant les lieux, du contact avec la zone du Misox, on observe un orthogneiss concordant avec les métasédiments. Cet orthogneiss est riche en feldspaths potassiques accompagnés de quartz, plagioclases, muscovites, biotites et grenats. De gros porphyroclastes de feldspaths perthitiques suggèrent une origine granitoïdique de ce gneiss.

On observe également des intercalations de marbres à l'intérieur de la nappe (JENNY et al. 1923). Du fait que, dans la partie nord, HEINRICH (1983) ait observé l'association cornieule ( $\pm$  gypse) – métapélites – schistes calcaires micacés typiques du Trias, on suppose un âge mésozoïque pour ces intercalations.

### 2.2.2 La nappe de Suretta

Classiquement, la nappe de Suretta est subdivisée en deux unités:

#### 2.2.2.1 Le porphyre de Rofna

Cette roche a été étudiée en détail par GRÜNENFELDER (1956). C'est un gneiss granitique porphyrique offrant plusieurs faciès, liés d'une part à sa genèse, d'autre part aux déformations subies.

Ce gneiss contient des phénocristaux ronds de quartz (5 mm) et d'autres plus grands (5 cm) de feldspaths potassiques. La bordure du gneiss a parfois l'aspect d'un tuf, avec un grain très fin, quelques phénocristaux de quartz et des «fiamme» (terme italien désignant des morceaux de verre dans un tuf). La foliation est plus ou moins marquée suivant l'intensité de la déformation subie par la roche. A quelques mètres du contact avec la zone du Splügen, le gneiss est mylonitisé.

#### 2.2.2.2 Le gneiss du Timun

C'est un vieux cristallin composé de schistes à chlorite et séricite, de gneiss très schisteux (souvent riches en chlorite), d'orthogneiss gris, de quelques amphibolites et élogites. ZURFLÜH (1961) et BLANC (1965) ont largement décrit ces roches qui semblent avoir formé l'encaissant du porphyre de Rofna. La relation Rofna/Timun est cependant compliquée dans la partie sud de la nappe.

### 2.2.3 La nappe du Tambo

GANSSER (1937a) a subdivisé la partie septentrionale de la nappe du Tambo en trois zones:

#### 2.2.3.1 La zone frontale («Stirnzone»)

##### *Les orthogneiss*

Des corps d'orthogneiss occupent une large part du front de la nappe. La cartographie permet d'identifier trois masses principales. Le plus grand de ces corps affleure suffisamment bien pour permettre de déterminer la forme de sa base par construction d'isohypses (fig. 11). Il est allongé en forme de demi-cylindre, et remonte de la base vers le sommet de la nappe, dans une direction oblique par rapport au plongement axial général. Vu la forme de ce corps, il paraît plausible qu'il s'agisse d'une sorte de laccolite. Dans ce cas, la partie supérieure du corps pourrait être arrondie, il n'affleurerait pas au front de la nappe du fait de sa position oblique par rapport à cette dernière. Sur les coupes que nous présenterons plus loin, nous avons plutôt donné un toit plat au corps, induit par les différentes déformations alpines subies. Nous y avons aussi ajouté un corps d'orthogneiss, hypothétique, qui serait également oblique au plongement axial de la nappe, et dans une position inférieure par rapport au laccolite décrit précédemment.

Ces orthogneiss ont une teinte grise; ils possèdent tous de grands phénocristaux de feldspaths potassiques et de plagioclases pouvant atteindre cinq centimètres de longueur, et d'autres plus petits de quartz. Les feldspaths sont fracturés, saussuritisés et séricitisés; il y a croissance de quartz et de micas dans les fractures. Ces orthogneiss sont plus massifs que le vieux cristallin encaissant.

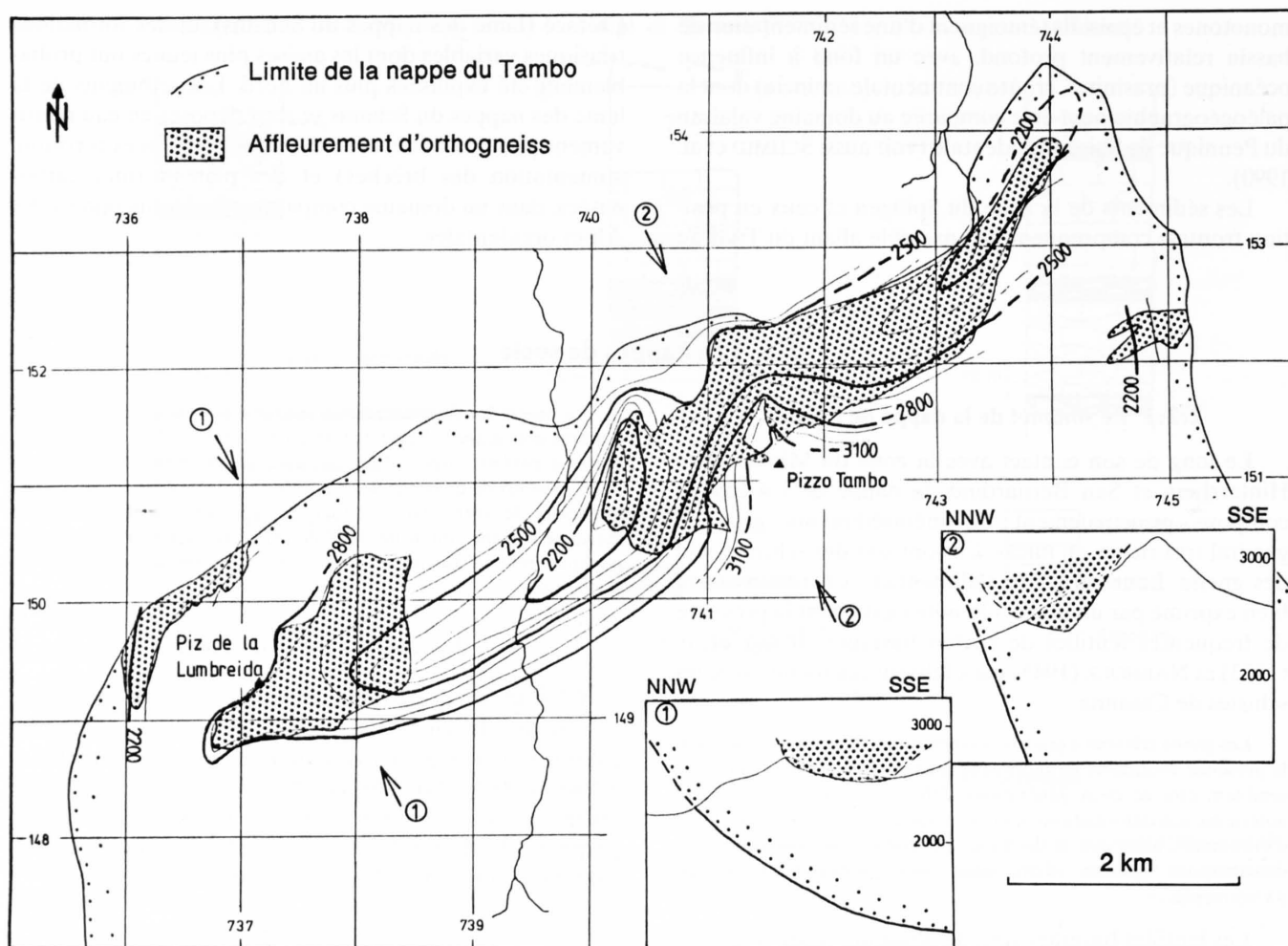


Fig. 11: Isohypes des corps d'orthogneiss du front de la nappe du Tambo.

### Le vieux cristallin

Ce vieux cristallin formant l'encaissant des orthogneiss est constitué de gneiss ou schistes à muscovite, à chlorite ou à deux micas.

Ces roches sont en général à grain fin. Suivant le type de phyllosilicates qu'elles contiennent, elles ont une teinte grise, gris-noir ou verdâtre. Des variations assez fréquentes existent entre l'une ou l'autre de ces roches, si bien que nous n'avons pas cherché à les cartographier. Près de Lattenstafel, on reconnaît quelques amphibolites.

#### 2.2.3.2 La zone intermédiaire («Zwischenzone»)

Elle est essentiellement représentée par des roches d'origine sédimentaire. On y observe des paraschistes très riches en chlorite, des dolomies, des marbres et des serpentinites. Dans ces dernières, la serpentine est accompagnée de talc, calcite, pyrite et séricite. Il existe un rubanement dans ces roches, dont l'orientation ne correspond à aucune des structures alpines. Les paraschistes à chlorite peuvent être correlés avec des schistes de Casanna. GANSER (1937a) considérait que les marbres étaient prémésozoïques, alors qu'il assignait un âge mésozoïque aux dolomies.

Cette zone sédimentaire permo-carbonifère (schistes de Casanna, marbres, serpentinites) et triasique inférieur (dolomies) a peut-être été pincée dans le cristallin lors d'une phase de compression précoce.

A l'est du village de San Bernardino, dans le Val del Motton, quelques affleurements de cornieule (signalés par GANSER 1937a) se trouvent une centaine de mètres au-dessus de la base de la nappe, sans qu'il soit possible d'envisager une relation avec les sédiments triasiques de la zone d'Andrana. Il s'agit donc d'un Trias interne qui ne peut être associé aux sédiments et paraschistes de la «Zwischenzone». La présence de cornieule à l'intérieur du gneiss pose un problème qui n'a pas encore trouvé de solution. Il est possible que cette cornieule signale, en fait, un écaillage de la base de la nappe du Tambo. On observe un tel écaillage à la base de la nappe de Suretta (Trias du lac de Sufers), et la nappe de l'Adula contient plusieurs niveaux de Mésozoïque.

#### 2.2.3.3 La zone de Curciusa

Cette zone largement décrite par GANSER (1937a) est représentée par des paraschistes à muscovite, à deux micas, à grenats (surtout au sud), et par des amphibolites. Notons que les amphibolites que nous avons observées montrent des contacts antéalpines avec les schistes; en effet, ils ne sont pas parallèles aux structures alpines ( $S_1$ ). On n'observe que peu de structures alpines dans les amphibolites, mais elles possèdent par contre un rubanement et des plis antérieurs. Elles sont riches en grenats et sont parfois entourées d'une gangue très riche en grenats, mais qui

ne contient pas d'amphibole. Ces amphibolites sont dispersées sous forme de lentilles de taille très variable (quelques mètres à plusieurs dizaines voire une centaine de mètres) qui ont tendance à se suivre. Il semble qu'elles

soient boudinées dans les schistes, sans qu'il soit possible de savoir si ce boudinage est entièrement dû aux déformations alpines. GANSSEY (1937a) et ZURFLÜH (1961) donnent des descriptions détaillées de ces roches.

### 3. Analyse structurale

Dans ce chapitre, nous allons décrire dans l'ordre chronologique les différentes phases de déformation qu'il est possible de dégager par l'observation des roches de la région étudiée. Nous allons traiter des phases de déforma-

tion d'un point de vue surtout descriptif. Nous verrons les structures qui les caractérisent, à petite comme à grande échelle, et les variations régionales qui existent.

#### 3.1 Première phase de déformation – $D_1$

Cette première phase de déformation est complexe; elle s'est considérablement étendue à la fois dans le temps et dans l'espace. Les marqueurs macroscopiques principaux sont les chevauchements. Dans un contexte cinématique en effet, tous les chevauchements et contacts tectoniques des unités de la nappe du Tambo, et des sédiments situés au front de celle-ci, peuvent être expliqués par une seule phase de déformation (voir aussi chap. 6). A plus petite échelle,  $D_1$  est parfois difficile à discerner, d'une part parce que ses structures ont été oblitérées par les déformations ultérieures ( $D_2$ ,  $D_4$ ), et d'autre part parce que  $S_1$  et  $S_2$  (les schistosités associées aux déformations  $D_1$  et  $D_2$ ) sont souvent parallèles.

##### 3.1.1 Les structures

###### 3.1.1.1 Les chevauchements

Il existe toute une série de contacts tectoniques dans la région que nous avons étudiée. Les principaux sont:

- nappe du Tambo / zone d'Andrana ou zone de l'Uccello supérieure,
- nappe de Suretta / zone d'Andossi.

A plus petite échelle, ce sont:

- zone d'Andossi / zone de Bardan,
- lame des nappes du Schams / lame d'Areua,
- mélange de Knorren / lame des nappes du Schams ou lame d'Areua,
- lame d'Areua / zone de l'Uccello supérieure,
- zone de l'Uccello supérieure / «Gadriol-Zug»,
- «Gadriol-Zug» / zone de l'Uccello inférieure,
- zone de l'Uccello inférieure / Trias de l'Adula.

Nous n'allons pas discuter du contact entre le Trias de l'Adula et la nappe de l'Adula, car les conditions métamorphiques qui ont régné lors de cet écaillage étaient bien différentes de celles ayant existé lors des autres chevauchements (respectivement haute pression et métamorphisme tertiaire schiste vert), et impliquent une genèse différente.

Tous les chevauchements cités ci-dessus sont plissés par les déformations postérieures ( $D_2$ ,  $D_3$  et  $D_4$ ), en tous cas à

petite échelle. Nous verrons ci-dessous que des plis  $F_1$  accompagnent  $D_1$  et plissent parfois les chevauchements qui se sont développés auparavant. Pour comprendre ce phénomène, il faut imaginer que, dans un premier temps,  $D_1$  s'est manifestée dans les parties les plus internes, provoquant des décollements de couverture, puis au sein du socle. Ces éléments décollés se déplacent vers les parties plus externes et peuvent être plissés par les déformations qui continuent à provoquer des décollements dans ces mêmes zones. Il apparaît par conséquent difficile de dissocier ces décollements en plusieurs événements successifs.  $D_1$  doit être considérée comme une phase qui englobe plusieurs épisodes de déformation.

Les contacts tectoniques sont difficiles à caractériser, car ils affleurent rarement. Ils sont parallèles à la direction de  $S_1$  et souvent matérialisés par une cornieule dans les sédiments, alors que le cristallin est fréquemment mylonitisé sur quelques mètres. Les seuls contacts réellement visibles à l'affleurement sont:

- le contact lame d'Areua / lame des nappes du Schams, dont nous avons déjà parlé au chapitre 2.
- le contact lame d'Areua / zone de l'Uccello supérieure: il est exposé en plusieurs endroits. Près de Tamboalp (743.175/154.900), le contact est subvertical (proche d'une charnière  $F_2$ ) et ondulé. A l'affleurement, on observe des plis  $F_1$  dans les schistes lustrés, qui n'affectent pas le gneiss (fig. 12a). Par contre, un pli  $F_2$  affecte à la fois le contact et les plis  $F_1$ . Au microscope, on observe dans le gneiss une foliation  $S_1$  parallèle au contact et crénelée par  $S_2$ . Dans les marbres recristallisés dynamiquement,  $S_1$  et  $S_2$  sont aussi présentes.  $S_2$  passe au travers du contact et le créneule. Les mêmes relations spatiales s'observent donc de l'échelle de la lame mince à celle de l'affleurement. Plus à l'ouest, le contact est plissé par des plis  $F_2$  métriques. A l'Alp de Rog, à quelques mètres du contact, dans les schistes lustrés, certains plans axiaux de plis  $F_1$  sont réorientés (fig. 12b). Cette réorientation pourrait être liée au chevauchement du gneiss sur les schistes lustrés. Vers l'ouest, on observe toujours un contact parallèle à  $S_1$ , ondulé (fig. 12c).

###### 3.1.1.2 La schistosité

Une schistosité pénétrative régionale  $S_1$  s'est développée lors de  $D_1$ . Dans les roches cristallines, elle se marque par la réorientation des minéraux (ou orientation pour certains minéraux nouvellement formés) en plans

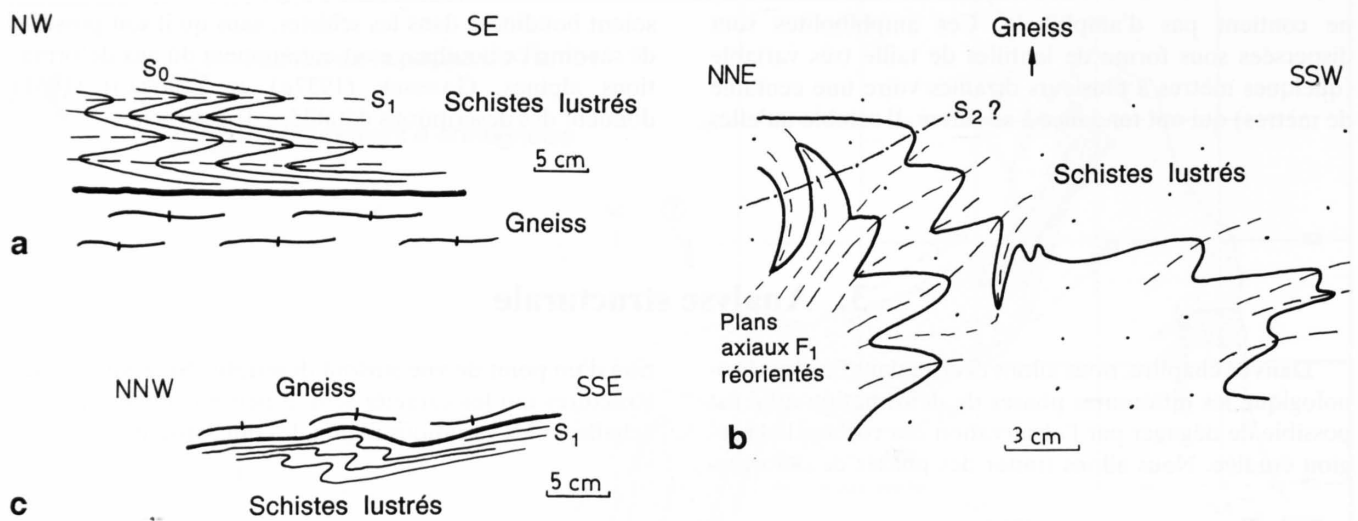


Fig. 12: Contact schistes lustrés / gneiss d'Areua.

- (a) Einshorn (737.90/152.95): le contact est parallèle à  $S_1$ .  
 (b) Alp de Rog: dans les schistes lustrés, à deux mètres du contact, les plans axiaux de plis  $F_1$  (?) sont réorientés pendant la même phase  $D_1$ .  
 (c) Val Vignun (736.30/150.65/2226): contact parallèle à  $S_1$ , ondulé.

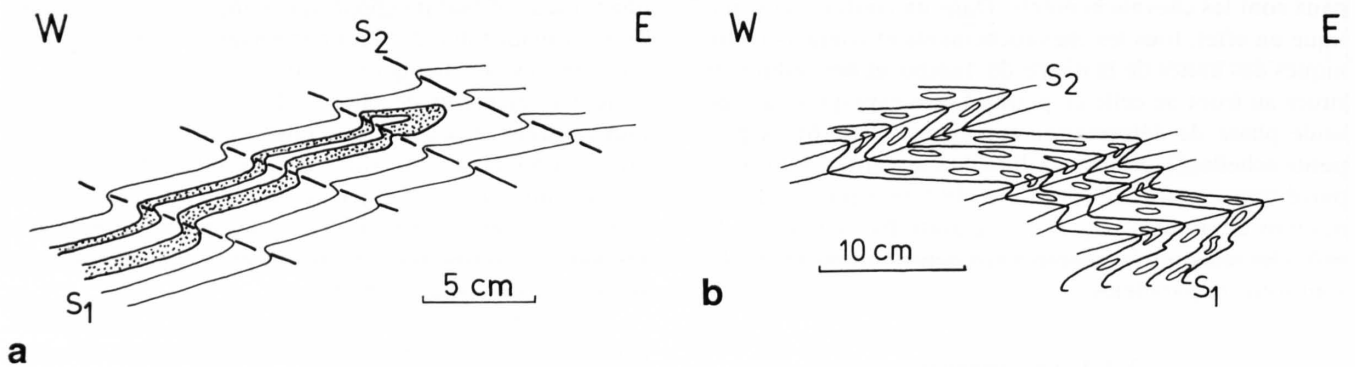


Fig. 13: Interférence entre  $D_1$  et  $D_2$ .

- (a) Gneiss du Tambo: plis  $F_1$  repris par  $F_2$  (737.1/146.8).  
 (b) Brèche dolomitique:  $S_1$  est plissée par des plis  $F_2$ . Les éléments dolomitiques aplatis lors de  $D_1$  sont également plissés; dessin schématique d'après des observations de terrain.

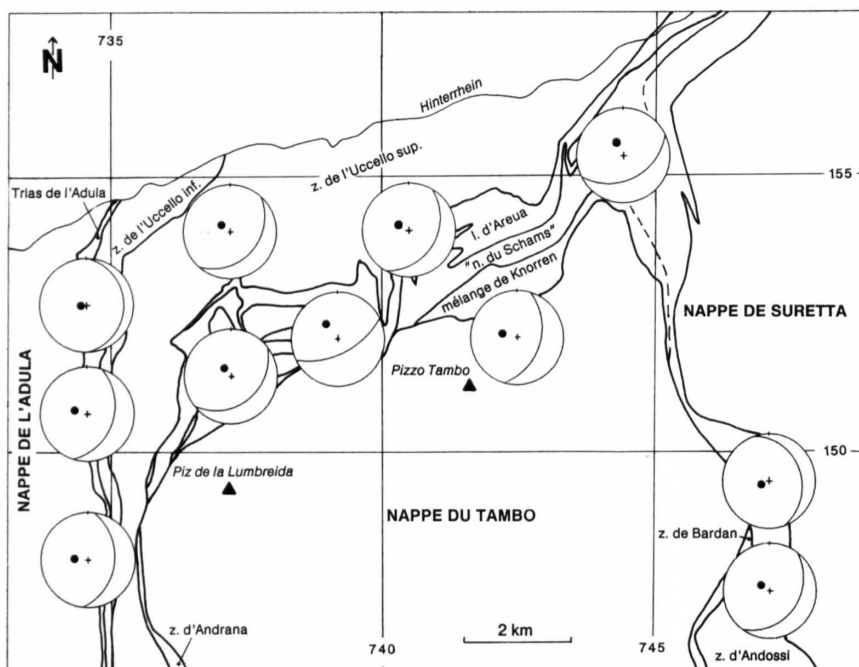


Fig. 14: Stéréogrammes représentant l'orientation moyenne de la schistosité  $S_1$  par secteur, illustrant la rotation de la schistosité au front de la nappe du Tambo (canevas de Wulf, hémisphère inférieur).



parallèles. Les micas ont tendance à se concentrer en bandes alternant avec d'autres où le quartz et les feldspaths dominent. Dans les roches carbonatées assez pures, on observe plutôt un clivage espacé, mais dans les roches sédimentaires riches en minéraux phylliteux, la réorientation des minéraux est intense. Il n'est pas toujours évident de retrouver la stratification dans ces roches très déformées. Elle semble souvent parallèle à  $S_1$ , sauf dans les charnières des plis  $F_1$ . C'est elle qui permet d'ailleurs d'observer ces plis (fig. 13a).  $S_1$  est parallèle au contact tectonique entre la nappe du Tambo et les sédiments qui l'entourent. A la base de la nappe, elle a une direction N-S et un pendage d'une vingtaine de degrés vers l'E. Elle se redresse au front de la nappe, présentant en cet endroit une direction WSW-ENE, alors qu'elle présente de nouveau, au sommet de la nappe, une direction N-S et un pendage faible vers l'E (fig. 14). Elle est replissée par les plis de deuxième phase  $F_2$  (fig. 13b) et de quatrième phase  $F_4$ . La figure 15 donne l'orientation générale des pôles de la schistosité. On observe un maximum qui correspond à une direction NE-SW et un faible pendage vers l'ESE, mais l'ensemble des schistosités est orienté sur un grand cercle dont le pôle correspond bien aux axes des plis  $F_2$  (E-W, faible plongement vers l'E).

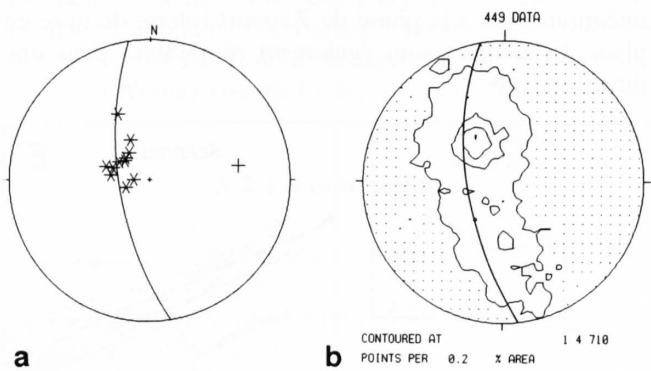


Fig. 15: Orientation de la schistosité  $S_1$ .

- (a) Stéréogramme représentant les orientations moyennes de  $S_1$  par secteur (voir fig. 14; canevas de Wulff, hémisphère inférieur).
- (b) Stéréogramme de densité de toutes les mesures de  $S_1$  (canevas de Lambert, hémisphère inférieur).

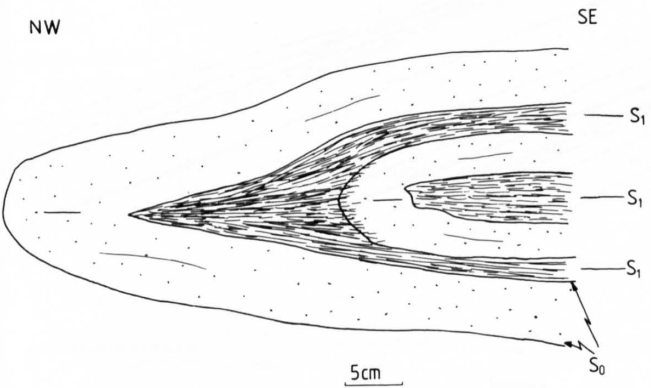


Fig. 16: Pli  $F_1$  dans les schistes lustrés de la zone de l'Uccello supérieure.

En pointillé: couches compétentes; en tireté: couches incompétentes avec naissance de la schistosité  $S_1$  à la charnière ( $S_0$  = stratification).

### 3.1.1.3 Les plis

Les plis  $F_1$  sont rares. Ils sont isoclinaux et la naissance de la schistosité est bien visible à leur charnière (fig. 16). Ils affectent aussi bien les roches sédimentaires que les roches cristallines. Tous les plis observés sont de petite taille. L'orientation de leurs axes est variable, parce qu'ils ont été réorientés par  $D_2$ ,  $D_3$  et  $D_4$  (fig. 17a). Lorsqu'on mesure ces plis dans des secteurs épargnés par les déformations postérieures (dans la nappe du Tambo), ils semblent avoir une orientation axiale NNW-SSE subhorizontale.

### 3.1.1.4 La linéation

Le plan de schistosité  $S_1$  est porteur d'une linéation d'étirement minérale  $L_1$ . Elle se marque par l'orientation de micas, de feldspaths, de rares amphiboles, des rubans de quartz ou de calcite. Deux linéations d'étirement minérales ont marqué ces roches. Les conditions métamorphiques qui ont régné lors de  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$  étant approximativement identiques (chap. 4), il est difficile de différencier d'un point de vue minéralogique les deux linéations ( $L_1$  et  $L_3$ ), d'autant plus que les plans porteurs de ces linéations sont souvent parallèles. Sur le diagramme stéréographique de la figure 17b, nous avons par conséquent présenté l'en-

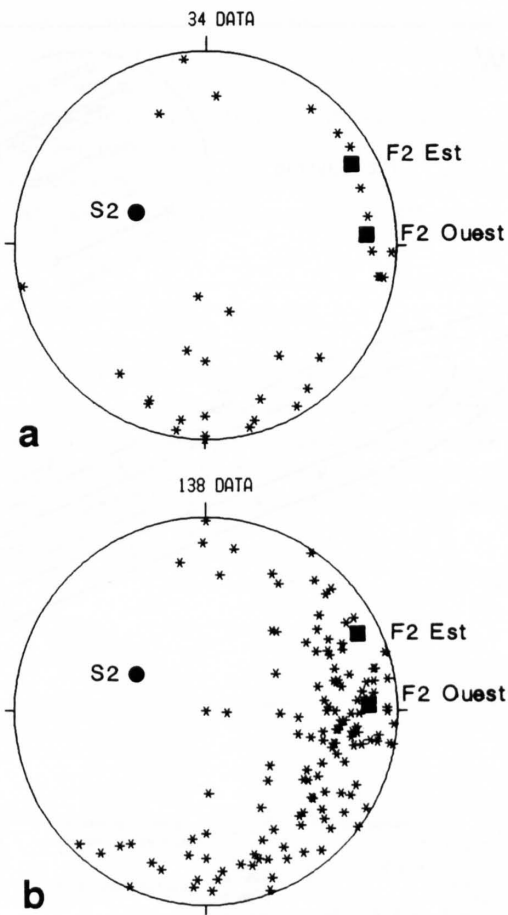


Fig. 17: Stéréogrammes des axes de plis  $F_1$  (a) et des linéations d'étirement minérales  $L_1$  et  $L_3$  (b). Sont aussi représentés les axes des plis  $F_2$  et le pôle de la schistosité  $S_2$  moyenne (canevas de Lambert, hémisphère inférieur).

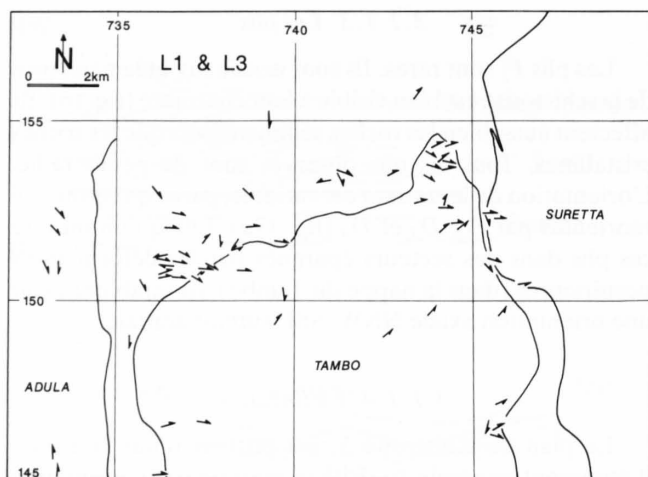


Fig. 18: Répartition spatiale des linéations d'étirement minérales  $L_1$  et  $L_3$ .

semble des linéations  $L_1$  et  $L_3$ . Elles se répartissent sur un plan (grand cercle), avec cependant beaucoup de linéations orientées E-W. Il semble que dans des secteurs épargnés par les déformations postérieures,  $L_1$  soit orientée dans un secteur NNW-SSE. Le plan qui contient l'ensemble des linéations  $L_1$  et  $L_3$  n'a pas  $F_2$  comme pôle, mais représente  $S_2$  (fig. 17b). Localement, les linéations  $L_1$  ont été réorientées autour des plis  $F_2$  (comme à la «Burgruine» de Splügen), mais cela ne s'observe pas sur un diagramme stéréographique contenant l'ensemble des linéations.

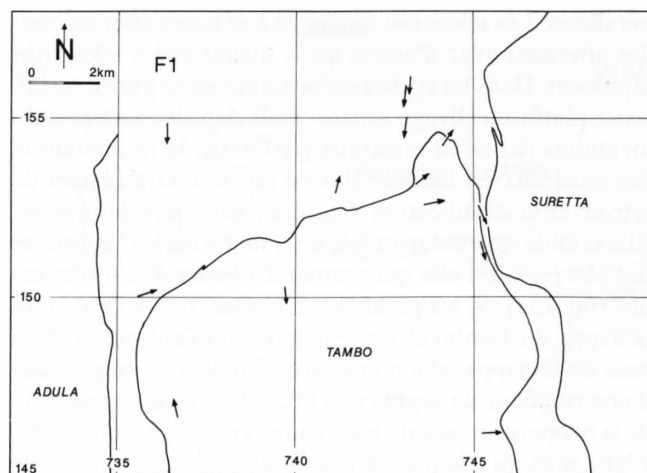


Fig. 19: Répartition spatiale des axes de plis  $F_1$ .

Nous verrons plus loin que ces linéations  $L_1$  ont en fait été réorientées par un cisaillement opérant sur un plan  $S_2$ , dans une direction E-W. La figure 18 présente la répartition spatiale de toutes les linéations d'étirement mesurées ( $L_1 + L_3$ ). On n'observe pas de corrélation entre la position structurale et l'orientation de la linéation.

Au front de la nappe de l'Adula, il faut noter que les linéations liées à la phase de Zapport (phase de mise en place, Löw 1987) sont également réorientées dans une direction E-W.

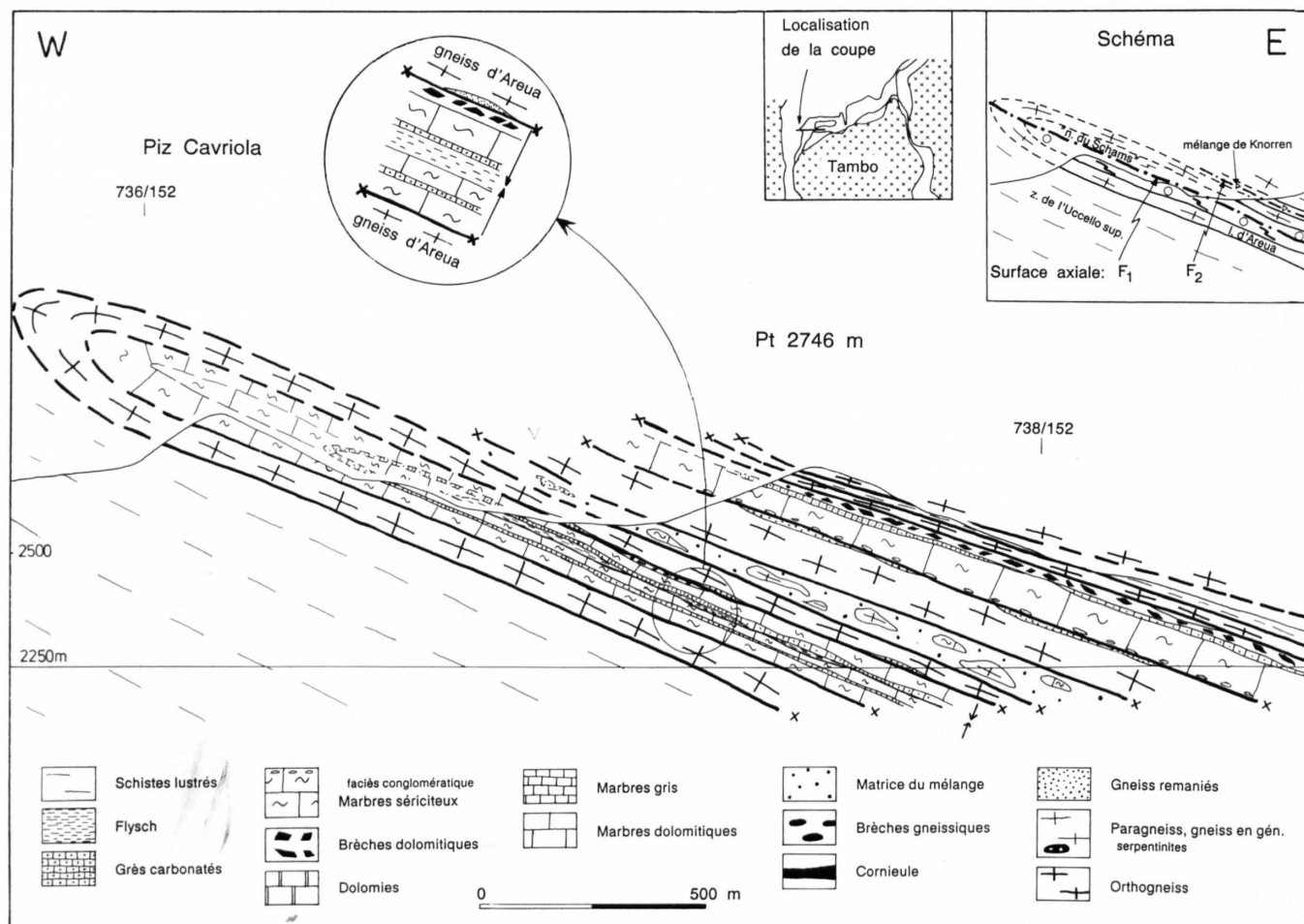


Fig. 20: Coupe W-E montrant le pli  $F_1$  à grande échelle, accompagnée d'un schéma des unités tectoniques. La polarité des séries sédimentaires ( $\rightarrow$ ), ainsi que la vergence des plis secondaires esquissée sur le schéma, suggèrent une fermeture de l'antiforme (ou faux anticlinal) vers l'W.

### 3.1.2 Répartition et variations locales

La figure 19 montre la répartition spatiale des axes de plis  $F_1$ . Ils sont rares, mais on n'observe pas de répartition structurale particulière. Les vergences observées ne sont pas toujours identiques, mais il est difficile de les corrélérer, sauf au Val Vignun (ouest du terrain). En effet, dans cette région, on observe la succession des unités suivantes (fig. 20), du bas (ouest) vers le haut (est):

- zone de l'Uccello supérieure,
- lame d'Areua: les sédiments permo-carbonifères sont au-dessus du gneiss,
- lame des nappes du Schams en série normale (par rapport au cristallin sous-jacent),
- lame des nappes du Schams en série inverse (par rapport au cristallin sous-jacent),
- lame d'Areua: les sédiments permo-carbonifères sont situés structuralement au-dessous du gneiss, suggérant que cette lame est renversée.

De plus, quelques plis  $F_1$  ont pu être observés dans les sédiments de la lame des nappes du Schams en série inverse; ils ont une vergence de type Z (lorsque l'on regarde vers le nord).

L'ensemble de ces observations suggèrent une fermeture  $F_1$  à grande échelle vers l'W et en l'air (fig. 20). Nous n'avons jamais pu observer ce pli sur le terrain, car il a dû être érodé. Ce pli serait une grande antiforme très pincée, ayant des sédiments de la lame des nappes du Schams au coeur, et entourée par le gneiss de la lame d'Areua.

Soulignons ici que ce pli  $F_1$  intègre toutes les observations que nous avons faites; mais en l'absence de critères absolument indiscutables (plis  $F_1$  de vergence normale dans le flanc normal, observations de la charnière), il reste hypothétique.

## 3.2 Deuxième phase de déformation – $D_2$

Cette deuxième phase de déformation est macroscopiquement la mieux visible. Des plis particulièrement spectaculaires impliquent à l'échelle kilométrique tous les sédiments situés au front de la nappe du Tambo (ainsi que la lame d'Areua), comme l'a déjà décrit GANSSER (1937a).

### 3.2.1 Les structures

#### 3.2.1.1 La schistosité

La schistosité  $S_2$  présente une orientation relativement constante (110/30, fig. 21) que ce soit à l'est ou à l'ouest de la région étudiée. Elle est cependant localement réorientée par les déformations  $D_4$ . Nous avons séparé les données en deux groupes géographiques pour voir si la schistosité était réorientée aux alentours de la coordonnée 740 de la même manière que les plis  $F_2$  (voir ci-dessous).  $S_2$  est parallèle à la schistosité  $S_1$ , sauf aux charnières des plis  $F_2$  et au front de la nappe du Tambo. Les plis de deuxième phase ont en effet déformé  $S_1$  (fig. 13b) et, au front de la nappe du

Tambo, nous avons vu que  $S_1$  suivait le contact de la nappe avec les sédiments, ce qui n'est pas le cas de  $S_2$ .

Cette déformation ne semble pas avoir affecté fortement le cristallin de la nappe du Tambo. On y observe rarement  $S_2$ , sauf près du contact chevauchant.  $S_2$  est une schistosité de crénulation relativement serrée dans ces roches (de l'ordre du millimètre). Elle est plus développée dans les roches sédimentaires et les lames de cristallin, où elle correspond à une orientation en plans parallèles, surtout des phyllosilicates. Elle devient pénétrative dans les roches sédimentaires relativement riches en minéraux phylliteux.

#### 3.2.1.2 Les plis

Les plis  $F_2$  sont plus ou moins serrés suivant la lithologie dans laquelle ils se développent. Ils s'observent à toutes les échelles, tant microscopique que macroscopique. D'ouest en est, l'orientation de leurs axes varie, pour les plis à petite comme à grande échelle. A l'ouest de la coordonnée

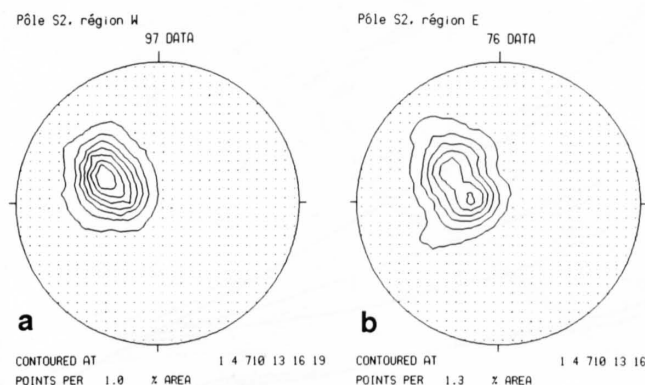


Fig. 21: Stéréogrammes de densité des pôles de  $S_2$  à l'ouest (a) et à l'est (b) de la coordonnée 740 (canevas de Lambert, hémisphère inférieur).

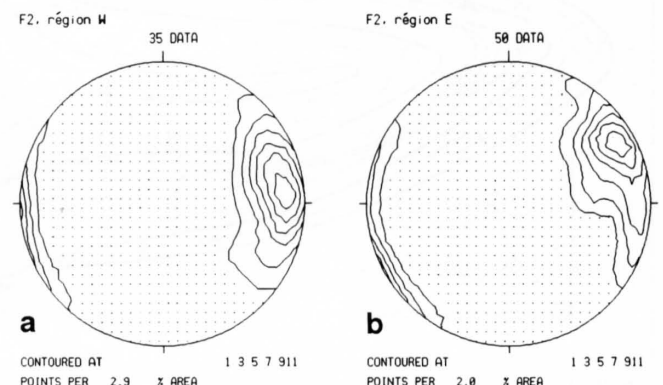


Fig. 22: Stéréogrammes de densité des axes de plis  $F_2$  à l'ouest (a) et à l'est (b) de la coordonnée 740 (canevas de Lambert, hémisphère inférieur).

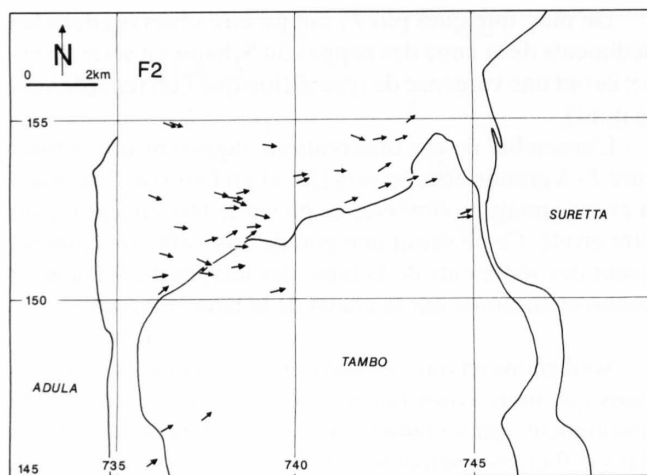


Fig. 23: Répartition spatiale des axes de plis  $F_2$ .

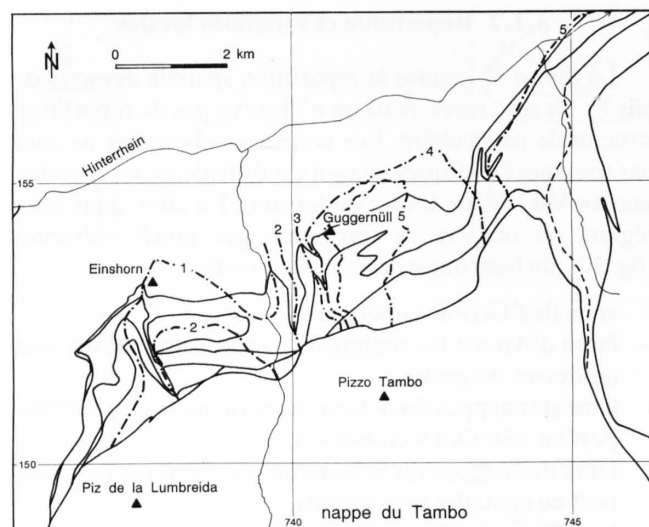


Fig. 24: Traces axiales des plis  $F_2$  à grande échelle au front de la nappe du Tambo (numérotées de bas en haut d'un point de vue structural).

740, les axes de plis sont orientés E-W; à l'est, ils sont orientés ENE-WSW, voire NE-SW (fig. 22, 23). Nous n'avons jamais observé de plis à axe courbe. Le plan axial des plis  $F_2$  est parallèle à  $S_2$ . Les axes de plis semblent suivre le front de la nappe du Tambo (fig. 23).

Seules les unités situées au front de la nappe du Tambo sont affectées par des plis  $F_2$  à grande échelle (zone de l'Uccello supérieure, lame d'Areua, lame des nappes du Schams, mélange de Knorren).

### 3.2.2 Répartition et variations locales

Les plis  $F_2$  métriques ont été observés surtout dans les roches sédimentaires, ainsi que dans la nappe du Tambo près de leur contact (fig. 23). A grande échelle, on observe six plis successifs dont les traces axiales ont été reportées sur la figure 24. Nous les avons numérotées de bas en haut

et par conséquent d'ouest en est. Ces plans axiaux ont un léger pendage vers l'E. Ils recoupent le front de la nappe du Tambo.

Dans la partie ouest du terrain étudié, nous avons construit une coupe N-S, verticale et perpendiculaire aux axes de plis, pour illustrer la complexité des structures et les problèmes de corrélation dus aux relations géologie/topographie (fig. 25). On peut observer sur cette coupe la polarité opposée des couches dans le flanc inverse de l'antiforme N°1, qui résulte du pli  $F_1$  dont l'axe est parallèle au plan de coupe. Il y a en plus un pli en genou, dans le Val Vignun, au niveau du Pt 2494,8 m environ, qui vient compliquer la structure. L'antiforme N°1 et la synforme N°2 affectent le mélange de Knorren, la lame d'Areua, la lame des nappes du Schams et la zone de l'Uccello

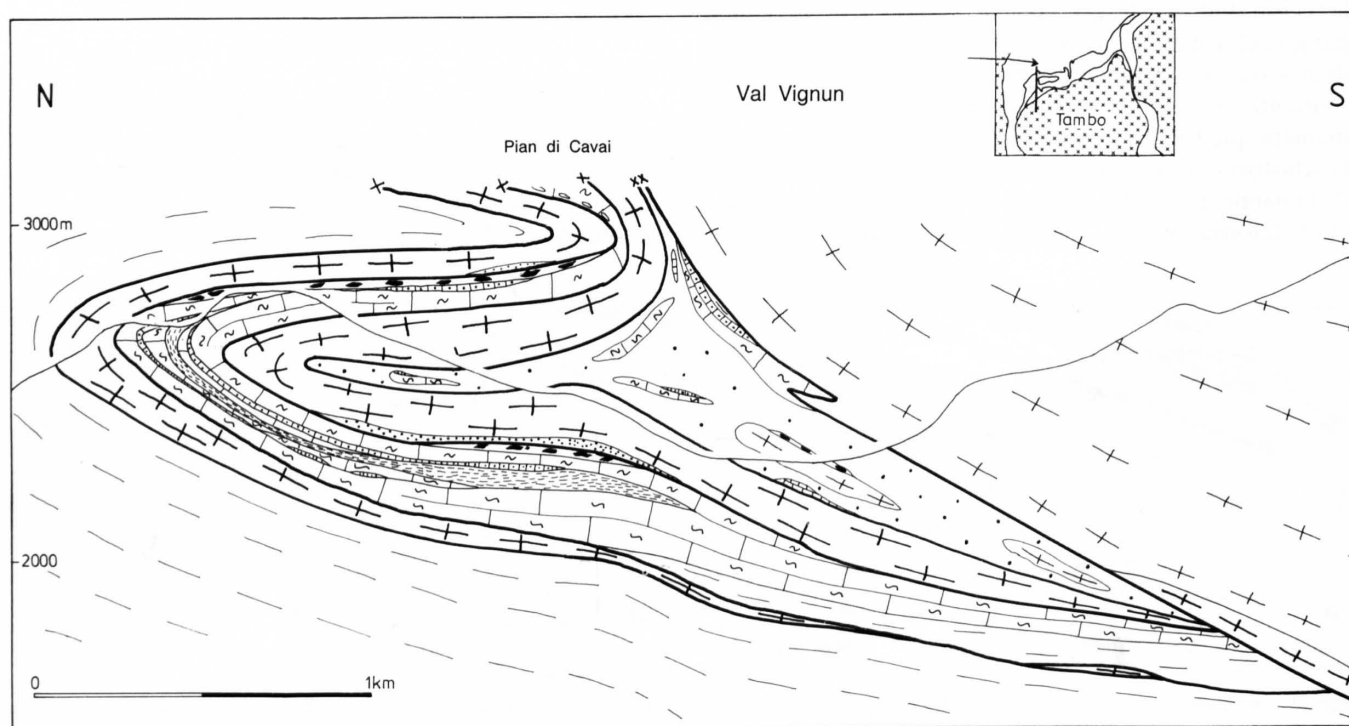


Fig. 25: Coupe verticale N-S, perpendiculaire à la direction des axes de plis  $F_2$ , passant à l'ouest du terrain étudié (légende: voir fig. 20).



supérieure. La charnière de l'antiforme N°1 s'observe très bien depuis le Tempahorn (Alp Gadriola), dans la paroi nord-ouest du Einshorn. Le versant sud du Val Vignun est parallèle aux plans axiaux des plis  $F_2$  et au plan axial du pli  $F_1$ . Les intersections entre les contacts géologiques et la topographie paraissent de ce fait parfois compliquées. Les quatre plis suivants (N°2-5) s'observent dans la paroi ouest du Guggernüll (fig. 26). A l'est de ce sommet, les axes des plis  $F_2$  s'orientent vers l'ENE (fig. 22, 23).

La géométrie de ces plis N°2-5 est représentée sur la figure 27. Cette coupe est perpendiculaire aux axes des plis  $F_2$  directement touchés, et est donc orientée NNW-SSE. Pour projeter les plis les plus profonds, nous avons tenu compte de la courbure de leurs axes dans le secteur de la coordonnée 740.

D'une manière globale, les plis hectométriques  $F_2$  présentent une vergence de type «Z» lorsque l'on regarde vers l'est. Ces plis peuvent par conséquent être considérés comme des plis en retour («backfolds») avec un regard sud. La partie sommitale du front de la nappe du Tambo a une forme qui pourrait être celle d'un pli  $F_2$ . Elle se trouve de plus dans le prolongement direct du pli N°5. Nous n'avons jamais pu observer de structures dans la nappe qui permettent d'imaginer que celle-ci soit plissée. Le mélange de Knorren moule le front de cette nappe et se trouve aussi sur son dos jusqu'au col du Splügen. Cette position suggère également un pli de deuxième phase qui aurait ramené des sédiments du mélange de Knorren sur le dos de la nappe.

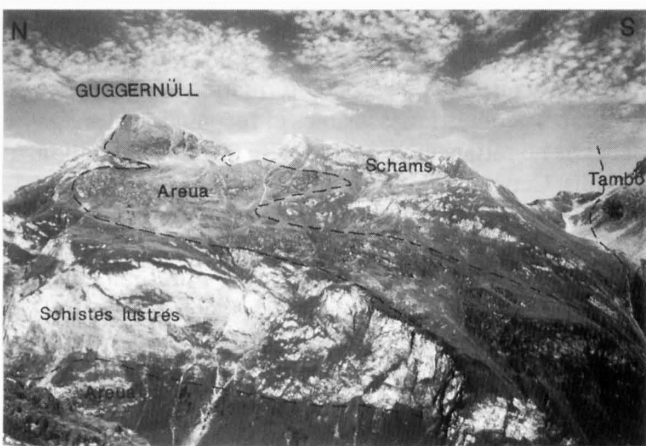


Fig. 26: Flanc ouest du Guggernüll.

Par contre, si ces sédiments n'appartiennent pas au mélange de Knorren, comme nous en avons signalé la possibilité au chapitre 2.1.8.3, un pli de deuxième phase du front de la nappe du Tambo est alors moins probable. Ce front est actuellement très raide. Si on considère que cette nappe n'est pas une nappe-*pli*, mais une grande lame de cristallin, avec un décollement basal et une rampe frontale (chap. 6), alors le front de la nappe représente cette rampe. Or il est actuellement beaucoup trop redressé, ce qui peut s'expliquer par une déformation  $D_2$ .

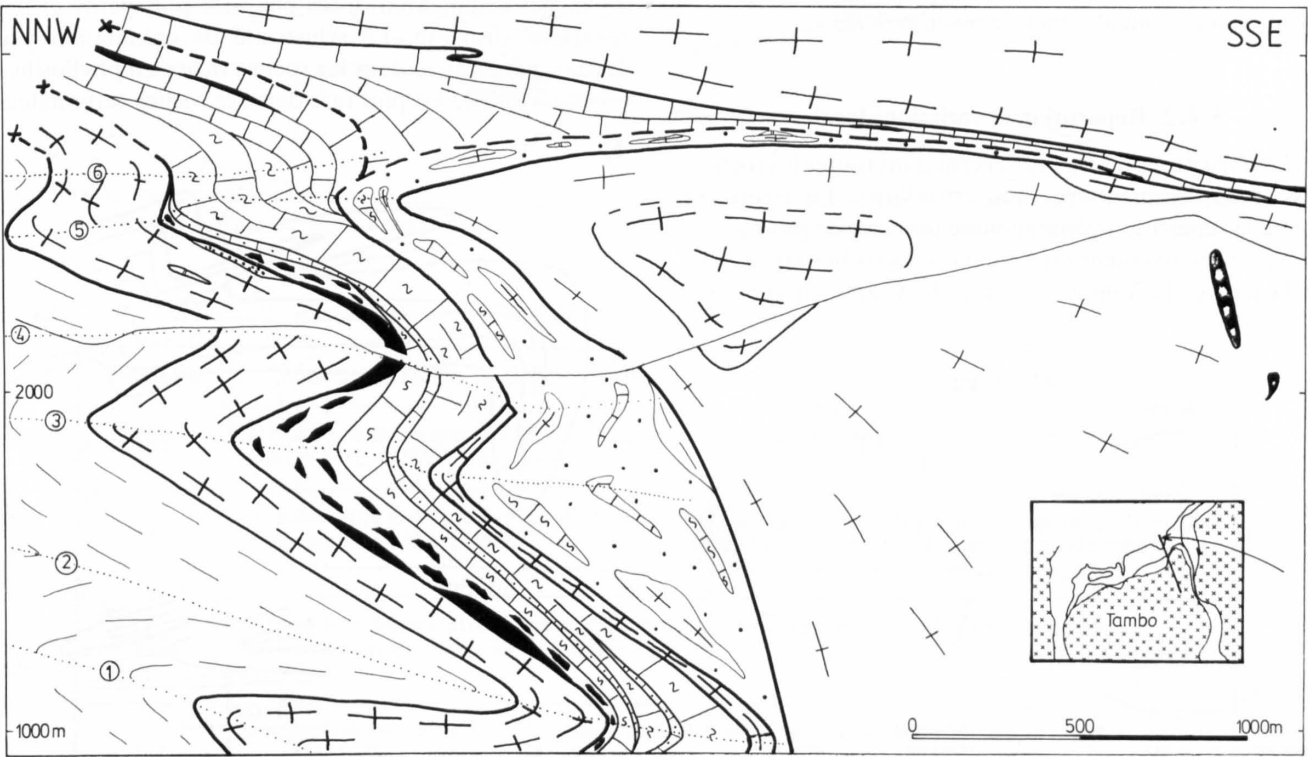


Fig. 27: Coupe verticale NNW-SSE, perpendiculaire à la direction des axes de plis  $F_2$ , passant à l'est du terrain étudié, avec les traces axiales des plis  $F_2$  à grande échelle (légende: voir fig. 20).

### 3.3 Troisième phase de déformation – $D_3$

Cette troisième phase de déformation n'a pas laissé de structures géométriques visibles et reconnaissables. On ne peut pas lui rattacher une schistosité ou une crénulation, ni des plis. Cependant, il existe sur les plans de schistosité  $S_2$  une linéation d'étirement minérale  $L_3$ , orientée E–W, avec un léger plongement vers l'E. Nous avons déjà mentionné la difficulté de séparer  $L_1$  et  $L_3$ , qui, d'un point de vue minéralogique, sont identiques, et sont portées par des plans souvent parallèles. Cependant, l'examen du stéréogramme de la figure 17b montre que beaucoup de ces linéations sont justement orientées E–W. L'analyse de la déformation effectuée au chapitre 5 indique que l'ellipsoïde de déformation finie associé à  $D_2$  (plan d'aplatissement parallèle à  $S_2$ ) est étiré dans une direction E–W. Cet étire-

ment est déterminé à la fois sur les galets des conglomérats et sur les macles de la calcite. Il vient confirmer l'existence de  $L_3$ . L'étude des indicateurs cinématiques associés à cette linéation d'étirement minérale  $L_3$  (halos d'étirement asymétriques, «shear bands», axe  $c$  du quartz; voir chap. 5.4) indique qu'un mouvement cisailant avec déplacement du bloc supérieur vers l'E lui est associé. Ce mouvement correspond à un déplacement de la nappe de Suretta vers l'E (soit un mouvement normal) qui a utilisé les plans  $S_2$  comme plans de cisaillement. On peut donc aussi expliquer le stéréogramme de la figure 17b ainsi: les linéations  $L_1$  ont été réorientées dans le plan  $S_2$  par ce cisaillement; elles se placent donc sur un grand cercle.

### 3.4 Quatrième phase de déformation – $D_4$

#### 3.4.1 Les structures

$D_4$  se caractérise par une schistosité de crénulation  $S_4$  très redressée et plus ou moins espacée suivant la lithologie. L'orientation de  $S_4$  est relativement variable, avec une direction moyenne ENE–WSW, et un pendage fortement incliné vers le N ou vers le S (fig. 28). Des plis ouverts d'axe ENE–WSW à faible plongement vers l'E accompagnent cette schistosité  $S_4$  (fig. 28). Ils ont de faibles amplitudes et longueur d'onde (quelques mètres, rarement plus), plus importantes dans les roches cristallines (plus compétentes). Ils ont assez systématiquement une vergence de type «S» (lorsque l'on regarde vers l'est), avec un abaissement du compartiment nord par rapport au compartiment sud. Ils remplissent localement toutes les structures antérieures, schistosités, plis ou chevauchements (fig. 29). Il n'y a pas de linéation d'étirement minérale associée à  $D_4$ .

#### 3.4.2 Répartition et variations locales

Les structures de  $D_4$  s'observent dans toutes les roches, aussi bien sédimentaires que cristallines. La figure 30 donne la répartition géographique des axes de plis  $F_4$ .

$S_4$  est relativement espacée dans les roches cristallines de la nappe du Tambo. Les plis  $F_4$  y sont en chevrons

(fig. 31). A l'ouest du col du Splügen, la «Zwischenzone» est affectée par un pli  $F_4$  de grandes amplitudes et longueur d'onde (supérieure à une centaine de mètres). Les schistosités  $S_1$  et  $S_2$  sont verticalisées sur la crête entre le Piz Tamborello et le Pizzo Tambo. Ce pli s'estompe en direction de l'est, vers la zone du Splügen. Cependant, cette crête étant subparallèle à la fois au pendage général du toit de la nappe et au plongement de l'axe du pli  $F_4$ , ce dernier reste une structure relativement superficielle, c'est-à-dire n'affectant que la partie sommitale de la nappe du Tambo.

Les déformations  $D_4$  sont présentes seulement dans certains secteurs des roches cristallines. Les secteurs déformés et non déformés par  $D_4$  se succèdent de façon régulière. Cette régularité s'observe aussi dans le granitoïde du Truzzo plus au sud (D. Marquer, comm. pers.). Dans les roches sédimentaires, les plis sont plus petits et leur régularité disparaît. La schistosité de crénulation peut devenir pénétrative dans les roches riches en phyllosilicates, alors qu'elle est plus rare dans les roches carbonatées.

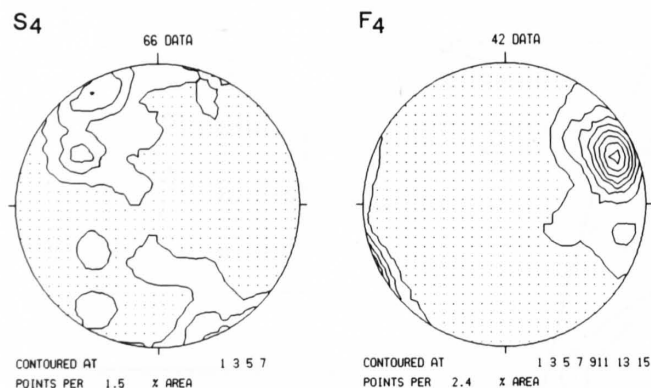


Fig. 28: Stéréogrammes de densité des pôles de la schistosité  $S_4$  et des axes de plis  $F_4$  (canevas de Lambert, hémisphère inférieur).

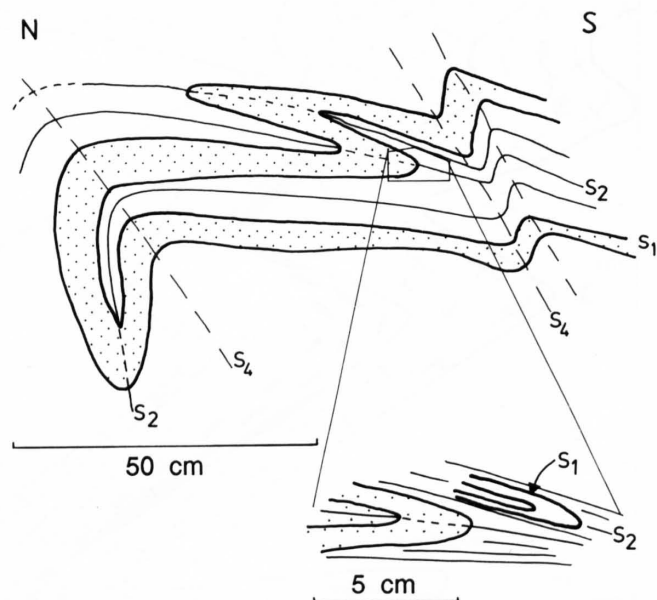


Fig. 29: Interférence entre les phases de déformation  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_4$ , mise en évidence par un niveau riche en quartz (gneiss du Tambo, 737.30/146.65).

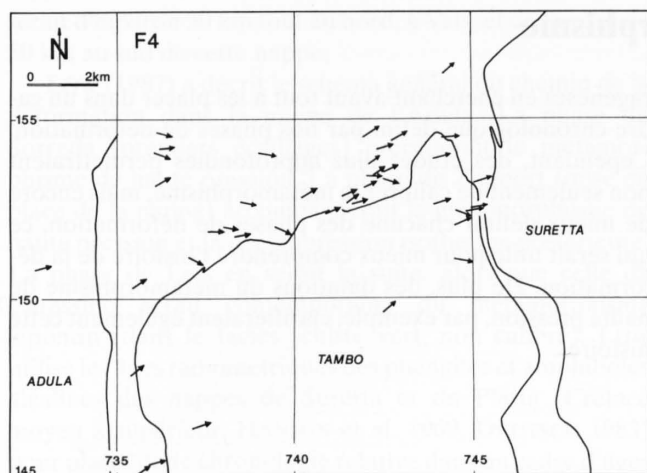


Fig. 30: Répartition spatiale des axes de plis  $F_4$ .

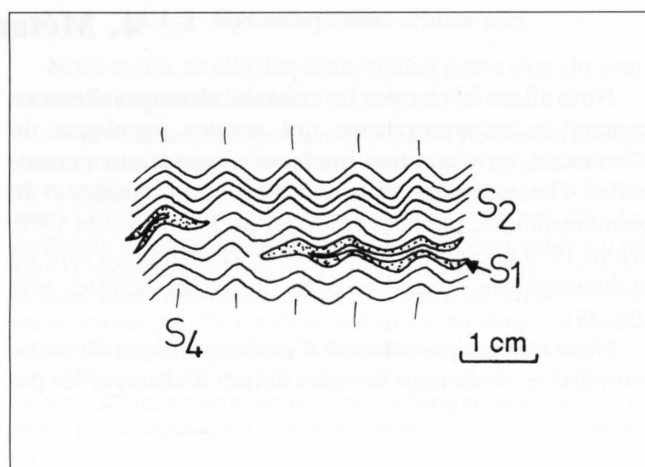


Fig. 31: Crénulation  $S_4$  en chevrons (gneiss du Tambo, 736.05/146.82).

### 3.5 Conclusion

Nos études mettent en évidence quatre phases de déformation bien distinctes au front de la nappe du Tambo. Le tableau 2 résume chaque événement. La géométrie

actuelle des sédiments du front de la nappe du Tambo est représentée de façon schématique en trois dimensions sur la figure 32.

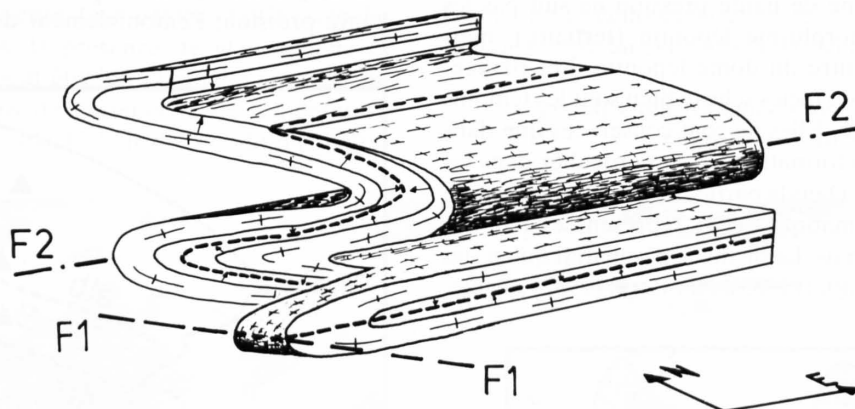


Fig. 32: Schéma de la géométrie des structures dans les unités au front de la nappe du Tambo.  $F_1$  est orienté NNW-SSE, repris par les plis  $F_2$  d'axes E-W, avec des plans axiaux  $S_1$  et  $S_2$  parallèles. Les petites flèches indiquent la polarité des sédiments.

Tableau 2: Résumé des différentes phases de déformation au front de la nappe du Tambo

Phases	Marqueurs de la déformation	Conséquences
D4	Schistosité de crénulation, plis ouverts d'axes ENE-WSW, vergence nord.	Compartiment nord abaissé par rapport au compartiment sud.
D3	Cisaillement E-W, linéation d'étirement minérale orientée E-W.	Compartiment supérieur (nappe de Suretta) abaissé vers l'E par rapport au compartiment inférieur (nappe du Tambo).
D2	Schistosité pénétrative, plis serrés à toutes les échelles, axes E-W à ENE-WSW.	Plis à vergence sud: plis en retour.
D1	Schistosité pénétrative, plis isoclinaux à petite échelle, linéation d'étirement minérale orientée NNW-SSE.	Mise en place des nappes, transport vers le NNW.

## 4. Métamorphisme

Nous allons ici résumer les connaissances actuelles concernant le métamorphisme des nappes penniques du Rheinwald, en y ajoutant quelques observations personnelles. Classiquement, et selon les cartes d'isogrades et du métamorphisme publiées (FREY et al. 1974, NIGGLI 1970, WENK 1970 notamment), le front de ces nappes a subi un métamorphisme tertiaire dans le faciès schiste vert (fig. 33).

Nous n'avons pas effectué d'étude spécifique du métamorphisme. Nous nous sommes limités à observer les pa-

ragenèses en cherchant avant tout à les placer dans un cadre chronologique défini par nos phases de déformation. Cependant, des études plus approfondies permettraient non seulement de calibrer le métamorphisme, mais encore de mieux définir chacune des phases de déformation, ce qui serait utile pour mieux comprendre l'histoire de la déformation. De plus, des datations du métamorphisme de haute pression, par exemple, clarifieraient également cette histoire.

### 4.1 La nappe de l'Adula

Les études de HEINRICH (1982, 1983) et celles de LÖW (1987) ont permis de préciser les premières informations de VAN DER PLAS (1959). Elles conduisent à reconnaître dans cette nappe la présence de deux phases métamorphiques alpines successives, l'une de haute pression d'âge éoalpin (?), l'autre (lépontine) de faciès schiste vert dans les zones frontales et amphibolite plus au sud.

#### 4.1.1 Métamorphisme de haute pression

Le métamorphisme de haute pression ne suit pas les isogrades du métamorphisme lépontin (tertiaire), mais existe de part et d'autre du dôme lépontin. Les paragenèses éclogitiques et de faciès schiste bleu sont les témoins de ce métamorphisme. Elles ne sont conservées que dans les zones de faible déformation, et en particulier dans les boudins éclogitiques. Dans la partie frontale de la nappe de l'Adula, les roches mafiques sont représentées par des glaucophanites à grenats. Le disthène n'apparaît qu'au sud de Hinterrhein (HEINRICH 1983). HEINRICH (1982) a égale-

ment observé des paragenèses à omphacite et quartz dans des schistes lustrés mésozoïques, ainsi que dans les roches ultramafiques intercalées dans ces roches. Elles indiquent que ce métamorphisme de haute pression est bien lié à l'histoire alpine. Des minéraux tels que chlorite, épidote et hornblende, conservés au coeur des grenats des éclogites, évoquent des phases métamorphiques précoces ou même antéalpines (HEINRICH 1983).

Les paragenèses déterminées par HEINRICH (1983; fig. 34) lui ont permis de faire des estimations des conditions de pression et de température du métamorphisme de haute pression; l'enfouissement de la nappe de l'Adula

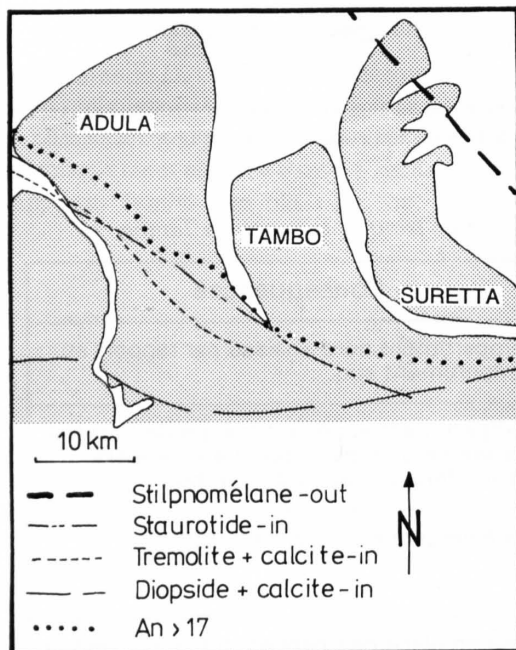


Fig. 33: Carte des isogrades du métamorphisme tertiaire, d'après WENK (1970) et NIGGLI (1970).

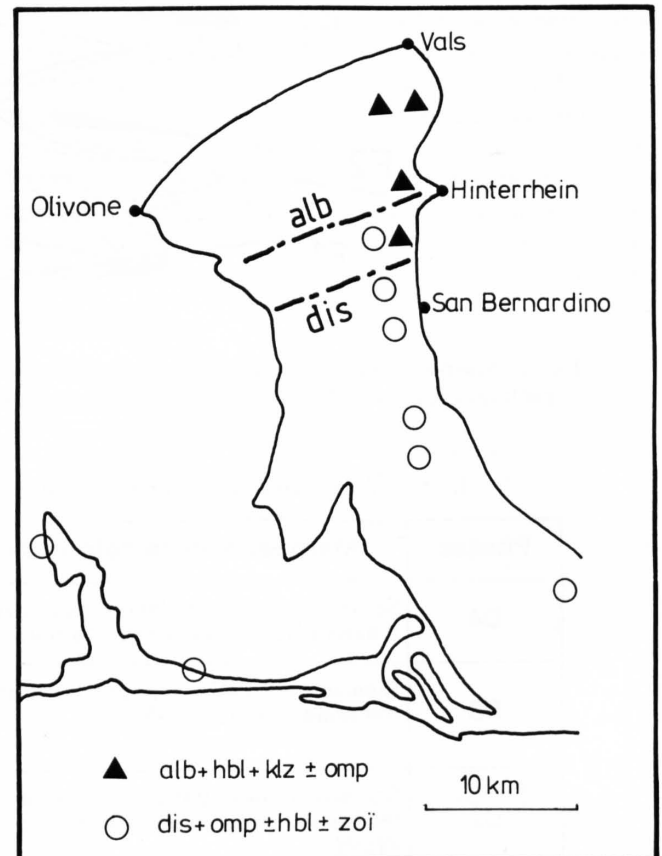


Fig. 34: Emplacements des paragenèses de haute pression dans la nappe de l'Adula.

alb = albite, hbl = hornblende, klz = clinozoïsite, omp = omphacite, dis = disthène, zoï = zoïsite (d'après HEINRICH 1983).



serait d'environ 30 km tout au nord, à Vals, et de l'ordre de 50 km au sud de cette nappe.

Löw (1987) a décrit le schéma général du chemin de la déformation dans la nappe de l'Adula. La phase du Sorreda (premiers écaillages) précéderait le métamorphisme de haute pression. La phase de Zapport (mise en place de la nappe) accompagnerait le métamorphisme de haute pression et la décompression isotherme postérieure. La phase de Leis en serait la suite, alors que celle de Carassino serait contemporaine du métamorphisme lépontin (dans le faciès schiste vert, non calibré). Löw utilise les âges radiométriques des phengites et amphiboles alcalines des nappes de Suretta et du Platta (Crétacé moyen à supérieur; HANSON et al. 1969, DEUTSCH 1983) pour placer cette chronologie relative dans un cadre d'âges absolus.

L'histoire de la déformation implique une déformation continue par cisaillement simple pendant la décompression isotherme. Les paragenèses de haute pression sont visibles surtout au sommet de la nappe (HEINRICH 1983).

#### 4.1.2 Métamorphisme schiste vert

Nous avons étudié des échantillons provenant du sommet de la nappe de l'Adula.

On peut remarquer la présence de plusieurs générations de micas blancs («micas fishes», micas alignés dans le plan de schistosité  $S_1$ , micas tardifs marquant la crénulation ou sans orientation préférentielle). Ces échantillons révèlent également la présence de chlorites, de sphènes, de quartz, de feldspaths potassiques, de plagioclases (primaires) et de grenats. Dans les gneiss situés à proximité des roches basiques, nous avons également observé de la pistachite et des clinozoïsites zonées (fig. 35). Ces dernières ont une biréfringence plus faible vers l'extérieur, indiquant une diminution de la teneur en fer. Tous ces minéraux sont stables dans le faciès schiste vert. Ils semblent avoir crû après  $D_1$ , mais nous n'avons pas pu étudier leurs relations avec les phases postérieures, qui n'étaient pas visibles dans les roches observées.

Il apparaît difficile de définir avec précision les relations entre le métamorphisme tertiaire de faciès schiste vert et les phases de déformation. Tout au plus, il semble que la croissance des minéraux de ce faciès soit postérieure à  $D_1$ .

### 4.2 La zone du Misox

A Neu Wahli (734.8/153.0), GANSSE (1937a) et OBERHÄNSLI (1978) ont étudié la seule relique du métamorphisme de haute pression dans les schistes lustrés de la zone de l'Uccello supérieure. OBERHÄNSLI (1978) signale, dans les schistes bleus, la présence de glaucophane et d'aegyrine-augite (et peut-être de la jadéite s.s.), ce qui implique des conditions de pression et de température d'environ 7 kb et 300–400 °C, soit des conditions nette-

ment inférieures à celles du métamorphisme de haute pression de la nappe de l'Adula.

Dans les schistes lustrés métapélitiques de Mesocco (zone de l'Uccello supérieure), nos observations permettent de mettre en évidence la paragenèse suivante:

grenat + micas blancs + biotite + chlorite  
+ clinozoïsite + quartz

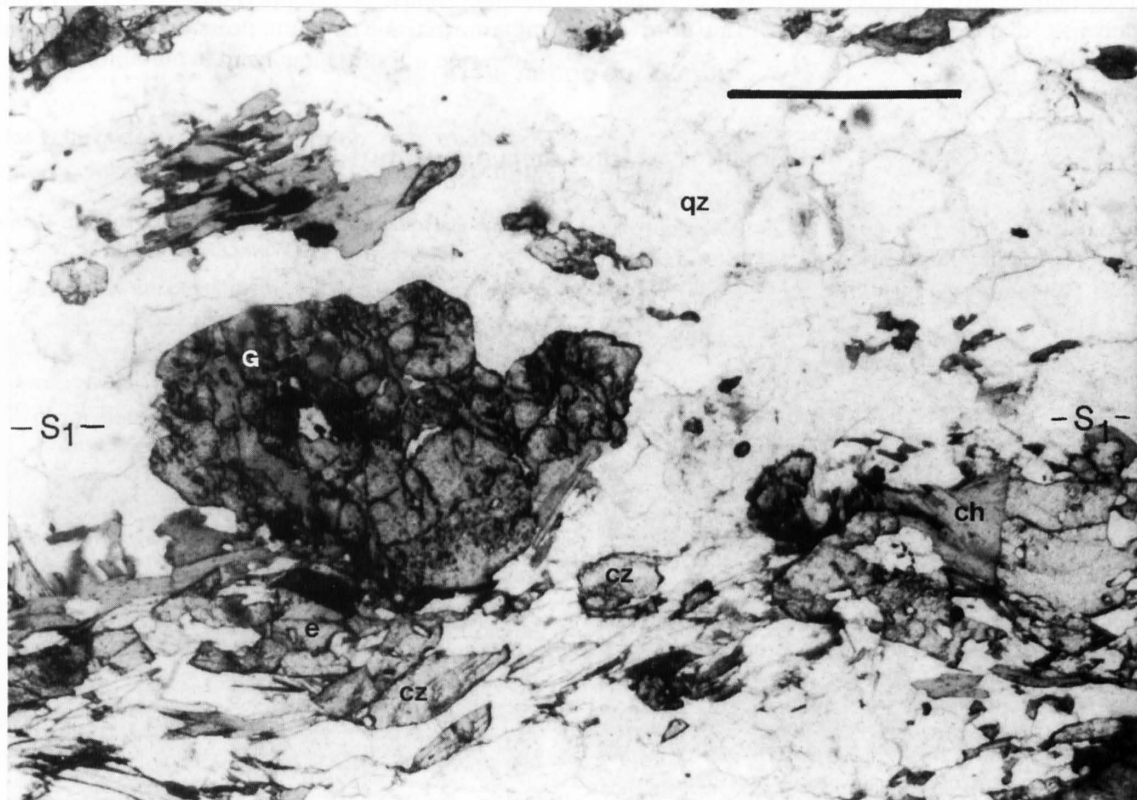


Fig. 35: Gneiss de l'Adula (734.6/146.5); ch = chlorite, cz = clinozoïsite, e = épidote (pistachite), qz = quartz, G = grenat (lumière naturelle, échelle: 0,5 mm).

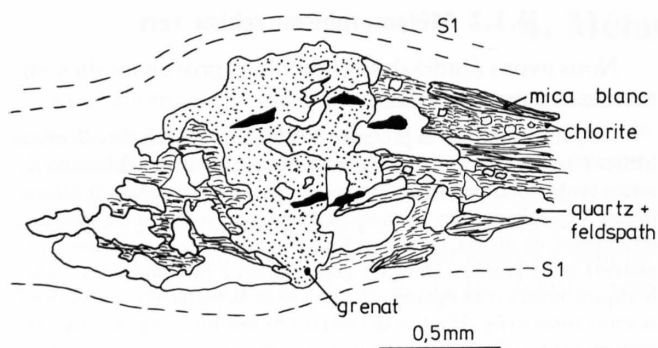


Fig. 36: Grenat et ombres de pressions moulés par la schistosité  $S_1$  dans un schiste lustré de la zone de l'Uccello supérieure (738.05/138.25).

Les «anciens» micas sont en général alignés sur  $S_1$ , alors que les générations les plus récentes lui sont obliques. Il n'y a pas de schistosité de crénulation dans les échantillons. Les clinozoïsites ne sont pas alignées dans le plan de schistosité. Les grenats sont moulés par la schistosité (fig. 36) avec parfois des ombres de pression (chlorite), indiquant qu'ils sont antérieurs à  $D_1$ .

Plus au nord, près de l'Alp de Rog (Val Curciusa), nous avons observé la paragenèse du faciès schiste vert suivante:

quartz + chlorite + micas blancs + grenat

La composition très monotone des schistes lustrés calcaires (chap. 2) ne nous a pas permis de faire des observations nouvelles sur le métamorphisme.

On notera tout de même que TEUTSCH (1982) a observé, dans ces schistes lustrés calcaires, du chloritoïde à Nufenen, du chloritoïde et du grenat à Hinterrhein. La biotite n'apparaît qu'au sud de San Bernardino (village), et c'est vers Mesocco que la staurotide et le disthène font leur apparition. La limite entre les faciès schiste vert et amphibolite se localise, d'après TEUTSCH (1982), au nord du village de Mesocco.

#### 4.3 Les unités au front de la nappe du Tambo

Dans la partie ouest de la lame d'Areua (Val Vignun), le gneiss est composé de phases minérales stables du faciès schiste vert et de plagioclase primaire:

muscovite + chlorite + clinozoïsite ± sphène  
+ biotite + épidote

Les plagioclases (oligoclase) sont primaires et saussuritisés; ils sont aussi fracturés plus ou moins perpendiculairement à la schistosité  $S_1$ . Il y a une recristallisation de quartz et de quelques micas dans les fractures. Ce comportement cassant des plagioclases indique que la roche ne s'est pas trouvée dans le régime ductile des feldspaths.

Dans les sédiments de la lame des nappes du Schams, la lithologie, principalement carbonatée, présente des compositions monotones peu favorables à l'analyse métamorphique. Dans les roches triasiques cependant, il existe des schistes verts qui ressemblent aux «Quartenschiefer» de l'Helvétique (chap. 2.1.7.1), situés au-dessus de la cornieule. Macroscopiquement, on observe dans ces schistes des minéraux verts reliques, orientés de façon aléatoire dans le plan de schistosité  $S_1$ , et qui par conséquent doivent être postérieurs à la formation de cette schistosité  $S_1$ . Ces minéraux verts ont un habitus d'amphiboles, mais au microscope, ils se révèlent être rétrotransformés en albite, quartz, micas blancs et chlorite, alors que la matrice est formée également d'albite, quartz et micas blancs (fig. 37). Une réaction possible pour cette rétrotransformation est:

Dans ces schistes lustrés calcaires, TEUTSCH (1982) observe les réactions suivantes (du nord vers le sud):

muscovite + chlorite + quartz —a→  
muscovite + chlorite + quartz + biotite —b→  
muscovite + biotite + quartz

et dans les schistes lustrés métapélitiques:

muscovite + chlorite + quartz —a→  
grenat + muscovite + chlorite (ou biotite) —b→  
grenat + muscovite + staurotide ± disthène  
+ biotite + quartz

(—a→: au sud de San Bernardino, —b→: à Mesocco)

TEUTSCH (1982) n'a pas pu calibrer le métamorphisme au nord de San Bernardino. Par contre, à Mesocco, les paragenèses associées à la staurotide indiquent une température de 500–550°C et une pression de  $6 \pm 1$  kb (TEUTSCH 1982). Dans la région du col de la Forcola, le géothermomètre grenat-biotite, notamment, conduit cet auteur à proposer une température de 600–660°C, et le géobaromètre plagioclases-grenats une pression de  $6,8 \pm 1$  kb.

D'après TEUTSCH, ce métamorphisme tertiaire est contemporain d'une phase de déformation qui, selon la description qu'il en a faite, correspond à notre  $D_1$ . Nos observations montrent que le métamorphisme de faciès schiste vert prograde a débuté avant  $D_1$  (croissance des grenats) et a pu se prolonger au-delà de  $D_1$  (clinozoïsites non orientées).

Cette relation entre la phase de déformation  $D_1$  et le métamorphisme dans la zone du Misox implique des conditions métamorphiques différentes entre la phase de mise en place des schistes lustrés et celle de la nappe de l'Adula (phase de Zapport) que Löw (1987) place lors du métamorphisme de haute pression et de la décompression isotherme qui suit, bien avant le métamorphisme tertiaire.

amphibole (sodique, avec un peu de Ca) → chlorite + albite + quartz  
(WINKLER 1976)



Fig. 37: Rétromorphose d'amphibole en chlorite (foncé), quartz et albite, dans un schiste vert triasique de la lame des nappes du Schams (742.65/153.60; lumière naturelle, échelle: 1 mm).

L'orientation aléatoire des amphiboles rétrotransformées signifie qu'elles sont postérieures à  $D_1$ . La trace de  $S_1$  est d'ailleurs très bien visible à l'intérieur du cristal (fig. 37), structure typique d'une croissance postdéformation. Les minéraux issus de cette rétrotransformation dans le faciès schiste vert ont gardé l'orientation de  $S_1$  par mimétisme.

Dans un élément de roche verte (mafique) du mélange de Knorren, nous avons observé la paragenèse suivante:

chlorite + quartz + carbonates + micas blancs  
+ plagioclase

Les chlorites forment notamment une structure en gerbes, plus ou moins allongées dans le plan de schistosité, pouvant être un habitus d'amphiboles. Les chlorites, vertes, semblent être à tendance plutôt magnésienne. Il est possible d'imaginer la réaction suivante:

actinote  $\rightarrow$  chlorite + calcite + quartz

(MC NAMARA 1965, dans MÜLLER & SAXENA 1977)

Cette dernière prend place dans le faciès schiste vert. L'amphibole relique semble contemporaine de  $D_1$  (orientation plus ou moins parallèle à  $S_1$ ).

La schistosité  $S_1$  est bien marquée dans la roche, par un intense alignement des micas blancs. On observe également une schistosité de crénulation ( $S_2$ ). La chlorite n'est cependant ni alignée dans le plan de schistosité, ni crénulée, ni alignée dans le plan de crénulation (fig. 38). La réaction de rétrotransformation ci-dessus pourrait donc être postérieure à  $S_2$ . Les conditions nécessaires aux réactions du faciès schiste vert se sont donc maintenues au-delà de  $D_2$ , voire au-delà de  $D_3$ ,  $L_3$  et  $L_1$  ne se différenciant pas d'un point de vue minéralogique.

Il existe également un grès bleu (737.925/151.650) dans le mélange de Knorren. Il contient une amphibole bleue, non altérée, allongée dans le plan de schistosité. Il s'agit probablement, d'après des critères optiques uniquement, d'une riebeckite. Elle est accompagnée de pistachite,

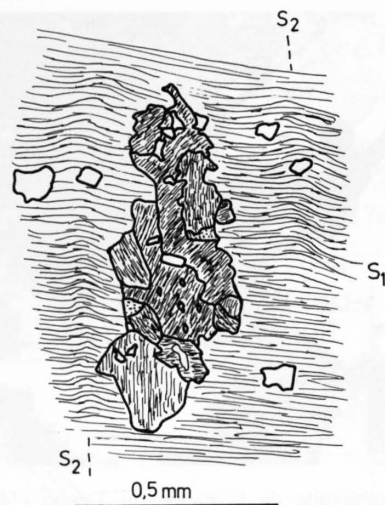


Fig. 38: Rétrotransformation d'actinote en chlorite (foncé), quartz (blanc) et calcite (pointillé), dans une matrice de micas (mélange de Knorren, 742.15/153.15).

sphène, quartz, albite et magnétite. La paragenèse de ce grès bleu n'est pas un indicateur du métamorphisme de haute pression.

Dans ces roches situées au front de la nappe du Tambo, il existe donc des amphiboles qui sont contemporaines de  $D_1$  et d'autres postérieures. Elles se sont déstabilisées (sauf la riebeckite) par la suite, toujours après  $D_1$ , parfois même après  $D_2$ . Par conséquent le métamorphisme de faciès schiste vert est contemporain à postérieur à  $D_1$ ; il est suivi par une rétrotransformation qui se poursuit au-delà de  $D_2$ , toujours dans le faciès schiste vert.

#### 4.4 La nappe du Tambo

Dans les roches de la nappe du Tambo, nous avons observé des paragenèses typiques (stables) du faciès schiste vert:

- Dans les gneiss à micas:

micas blancs + quartz  $\pm$  biotite + calcite + épidote  
+ clinozoïsite + grenat

Il y a plusieurs générations de micas blancs, dont une au moins est contemporaine de  $D_1$ . Les feldspaths potassiques ont un comportement cassant, le quartz forme parfois des rubans parallèles à  $S_1$  (voir aussi chap. 5).

- Dans les gneiss ocellés:

les mêmes minéraux que ci-dessus + sphène + zircon  
+ tourmaline

Les grenats ne montrent pas de croissance hélicitique, mais quelques halos d'étirement (chlorite). A l'intérieur des cristaux (fig. 39), il existe de nombreuses inclusions de quartz et de biotite. Ces grenats sont aussi chloritisés. Nous les avons interprétés comme étant antérieurs à  $D_1$  ou ayant crû au tout début de cette phase.

- Dans des roches à caractère intermédiaire entre des gneiss et des amphibolites:

sphène + calcite + clinozoïsite + actinote + biotite  
+ quartz + plagioclase + chlorite

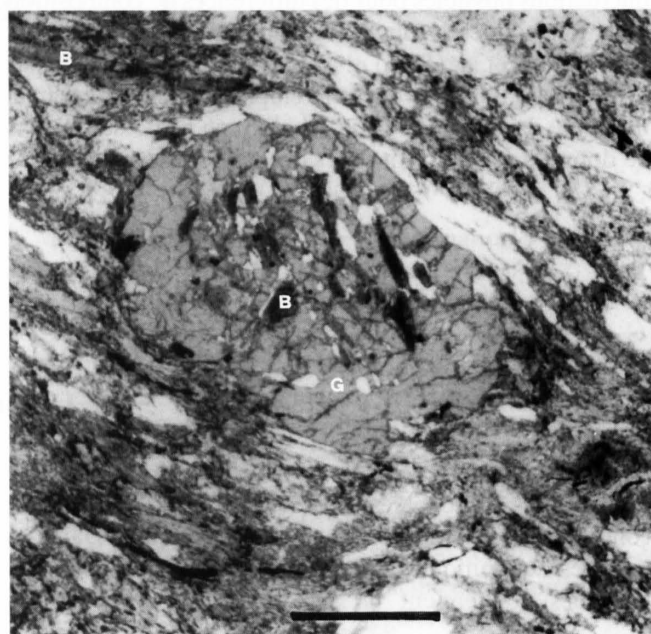


Fig. 39: Grenat possédant quelques inclusions ne montrant aucune relation avec la schistosité extérieure au cristal (gneiss du Tambo, 739.875/148.820). G = grenat, B = biotite (lumière naturelle, échelle: 1 mm).

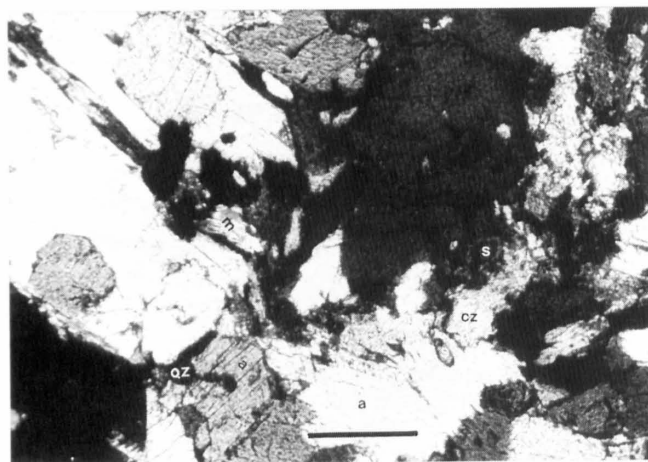
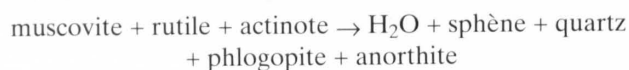


Fig. 40: Amphibolite de la nappe du Tambo (742.625/149.270); cz = clinozoïsité, m = muscovite, a = actinote, QZ = quartz, s = sphène ou rutile entouré de sphène. Phlogopite et anorthite ne sont pas visibles sur cette photo (échelle: 200  $\mu$ m).

Le plagioclase est primaire; il est saussuritisé. Cette paragenèse est typique du faciès schiste vert. Cependant, ces roches, ainsi que les amphibolites que nous traiterons ci-après, ne montrent pas de schistosité, ce qui rend aléatoires les relations du métamorphisme avec les déformations.

– Dans les amphibolites (fig. 40):

micas blancs + illménite + rutile + actinote + K-feldspath  
+ phlogopite + plagioclase + sphène + clinozoïsité  
avec la réaction:



La droite d'équilibre pression/température de cette dernière est illustrée sur la figure 41. Cette droite est calculée pour des phases pures. Il faut admettre des fluctuations possibles pour des différences de composition (solutions solides). Nous avons utilisé le programme décrit par PERKINS et al. (1986) et adapté à l'univers Vax-Ne par D. Marquer. Nous avons dû remplacer l'actinote par la trémolite dans l'équation, le programme ne possédant pas de données sur l'actinote. Les droites sont calculées pour

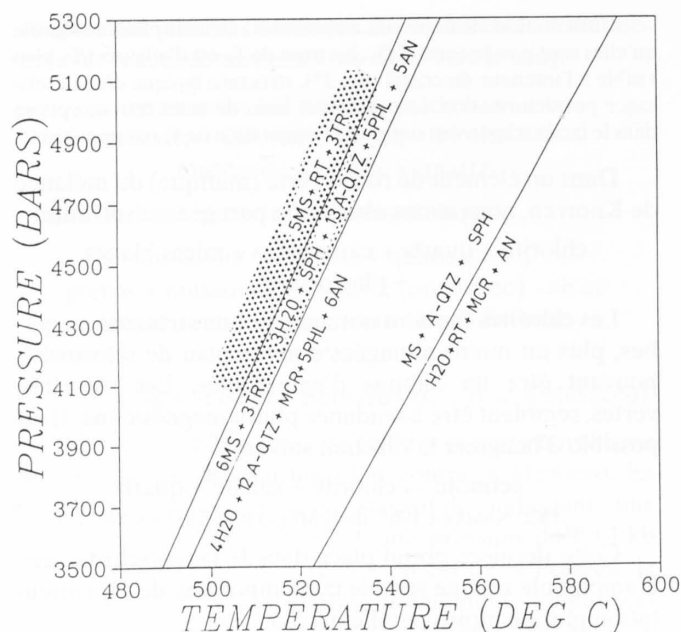


Fig. 41: Droites de réaction calculées à l'aide du programme de PERKINS et al. (1986).

En pointillé: conditions approximatives de la réaction dans notre exemple; MS = muscovite, TR = trémolite, RT = rutile, A-QTZ = a-quartz, PHL = phlogopite, MCR = microcline, AN = anorthite, SPH = sphène.

une pression  $P_{\text{H}_2\text{O}}=1$  (pas d'autres fluides) à l'aide de l'équation d'état de KERRICK & JACOBS (1981). Seules les parties stables des droites de réaction ont été dessinées.

N'ayant pas de géobaromètre, ni de géothermomètre, il n'est cependant pas possible d'utiliser cette droite pour calibrer le métamorphisme.

Dans la nappe du Tambo, nous avons peu d'arguments pour mettre en relation les phases de déformation avec le métamorphisme. Seuls les grenats semblent antérieurs à  $D_I$ , pouvant indiquer que le métamorphisme avait débuté avant cette phase.

## 4.5 La zone du Splügen

Les roches de la zone du Splügen sont principalement des roches carbonatées du Trias. Les marbres sont composés de calcite, quartz, micas et opaques. Dans les marbres dolomitiques vient s'ajouter de la dolomite. Les dolomies contiennent un peu de quartz et quelques

opaques. Les roches sont de composition monotone, et on n'observe pas de paragenèses ou de réactions particulières. On ne se trouve pas encore dans le champ de la trémolite (fig. 33).



## 4.6 Conclusion

Dans la nappe de l'Adula, le métamorphisme de haute pression est contemporain de la phase de mise en place de la nappe (phase de Zapport), alors que le métamorphisme tertiaire, de faciès schiste vert au nord de la nappe, est contemporain de la phase de flexure tardive (phase de Carassino, Löw 1987).

L'histoire métamorphique est différente dans les unités tectoniques au-dessus de la nappe de l'Adula. En effet, à une exception près, des paragenèses de haute pression n'ont encore jamais été observées. Dans la zone du Misox, TEUTSCH (1982) a montré que le métamorphisme tertiaire, contemporain de la phase  $D_1$  (mise en place des nappes), était de faciès schiste vert au nord, et amphibolite au sud de Mesocco.

Dans les unités au front de la nappe du Tambo, nous avons mis en évidence une croissance d'amphiboles postérieure à  $D_1$ , indiquant que le métamorphisme tertiaire s'était poursuivi au-delà de  $D_1$ . Ces amphiboles ont par la suite été déstabilisées, toujours dans le faciès schiste vert, parfois après  $D_2$ , voire après  $D_3$ . Les conditions de température et pression requises pour le faciès métamorphique schiste vert sont donc restées présentes lors de plusieurs phases de déformation. Dans la nappe du Tambo, les grenats semblent antérieurs à  $D_1$ . Ils sont les uniques indices permettant de faire une relation entre le métamorphisme et les phases de déformation.

Le tableau 3 résume ces observations.

Tableau 3: Relations entre le métamorphisme et les phases de déformation au front de la nappe du Tambo

PHASES	METAMORPHISME		
	SCHISTE VERT	AMPHIBOLITIQUE	
D4			↑ T E M P S ↓
D3			
D2			
D1			

— Au front de la nappe du Tambo  
 --- Dans la zone du Misox  
 - · - · Dans les gneiss du front de la nappe du Tambo

## 5. Quantification de la déformation et analyse cinématique

### 5.1 Analyse de la déformation finie

#### 5.1.1 Introduction

Plusieurs méthodes de quantification de la déformation ont été décrites dans la littérature; elles se basent soit sur la déformation des grains composant la roche (SPANG 1971, GROSHONG 1972, PFIFFNER & BURKHARD 1987), soit sur la déformation de marqueurs (DUNNET 1969, ELLIOT 1970, LISLE 1977, SHIMAMOTO & IKEDA 1976 entre autres), soit sur la déformation de la matrice (FRY 1979). Ces méthodes s'appliquent surtout à des roches sédimentaires. Nous avons essayé de quantifier la déformation des roches du secteur étudié afin d'avoir une information sur le type de déformation qui les a affectées (par constriction ou aplatissement, déformation plane) et sur son intensité, en relation avec les différentes phases de déformation. Cet essai de quantification de la déformation finie a été entrepris suivant deux méthodes sur des roches sédimentaires: à l'aide du maclage de la calcite à l'échelle du grain, et à l'aide de marqueurs (galets étirés) à plus grande échelle. Nous avons essayé d'utiliser la méthode de FRY (1979) pour la déformation de gneiss, sans grand succès.

#### 5.1.2 Déformation à l'échelle du grain: maclage de la calcite

##### 5.1.2.1 Principes et méthodes

Le maclage de la calcite par déformation a été étudié depuis longtemps (GRIGGS 1938, HANDIN & GRIGGS 1951, TURNER & CH'IH 1951). C'est TURNER (1953) qui a développé le premier une méthode pour déterminer les directions principales des contraintes dans les marbres. Elle permet la détermination des principaux axes de compression (maximum et minimum) les plus favorablement orientés pour produire le maclage. Cette méthode a été testée puis appliquée sur de nombreux exemples (BORG & TURNER 1953, CONEL 1962, TURNER & WEISS 1963, NIESSEN 1964, FRIEDMANN 1964, FRIEDMANN & HEARD 1974 entre autres). Le principe des relations entre les différents axes de la calcite a également été utilisé pour développer d'autres méthodes de détermination des contraintes ou des paramètres de la déformation (SPANG 1971, 1972, GROSHONG 1972, DIETRICH & SONG 1984, PFIFFNER & BURKHARD 1987 notamment).

Nous avons utilisé les méthodes de SPANG (1971, 1972), GROSHONG (1972, 1974) et PFIFFNER & BURKHARD (1987) pour déterminer l'orientation des contraintes qui ont provoqué le maclage. Seule la méthode de GROSHONG (1972) donne une estimation de la quantité de déformation. Les programmes informatisés de ces méthodes sont implantés sur la VAX-Vms de l'Université de Neuchâtel (BURKHARD & PFIFFNER 1986, PFIFFNER 1987).

5.1.2.2 Les échantillons

Les échantillons proviennent de marbres triasiques et crétacés et de schistes lustrés assez purs, parfois légèrement gréseux ou sériciteux, des zones sédimentaires du front de la nappe du Tambo. Les microstructures de la calcite sont décrites en détail au chapitre 5.3.1.1. Le maclage semble être un mécanisme de déformation tardif, postérieur à la recrystallisation dynamique de la roche (fig. 42).

Nous allons par conséquent quantifier par ces analyses un dernier incrément de la déformation, associé soit à  $D_3$ , soit à  $D_4$ .

Pour des raisons méthodologiques (à savoir reconnaissance du grain et de la macle), les mesures ont été effectuées sur les grains pas trop maclés. Dans chaque échan-



Fig. 42: Microstructure d'un marbre. La forme des grains montre une orientation préférentielle, les macles sont rectilignes et non recrystallisées. Les joints sont rectilignes par secteurs. Grains noirs: quartz (éch. 328, zone de l'Uccello supérieure, 736.50/154.60; échelle: 0,5 mm).

tilon analysé, nous avons toujours mesuré les différents paramètres nécessaires au calcul de la déformation sur deux coupes perpendiculaires.

Tableau 4: Résultats des mesures du maclage de la calcite

N°	Type de roche	Localisation	Nbg	Spang			Groshong				Pfiiffner & Burkhard				L [%]			k
				1	2	3	X	Y	Z	NEV	T	MAX	C	MAX	X	Y	Z	
165	Schiste lustre	735.20/145.05	60	279/01	188/15	11/75	106/03	196/09	357/80	25%	110/04	49	358/62	49	4.10	2.23	-6.38	0.20
170	Schiste lustre	739.60/153.70	32	86/10	340/57	182/31	87/10	352/27	197/61	19%	78/20	26	182/38	27	5.08	4.49	-6.58	0.41
181	M. triasique	735.67/149.45	47	124/67	352/15	258/16	14/38	139/36	255/31	32%	96/67	33	244/14	32	4.45	-0.59	-5.04	1.08
197	Schiste lustré	742.50/154.60	50	68/13	162/20	308/66	58/09	151/18	301/70	24%	78/05	40	0/88	37	7.40	-0.80	-6.60	1.33
209	M. crétacé	742.50/153.00	51	245/22	141/30	5/52	285/07	193/12	44/76	29%	221/30	40	344/55	41	2.11	-0.07	-2.04	1.08
213	M. triasique	745.55/154.05	57	60/06	153/22	317/67	61/19	170/43	313/41	4%	58/10	56	326/05	49	5.09	-0.62	-4.47	1.43
214	M. triasique	745.35/153.35	62	251/19	136/52	354/32	74/17	226/71	342/09	26%	85/38	46	358/35	46	4.84	-0.52	-4.32	1.36
247	Schiste lustré	736.45/151.50	39	280/18	179/29	38/54	160/37	266/20	18/46	38%	286/24	27	28/22	28	3.72	-0.82	-4.55	1.17
285	M. triasique	736.80/144.30	53	95/09	1/21	207/67	94/04	0/47	188/43	38%	104/11	37	206/66	36	3.38	0.58	-3.96	0.59
309	M. triasique	745.90/146.55	51	109/55	205/04	299/35	26/12	145/65	291/20	41%	202/45	40	96/08	31	2.15	0.50	-2.66	0.51
315	M. triasique	745.27/152.35	51	55/51	305/15	204/35	50/62	297/11	201/25	19%	86/50	41	182/26	42	7.57	1.05	-8.62	0.61
322	M. crétacé	738.35/152.27	39	227/32	333/24	93/48	225/29	17/57	128/13	8%	224/36	35	93/45	36	6.47	-0.20	-6.27	1.03
328	Schiste lustré	736.50/154.25	51	272/40	16/15	123/45	245/29	7/43	134/32	18%	266/32	42	130/40	46	7.15	2.16	-9.32	0.39
330	M. crétacé	740.35/153.05	54	37/04	307/07	152/82	226/10	135/05	18/79	16%	188/02	47	160/86	45	7.67	-1.52	-6.15	1.89
339	M. triasique	743.70/155.17	56	1/48	145/36	249/18	14/39	248/36	132/30	21%	12/45	48	280/12	46	3.87	-1.06	-2.81	2.77
344	M. crétacé	742.65/153.60	54	176/23	305/55	75/24	324/39	190/40	76/25	35%	187/49	40	79/37	43	3.06	0.98	-4.04	0.39
349	M. crétacé	741.10/153.00	54	285/50	29/12	129/38	295/39	39/16	146/47	35%	317/41	39	114/40	41	4.12	-0.75	-3.37	1.81
Echantillons avec NEV > 30%:																		
181+			32	90/69	354/02	263/20	16/34	137/37	258/34	3%	96/66	27	240/23	29	15.29	1.19	-16.49	0.66
181-			15	266/24	165/23	36/55	273/21	5/06	110/62	9%	252/34	15	34/44	13	12.02	-4.77	-7.25	6.59
247+			20	144/39	247/05	354/47	149/46	253/14	355/41	0%	133/34	17	8/44	20	6.64	3.41	-10.04	0.21
247-			19	332/40	64/02	157/50	17/24	268/35	134/44	5%	0/36	18	162/49	16	13.97	-3.86	-10.11	2.67
285+			33	284/02	15/28	190/62	280/07	17/45	183/44	0%	286/06	31	188/55	31	7.26	2.52	-7.51	0.43
285-			21	180/54	52/24	310/25	186/31	16/59	279/05	19%	160/70	21	280/13	15	10.74	-1.68	-9.06	1.56
309+				88/67	207/12	301/20	19/23	189/67	288/04	10%					4.04	0.89	-4.92	0.51
309-				122/03	28/53	214/36	295/20	188/39	46/44	14%					2.05	-0.25	-1.80	1.46
344+			35	335/15	196/70	68/12	324/37	176/48	67/17	11%	153/01	31	77/19	34	4.40	0.24	-4.42	1.04
344-			19	219/27	99/44	329/34	74/32	204/45	325/27	5%	222/30	17	333/42	18	4.35	-0.76	-3.59	1.75
349+			35	297/48	33/06	127/41	309/43	48/10	158/48	0%	316/40	35	112/41	33	5.74	-0.18	-5.56	1.04
349-			19	136/49	234/07	330/40	158/38	44/28	288/40	5%	142/54	16	303/45	18	3.75	0.45	-4.19	0.68
Localisation: coordonnées géographiques suisses				M. = marbre														
Nbg = nombre de grains mesurés				N° + = groupe de macles compatible avec l'ellipsoïde déterminé														
k = paramètre de Flinn				N° - = groupe de macles incompatible avec l'ellipsoïde déterminé														

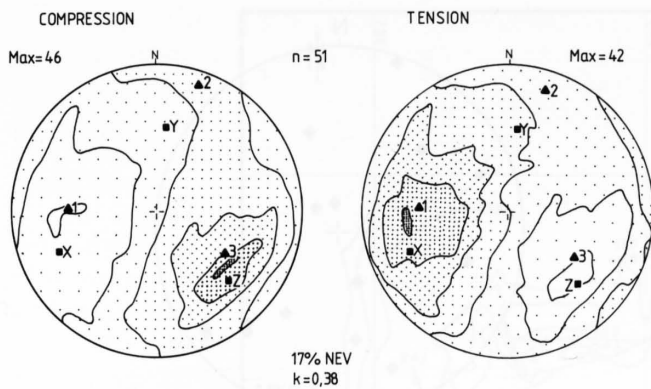


Fig. 43: Comparaison, pour un échantillon, des résultats obtenus avec les trois méthodes utilisées (éch. 328; canevas de Lambert, hémisphère inférieur):  $X>Y>Z$  = axes principaux de la déformation finie déterminés grâce au maillage de la calcite (GROSHONG 1972);  $I>2>3$  = axes principaux des contraintes définis par l'analyse dynamique numérique (SPANG 1971); contours à 10, 30, 50, 70, 80 et 90 % de Max (PIFFNER & BURKHARD 1987).

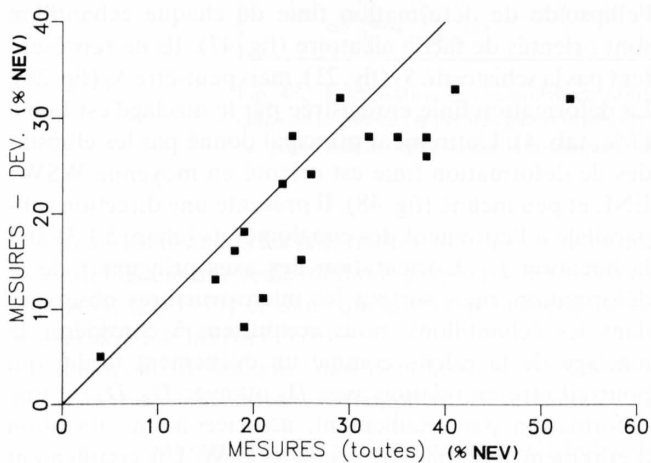


Fig. 44: Relations entre les «valeurs attendues négatives» (NEV) de toutes les mesures et celles sans les mesures présentant les plus grandes déviations.

### 5.1.2.3 Les résultats

Le tableau 4 donne tous les résultats bruts. La figure 43 montre les résultats obtenus sur un échantillon représentatif, à partir des trois méthodes utilisées. En général, elles donnent des résultats assez similaires, mais lors de fortes déformations en aplatissement ou en constriction, on constate une inversion respectivement de  $X$  et  $Y$  ou  $Y$  et  $Z$ .

Nous avons essayé de réduire l'erreur sur la détermination de l'ellipsoïde en éliminant les 15 % des mesures ayant la plus grande déviation (GROSHONG et al. 1984b). Ce procédé diminue légèrement les «valeurs attendues négatives» (NEV), reflet de l'homogénéité des macles entre elles et avec l'ellipsoïde déterminé (fig. 44).

Sur la figure 45a sont reportées les valeurs de  $\nu^{(1)}$  paramètre de forme de l'ellipsoïde, en fonction de  $s^{(2)}$ , paramètre d'intensité de la déformation. Aucune relation n'existe ici entre ces deux paramètres. Les ellipsoïdes sont

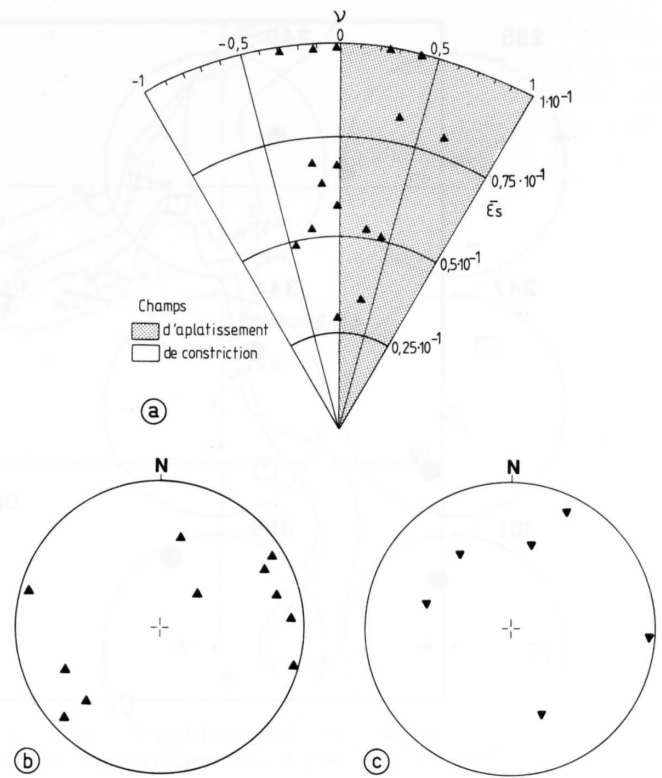


Fig. 45: Résultats de l'analyse de la déformation finie à l'aide du maillage de la calcite par la méthode de GROSHONG (1972). Diagramme de Hossack des ellipsoïdes de déformation (a), et orientation des axes  $X$  de l'ellipsoïde de déformation finie pour les échantillons avec  $NEV < 30\%$  (b) et  $> 30\%$  (c) (canevas de Lambert, hémisphère inférieur).

localisés dans les deux champs d'aplatissement et de constriction, relativement proches d'une déformation plane ( $\nu=0$ ) quel que soit  $s$ .

Les figures 45b et c montrent l'orientation des axes  $X$  de l'ellipsoïde de déformation finie. Bien que présentant une certaine dispersion, elles permettent de déterminer une orientation WSW-ENE à inclinaison modérée pour ces axes.

Le maillage met donc en évidence un étirement faible (7%, tab. 4) orienté WSW-ENE et peu incliné.

Certains échantillons donnent des résultats avec un NEV de plus de 30 %, c'est-à-dire que plus de 30 % des macles mesurées ne sont pas compatibles avec l'ellipsoïde de déformation finie calculé. Nous avons alors traité séparément d'une part le groupe de mesures effectuées sur des macles compatibles avec l'ellipsoïde déterminé, et d'autre part celui de mesures effectuées sur des macles incompatibles avec cet ellipsoïde. Les résultats obtenus ne diminuent pas l'erreur relative sur les axes, mais pour chaque groupe, le NEV est fortement diminué et MAX (témoin de la compatibilité des macles entre elles pour la méthode de PFIFFNER & BURKHARD (1987), tab. 4) augmente.

Les déformations relatives à chaque groupe traité séparément sont souvent presque perpendiculaires entre elles (tab. 4, fig. 46). D'après TEUFEL (1980), l'identifica-

<sup>1)</sup>  $\nu = [(\epsilon_2 - \epsilon_3) - (\epsilon_1 - \epsilon_2)] / [(\epsilon_2 - \epsilon_3) + (\epsilon_1 - \epsilon_2)]$ , paramètre de Lode

<sup>2)</sup>  $s = [1/\sqrt{3}] [(\epsilon_1 - \epsilon_2)^2 + (\epsilon_2 - \epsilon_3)^2 + (\epsilon_3 - \epsilon_1)^2]^{1/2}$

où  $\epsilon_X$  = paramètres principaux naturels de la déformation

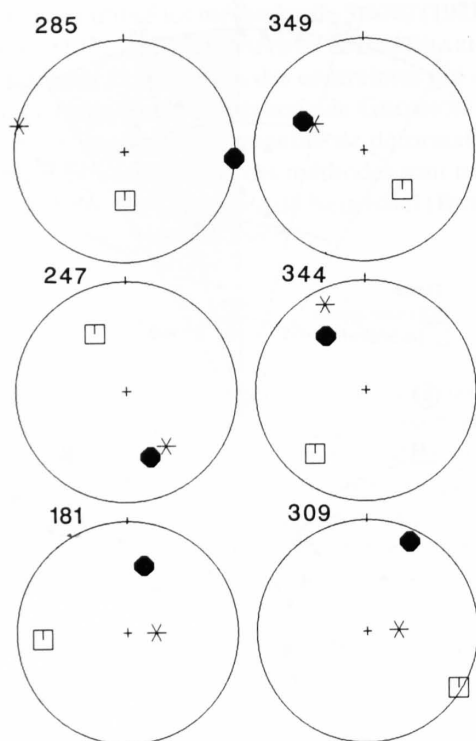


Fig. 46: Pour chaque échantillon, comparaison entre les axes  $X$  de l'ellipsoïde de toutes les mesures (●), des mesures des macles compatibles (\*, PEV) et incompatibles (□, NEV) avec l'ellipsoïde calculé (canevas de Lambert, hémisphère inférieur).

tion de deux déformations superposées est la meilleure lorsque toutes deux sont justement perpendiculaires. D'après R.H. Groshong (comm. pers.), les macles de la calcite permettent difficilement de différencier des déformations superposées, et encore moins de déterminer les ellipsoïdes de déformation finie relatifs à chacune de ces déformations. D'une manière générale, la méthode de Groshong tend à donner toujours deux résultats perpendiculaires entre eux, lorsque deux groupes de macles d'un même échantillon semblant incompatibles entre eux sont traités séparément.

Par conséquent, nous n'accorderons pas trop d'importance à ces résultats. Nous remarquerons tout de même que l'orientation des axes  $X$  du groupe de macles compatibles entre elles lors des premiers calculs (PEV, fig. 46) est souvent proche de celles obtenues avec l'ensemble des mesures. La longueur de ces mêmes axes  $X$  est supérieure à celle obtenue lors du premier calcul (tab. 4), probablement parce qu'il n'y a alors pas d'influence des macles incompatibles.

#### 5.1.2.4 Discussion

##### Validité des résultats

Les résultats obtenus semblent cohérents entre eux, ainsi qu'avec les mesures effectuées avec d'autres témoins de la déformation. Les indices d'erreurs (NEV, MAX) sont acceptables, compte tenu des remarques faites au paragraphe précédent. Par conséquent nous pensons que ces résultats sont valables, en considérant qu'ils nous informent sur un incrément de la déformation finie tardive des roches (voir ci-dessous).

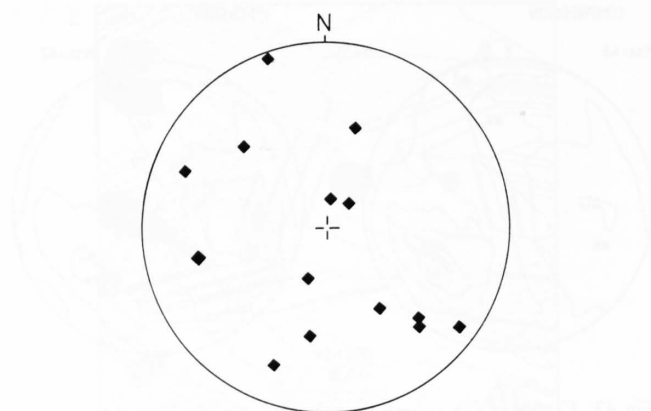


Fig. 47: Pôles des plans formés par les axes  $X$  et  $Y$  des ellipsoïdes de déformation finie (axes  $Z$ ) déterminés à l'aide des macles de la calcite (canevas de Lambert, hémisphère inférieur).

##### Interprétation

Les plans d'aplatissement formés par les axes  $X$  et  $Y$  de l'ellipsoïde de déformation finie de chaque échantillon sont orientés de façon aléatoire (fig. 47). Ils ne représentent pas la schistosité  $S_2$  (fig. 21), mais peut-être  $S_4$  (fig. 28). La déformation finie enregistrée par le maillage est faible (7%, tab. 4). L'étirement principal donné par les ellipsoïdes de déformation finie est orienté en moyenne WSW-ENE et peu incliné (fig. 48). Il présente une direction sub-parallèle à l'étirement des conglomérats (chap. 5.1.3) et à la linéation  $L_3$ . L'orientation des axes principaux de la déformation, mais surtout les microstructures observées dans les échantillons, nous conduisent à considérer le maillage de la calcite comme un événement tardif, qui pourrait être en relation avec  $D_3$  ou avec  $D_4$ .  $D_3$  est une déformation par cisaillement, associée à une linéation d'étirement minérale  $L_3$  orientée E-W. Un cisaillement simple ne devrait produire que des déformations planes. La forme des ellipsoïdes de déformation finie déterminée à l'aide des macles de la calcite indique souvent une déformation proche d'une déformation plane. Le maillage pourrait par conséquent être associé à  $D_3$ . L'étirement observé dans une direction WSW-ENE nous informe sur un petit incrément de l'une de ces déformations.

### 5.1.3 Analyse de la déformation à l'aide de marqueurs

#### 5.1.3.1 Méthodes

Il existe plusieurs méthodes graphiques et numériques pour déterminer la déformation à l'aide de marqueurs ellipsoïdaux (RAMSAY 1967, DUNNET 1969, RAMSAY & HUBER 1983, LISLE 1977, PEACH & LISLE 1979, ELLIOT 1970, SHIMAMOTO & IKEDA 1976, PFIFFNER 1980).

La détermination des paramètres de l'ellipse de déformation dans trois coupes différentes d'un même échantillon permet de calculer les paramètres de l'ellipsoïde de déformation finie (SIDDANS 1971, MILTON & CHAPMAN 1979). D'après des comparaisons effectuées à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel par PFIFFNER (1985), ces deux méthodes de calcul peuvent parfois donner des résultats éronés, surtout au sujet de la longueur des axes. La plupart de ces méthodes sont informatisées à l'institut susmentionné sur le système VAX. Désireux



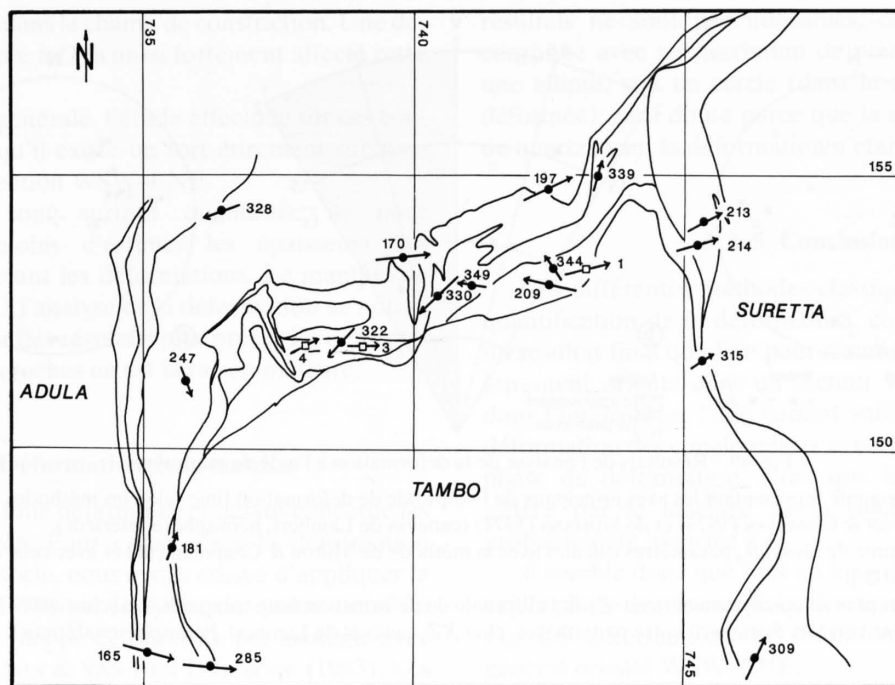


Fig. 48: Localisation des échantillons utilisés pour l'analyse de la déformation à l'aide du maclage de la calcite (●) et des galets étirés (□). Les flèches représentent le sens du plongement du grand axe de l'ellipsoïde; leur longueur est inversement proportionnelle à ce plongement.

d'obtenir les résultats les plus fiables, nous avons appliqué essentiellement une seule méthode graphique à nos échantillons (LISLE 1977) et dans quelques cas la méthode de SHIMAMOTO & IKEDA (1976).

Il faut encore souligner que, pour appliquer ces méthodes d'analyse, nous faisons les suppositions suivantes:

- il y a homogénéité des déformations à l'échelle de l'échantillon, ce qui a été montré par PFIFFNER (1980), pour autant que les mesures ne soient pas faites à proximité d'inhomogénéités de la roche.
- il n'y a pas d'orientation préférentielle avant la déformation.

### 5.1.3.2 Les échantillons

Nous avons appliqué l'analyse des marqueurs de déformation sur quelques échantillons, ce qui nous donne une certaine idée de la déformation subie par les sédiments. Par manque de roches appropriées, nous n'avons pas pu étudier beaucoup d'échantillons pour avoir une meilleure répartition spatiale des mesures. En effet, sur le

terrain, nous avons remarqué que les brèches dolomitiques du Dogger de la lame des nappes du Schams montraient deux types de déformation.

La plupart du temps, les éléments dolomitiques sont aplatis ( $D_1$ ) et replissés ( $D_2$ ). En quelques endroits privilégiés, les éléments sont uniquement déformés par  $D_2$ , et présentent alors une forme de cigare. Ces brèches dolomitiques auraient pu être de bons échantillons pour faire une analyse systématique de la déformation, mais du fait de leur déformation polyphasée, elles ont perdu cette qualité. Seuls quelques échantillons prélevés dans des endroits privilégiés ont pu être analysés (fig. 48, tab. 5).

Les brèches gneissiques du mélange de Knorren sont typiquement aplaties. Vu la taille des éléments de cristallin (chap. 2.1.8.1), nous n'avons pas pu prélever d'échantillon, mais nous avons effectué une analyse à partir de photographies. Ces brèches ne se prêtent pas facilement à l'analyse de la déformation, du fait qu'il est parfois difficile de déterminer la limite des éléments. Nous avons également effectué une analyse sur un marbre bréchique provenant des sédiments plus ou moins autochtones, localisés sur le dos de la nappe de Suretta (éch. 2, tab. 5).

Tableau 5: Résultats de l'analyse des marqueurs de la déformation par coupe et par échantillon

$R_f/\phi'$  = méthode de LISLE (1977),  $Trxl$  = méthode de SHIMAMOTO & IKEDA (1976), Cx = numéro de la coupe.

	1. Brèches gneissiques 743.300/153.250			2. Marbre 757.000/148.500			3. Brèche dolomitique 738.325/151.800			4. Brèche dolomitique 738.800/151.950		
	C1	C2	C3	C1	C2	C3	C1	C2	C3	C1	C2	C3
$R_f / \phi'$												
$R_s$	2.08	1.86	2.66	4.41	4.27	1.08	2.23	3.69	2.27	1.74	1.75	2.70
$\phi$	0	17	0	0	0	12.9	178.5	5	8.2	4.1	3.6	173.3
$Trxl$												
$R_s$	1.89	1.91	2.57				1.81	3.58	2.02	1.97	1.61	2.87
$\phi$	0	17	1				176	4	7	7.06	179.2	13.1

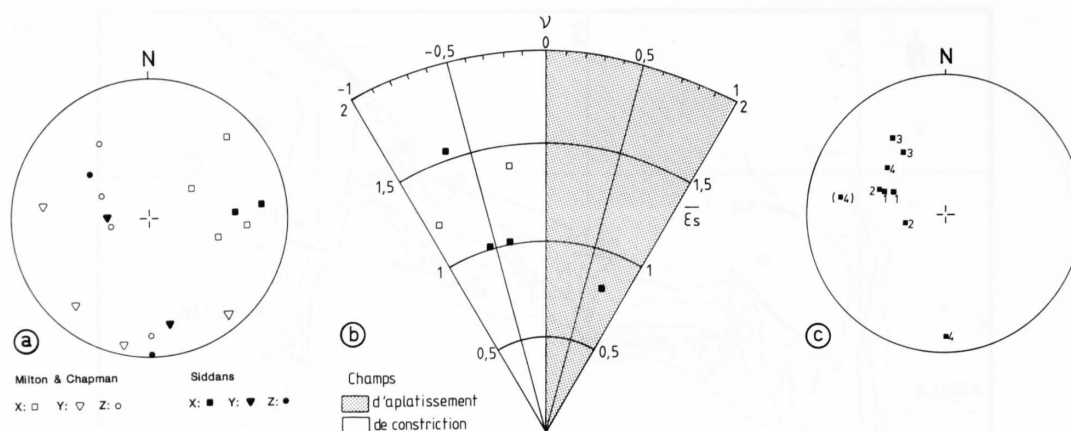


Fig. 49: Résultats de l'analyse de la déformation à l'aide de marqueurs.

- (a) Stéréogramme représentant les axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie selon les méthodes de calcul de MILTON & CHAPMAN (1979) et de SIDDANS (1971) (canevas de Lambert, hémisphère inférieur).  
 (b) Diagramme de Hossack; paramètres calculés avec la méthode de Milton & Chapman (■) et avec celle de Siddans (□).  
 (c) Pôles des plans d'aplatissement (axes Z) de l'ellipsoïde de déformation finie comparés à la schistosité (numéros: voir tab. 5; numéro entre parenthèses: plan XZ; canevas de Lambert, hémisphère inférieur).

### 5.1.3.3 Les résultats

Nous avons utilisé les deux méthodes de calcul des paramètres de l'ellipsoïde de déformation finie (MILTON & CHAPMAN 1979, SIDDANS 1971). La méthode de Siddans nécessite trois plans de coupes perpendiculaires entre eux. Les paramètres de l'ellipse de déformation finie de chaque coupe se trouvent dans le tableau 5. Un minimum de 30 éléments par coupe de chaque échantillon ont été mesurés, mais ce sont en général plus de 50 éléments que nous avons utilisés pour chaque coupe. Le tableau 6 présente les paramètres de l'ellipsoïde de déformation finie.

Les deux méthodes de calcul donnent des résultats assez semblables pour les deux échantillons où nous avons pu les comparer (fig. 49a). D'après un test effectué par PFIFFNER (1985), les orientations des axes des ellipsoïdes, déterminées par les deux méthodes, sont justes; les longueurs de ces axes peuvent par contre s'éloigner parfois considérablement de la réalité. Dans notre cas, l'orientation de ces mêmes axes X, calculée avec chacune de ces méthodes, est assez similaire. Pour les axes Y et Z, on observe parfois une inversion de leur orientation (tab. 6, fig. 49a). Ceci s'explique par le fait que la déformation mesurée est en constriction et que, par conséquent, les axes Y et Z sont très petits et proches l'un de l'autre. Les résultats dans leur ensemble indiquent un étirement important (100–200 %) dans une direction WSW–ENE (fig. 48, 49a), avec un raccourcissement subvertical.

Comme nous l'avons déjà mentionné, l'échantillon de brèche gneissique a subi une déformation par aplatissement, alors que tous les autres échantillons sont déformés, avec une plus grande intensité, par constriction (fig. 49b).

### 5.1.3.4 Interprétation

La schistosité associée aux échantillons analysés est  $S_2$ , sauf pour celui de brèches gneissiques où il s'agit de  $S_1$ . Les plans d'aplatissement XY des ellipsoïdes de déformation finie sont proches de la schistosité mesurée (fig. 49c), à l'exception de l'échantillon N°4. Cependant, ce dernier étant fortement étiré dans le champ de constriction, les axes Y et Z de l'ellipsoïde de déformation finie sont très petits. Il est possible qu'il y ait eu une inversion de ces axes. Le plan XZ (entre parenthèses sur la figure 49c) est très proche du plan de schistosité. Le plan d'aplatissement de l'ellipsoïde et la schistosité sont donc presque parallèles. On peut en conclure que la déformation des conglomérats est contemporaine de  $D_2$ .

Les brèches gneissiques ont été déformées dans le champ d'aplatissement lors de la déformation  $D_1$ . L'étirement mesuré est orienté E–W, alors que  $L_1$  non réorientée plonge plutôt légèrement vers le SSE (chap. 3.1.1.4). L'échantillon de brèches gneissiques se localise sur un flanc inverse de pli  $F_2$  et a dû par conséquent être réorienté. Le marbre provenant des sédiments de la nappe de Suretta est

Tableau 6: Orientation (X, Y, Z) et paramètres (x, y, z) de l'ellipsoïde de déformation finie (calculés d'après les résultats de la méthode de Lisle –  $R_1/\phi'$  – voir tab. 5).

N°	MILTON & CHAPMAN								SIDDANS							
	X	Y	Z	x	y	z	k	$\nu$	X	Y	Z	x	y	z	k	$\nu$
1	097/30	192/08	296/59	1.52	1.29	0.51	0.117	0.700	-	-	-	-	-	-	-	-
2	047/20	141/11	259/67	3.47	0.64	0.45	10.47	-0.65	086/20	270/66	180/02	2.71	0.63	0.59	48.7	-0.91
3	108/47	221/20	327/36	2.2	0.85	0.54	2.767	-0.35	089/38	170/23	308/46	2.9	0.84	0.41	2.338	-0.27
4	-59/59	278/25	180/17	2.23	0.78	0.57	5.046	-0.54	-	-	-	-	-	-	-	-

également déformé dans le champ de constriction. Une déformation équivalente à  $D_2$  a aussi fortement affecté cette nappe (chap. 6).

D'une manière générale, l'étude effectuée sur ces conglomérats indique qu'il existe un fort étirement subhorizontal dans une direction WSW-ENE.

Ces résultats sont surtout qualitatifs; ils nous permettent néanmoins d'estimer les épaisseurs des différentes unités avant les déformations. Le manque de roches appropriées à l'analyse de la déformation ne nous a pas permis d'obtenir des résultats plus précis. La déformation polyphasée des roches en est la raison majeure.

#### 5.1.4 Déformation de la matrice

La déformation finie déterminée ci-dessus concerne les roches sédimentaires. Pour caractériser la déformation dans les nappes de socle, nous avons essayé d'appliquer la méthode de FRY (1979) sur les yeux de quartz noirs du porphyre de Rofna (nappe de Suretta), par analogie avec les études de LACASSIN & VAN DEN DRIESCHE (1983). Les

résultats ne sont pas utilisables, on n'observe pas de couronne avec un maximum de points qui définisse soit une ellipse, soit un cercle (dans le cas d'une roche non déformée); sans doute parce que la distribution des yeux de quartz avant la déformation n'était pas aléatoire.

#### 5.1.5 Conclusion

Ces différentes méthodes classiques, utilisées pour la quantification de la déformation, convergent toutes vers un résultat final que l'on peut résumer sous la forme d'un étirement orienté dans un secteur WSW-ENE (fig. 48), dont l'intensité et l'âge varient suivant le marqueur. La déformation des conglomérats se corrèle avec la deuxième phase de déformation, alors que la déformation enregistrée par le maillage de la calcite est plus tardive, probablement associée à  $D_3$ .

Il semble donc que tout au long de la déformation qui suit la phase de mise en place des nappes, de  $D_2$  à  $D_3$ , voire  $D_4$ , les déformations se traduisent par un étirement général orienté WSW-ENE.

### 5.2 Analyse de la forme des grains

#### 5.2.1 Buts

En dehors de l'étude de la déformation à l'aide des macles de la calcite et des marqueurs macroscopiques, nous avons tenté d'approcher ce sujet par l'analyse de la forme des cristaux de calcite rencontrés dans des calcaires relativement purs. Le matériel est particulièrement favorable à cette approche car, avec l'appareil utilisé, il est nécessaire d'avoir une roche presque monominérale. La comparaison des résultats obtenus par les différentes méthodes permet également de mieux comprendre l'ensemble des mécanismes liés à la déformation des roches.

#### 5.2.2 L'appareil utilisé

Nous avons utilisé un analyseur d'images, permettant, de façon entièrement informatisée, de déterminer toute une série de paramètres (longueur, largeur, orientation, facteurs de forme, etc.) de formes diverses (grains d'une roche p. ex.) ou de droites (fracturation p. ex.). L'appareil est un Quantimet 920 installé à l'Institut de Métallurgie de l'Université de Neuchâtel.

#### 5.2.3 Principes

Les études ont été réalisées sur des échantillons de roches calcaires assez purs. Nous avons assimilé la forme des grains de calcite à un ellipsoïde.

Des essais de caractérisation de la déformation à l'aide de la forme des grains ont été entrepris avec des échantillons déformés en laboratoire (NICOLAS & POIRIER 1976, PFIFFNER 1982, PANOZZO 1983, 1984, SCHMID et al. 1987). La corrélation entre la forme des grains et la déformation dépend du mécanisme de déformation. Les grains possè-

dent des formes elliptiques pour des régimes de maillage et de glissement intracrystallin, et l'ellipse de forme correspond à celle de la déformation appliquée. Lors des déformations à température plus élevée, la migration des joints (SCHMID et al. 1987) et la recristallisation modifient la forme des grains qui n'est alors plus une ellipse.

Les roches que nous avons étudiées sont polydéformées. A l'échelle microscopique, elles ont subi des déformations dans le domaine du fluage de dislocation, avec une recristallisation dynamique, et plus tardivement des déformations par maillage. L'hypothèse d'une forme ellipsoïdale des grains après une telle déformation peut paraître présomptueuse, mais elle permet au moins d'avoir une base de travail mathématiquement utilisable, et de comparer les résultats avec des données obtenues par ailleurs. Nous avons utilisé trois coupes perpendiculaires entre elles pour caractériser la forme des grains de chaque échantillon. Une ellipse représentative de la forme des grains de la coupe est déterminée à partir des paramètres de longueur, largeur et orientation à l'aide des méthodes appliquées également dans l'analyse de la déformation finie (chap. 5.1).

#### 5.2.4 Les résultats

Neuf échantillons de marbres utilisés dans l'étude du maillage ont été repris. Le tableau 4 indique leur localisation.

La figure 50 présente les histogrammes de la taille des grains pour chaque coupe. La taille moyenne des grains est assez similaire pour chaque échantillon (200–250  $\mu\text{m}$ ) sauf pour l'échantillon 285 (300–350  $\mu\text{m}$ ), avec une assez grande dispersion. Elle a une distribution en général unimodale, montrant donc une seule population de grains (le dernier pic des histogrammes présente fréquemment une tendance à la hausse, due au fait que cette dernière

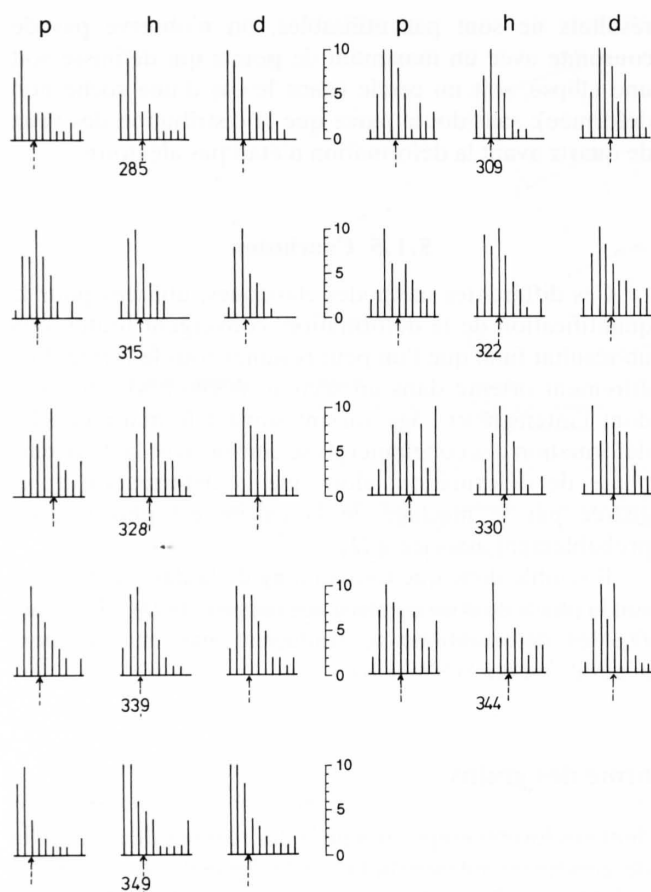


Fig. 50: Histogrammes de la taille moyenne des grains ( $[\text{longueur} + \text{largeur}]/2$ ) pour chaque coupe (p = parallèle au clivage, h = perpendiculaire au clivage et parallèle à sa direction, d = perpendiculaire au clivage et à sa direction). Ech. 285: classes de 0 à 1000  $\mu\text{m}$  avec intervalles de 100  $\mu\text{m}$ , éch. 309-349: classes de 0 à 450  $\mu\text{m}$  avec intervalles de 50  $\mu\text{m}$ , et  $> 450$   $\mu\text{m}$  (les flèches indiquent la moyenne arithmétique).

classe regroupe tous les grains  $>450$   $\mu\text{m}$ , respectivement  $>1000$   $\mu\text{m}$  pour l'éch. 285). On observe peu de différence de taille moyenne entre l'une ou l'autre coupe de l'échantillon, la plus grande différence étant d'environ 40  $\mu\text{m}$  (13 %).

La figure 51 montre la fréquence des grains à être orientés selon l'une ou l'autre direction. En général, au moins une coupe par échantillon montre des grains bien orientés. On observe rarement un bimodalisme. La méthode du  $R_f/\Phi'$ , également représentée sur cette figure, indique en général une pointe vers le maximum déterminé par l'histogramme. Lorsqu'il y a deux modes dans les histogrammes, on observe la limite de détermination de  $R_f/\Phi'$ . En effet, cette méthode n'arrive pas à définir d'orientation préférentielle mais pointe vers la moyenne des deux groupes (éch. 339, coupe perpendiculaire au clivage et à sa direction).

Le tableau 6 regroupe tous les résultats obtenus avec la méthode du  $R_f/\Phi'$ , et les combinaisons de ces résultats pour obtenir les paramètres de l'ellipsoïde de forme (SIDDANS 1971). On remarquera que les longueurs des axes de l'ellipsoïde sont proches de 1 (unité), et que, par conséquent, l'allongement des grains est relativement faible (environ 30 %). Rappelons aussi que d'après le test effectué par PFIFFNER (1985), ces longueurs d'axes doivent être considérées avec beaucoup de circonspection. La forme de

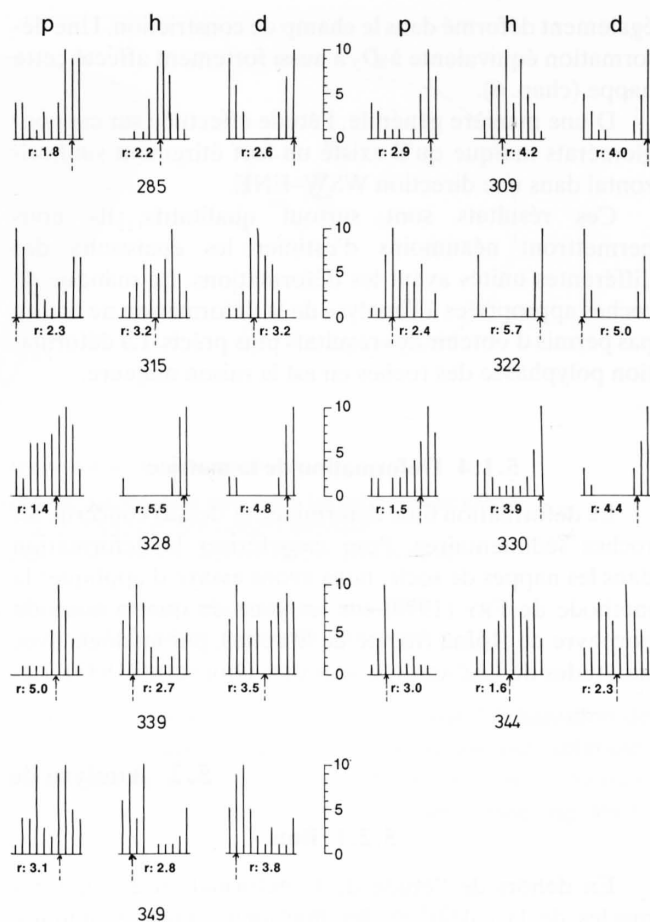


Fig. 51: Histogrammes de l'orientation des grains pour chaque coupe (p, h, d: voir fig. 50). Le rapport de fréquence ( $r$ ) a été utilisé pour pondérer les histogrammes: plus il est élevé, plus les grains sont orientés. Classes de  $N0^\circ$  à  $N180^\circ$  avec intervalles de  $18^\circ$  (les flèches indiquent le résultat de la méthode du  $R_f/\Phi'$ ).

ces ellipsoïdes est également variable (paramètres  $v$ ,  $k$  et  $K$ ). Elle semble être indépendante de l'intensité de déformation des grains (fig. 52a). Les grands axes ( $X$ ) de l'ellipsoïde de forme sont presque tous orientés dans un même secteur, indiquant un allongement des grains WSW-ENE à WNW-ESE, plus ou moins incliné (tab. 7, fig. 52b). On peut donc conclure que les grains n'ont pas de forme particulière (aplatie ou étirée), que leurs tailles moyenne, à quelques exceptions près, est assez homogène d'un échantillon à l'autre, mais assez variable pour un même échantillon, et que ces grains ont pour la plupart un grand axe orienté dans un secteur WSW-ENE à WNW-ESE, plus ou moins incliné vers l'E ou l'W.

### 5.2.5 Comparaisons avec la déformation

Puisque ces échantillons sont les mêmes que ceux utilisés lors de l'étude du maillage, nous avons voulu comparer les ellipsoïdes obtenus avec l'une et l'autre de ces méthodes, dans le but d'observer une éventuelle relation entre ces deux ellipsoïdes. La comparaison de l'intensité de la déformation mesurée à l'aide du maillage avec l'«intensité de forme» montre que cette dernière est 5 à 10 fois plus intense. Ces deux paramètres ne semblent pas être liés entre eux; cependant un nombre plus élevé de mesures per-



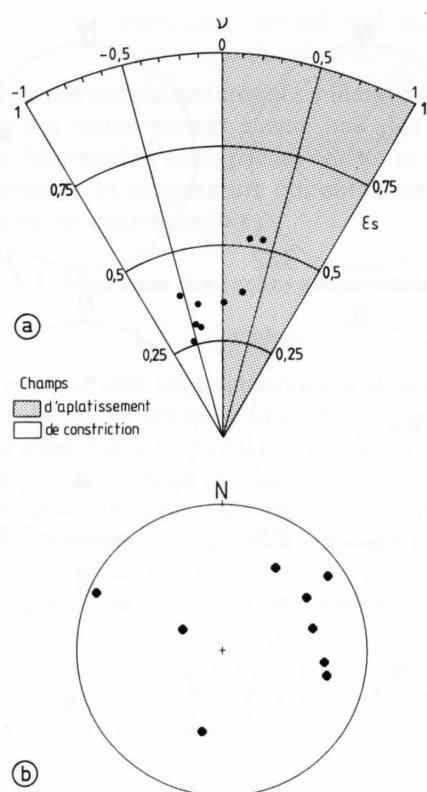


Fig. 52: Résultats de l'analyse de la forme des grains.

(a) Diagramme de Hossack.

(b) Orientation des axes  $X$  de l'ellipsoïde de forme (canvass de Lambert, hémisphère inférieur).

mettrait peut-être de confirmer la tendance observée (traitillé fig. 53).

Lorsque l'on compare les axes principaux des ellipsoïdes de forme et de déformation (fig. 54) échantillon par échantillon, on constate que les orientations sont assez similaires pour beaucoup d'échantillons, avec cependant parfois des inversions d'axes, en particulier lorsque le type d'ellipsoïde n'est pas le même (aplatis ou étiré, tab. 4, 7). Il existe donc une relation entre l'ellipsoïde de forme et celui

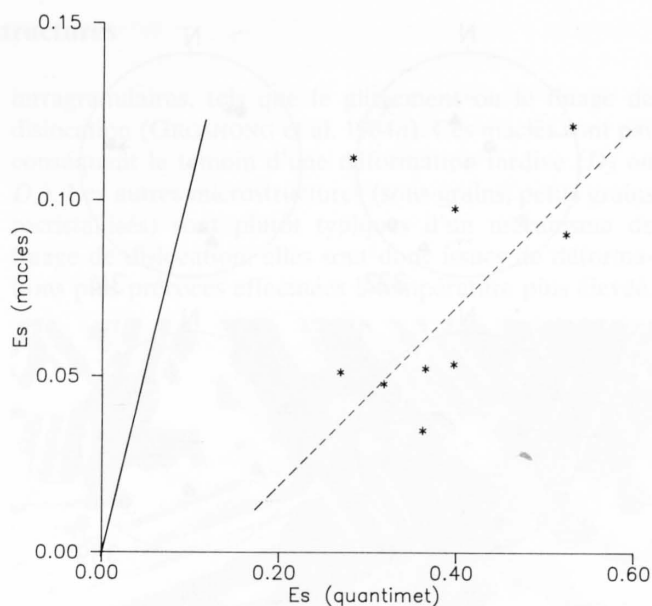


Fig. 53: Comparaison entre le paramètre d'intensité de déformation mesuré à l'aide des macles de la calcite ( $E_s$  macles), et celui mesuré par l'analyse de la forme des grains ( $E_s$  quantimet). La droite représente le rapport 1:1. En traitillé: une droite de corrélation calculée.

de déformation, pouvant indiquer que la forme des grains est influencée par la déformation par maillage.

L'étirement déterminé par cette analyse d'images se localise dans un secteur orienté WSW-ENE à WNW-ESE et il est de l'ordre de 30 %. Cette valeur est indicative, le calcul étant basé sur l'hypothèse d'un volume constant lors de la déformation. L'intensité de la déformation déterminée à l'aide de marqueurs macroscopiques est importante (allant jusqu'à 200 %; tab. 6, fig. 49b), mais l'étirement maximum se situe également dans un secteur orienté WSW-ENE.

Les plans  $XY$  de l'ellipsoïde de forme (= plan d'aplatissement) sont en général proches du plan de clivage  $S_2$  des échantillons (fig. 55).

Tableau 7: Résultats de l'analyse d'images (méthode de SIDDANS 1971)

NUM	P	$\Phi_P$	nb	D	$\Phi_D$	nb	H	$\Phi_H$	nb	X	Y	Z	k	K	$\nu$			
285	1.336	153.0	88	1.342	174.0	103	1.486	13.0	105	1.290	58/32	1.010	161/02	0.770	247/58	0.889	1.101	-0.048
309	1.442	158.3	95	1.473	171.0	113	1.235	81.4	201	1.320	96/30	0.940	192/18	0.800	320/50	2.310	0.520	0.316
315	1.490	75.5	94	1.230	7.3	165	1.10	12.1	160	1.240	103/27	0.950	196/00	0.840	282/49	2.331	0.584	0.263
322	1.258	68.0	100	1.872	0.6	119	1.707	170.7	138	1.390	55/12	1.070	152/16	0.670	307/70	0.501	2.340	-0.401
328	1.03	25.0	83	1.875	161.7	117	1.742	162.4	128	1.370	194/42	1.100	83/16	0.660	335/43	0.368	3.464	-0.552
330	1.201	144.9	55	1.724	164.5	102	1.353	171.2	117	1.290	294/06	1.050	205/12	0.740	054/77	0.546	1.696	-0.258
339	1.471	117.2	157	1.106	5.0	176	1.262	31.7	203	1.280	33/33	0.930	288/19	0.830	177/54	3.124	0.462	0.368
344	1.424	49.3	87	1.10	3.5	124	1.128	99.2	94	1.240	76/36	0.940	195/30	0.860	317/35	3.431	0.481	0.351
349	1.194	121.6	156	1.375	32.4	159	1.392	26.6	114	1.370	297/65	0.910	186/08	0.800	88/25	3.676	0.344	0.488

NUM: Numéro de l'échantillon

P : Coupe parallèle au clivage

H : Coupe perpendiculaire au clivage et parallèle à sa direction

D : Coupe perpendiculaire au clivage et à sa direction

nb : Nombre de grains

k : paramètre de Flinn

K : paramètre de Ramsay

$\nu$  : paramètre de Lode

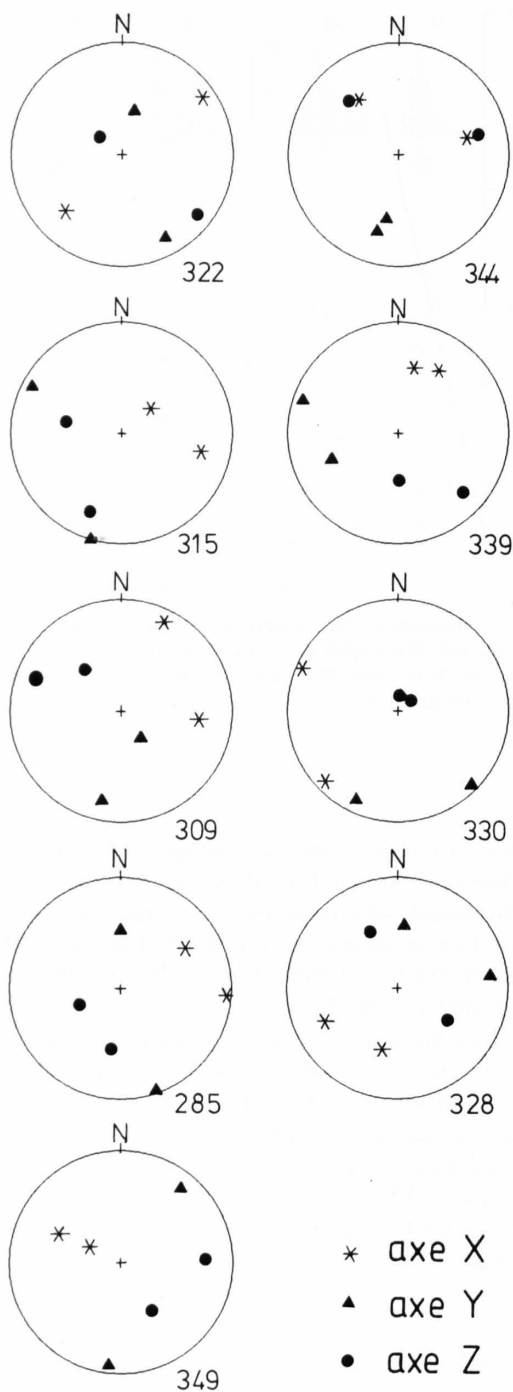


Fig. 54: Axes principaux des ellipsoïdes de forme (déterminés à partir de l'analyse d'images) et de déformation (déterminés à l'aide du maillage de la calcite - méthode de Groshong), pour chaque échantillon (canevas de Lambert, hémisphère inférieur).

### 5.2.6 Conclusion

Selon SCHMID et al. (1987) et d'après des essais effectués en laboratoire, l'ellipse de forme est une vraie ellipse et correspond avec assez de précision à la déformation appliquée sur une coupe, si le mécanisme de déformation est intracristallin ou le maillage. Lorsqu'il y a une intense migration des joints lors de la déformation, la forme des grains ne peut plus être comparée à une ellipse.

Les échantillons que nous avons analysés ont subi plusieurs déformations qui se traduisent à l'échelle du

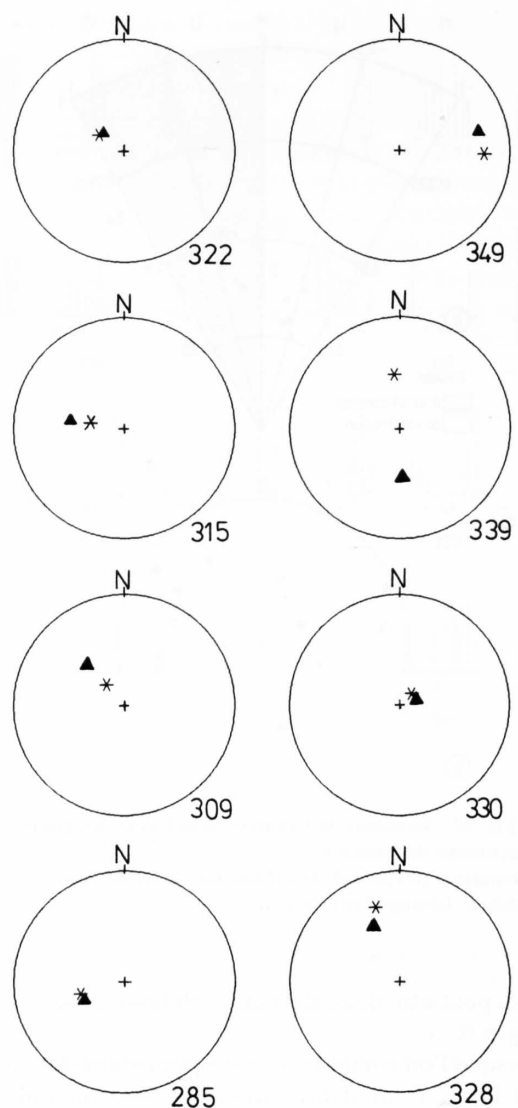


Fig. 55: Pôles de la schistosité (\*) et du plan XY des grains (▲, = axe Z, = plan d'aplatissement) pour chaque échantillon (canevas de Lambert, hémisphère inférieur).

grain par un fluage de dislocation et une recristallisation dynamique, suivis par un maillage (voir ci-dessous).

Une relation existe entre l'ellipsoïde de forme et celui de déformation déterminé à l'aide des macles de la calcite. L'orientation des axes de l'ellipsoïde de forme reflète assez bien l'orientation de ceux de l'ellipsoïde de déformation, ce qui suggère une influence de la déformation par maillage sur la forme des grains. Trop d'éléments sont incertains pour considérer la longueur des axes de l'ellipsoïde de forme autrement que comme indicative.

Enfin rappelons que les grains sont allongés dans une direction WSW-ESE à WNW-ESE. Cet allongement vient confirmer l'existence d'un étirement dans un secteur E-W, et est identique aux résultats des analyses classiques de déformation finie effectuées au chapitre précédent.

## 5.3 Microstructures

L'analyse des microstructures des minéraux constitutifs principaux des roches permet d'avoir une idée des mécanismes de déformation subis par les roches et des conditions de pression et température qui ont régné lors de la formation de ces microstructures.

### 5.3.1 Minéraux des roches sédimentaires

#### 5.3.1.1 Calcite

Dans presque tous les échantillons analysés, la forme des grains de calcite présente une orientation préférentielle (voir chap. 5.2 et fig. 52b). Les joints des grains sont rectilignes par secteurs, ou parfois échancrés (fig. 56a, b); dans certains échantillons, ils sont soulignés par la présence de petits grains recrystallisés. Ce minéral montre une extinction onduleuse. Des sous-grains se développent, de préférence le long de joints; leur quantité varie suivant les échantillons (fig. 56c). On constate la présence d'îlots éloignés du cristal principal, mais possédant les mêmes caractéristiques optiques (fig. 56a), démontrant la migration probable des joints (SCHMID et al. 1980, p. 259 fig. 12; URAI et al. 1986, p. 181 et fig. 27).

La taille des grains est très variable (fig. 50), mais sa moyenne se situe presque toujours entre 200 et 300  $\mu\text{m}$ . Cette taille moyenne est calculée sur trois coupes perpendiculaires entre elles (chap. 5.2.3). Ces mesures sont comparables à celles qu'on obtient par la méthode des intersections de SNYDER & GRAFF (1938), décrite aussi par NICOLAS & POIRIER (1976). C'est une comparaison que nous avons effectuée pour un échantillon.

Les grains de calcite étant suffisamment grands pour permettre le maclage, ils sont tous maclés, plus fortement dans certains échantillons que dans d'autres. Les macles sont généralement rectilignes et on en observe plusieurs jeux. Certaines macles sont remaclées (fig. 56b). Elles traversent tout le grain, mais sont d'orientation différente au passage d'un sous-joint. La plupart de ces macles ne sont pas recrystallisées. Les îlots de grains témoignant de la migration des joints sont aussi maclés.

On n'observe pas de différence entre les échantillons provenant d'un endroit proche d'un chevauchement et ceux provenant d'un lieu plus éloigné. Si une fabrique mylonitique a été créée au moment des chevauchements ( $D_1$ ), elle a été totalement détruite par les déformations postérieures.

Ces microstructures affectent aussi bien les marbres du mélange de Knorren que les schistes lustrés, les marbres, les grès carbonatés et la matrice calcaire des brèches dolo-mitiques de la lame des nappes du Schams. Les marbres de la zone d'Andossi montrent les mêmes microstructures, mais la quantité de sous-grains est plus importante et les joints des grains sont plus échancrés (fig. 56c).

Ces microstructures témoignent de deux mécanismes de déformation successifs. En effet, les macles semblent être postérieures aux sous-grains et à la migration des joints. Elles ne sont pas recrystallisées, ce qui ne serait pas le cas si les deux derniers mécanismes avaient eu lieu après ou en même temps que la formation des macles.

De plus, il a été montré qu'à partir de 300°C déjà, le maclage devrait être remplacé par d'autres mécanismes

intragranulaires, tels que le glissement ou le fluage de dislocation (GROSHONG et al. 1984a). Ces macles sont par conséquent le témoin d'une déformation tardive ( $D_3$  ou  $D_4$ ). Les autres microstructures (sous-grains, petits grains recrystallisés) sont plutôt typiques d'un mécanisme de fluage de dislocation; elles sont donc issues de déformations plus précoces effectuées à température plus élevée.

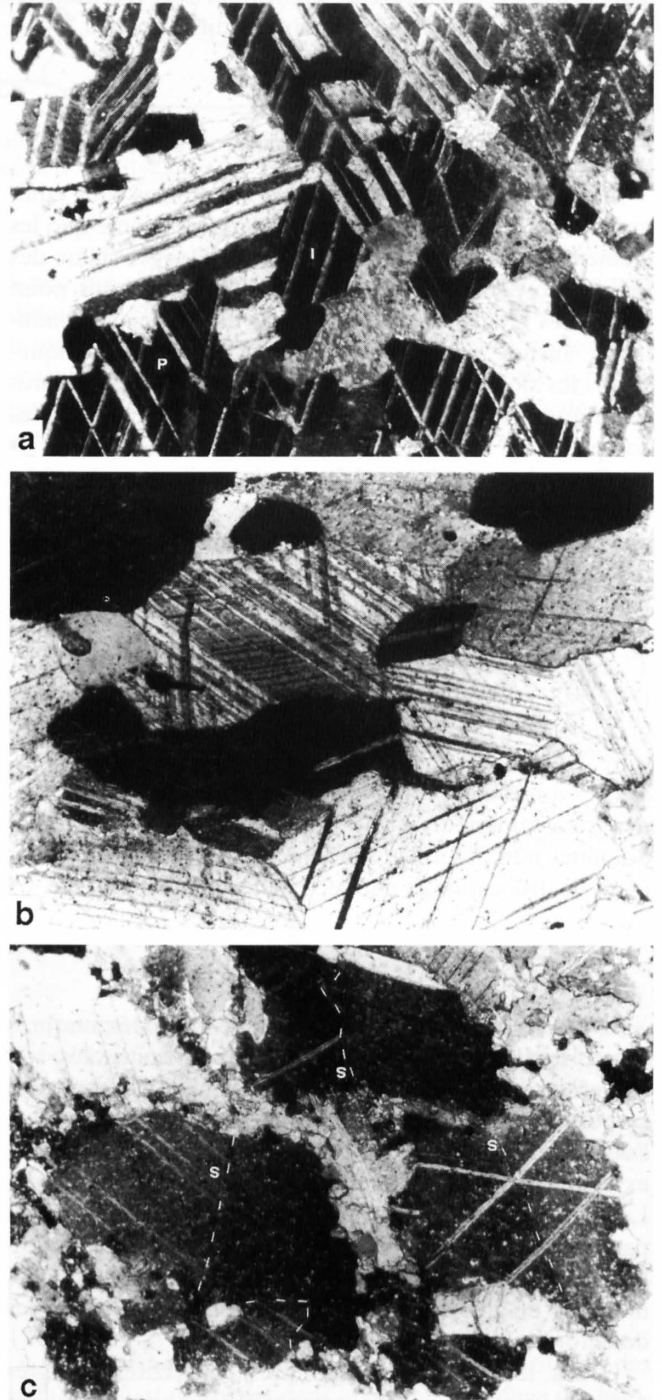


Fig. 56: Microstructures de la calcite. Lumière polarisée, largeur des photos: 0,8 mm.

- (a) Illustration de la migration des joints: îlots (I) éloignés du grain principal (P), mais ayant les mêmes propriétés optiques (schistes lustrés, éch. 197, 742.50/154.60).
- (b) Grains maclés (schistes lustrés, 735.05/149.65).
- (c) Sous-grains (S) et nouveaux grains aux joints (marbre d'Andossi, 747.10/146.95).

Puisqu'on n'observe pas de différence de microstructures entre les échantillons provenant des zones de chevauchements et ceux plus éloignés, il paraît logique de rattacher ces microstructures à  $D_2$  qui, nous l'avons vu au chapitre 4, a pris place lors du métamorphisme de faciès schiste vert. Une recrystallisation dynamique a donc eu lieu lors de cette phase de déformation. Nous pouvons par conséquent conclure que deux types de microstructures associés à deux mécanismes de déformation sont visibles. Le premier, associé à  $D_2$ , est un fluage de dislocation avec recrystallisation dynamique, le deuxième, plus tardif (associé à  $D_3$  ou  $D_4$ ), est le maillage.

### 5.3.1.2 Dolomite

Toutes les roches dolomitiques examinées sont équi-granulaires à grain fin (environ 20  $\mu\text{m}$ ), de même que les éléments dolomitiques des brèches du Dogger (lame des nappes du Schams). Les joints sont sinueux, sans point triple. Les grains possèdent souvent une extinction onduleuse; aucune macle n'a été observée. Macroscopiquement, les dolomies se sont boudinées dans les marbres calcitiques. Elles se sont donc comportées de manière plus compétente.

Contrairement à la calcite, la dolomite est très résistante, et ne se déforme qu'à des températures relativement élevées dans les roches métamorphiques (WENK 1985); le mécanisme de déformation dominant étant un glissement basal (BARBER 1977). Le maillage est bien moins actif dans la dolomite que dans la calcite (WENK 1985). La dolomite a un comportement cassant jusqu'à 400°C au moins (HIGGS & HANDIN 1959). Recrystallisation et croissance de grains ont été observées à 1000°C (expériences de laboratoire, NEUMANN 1969).

Les joints sinueux, l'absence de points triples, la taille des grains supérieure à celle à laquelle on s'attend pour des dolomies non déformées, indiquent qu'il y a eu un glissement de dislocation et une recrystallisation dynamique.

### 5.3.1.3 Quartz

Dans les roches carbonatées (grès carbonatés, marbres ou schistes lustrés gréseux), les grains sont soit isolés, soit en petits groupes de taille variable au milieu de la matrice carbonatée. Les joints quartz/quartz sont rectilignes, et l'on observe souvent une polygonisation (sous-joints, extinction onduleuse, bandes et lamelles de déformation). La présence de points triples et de recrystallisations est parfois constatée. Ces microstructures indiquent un mécanisme de fluage de dislocation, accompagné éventuellement par un glissement de dislocation (bandes et lamelles de déformation).

Dans les roches quartzitiques (quartzites ou grès quartzitiques), les grains ont une taille moyenne d'environ 200–300  $\mu\text{m}$ . Ils ont des joints sinueux, échancrés. On observe de nombreux sous-grains et une extinction onduleuse. On remarque aussi parfois un début de recrystallisation aux joints (polygonisation). Les grains d'une taille supérieure à la moyenne montrent des structures en

mortier, avec de nombreux sous-grains, des bandes de déformation et une recrystallisation aux joints. De nouveau, ces microstructures sont typiques d'un mécanisme de fluage de dislocation. D'après les cartes existantes de mécanismes de déformation à 450°C (RUTTER 1976), ces roches se situent bien dans le champ du fluage, quelle que soit la pression de confinement, et une vitesse de déformation de  $\epsilon = 10^{-13} \text{ sec}^{-1}$  est plausible.

## 5.3.2 Minéraux des roches cristallines

### 5.3.2.1 Quartz<sup>1)</sup>

Les grains ont une taille variable d'un échantillon à l'autre, ou d'un type de gneiss à l'autre (moyenne environ 100  $\mu\text{m}$ ). Il y a de nombreux sous-grains, parfois seulement aux joints, mais souvent dans tout le grain, lui donnant une structure en mortier (fig. 57). On observe également des bandes de déformation et une extinction onduleuse. Les joints sont sinueux ou rectilignes. Quelques échantillons montrent une polygonisation. On observe aussi quelques points triples et une recrystallisation.

Dans les échantillons très déformés, soit proches des contacts chevauchants, le quartz tend à s'organiser en rubans monominéraux. Les grains y ont une taille supérieure (100–200  $\mu\text{m}$ ) aux grains dispersés dans la matrice (30–60  $\mu\text{m}$ ). L'épaisseur des rubans varie entre 300 et 500  $\mu\text{m}$ . Plus les rubans sont épais, plus la taille des grains est grande. Ces derniers sont allongés selon une direction préférentielle légèrement oblique à la schistosité de l'échantillon (fig. 58). On observe dans ces échantillons quelques sous-grains aux joints, des joints relativement rectilignes et des bandes de déformation. Nous sommes donc toujours en présence de microstructures du mécanisme de fluage de dislocation.

Les différences entre les échantillons peu et beaucoup déformés proviennent de l'augmentation de la déformation. L'orientation préférentielle des axes  $c$  du quartz (chap. 5.4.1) confirme que le fluage de dislocation est le mécanisme prépondérant de la déformation.

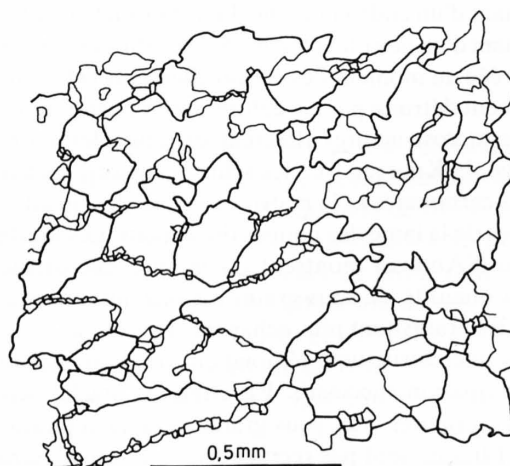


Fig. 57: Structure en mortier dans une zone monominérale de quartz d'un gneiss du Tambo (745.80/146.65).

<sup>1)</sup> Veines de quartz, voir chap. 5.4.1





Fig. 58: Bandes de déformation et nombreux sous-grains (traitillés), dans une zone monominérale de quartz d'un gneiss du Tambo très déformé (737.40/142.10).

#### 5.3.2.2 Feldspaths

Ces minéraux montrent plutôt des déformations dans le domaine cassant lorsqu'ils se présentent en phénocristaux. Leurs fractures sont dues à la rotation du cristal qui tend à orienter sa plus grande face dans la schistosité. On observe une recrystallisation de petits grains de quartz dans les fractures (fig. 59), avec parfois aussi des micas. Cette recrystallisation s'observe également dans les halos d'étirement autour des phénocristaux. La schistosité moule le cristal. Feldspaths potassiques et plagioclases ont

à peu près le même comportement. Dans les roches peu déformées et lorsque ces minéraux ont approximativement la même taille que le reste des cristaux de la roche, les feldspaths potassiques montrent souvent le même type de microstructures que les quartz, alors qu'il est difficile d'observer les plagioclases largement saussuritisés.

#### 5.3.2.3 Micas blancs

Les muscovites de la génération existant avant la déformation  $D_1$  sont réorientées dans le plan de la schistosité. Elles ont une forme de fuseaux et sont entourées de petits cristaux secondaires («micas fish», fig. 60). Le mécanisme prépondérant semble être le glissement sur les plans (001) (BOSSIERE & VAUCHEZ 1978). Les muscovites contemporaines de  $D_1$  sont parallèles à  $S_1$ ; ce sont de petits grains très allongés qui se relaient, ployés par  $D_2$ . Une troisième génération de micas blancs est alignée parallèlement à  $S_2$ .

#### 5.3.2.4 Biotite

Les cristaux de biotite sont en général de petite taille, pas vraiment orientés dans la schistosité. Ce sont probablement de petits cristaux secondaires. La biotite semble en effet réagir très vite à la déformation, et dans les roches très déformées, elle n'existe plus que sous cette forme (BOSSIERE & VAUCHEZ 1978).

### 5.3.3 Conclusion

D'une manière générale, les cristaux constitutifs des roches se sont déformés dans le champ du fluage de dislocation. Nous n'avons jamais pu observer de critères de glissement aux joints. Ces microstructures se rattachent probablement plutôt à  $D_2$  qu'à  $D_1$ . En effet, des conditions de pression et température encore relativement élevées (faciès schiste vert) règnent lors de  $D_2$  (voir chap. 4), et elles auront permis le fluage de dislocation et détruit les microstructures antérieures.

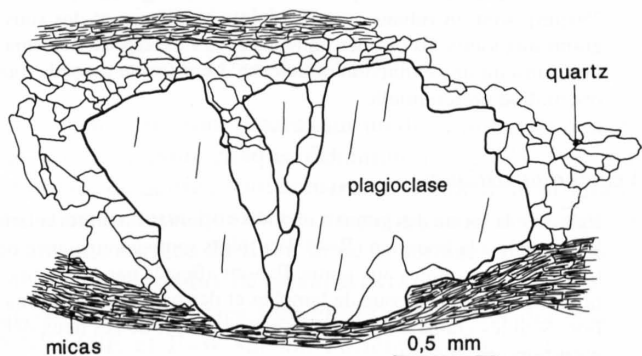


Fig. 59: Plagioclase fracturé, avec recrystallisation de quartz dans les fractures (gneiss du Tambo, 745.30/152.22).



Fig. 60: Muscovite en forme de fuseau (M) dans un gneiss de l'Adula (734.40/153.60; largeur de la photo: 0,8 mm).

## 5.4 Analyse cinématique

L'un des buts de ce travail est de trouver les directions de transport (et les sens de cisaillement) des différentes nappes. Nous avons recherché des indicateurs cinématiques tant sur le terrain qu'en lames minces. Ces indicateurs cinématiques peuvent être des halos d'étirement, des zones de cisaillement, l'orientation des minéraux, ou la texture de certains d'entre eux (SIMPSON & SCHMID 1983) associée à une linéation d'étirement. Nous avons rarement pu observer de tels indicateurs, soit parce qu'ils ne présentaient pas d'asymétrie (halos), soit parce qu'on ne pouvait définir la linéation d'étirement avec précision.

### 5.4.1 Analyse de texture du quartz

#### 5.4.1.1 Introduction

Une orientation préférentielle cristallographique – fabrique – qui se développe dans un agrégat minéral est une conséquence des mécanismes de déformation interne employés par chaque grain pour s'accommoder d'une déformation externe imposée. Ces mécanismes de déformation sont par exemple le maclage et le glissement de dislocation. Ce dernier mécanisme est considéré comme le plus important dans le quartz. Les plans de glissement connus dans ce minéral sont: le plan basal  $c = \{0001\}$ , le prisme  $m = \{10\bar{1}0\}$ , le rombe  $r(\text{positif}) = (10\bar{1}1)$  et le rombe  $z(\text{négatif}) = (01\bar{1}1)$ , la direction de glissement étant selon un axe  $a$ ,  $c$  ou le vecteur  $(a+c)$ . D'une manière générale, on considère que l'augmentation de la température, de la pression de confinement et du contenu en eau, ainsi que la diminution de la vitesse de déformation, provoquent une activité sur les rhombes et les prismes, alors que les conditions inverses induisent une activité sur le plan basal (PRICE 1985).

La fabrique est gouvernée par:

- les mécanismes de déformation actifs,
- la forme de l'ellipsoïde de déformation et accessoirement son intensité,
- le chemin de la déformation (SCHMID & CASEY 1986).

L'orientation préférentielle des axes  $c$ , ou  $a$ , a été étudiée et modélisée par de nombreux auteurs (LAURENT & ETCHEPAR 1976, LISTER 1977, BOUCHEZ 1977, 1978, LISTER & WILLIAMS 1979, SIMPSON 1980, SCHMID et al. 1981, PRICE 1985, MANCKTELOW 1985, entre autres). Pour

pouvoir interpréter de la meilleure manière les textures, il faudrait connaître l'orientation complète des grains (analyse au goniomètre de textures), et non seulement les axes  $c$  (table de Fedorov).

#### 5.4.1.2 Les échantillons

Pour nos analyses, nous avons utilisé des échantillons orientés avec précision, dans lesquels nous avons coupé deux lames minces perpendiculaires entre elles. Nous avons mesuré optiquement les axes  $c$  des grains de quartz à l'aide d'une table de Fedorov. Les échantillons proviennent soit de veines de quartz, soit de gneiss riches en quartz, tous deux possédant une forte linéation. Tous les échantillons proviennent de zones proches de chevauchements, mais en général pas d'une zone de cisaillement directement visible à l'affleurement.

Les quartz, dans les échantillons étudiés, présentent des microstructures variées. Cependant, tous semblaient avoir une certaine orientation cristallographique (d'après des critères optiques, avec adjonction d'une lame de gypse). Le tableau 8 donne l'orientation et la localisation de chaque échantillon.

#### Gneiss très déformés

- Ech. 281, 282, 293: les quartz, relativement grands (environ 250  $\mu\text{m}$ ), sont en rubans avec des joints rectilignes et des sous-grains aux joints. Ils ont des lamelles et des bandes de déformation, ainsi qu'une extinction onduleuse. Leur forme possède une orientation préférentielle.

#### Veines quartzitiques

- Ech. 389: la forme des grains a une forte orientation préférentielle parallèle à la linéation ( $R=4$ ). Les joints sont sinueux, avec de très petits sous-grains aux joints. Ils sont affectés par une extinction onduleuse, beaucoup de lamelles et des bandes de déformation. Seul les grains les plus petits sont exempts de ces deux derniers témoins.
- Ech. 404, 426: deux tailles différentes de grains sont présentes: 1) les grains grossiers, avec une orientation de forme préférentielle, présentent des joints suturés, une extinction onduleuse, et quelques sous-grains aux joints, parfois à travers tout le grain. 2) Les grains de tailles plus petites, recristallisés, ont des joints plus rectilignes (fig. 61).

Tableau 8: Localisation des échantillons utilisés pour l'analyse de texture (avec orientation de la schistosité principale  $Sc$  et de la linéation d'étirement minérale  $L$ )

N°	Roche	Unité tectonique	Localisation	Sc	L
281	Gneiss	Gadriol	737.900/138/950	055/42	140/08
282	Gneiss	Gadriol	737.900/138.950	068/45	148/10
293	Gneiss	Tambo	744.050/153.750	076/60	098/58
389	Veine	Areua	736.300/150.650	120/38	058/21
404	Veine	Suretta	745.550/151.500	122/36	150/32
406	Veine	Tambo	738.300/151.300	148/31	080/14
412	Veine	Suretta	745.350/152.300	192/40	156/16
426	Veine	Tambo	742.625/149.270	130/25	063/10
447	Veine	Tambo	743.550/152.840	097/31	080/29
451	Veine	Adula	733.200/151.000	074/22	160/02

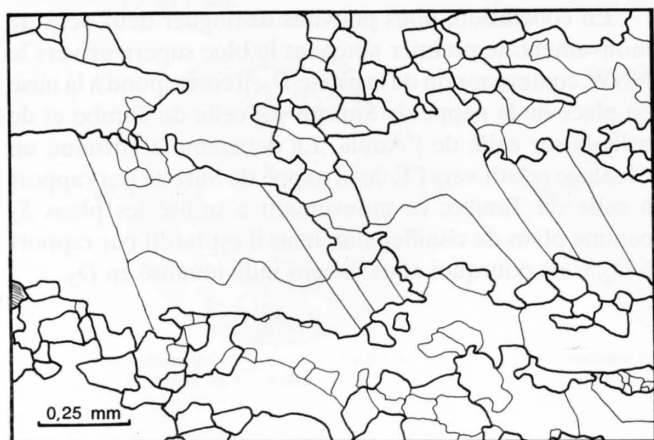


Fig. 61: Microstructure du quartz dans une veine quartzitique; les traits fins représentent les sous-joints (gneiss du Tambo, 743.95/149.75).

- Ech. 406: la forme des grains montre une orientation préférentielle, les joints sont rectilignes. Il y a très peu de sous-grains, mais une extinction onduleuse et des lamelles de déformation.
- Ech. 412: les grains sont assez petits ( $<100\ \mu\text{m}$ ), sans orientation préférentielle; ils ont des joints rectilignes, des bandes de déformation et une extinction onduleuse, ainsi que quelques rares sous-grains. Certaines parties de la lame mince montrent d'anciens grains à structure en mortier.
- Ech. 447, 451: les grains n'ont pas d'orientation de forme préférentielle, les joints sont suturés. On observe de nombreux sous-grains par endroits fortement concentrés au niveau des joints. Il y a aussi une extinction onduleuse et des bandes de déformation.

#### 5.4.1.3 Les mesures

Les mesures sont placées sur un diagramme de densité de Lambert pour chaque échantillon (fig. 62). Ces diagrammes de densité sont construits à l'aide d'un programme d'ordinateur, qui utilise un petit cercle de comptage ayant une surface de  $100/n\%$  de la surface de projection, ou «n» est le nombre de mesures (STARKEY 1970). Certains de ces stéréogrammes sont ensuite placés sur des coupes NNW–SSE et E–W suivant l'orientation de la linéation (fig. 63a et b).

#### 5.4.1.4 Les résultats

La figure 62 présente tous les résultats, orientés selon le principe décrit ci-dessus, regroupés selon la direction de la linéation. Une partie des échantillons montrent une texture coaxiale, avec une ceinture autour de Z, dont l'angle d'ouverture est de  $35\text{--}40^\circ$ . On n'observe pas (ou très peu) d'axes *c* orientés dans le plan d'aplatissement (vertical E–W). Ce sont des fabriques qui indiqueraient des déformations par aplatissement (SCHMID & CASEY 1986). Ces échantillons ne montrent pas de microstructures particulières (voir chap. 5.4.1.2), et d'après les conclusions empiriques de SCHMID & CASEY (1986), les fabriques sont largement indépendantes de la recristallisation syntectonique. Nous devons donc admettre qu'une bonne partie des déformations ont eu lieu dans un régime d'aplatissement, sans exclure un étirement dans une direction donnée.

Ceci est compatible avec les déformations indiquées par des marqueurs macroscopiques (chap. 5.1.3). La moitié des échantillons mesurés montrent des textures non coaxiales. L'orientation des axes *c* indique un maximum décalé par rapport à Z ( $\cong$  type I, LISTER 1977). Ce décalage permet de déterminer un sens de mouvement. Ces fabriques asymétriques indiquent un mouvement du bloc supérieur vers le NNW (sauf l'échantillon 404), ou vers l'E, ce qui correspond à un mouvement différentiel dans l'une ou l'autre de ces directions.

#### 5.4.2 Autres indicateurs

Nous avons surtout observé les asymétries des halos d'étirement autour des feldspaths, directement sur le terrain, en surfaces polies ou en lames minces. Les sens de cisaillement ont été déterminés en tenant compte des formes  $\sigma$  et  $\delta$  de ces halos (PASSCHIER & SIMPSON 1986). Des études sur le terrain de petites zones de cisaillement viennent compléter ces observations. Ces indicateurs asymétriques ont toujours été étudiés dans la direction de la linéation d'étirement minérale visible. Ils sont en général cohérents avec les mesures d'axes *c* du quartz et sont reportés sur la figure 63.

#### 5.4.3 Interprétation

La figure 63 montre l'interprétation de toutes les mesures et observations en termes de mouvement. Nous y avons inclus des coupes de l'ellipsoïde de déformation finie mesuré au chapitre 5.1.

Ces indicateurs montrent un mouvement vers le NNW de la nappe du Tambo sur celle de l'Adula dans la zone du Misox (fig. 63a). Dans la nappe de Suretta, un échantillon donne un sens de cisaillement inverse ( $N^\circ 404$ ). Or, dans le granitoïde du Truzzo, il existe des zones de cisaillement inclinées vers le N qui, combinées avec d'autres inclinées vers le S, indiquent un sens de cisaillement vers le S. Ces zones contribuent à un aplatissement général du granitoïde (D. Marquer, comm. pers.). Il semble plausible que des cisaillements similaires existent dans le gneiss de Rofna, et l'échantillon  $N^\circ 404$  pourrait provenir d'une de ces zones, non reconnue sur le terrain. Une autre possibilité, pour expliquer cette mesure, serait que ce mouvement «à l'envers» représente une zone de cisaillement «anti-Riedel» dextre dans un ensemble cisailant senestre. Mais, dans ce cas, par rapport à l'ensemble des autres données, elle devrait être plus inclinée.

Presque tous les indicateurs observés dans une direction E–W montrent un déplacement relatif du bloc supérieur vers l'E (fig. 63b). Il faut remarquer que ces indicateurs sont surtout localisés au sommet de la nappe du Tambo. La moitié des échantillons mesurés présentent des orientations d'axes *c* qui montrent une déformation par aplatissement. Une étude plus approfondie, à l'aide d'un goniomètre de texture, permettrait de connaître les orientations préférentielles des axes *a* et de mieux définir la(les) déformation(s). Cependant, nos mesures montrent que la déformation a eu lieu dans un régime d'aplatissement lors de  $D_1$ , mais avec une composante d'étirement suffisamment importante pour permettre la formation d'une linéation. Les zones de cisaillements ont dû se localiser dans des

secteurs très proches des chevauchements. Deux solutions existent pour expliquer les mesures d'axes  $c$  en aplatissement, avec une linéation orientée E-W: soit il s'agit de linéations  $L_1$  réorientées, soit les déformations  $D_3$  n'ont pas toujours eu lieu dans le champ de constriction (voir chap. 5.1). Cependant, nous n'avons jamais observé de structure en tablettes de chocolat qui indiquerait deux déformations successives par aplatissement. La première hypothèse paraît donc la plus vraisemblable.

En conclusion, nous pouvons distinguer deux sens de mouvement: le premier amenant le bloc supérieur vers le NNW, contemporain de la phase  $D_1$ ; il correspond à la mise en place de la nappe de Suretta sur celle du Tambo et de celle-ci sur celle de l'Adula. Le deuxième a entraîné un décalage relatif vers l'E de la nappe de Suretta par rapport à celle du Tambo; ce mouvement a utilisé les plans  $S_2$  comme plans de cisaillement, mais il est tardif par rapport à  $D_2$ ; c'est pourquoi nous l'avons individualisé en  $D_3$ .



Figure 1. Carte géologique de la région de l'Adula. La carte illustre la distribution des unités géologiques et des structures tectoniques dans la région de l'Adula. Les unités sont représentées par des motifs distinctifs, et les structures tectoniques sont indiquées par des lignes et des flèches.

La carte géologique de la région de l'Adula (Figure 1) illustre la distribution des unités géologiques et des structures tectoniques. Les unités sont représentées par des motifs distinctifs, et les structures tectoniques sont indiquées par des lignes et des flèches. La carte est orientée avec le Nord vers le haut. Les unités géologiques sont désignées par des lettres et des chiffres, et les structures tectoniques sont désignées par des lettres et des chiffres. La carte est une représentation schématisée de la géologie de la région de l'Adula.

La carte géologique de la région de l'Adula (Figure 1) illustre la distribution des unités géologiques et des structures tectoniques. Les unités sont représentées par des motifs distinctifs, et les structures tectoniques sont indiquées par des lignes et des flèches. La carte est orientée avec le Nord vers le haut. Les unités géologiques sont désignées par des lettres et des chiffres, et les structures tectoniques sont désignées par des lettres et des chiffres. La carte est une représentation schématisée de la géologie de la région de l'Adula.

La carte géologique de la région de l'Adula (Figure 1) illustre la distribution des unités géologiques et des structures tectoniques. Les unités sont représentées par des motifs distinctifs, et les structures tectoniques sont indiquées par des lignes et des flèches. La carte est orientée avec le Nord vers le haut. Les unités géologiques sont désignées par des lettres et des chiffres, et les structures tectoniques sont désignées par des lettres et des chiffres. La carte est une représentation schématisée de la géologie de la région de l'Adula.

La carte géologique de la région de l'Adula (Figure 1) illustre la distribution des unités géologiques et des structures tectoniques. Les unités sont représentées par des motifs distinctifs, et les structures tectoniques sont indiquées par des lignes et des flèches. La carte est orientée avec le Nord vers le haut. Les unités géologiques sont désignées par des lettres et des chiffres, et les structures tectoniques sont désignées par des lettres et des chiffres. La carte est une représentation schématisée de la géologie de la région de l'Adula.

La carte géologique de la région de l'Adula (Figure 1) illustre la distribution des unités géologiques et des structures tectoniques. Les unités sont représentées par des motifs distinctifs, et les structures tectoniques sont indiquées par des lignes et des flèches. La carte est orientée avec le Nord vers le haut. Les unités géologiques sont désignées par des lettres et des chiffres, et les structures tectoniques sont désignées par des lettres et des chiffres. La carte est une représentation schématisée de la géologie de la région de l'Adula.

La carte géologique de la région de l'Adula (Figure 1) illustre la distribution des unités géologiques et des structures tectoniques. Les unités sont représentées par des motifs distinctifs, et les structures tectoniques sont indiquées par des lignes et des flèches. La carte est orientée avec le Nord vers le haut. Les unités géologiques sont désignées par des lettres et des chiffres, et les structures tectoniques sont désignées par des lettres et des chiffres. La carte est une représentation schématisée de la géologie de la région de l'Adula.



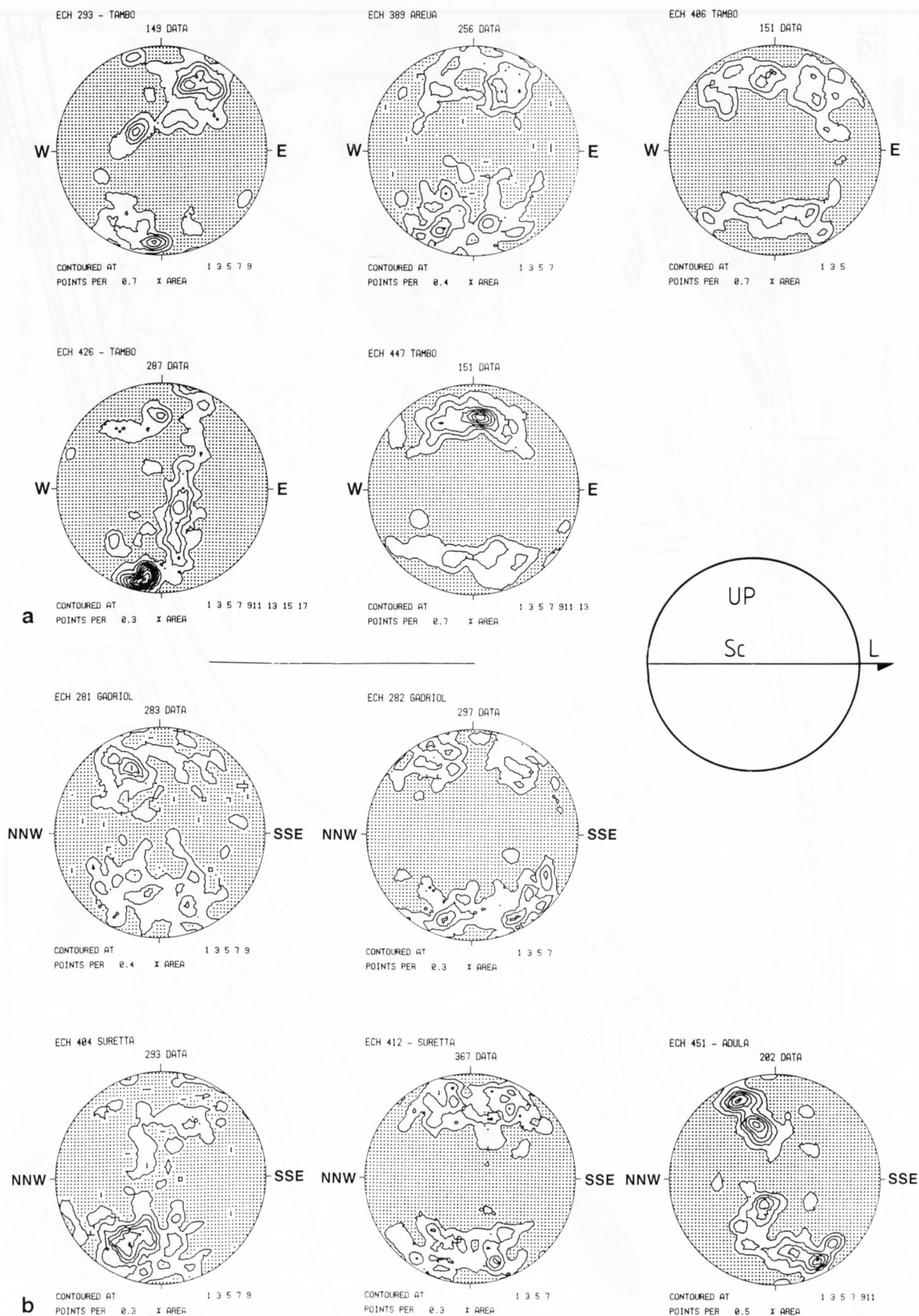
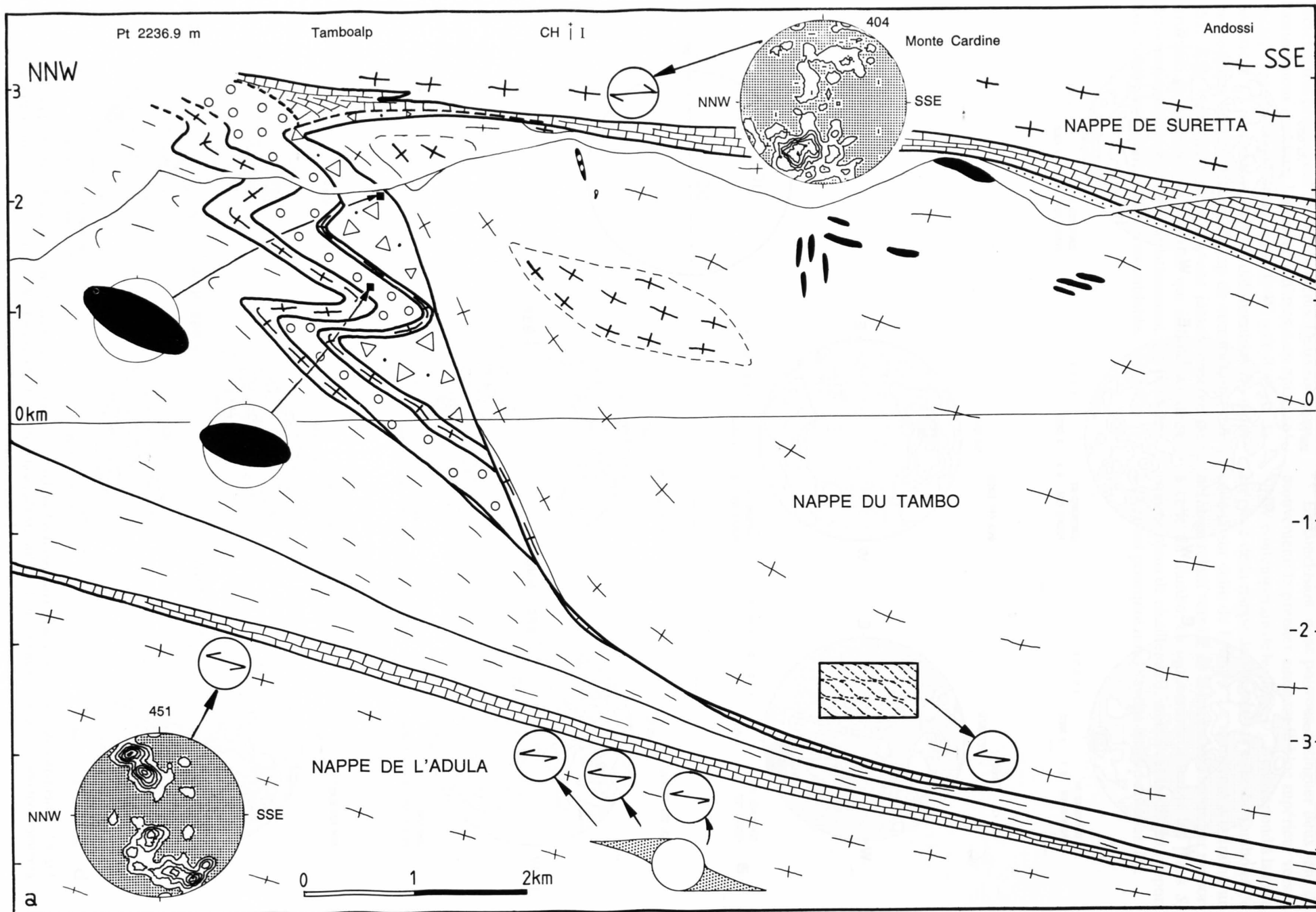


Fig. 62: Orientation des axes  $c$  du quartz. Groupes d'échantillons à linéation d'étirement E-W (a) et NNW-SSE (b). Les stéréogrammes sont orientés de telle manière que la schistosité ( $Sc$ ) soit verticale de direction E-W, le haut de l'échantillon (UP) vers le N, et la linéation ( $L$ ) horizontale vers l'E du diagramme.



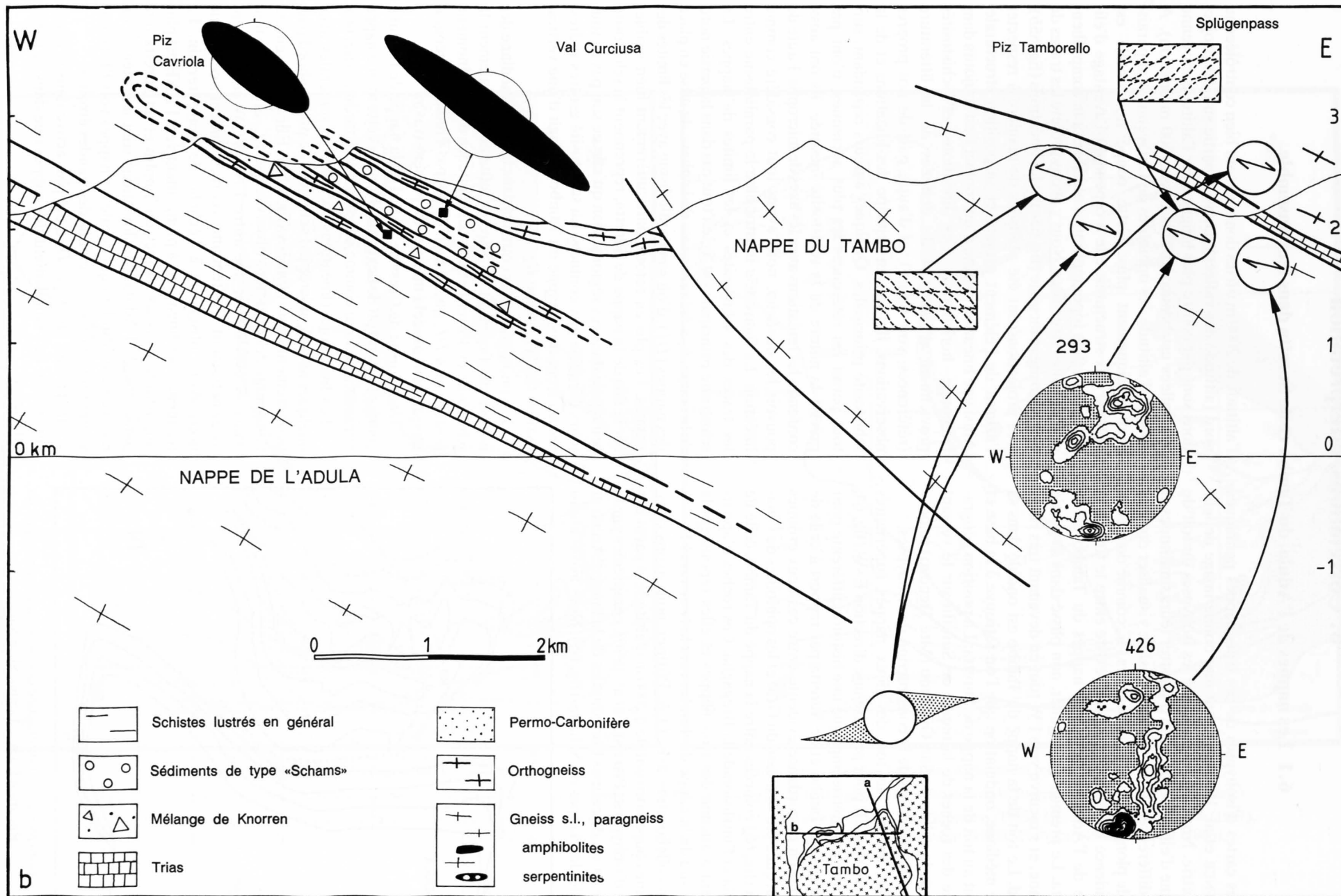


Fig. 63: Profils géologiques synthétiques montrant des indicateurs cinématiques et l'ellipse de déformation finie de deux échantillons dans une direction NNW-SSE (a) et E-W (b).

## 6. Corrélations, interprétation

### 6.1 Les nappes de l'Adula, du Tambo et de Suretta dans leur ensemble

Les cartes d'isohypses de ces trois nappes penniques (PFIFFNER et al. 1990) donnent une bonne image de leur géométrie. Nous avons juxtaposé les isohypses du toit de chacune d'elles (fig. 64), afin d'illustrer leurs similitudes et leurs différences. Il est possible ainsi de visualiser directement le plongement des nappes vers l'E, comme de mettre en évidence la « discordance » qui existe entre le toit de la nappe de l'Adula et ceux des nappes du Tambo et de Suretta. Le premier est régulier, non plissé dans sa partie médiane, et s'incurve vers l'W tout en devenant très raide au sud. Le toit de la nappe du Tambo est ondulé dans sa partie médiane, ondulation que l'on retrouve à la base et surtout au toit de la nappe de Suretta. La position géographique des roches de la nappe de Suretta sur le versant ouest de la vallée de San Giacomo (Mte Tignozo) impose ces ondulations, lors de la construction des isohypses.

Tout au sud, le toit des deux nappes supérieures s'incurve vers l'E pour prendre une direction E-W (fig. 64, 65). Cette géométrie implique une histoire différente pour les nappes du Tambo et de Suretta par rapport à celle de l'Adula. La discordance évidente entre ces deux groupes est marquée par la masse du Gruf et les ophiolites de Chiavenna (fig. 66) coincées entre la nappe du Tambo, celle de l'Adula et l'intrusion de la Bregaglia. Ces roches n'appartiennent à aucune des trois nappes et elles repoussent la partie sud de la nappe du Tambo vers le N et vers l'E.

En collaboration avec O.A. Pfiffner, nous avons construit une coupe horizontale à 2000 m d'altitude, à partir des cartes d'isohypses (PFIFFNER et al. 1990), complétées par la construction de coupes horizontales de la lame d'Areua et de celle des nappes du Schams (fig. 65). Nous avons choisi

l'altitude de 2000 m où les données sont bien contrôlées au nord (altitude des vallées). Dans la partie sud, les projections sont par contre plus longues, car l'altitude moyenne des vallées est beaucoup plus basse (300 m environ). A 2000 m d'altitude, les ophiolites de Chiavenna n'apparaissent pratiquement plus. Cette coupe horizontale est oblique aux structures; elle a cependant l'avantage d'éliminer les effets topographiques nuisibles à la compréhension des dites structures. Nous y avons projeté les traces de la schistosité principale (fig. 65a) et les linéations (fig. 65b). Ces projections ont été réalisées de manière à respecter l'azimut de l'élément projeté et sa position structurale. Ainsi une linéation proche d'un contact l'est toujours dans la coupe horizontale. Ces linéations et schistosités proviennent d'une part de données de la littérature (références: voir figure), et d'autre part de nos propres observations. Il s'agit en principe des linéations et de la schistosité principales. Quelques auteurs cependant, surtout parmi les références les plus anciennes, n'ont pas précisé la nature de la schistosité mesurée. Ils ont aussi confondu les linéations avec les axes de microplis. Faute de pouvoir les dissocier, nous avons tout considéré comme linéation. La figure 65a illustre bien le parallélisme entre les traces des schistosités et les limites de nappes. La schistosité principale est  $S_1$ , en tout cas dans la partie nord de la coupe.  $S_1$  a été créée lors de la phase de mise en place des nappes ( $D_1$ ), d'où son parallélisme avec les limites des nappes. Les plis en retour, particulièrement bien visibles sur le dos de la nappe de Suretta, reprennent la schistosité principale dans ces régions, bien qu'elle ne soit pas ici toujours parallèle aux contacts. La schistosité est très redressée au front de la nappe du Tambo; il s'agit d'une verticalisation due à la phase  $D_2$ .

Les ondulations des contacts dans la partie médiane des nappes du Tambo et de Suretta influencent également la schistosité et doivent être la conséquence d'un phénomène postérieur à  $D_1$ , que nous n'avons pas étudié car géographiquement au-delà du sujet du présent travail.

L'antiforme de Cressim, au sud de la nappe de l'Adula, comme le grand pli de flexure du front de cette même nappe apparaissent aussi comme des structures tardives (fig. 66).

Les linéations (linéations d'étirement minérales avec quelques axes de microplis) semblent de prime abord particulièrement désordonnées (fig. 65b). Elles représentent l'ensemble des linéations observées, soit  $L_1$  et  $L_3$ . Une tendance NNW-SSE et une autre ENE-WSW se dégagent assez nettement. Ces tendances correspondent à celles que nous avons observées à l'échelle de notre terrain. La fréquence des linéations à plongement vers l'ENE est plus importante dans les nappes du Tambo et de Suretta que dans celle de l'Adula. Ces linéations sont associées à un mouvement cisailant qui décale les nappes vers l'E (mouvement normal), localisé dans des bandes étroites.

Il apparaît alors que  $D_3$  a été plus active dans la partie supérieure de l'empilement des nappes que dans sa partie inférieure.

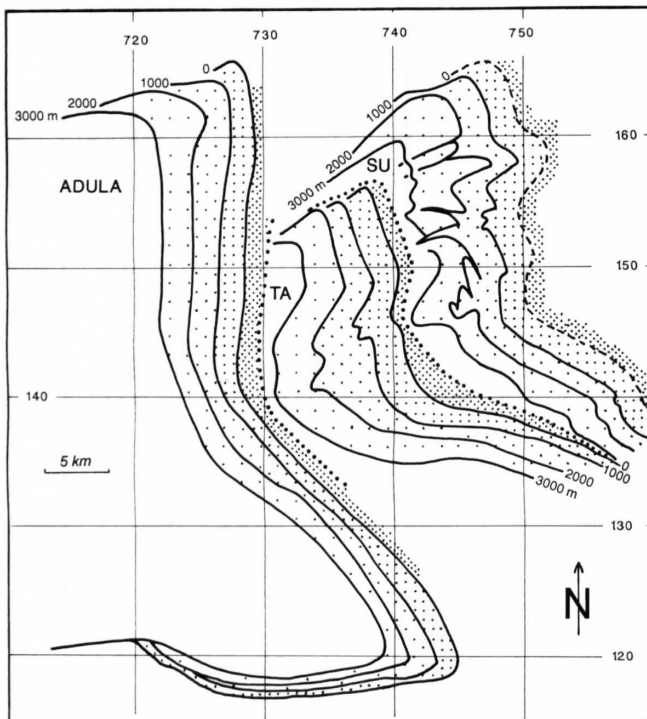


Fig. 64: Isohypses du toit de chacune des trois nappes penniques du Rheinwald. TA = Tambo, SU = Suretta.



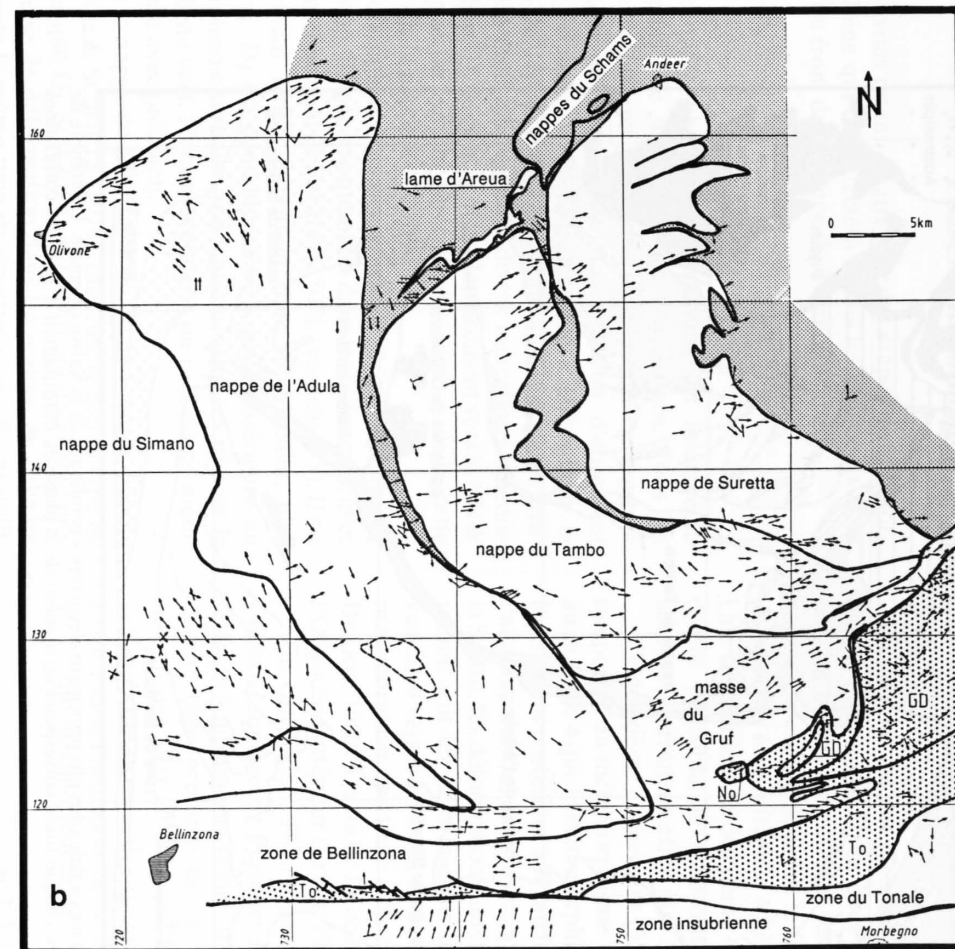
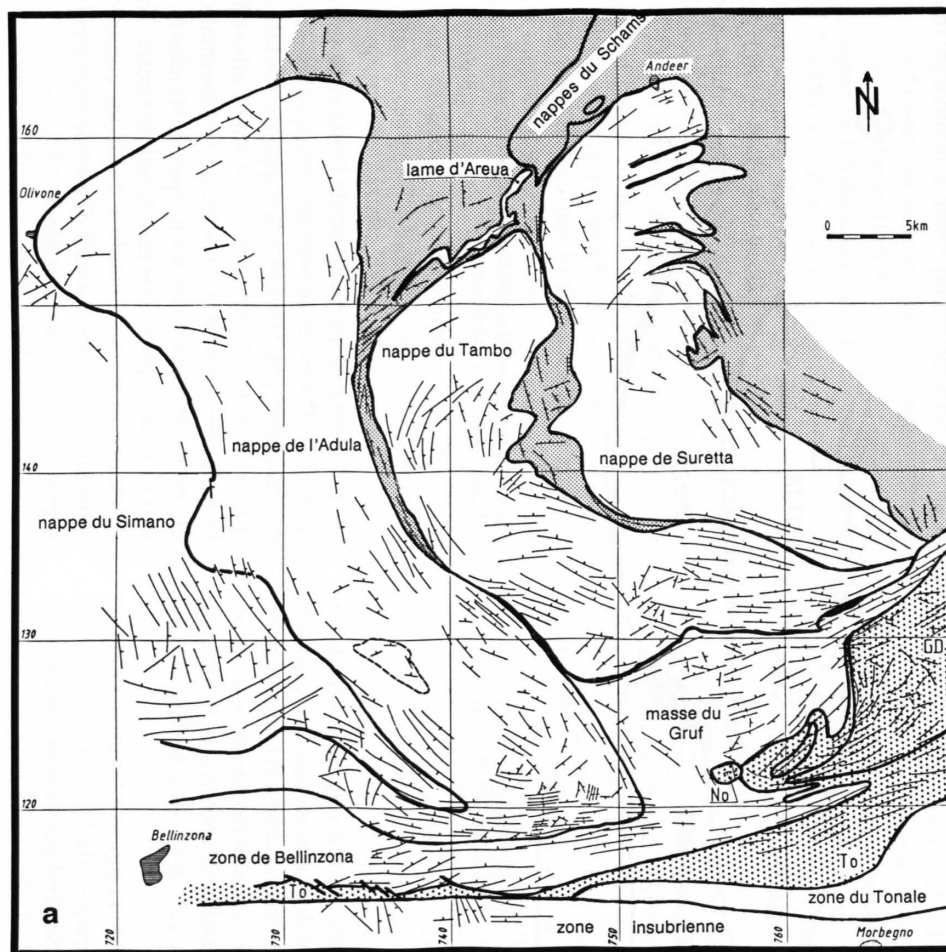


Fig. 65: Coupe horizontale à 2000 m, avec projections des traces de la schistosité principale (a) et des linéations d'étirement minérales (b).

En grisé fin: unités sédimentaires mésozoïques; en grisé grossier: intrusions tertiaires (GD = granodiorite de la Bregaglia, To = tonalite de la Bregaglia, No = granite de Novate).

D'après PIFFNER et al. (1990), BLANC (1965), BRUGGMANN (1965), CODONI (1981), FUMASOLI (1974), GRÜNDENFELDER (1956), HEINRICH (1983), HEITZMANN (1975), LÖW (1987), MILNES & SCHMUTZ (1978), PROBST (1980), SCHÄEREN (1974), SCHÄERER (1974), SCHMUTZ (1976), STRASSER (1928), STROHBACH (1965), TEUTSCH (1982), WEBER (1966), WENK E. (1962), WENK H.R. (1974), ZURFLÜH (1961), et données personnelles.

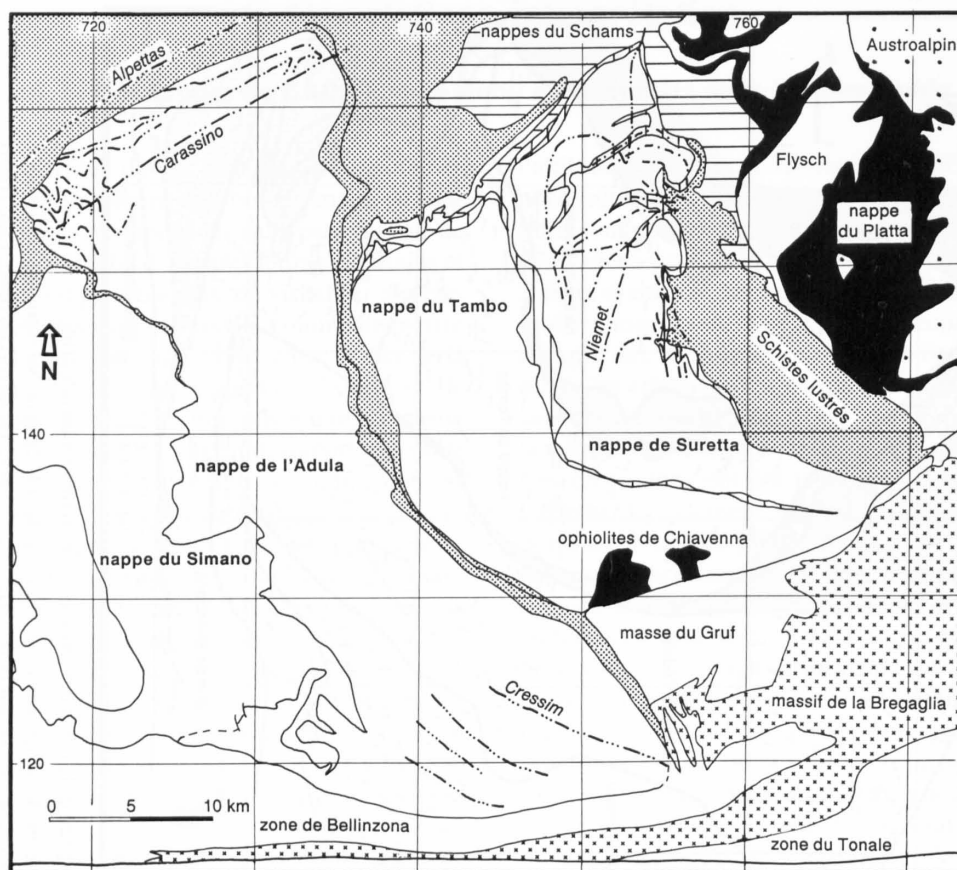


Fig. 66: Traces axiales des plis principaux des nappes penniques de la Suisse orientale. Le nombre de points entre chaque tireté correspond au numéro de la phase de déformation d'après les corrélations effectuées au chapitre 6 (tab. 9).

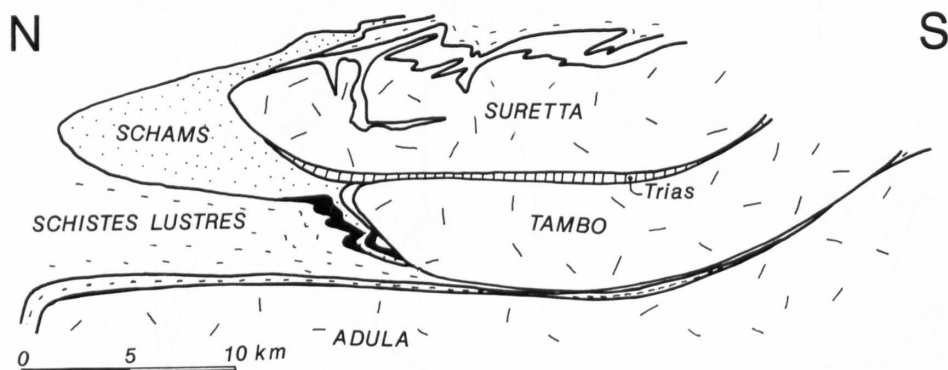


Fig. 67: Coupe schématique au travers des trois nappes penniques du Rheinwald, le long de la coordonnée 745. En noir: lame d'Areua, en blanc: sédiments indifférenciés.

Il faut aussi tenir compte du fait que toutes les linéations ne sont pas forcément dues aux mêmes déformations ou qu'elles ont pu être réorientées dans certaines régions. Au sud de la région étudiée, on peut par exemple imaginer une réorientation de l'ensemble des structures des nappes du Tambo et de Suretta (et donc des linéations) par l'intrusion de la Bregaglia.

La coupe schématique de la figure 67 illustre l'empilement des trois nappes penniques du Rheinwald, ainsi que la position des nappes du Schams par rapport aux nappes de socle.

La géométrie particulière de l'ensemble formé par les nappes du Tambo et de Suretta, ainsi que la discordance de cet ensemble par rapport à la nappe de l'Adula indiquent que celui-ci devait déjà être bâti avant sa mise en place sur la nappe de l'Adula. L'histoire de la déformation a donc été bien différente pour les nappes du Tambo et de Suretta d'un côté, et pour celle de l'Adula de l'autre. Nous avons d'ailleurs aussi vu au chapitre 4 que les conditions métamorphiques régnant lors des phases de mise en place de ces nappes n'étaient pas les mêmes.

## 6.2 Phases de déformation (structures, métamorphisme, chronologie)

Nous avons retenu quatre grandes étapes de la déformation alpine qui ont affecté à la fois les sédiments et le cristallin du front de la nappe du Tambo (chap. 3).

### 6.2.1 $D_1$

La première phase de déformation est interprétée comme phase de mise en place des nappes. Tous les chevauchements ont été créés, certains même ensuite plissés, lors de cette phase. La linéation d'étirement minérale orientée NNW-SSE, associée à  $D_1$ , indique la direction de déplacement des nappes. Le sens de mouvement a été étudié à l'aide de divers indicateurs cinématiques (chap. 5). Ils montrent un déplacement vers le NNW de la nappe de Suretta sur celle du Tambo, et de cette dernière sur la nappe de l'Adula.

Un fort aplatissement est associé à cette phase de déformation. Il a pu être quantifié dans les sédiments, avec un raccourcissement de l'ordre de 50 % (voir chap. 5). Il est probablement moins important dans le cristallin, plus compétent.  $D_1$  est contemporaine à juste antérieure au métamorphisme tertiaire, qui a atteint dans ces régions le faciès schiste vert. Nous n'avons pas pu calibrer ce métamorphisme avec précision.

Dans la nappe de Suretta, la phase de Ferrera, décrite par MILNES & SCHMUTZ (1978), présente le même type de structures que  $D_1$ . SCHMID et al. (1990) ont décrit une première phase de déformation dans les nappes du Schams, qui présente le même type de structures que  $D_1$ , et qu'ils interprètent également comme phase de mise en place. Nous proposons donc, sur la base de ces comparaisons, de corréler  $D_1$  avec ces phases (tab. 9).

Dans la nappe de l'Adula, la phase de mise en place de Zapport (LÖW 1987) ne peut pas être corrélée avec  $D_1$ , car elle a pris place sous des conditions métamorphiques totalement différentes (haute pression).

Les plus jeunes sédiments affectés par  $D_1$  sont vraisemblablement d'âge crétacé supérieur au front de la nappe du Tambo (flysch dans la lame des nappes du Schams). Il en est de même dans les nappes du Schams proprement dites, pour l'ensemble flyschöide (SCHMID et al. 1990). De plus, les schistes lustrés issus de la zone du Misox sont toujours datés du Crétacé (Turonien; PANTIĆ & GANSSER 1977, PANTIĆ & ISLER 1978).  $D_1$  ne peut donc pas être antérieure au Crétacé.

Seules des datations dans le porphyre de Rofna, et quelques rares mesures dans le gneiss du Timun (nappe de Suretta, STEINITZ & JÄGER 1981) apportent quelques informations géochronologiques. Ces auteurs ont daté deux événements de l'histoire alpine; ils corrélerent le premier (118 Ma – fin du Crétacé inférieur) avec la première phase de déformation (phase de l'Avers) de MILNES & SCHMUTZ (1978). Le deuxième événement, mesuré avec le géochronomètre Rb-Sr sur des phengites, est daté de 35–40 Ma (Eocène–Oligocène). Il est corrélé avec la phase de Niemet par STEINITZ & JÄGER (1981); les micas blancs, sur lesquels les mesures ont été faites, définissent une forte schistosité pénétrative que ces auteurs interprètent comme la schistosité de crénulation de la phase de Niemet.

Il ne nous est pas possible de nous rallier à ces hypothèses. Pour nous,  $D_1$  ne peut pas avoir commencé avant que les sédiments affectés les plus jeunes ne se soient déposés, c'est-à-dire avant le Crétacé supérieur; donc  $D_1$  ne peut pas être rattachée à l'événement daté de 118 Ma. Une corrélation du deuxième événement avec  $D_1$  est par contre plausible, la schistosité observée par les deux auteurs pourrait, en effet, être  $S_1$  et non  $S_2$ .

Ce deuxième événement (35–40 Ma) est supposé contemporain du métamorphisme tertiaire. Or nous avons vu au chapitre 4 que le métamorphisme est du même âge, voire légèrement postérieur à  $D_1$  au front de la nappe du Tambo. Par comparaison, dans les nappes penniques de l'ouest de la Suisse, les déformations antérieures aux mouvements en retour, soit les déformations liées aux mouvements chevauchant vers le NW, ont eu lieu pendant la culmination du métamorphisme tertiaire (soit environ 38 Ma, HUNZIKER & BEARTH 1969) à la fin de l'Eocène supérieur et au début de l'Oligocène inférieur (STECK 1984).

En conclusion,  $D_1$  n'a pas pu se manifester avant le Crétacé supérieur. Puisque  $D_1$  et le métamorphisme tertiaire sont contemporains, il paraît probable que  $D_1$  soit éocène (âge présumé de ce métamorphisme). Elle ne devrait pas aller au-delà de l'Eocène supérieur (tab. 10), car la partie arrière des nappes penniques était déjà en place avant l'intrusion de la Bregaglia (30 Ma, GULSON 1973), qui lui est discordante.

### 6.2.2 $D_2$

La deuxième phase de déformation a provoqué la formation de grands plis en retour, auxquels s'associe une schistosité de charnière pénétrative. Ces plis s'intègrent à l'ensemble des plis en retour qui affectent d'une part les nappes du Schams, décrits et attribués à une phase  $D_2$  par SCHMID et al. (1990), et d'autre part la partie antérieure du sommet de la nappe de Suretta (phase de Niemet, MILNES & SCHMUTZ 1978). L'analyse de la déformation réalisée sur des marqueurs macroscopiques indique la présence d'un fort étirement orienté WSW-ENE, soit parallèle aux axes de plis et associé à  $D_2$ .

$D_2$  a pris place sous des conditions métamorphiques du faciès schiste vert probablement rétrograde (déstabilisation d'amphiboles). La pression et la température devaient être encore élevées au front de la nappe du Tambo. La phase de rétrocharriage dans la «zone des racines» des Alpes centrales a débuté vers 25 Ma (Oligocène tardif, HEITZMANN 1987), sous des conditions du métamorphisme amphibolite. Dans les nappes penniques de l'ouest de la Suisse, les phases de plis en retour ont eu lieu après la culmination du métamorphisme oligocène (CHADWICK 1974). Enfin,  $D_2$  doit être au moins de l'Eocène tardif, ou même postéocène, puisque  $D_2$  affecte également les flysch de l'Arblatsch (nord-pennique, SCHMID et al. 1990). Nous pouvons donc postuler un âge oligocène pour  $D_2$ .

### 6.2.3 $D_3$

La troisième phase de déformation a utilisé les plans de schistosité  $S_2$  comme plans de cisaillement. Une linéation

Tableau 9: *Corrélations des phases de déformation dans le Pennique du Rheinwald*

FRONT DE LA NAPPE DU TAMBO Ce travail	NAPPE DE SURETTA Milnes & Schmutz (1978)	NAPPES DU SCHAMS Schmid et al. (1990)	CONSEQUENCES
D4: Schistosité de cré- nulation redressée, plis ouverts E-W.	Schistosité de crénu- lation redressée, plis ouverts E-W.	D3: F3, plis à petite échelle, ouverts, plan axial subvertical.	Abaissement du comparti- ment nord
D3: Mouvements cisail- lants sur S2, linéation L3.			Décalage vers l'est des compartiments supé- rieurs.
D2: Schistosité S2, plis F2 à axe E-W à WSW-ENE.	NIEMET: pli couché à fermeture nord, plan axial plongeant vers l'ENE, crénulation.	D2: pli couché à ferme- ture nord.	Plis en retour.
D1: Schistosité à pen- dage ENE, plis à axe NNW-SSE, linéation pa- rallèle aux plis, apla- tissement. Ecaillage de la zone du Splügen, substitution de couverture.	?? SCHAMS ??  FERRERA: plis isoclinaux primaires, schistosité, plis coaxiaux de Niemet.  AVERS: Chevauchement précoce, imbrication, bréchification.	D1: chevauchement vers le NW, plis F1, schisto- sité pénétrative, linéa- tion NW-SE.	Mise en place des nappes.  Premiers écaillages.

d'étirement minérale  $L_3$  plongeant vers l'E lui est associée. Les indicateurs cinématiques en relation avec cette linéation révèlent un mouvement du bloc supérieur, soit ici de la nappe de Suretta, vers l'E par rapport au bloc inférieur (nappe du Tambo), ce qui correspond à un mouvement en faille normale. Cette déformation a dû également prendre place sous des conditions métamorphiques rétrogrades du faciès schiste vert. En effet,  $L_3$  et  $L_1$  ne se différenciant pas d'un point de vue minéralogique, elles ont dû se former sous des conditions de pression et température assez similaires. Ces mouvements cisailants vers l'E paraissent plus intenses dans des bandes relativement étroites. Dans le massif du Truzzo, à l'arrière de la nappe du Tambo, le même type de décalage a été observé (D. Marquer, comm. pers.). Dans la zone pennique des Alpes centrales, allant de Biasca à Bosco Gurin, une phase de déformation E-W a été décrite. Elle est sporadique à l'échelle régionale, et se marque par des zones de mylonites qui indiquent un intense cisaillement vers l'W. Elle est associée à un métamorphisme rétrograde (MERLE & LE GAL 1988). Elle pourrait être liée au soulèvement majeur du domaine tessinois vers 25–20 Ma (HURFORD 1986).

Ces deux cisaillements intenses de chaque côté du domaine tessinois, qui sont à peu près contemporains et tous les deux associés à un métamorphisme rétrograde, pourraient être par conséquent dus au même phénomène, soit au soulèvement majeur du domaine tessinois. Notons cependant que, dans la nappe d'Antigorio, des fabriques d'axes  $c$  du quartz indiquent un mouvement du bloc

supérieur vers le SE (KLAPER 1988), signifiant que ces déformations E-W, dans les nappes penniques, sont assez compliquées. Nous pouvons postuler un âge allant de la fin de l'Oligocène au début du Miocène pour  $D_3$  (tab. 10).

Tableau 10: *Chronologie des phases de déformation au front de la nappe du Tambo*

AGE [MA]	D1	D2	D3	D4	Pic du méta- morphisme *
10 Miocène					
20					
Oligocène					
30					Steinitz & Jäger 1981
40					Jäger et al. 1967
Eocène					
50					
60 Paléo- cène					
70 Crétacé sup.					

\* Métamorphisme schiste vert



6.2.4 D<sub>4</sub>

La quatrième phase de déformation ne perturbe pas de façon majeure l'édifice déjà construit lors des phases précédentes. Caractérisée par des plis ouverts, accompagnée d'une schistosité de crénulation subverticale de direction E-W, cette phase de déformation est très répandue régionalement. SCHMID et al. (1990) décrivent une phase D<sub>3</sub> dans les nappes du Schams qui a provoqué le même type de déformation que D<sub>4</sub>.

MILNES & SCHMUTZ (1978) ont également décrit, dans la nappe de Suretta, des structures identiques à celles citées ci-dessus, sans pour autant les inclure dans une phase de déformation. TRÜMPY (1973) parle de déformations assez similaires affectant le chevauchement basal des nappes austroalpines. Plus au nord, dans les schistes lustrés du Domleschg, PFIFFNER (1977) a également reconnu une phase (phase du Domleschg) ayant les mêmes caractéristiques que D<sub>4</sub>. Cet auteur la corrèle avec la phase du

Ruchi des nappes helvétiques. D<sub>4</sub> est postérieure au métamorphisme tertiaire, soit postoligocène, bien qu'elle ait encore eu lieu sous des conditions relativement ductiles. Il semble que l'antiforme du Cressim (rétrocharriage de la Bregaglia) soit recoupée par les granitoïdes de la Bregaglia (30 Ma, JÄGER et al. 1967). D'après ces auteurs, le soulèvement des Alpes centrales s'est déplacé progressivement depuis la Bregaglia (30 Ma; GULSON 1973, GULSON & KROGH 1973, DEUTSCH & STEIGER 1985) vers l'W pour atteindre le Simplon il y a 12 Ma. D<sub>4</sub> a donc pris place au Miocène.

Le tableau 9 présente une comparaison des phases de déformation ici définies avec celles des unités tectoniques voisines (sauf pour la nappe de l'Adula, cette dernière ayant subi des déformations dans un contexte métamorphique complètement différent). Le tableau 10 montre la chronologie de ces phases, et la figure 66 les traces axiales des principaux plis des nappes de l'Adula et de Suretta.

6.3 Epaisseur initiale de la nappe du Tambo

Nous avons essayé de quantifier la déformation finie dans les différentes roches étudiées, avec un succès relatif (Chap. 5.1 et 5.2). En utilisant ces résultats, on peut estimer l'épaisseur initiale approximative des nappes de socle et des sédiments. Nous avons utilisé les ellipsoïdes de déformation finie moyens (tab. 11).

Les valeurs dans les sédiments sont celles déterminées par nos mesures. Nous avons été obligés d'estimer ces valeurs dans le cristallin, les essais de quantification s'étant montrés négatifs. Ces estimations sont basées sur le fait que les déformations sont certainement inférieures dans le socle, plus compétent que les sédiments. Elles sont faites en considérant que le volume des corps reste constant.

6.3.1 Rétrodéformation D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub>

Nous avons vu que l'éirement fini important était associé à D<sub>2</sub>. L'éirement fini associé à D<sub>3</sub> est moins important (5-7%) et nous avons négligé son effet. Cet éirement E-W affecte l'ensemble de la nappe du Tambo, et tous les sédiments (fig. 48). Nous avons simplifié la forme de la nappe à un parallélépipède dont l'épaisseur actuelle est de 4 km, la longueur N-S 40 km, et la largeur E-W inconnue. L'étendue originelle de la nappe du Tambo vers l'ouest n'est en effet pas déterminée, de même que celle vers l'est, en profondeur. Cependant, pour rendre la figure 68 lisible, nous avons été obligés de considérer une largeur finie.

Tableau 11: Paramètres moyens des ellipsoïdes de déformation finie déterminés au chapitre 5

Phase	Orientation			Sédiments X : Y : Z	Cristallin X : Y : Z
	X	Y	Z		
D2	110/30	210/20	330/54	2.2 : 0.8 : 0.6	1.7 : 0.9 : 0.7
D1	350/30	096/24	218/50	1.5 : 1.3 : 0.7	1.3 : 1.1 : 0.7

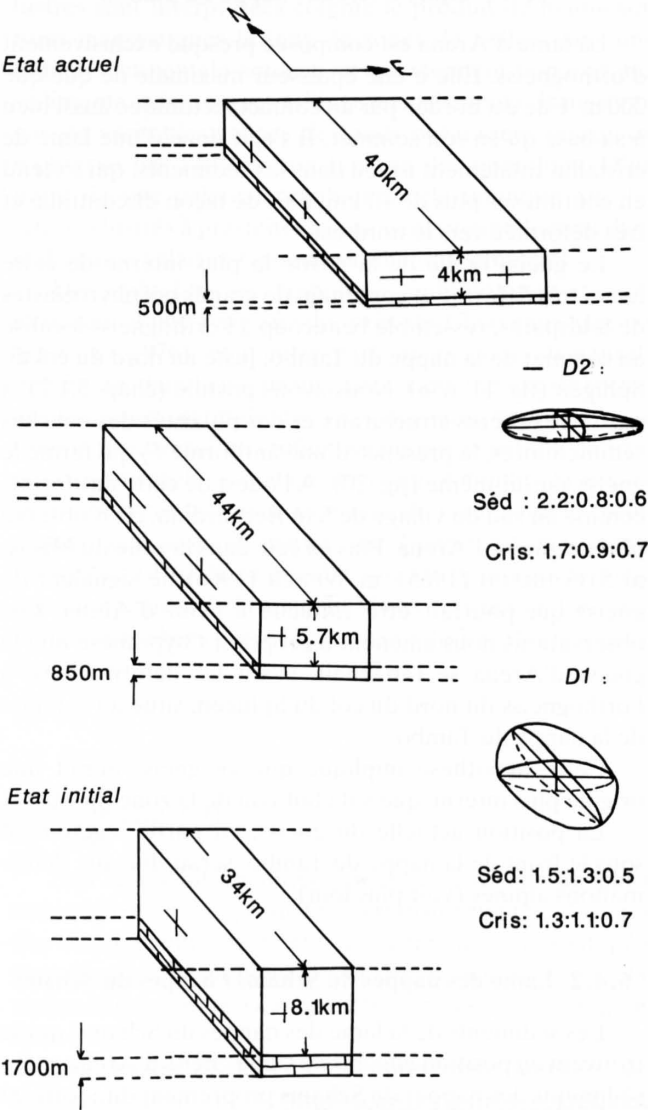


Fig. 68: Calcul de l'épaisseur initiale de la nappe du Tambo idéalisée à un parallélépipède, à l'aide des paramètres de déformations définis au chapitre 5. Les croix représentent le socle, et les briques les sédiments.

On peut rétrodéformer ce bloc en éliminant d'abord les effets des déformations  $D_2$  (fig. 68). L'épaisseur de la nappe était alors d'environ 6 km, et sa longueur de 44 km. Sa largeur devait par contre être nettement moins importante (60 % de la largeur finale). Si on idéalise l'épaisseur des zones sédimentaires à 500 m, leur épaisseur avant  $D_2$  devait être d'environ 850 m.

### 6.3.2 Rétrodéformation $D_1$

$D_1$  est une déformation par aplatissement qui a affecté l'ensemble de la masse rocheuse. En rétrodéformant le bloc une seconde fois, on obtient une épaisseur initiale minimale de la nappe de l'ordre de 8–10 km (fig. 68), soit deux fois l'épaisseur actuelle. La longueur N–S de la nappe est également réduite (34 km), alors que la largeur E–W devait être moindre par rapport à celle existant après les

déformations (45 %). Les sédiments devaient également être plus épais (de l'ordre de quatre fois plus), mais cette valeur doit être considérée avec précaution, du fait de nombreux écaillages.

La schistosité  $S_1$  doit approximativement représenter le plan d'aplatissement XY de l'ellipsoïde de déformation finie. Comme  $S_1$  est parallèle aux contacts tectoniques nappe/sédiments, on peut avoir une certaine confiance dans ces estimations. Ces dernières ne tiennent pas compte de tous les plis qui ont plutôt tendance à épaissir les séries. Cependant, comme ils sont relativement rares dans le cristallin, nous y avons négligé leur effet.

Nos estimations amènent à envisager que l'élément, issu de l'écaillage crustal qui a conduit à la formation de la nappe du Tambo, avait au départ une longueur N–S égale à 80 % de sa longueur actuelle, et possédait une épaisseur de 8–10 km.

## 6.4 Relations entre les divers unités tectoniques: hypothèses, paléogéographie

### 6.4.1 lame d'Areua / nappe du Tambo

La lame d'Areua est composée presque exclusivement d'orthogneiss. Elle a une épaisseur maximale de quelque 300 m. Elle est bordée par un contact tectonique aussi bien à sa base qu'en son sommet. Il s'agit donc d'une lame de cristallin totalement isolée dans les sédiments, qui s'étend en continu sur plus de 10 km, puis de façon discontinue et très déformée vers le nord-est.

Le gneiss oillé de la partie la plus interne de cette lame, très déformé et contenant de grands porphyroclastes de feldspaths, ressemble beaucoup à l'orthogneiss localisé au sommet de la nappe du Tambo, juste au nord du col du Splügen (fig. 11, 63a). Nous avons postulé (chap. 3.1.2), à partir de critères structuraux et des polarités des couches sédimentaires, la présence d'une antiforme  $F_1$  qui ferme le gneiss sur lui-même (fig. 20). À l'ouest de cette antiforme, comme au sud du village de San Bernardino, on n'observe plus de gneiss d'Areua. Plus au sud, dans la zone du Misox, ni STROHBACH (1965), ni WEBER (1966) ne signalent de gneiss qui pourrait être rattaché à celui d'Areua. Ces observations nous amènent à proposer l'hypothèse que le gneiss d'Areua se rattachait, avant les déformations, à l'orthogneiss du nord du col du Splügen, situé au sommet de la nappe du Tambo.

Cette hypothèse implique que ce gneiss aurait une origine plus interne que s'il était issu de la zone du Misox.

La position actuelle du gneiss, en partie légèrement sous le front de la nappe du Tambo, serait due aux déformations alpines (voir plus loin).

### 6.4.2 lame des nappes du Schams / nappes du Schams

Les sédiments de la lame des nappes du Schams, qui se trouvent en position allochtone sur le gneiss d'Areua, et les sédiments des nappes du Schams proprement dites offrent de grandes similitudes énoncées au chapitre 2.1.7. L'hypothèse faite au chapitre 6.4.1 implique une importante conséquence pour ces sédiments. Actuellement pincés à l'intérieur de l'antiforme  $F_1$  (fig. 20), ils ne peuvent pas

dérivée de la zone du Misox. Leur patrie doit donc se trouver dans la zone du Splügen, sur le dos de la nappe du Tambo. Il paraît nécessaire d'admettre que les sédiments de la lame des nappes du Schams, situés au front de la nappe du Tambo, et ceux des nappes du Schams sont issus d'un même domaine paléogéographique. Il en résulte que la patrie des nappes du Schams elles-mêmes devrait être recherchée dans la zone du Splügen.

Sur la base de critères essentiellement stratigraphiques, GANSER (1937a), pour les zones d'Areua et du Vignone (voir fig. 3), et STREIFF (1962), pour les nappes du Schams, avaient déjà formulé la même hypothèse. Dans la zone du Splügen, des roches permo-carbonifères à triasiques sont autochtones sur les gneiss du Tambo, et chevauchées par une série d'écaillages de roches qui sont rattachées au Trias (zone d'Andossi, corrélations de faciès). Il s'agirait, d'après BLANC (1965), du Trias inférieur et moyen, avec éventuellement du Trias supérieur.

Les nappes du Schams peuvent être séparées en trois unités principales: nappe du Gelbhorn, nappe du Tschera et nappe du Gurschuss-Kalkberg (STREIFF et al. 1976). Dans les deux dernières, tout le Trias ainsi que quelques lambeaux de cristallin ont été décollés. Le décollement de la nappe du Gelbhorn s'est localisé au niveau de la cornieule du Trias supérieur, alors que le Trias moyen et inférieur est resté plus ou moins solidaire de son substratum (SCHMID et al. 1990). Ce Trias inférieur et moyen est composé de quelques quartzites et cornieules à la base, suivis par 200 m de dolomie massive, puis 200 m de marbres calcaires foncés et de dolomie blanche, auxquels succèdent 200 m de calcaires foncés avec très peu d'intercalations dolomitiques (NEHER dans STREIFF et al. 1976). Ces roches ressemblent à celles qu'on trouve, écaillées, dans la zone d'Andossi (chap. 2.1.10), qui n'est jamais très épaisse (environ 100 m) mais se poursuit au sud jusqu'au col d'Avero (BLANC 1965).

Contrairement à la zone du Splügen, celle du Misox se distingue par sa pauvreté en roches triasiques. Ces dernières se trouvent localisées dans le Trias de l'Adula d'une part, dans la zone d'Andrana, sous la nappe du Tambo, d'autre part.

Pour l'ensemble des raisons évoquées ci-dessus, il nous paraît plus plausible de faire dériver les nappes du Schams de la zone du Splügen, justement caractérisée par l'absence de sédiments post-triasiques. La patrie de ces sédiments pourrait alors être quelque part sur le dos de la nappe du Tambo (granitoïde du Truzzo ?). Lorsque l'on construit les isohypses des nappes du Schams occidental (dont celle à 2000 m est représentée sur la figure 65), on est obligé de les faire passer légèrement à l'intérieur de la zone du Splügen, ce qui confirmerait cette hypothèse.

SCHMID et al. (1990) ont proposé que l'origine des nappes du Schams est à rechercher sous la nappe du Tambo. Ils s'appuient sur une série d'arguments structuraux et pétrographiques dont les principaux sont résumés ci-dessous :

- Les lames de cristallin (Areua–Bruschghorn, Martegnas) ont des affinités avec les nappes de socle (Tambo et Suretta).
- La couverture triasique est autochtone sur le dos de la nappe de Suretta.
- L'écaille d'Areua–Bruschghorn («Bruschghorn-Schuppe», STREIFF et al. 1976) est plissée par  $D_2$  : donc la superposition des nappes du Schams occidental sur les flyschs ou les schistes lustrés est antérieure.
- Une schistosité pénétrative, plan-axiale des plis de Ferrera (MILNES & SCHMUTZ 1978) sur le sommet de la nappe de Suretta, affecte également le porphyre de Rofna; elle est contemporaine de  $S_1$  dans les nappes du Schams.
- Les indicateurs cinématiques n'indiquent un sens de mouvement SE que dans le flanc supérieur du pli de Niemet–Beverin.
- Le cristallin de lames isolées dans les schistes lustrés de l'Avers accompagné de roches triasiques est similaire au porphyre de Rofna; une de ces lames se trouve plus au sud que le gneiss de Rofna.

Tous ces arguments, de même que les observations susmentionnées, tendent à exclure que l'origine des nappes du Schams se situe au-dessus de la nappe de Suretta. Ils ne permettent cependant pas, à notre avis, de trancher entre les solutions qui placeraient la patrie des nappes du Schams dans la zone du Misox ou dans celle du Splügen.

Nous proposons que la patrie des sédiments des nappes du Schams soit plutôt à rechercher dans la zone du Splügen, c'est-à-dire sur le dos de la nappe du Tambo. Mais nous insistons sur le fait que cette solution est encore une hypothèse. La série d'arguments que nous présentons est logique, mais repose entièrement sur la présence du pli  $F_1$  à grande échelle, qui fermerait la lame d'Areua sur elle-même à l'ouest, et qui reste à confirmer.

#### 6.4.3 Roches vertes et ophiolites / sédiments et socle

Les roches vertes présentes dans les schistes lustrés issus de la zone du Misox sont surtout des prasinites (chap. 2.1). Au front de la nappe du Tambo, elles se localisent principalement dans la zone de l'Uccello inférieure, alors que, plus au sud, elles se trouvent dans la zone de l'Uccello supérieure (WEBER 1966). Quelques roches vertes sont présentes dans le mélange de Knorren, dans l'écaille d'Areua–Bruschghorn («Bruschghorn-Schuppe», STREIFF et al. 1976), ainsi que dans le «Gadriol-Zug». Les prasinites et autres roches vertes associées aux schistes lustrés sont interprétées comme le produit de manifestations magmatiques le long de zones de failles, dans une croûte continentale amincie, et qui viennent se mêler aux sédiments mésozoïques (sills principalement). Il ne s'agit pas de véritables roches de fonds océaniques puisqu'on n'observe pas l'association typique des ophiolites. D'un point de vue paléogéographique, cela implique que les schistes lustrés à prasinites se situaient originellement dans le domaine valaisan (croûte continentale amincie).

Des ophiolites ou complexes ophiolitiques vrais se localisent d'une part au sud, près de Chiavenna (fig. 66; SCHMUTZ 1976), et d'autre part, en position structurale plus haute, dans la nappe du Platta. Le complexe de roches ultramafiques et mafiques de Chiavenna représente un fragment renversé de croûte océanique, constitué de trois niveaux (lherzolites–métagabbros–amphibolites, SCHMUTZ 1976). Son contact avec la masse du Gruf semble tectonique, celui avec la nappe du Tambo est mal défini (SCHMUTZ 1976). Il est possible que ces ophiolites forment le prolongement de la zone du Misox vers le sud. Ces relations sont cachées par le Quaternaire du Val Mera à l'ouest de Chiavenna.

### 6.5 Esquisse palinspastique (fig. 69)

Dans les schistes lustrés, des dinoflagellés et des pollens, dont le spectre est assez restreint, ont été décrits par PANTIĆ & ISLER (1978). Ces microfossiles suggèrent un dépôt dans une région relativement éloignée des côtes. Le domaine de sédimentation des schistes lustrés (domaine valaisan) est parfois comparé au Golfe de Californie actuel (KELTS 1981). Ce dernier est divisé en plusieurs bassins, séparés par des failles verticales et des hauts-fonds. Un rifting oblique est actif et de la croûte océanique apparaît dans certaines régions. Des sills sont injectés dans les sédiments hémipélagiques rapidement déposés (qui pourraient devenir des schistes lustrés).

Des corps ultramafiques peuvent être mis en place tectoniquement le long de failles transformantes, alors que des changements de pente de sédimentation sont provoqués par des basculements et des mouvements de dilatation et de compression qui affectent les blocs continentaux.

Une partie de la croûte continentale amincie, sur laquelle se déposent les futurs schistes lustrés, correspond à la future nappe de l'Adula.

Le domaine de sédimentation des nappes du Schams se situe au sud du domaine valaisan, en position plus interne. La sédimentation y est bien plus variée. Il y a des plates-

formes carbonatées, des zones émergées et érodées (l'érosion peut aller jusqu'au socle par endroits) qui alimentent des dépôts de brèches et de conglomérats (SCHMID et al. 1990). L'hypothèse sur la patrie des nappes du Schams énoncée au chapitre 6.4.2 est illustrée sur la figure 69. La croûte continentale qui se trouvait sous les sédiments des futures nappes du Schams devrait correspondre partiellement à la partie interne de la nappe du Tambo. Cette dernière, ainsi que la nappe de Suretta, devrait se situer en position plus interne que la nappe de l'Adula (donc au SSE).

En se basant sur l'analyse de la stratigraphie sud-pennique et sur une comparaison avec les séquences d'unités de marges continentales adjacentes, WEISSERT & BERNOULLI (1985) suggèrent que les nappes penniques méridionales soient issues d'un système de failles transformantes. Les études sédimentaires qu'ils ont conduites proposent une contiguïté des socles continental et océanique, compatible avec les juxtapositions de roches de croûtes continentale et océanique comme celles observées dans la lame d'Areua, par exemple.

Dans l'état actuel de nos connaissances, les paléopositions des ophiolites de Chiavenna et des gneiss de la masse du Gruf (essentiellement des orthogneiss, SCHMUTZ 1976) restent hypothétiques. Suivant leur mode de mise en place, les ophiolites pourraient correspondre à une partie du fond océanique qui se trouvait à l'est de la future nappe de l'Adula dans le domaine valaisan (SCHMID et al. 1990), celui-ci s'ouvrant vers l'ENE, ou dans un domaine plus interne relié au domaine piémontais.

Dans chacun des domaines paléogéographiques valaisan et briançonnais, la sédimentation s'est poursuivie jusqu'au Crétacé supérieur, où elle se termine par le dépôt de flysch.

## EUROPE

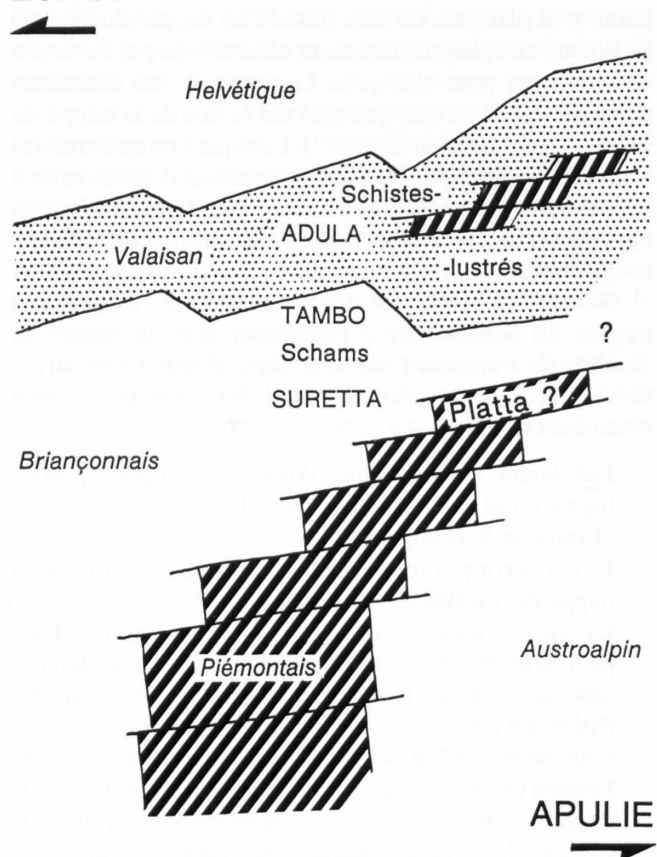


Fig. 69: Carte palinspastique schématisée de la Suisse orientale au Jurassique. Réalisée d'après KELTS (1981), WEISSERT & BERNOULLI (1985) et SCHMID et al. (1990).

Zébré: croûte océanique, blanc: croûte continentale, grisé: croûte continentale amincie; avec indication des domaines paléogéographiques (italique), et des emplacements approximatifs des nappes de socle (majuscules) et de sédiments (minuscules) à cette époque.

## 6.6 Cinématique: hypothèse sur la mise en place des nappes

Il subsiste trop d'éléments imprécis, voire inconnus, pour pouvoir proposer une évolution cinématique précise des nappes penniques du Rheinwald. Le métamorphisme de haute pression de la nappe de l'Adula est encore aujourd'hui mal compris, et son âge est incertain. Il existe des lacunes dans la connaissance de ces nappes, surtout dans leur partie médiane. Peu d'attention a été portée à la masse du Gruf, qui voit pourtant son histoire liée à celle des nappes du Tambo, de Suretta et de l'Adula.

En l'état actuel des connaissances, nous pouvons cependant souligner que les nappes penniques du Rheinwald ne sont pas de grandes nappes-plies, contrairement aux nappes penniques de l'ouest de la Suisse (TRÜMPY 1980, ESCHER et al. 1987). Aucune structure interne aux nappes ne permet d'imaginer un pli. Il en existe bien un dans la nappe de Suretta (pli de Niemet), mais celui-ci est lié à une phase de déformation postérieure à la phase de mise en place des nappes. De plus, ni la zone du Misox ni celle du Splügen ne sont des structures synclinales. Nous n'avons jamais observé de flancs inverses, et aucun des

auteurs qui ont travaillé plus au sud dans ces zones n'ont donné de description de flancs renversés (BLANC 1965, STROHBACH 1965, WEBER 1966).

Les nappes de socle seraient, par conséquent, caractérisées par un chevauchement basal et une rampe frontale. Cette dernière semble souvent avoir suivi un contact orthogneiss/paragneiss (PIFFNER et al. 1990), car on retrouve au front de chacune des nappes un ou des corps d'orthogneiss. Nous avons signalé précédemment que, pour des raisons essentiellement géométriques, il semblait que le complexe «Tambo-Suretta» devait déjà exister avant sa mise en place sur la nappe de l'Adula. Il est donc plausible d'imaginer une succession de chevauchements (lors de  $D_1$ ) qui amènent d'abord la nappe de Suretta sur celle du Tambo, puis la nappe du Tambo sur celle de l'Adula (avec celle de Suretta sur son dos). Cette succession doit s'arrêter à la nappe de l'Adula, car la phase de mise en place de celle-ci (phase de Zapport, LÖW 1987) a eu lieu lors du métamorphisme de haute pression du Crétacé supérieur, alors que  $D_1$  est éocène.



### 6.7.1 Introduction

- elles sont extrêmement minces (1–300 m),
- elles sont bordées de part et d'autre par un chevauchement,
- elles présentent de fortes affinités avec les nappes de socle avoisinantes,
- elles sont souvent associées à des roches mafiques (prasinites).

- a) Un horst est découpé par le chevauchement qui se propage dans un niveau de Trias dans le graben (SCHMID et al. 1990).
- b) Un chevauchement suit une zone de contact orthogneiss/paragneiss proche de l'interface socle/sédiments; si l'orthogneiss est un sill, son épaisseur ne sera pas importante (PFIFFNER et al. 1990).

### 6.7.2 La lame d'Areua

Le premier processus cité (a) ne permet pas vraiment d'expliquer pourquoi la lame d'Areua est composée d'orthogneiss. S.M. Schmid (comm. pers.) pense que le socle qui se trouvait originellement sous les nappes du Schams était un orthogneiss, ce qui laisse supposer la présence de horsts composés d'orthogneiss.

On peut résumer ainsi la suite d'évènements qui ont amené à la formation d'une lame de cristallin, lors de  $D_1$ , au voisinage du front de la nappe du Tambo (la figure 71 illustre les positions hypothétiques des différentes unités avant les déformations alpines):

1. Il y a une substitution de couverture et un écaillage de cette dernière: les sédiments des nappes du Schams se déplacent vers le NW et s'écaillent.
2. Alors que la nappe de Suretta se met en place sur la future nappe du Tambo, un chevauchement de second ordre suit, sous une faible épaisseur de socle, un contact orthogneiss/paragneiss et atteint la surface socle/sédiments, décollant un mince niveau de gneiss qui se situe alors juste sous les sédiments des nappes du Schams.
3. La nappe de Suretta s'arrête et le chevauchement à la base de la nappe du Tambo prend le relais. La rampe frontale du chevauchement suit une zone comprenant divers corps d'orthogneiss. Il est possible qu'elle se localise sur une ancienne faille mésozoïque d'extension, site de dépôt du mélange de Knorren (chap. 2.1.8). Il se peut aussi que celui-ci se soit formé lors du chevauchement. La lame de cristallin préalablement individualisée et les sédiments qui la surmontent sont replissés par le décollement de la nappe du Tambo.

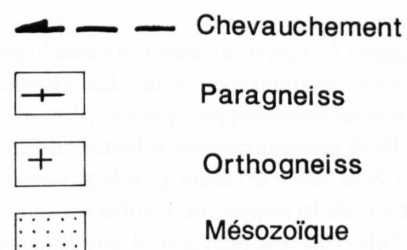
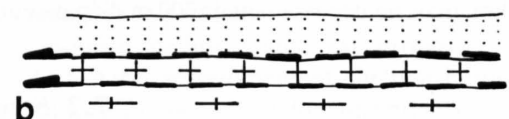
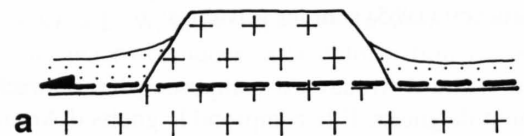


Fig. 70: Schémas possibles de la formation d'une lame de cristallin.  
(a) Horst décapité (d'après SCHMID et al. 1990).  
(b) Le chevauchement suit une interface orthogneiss/paragneiss (ici base d'un sill d'orthogneiss).

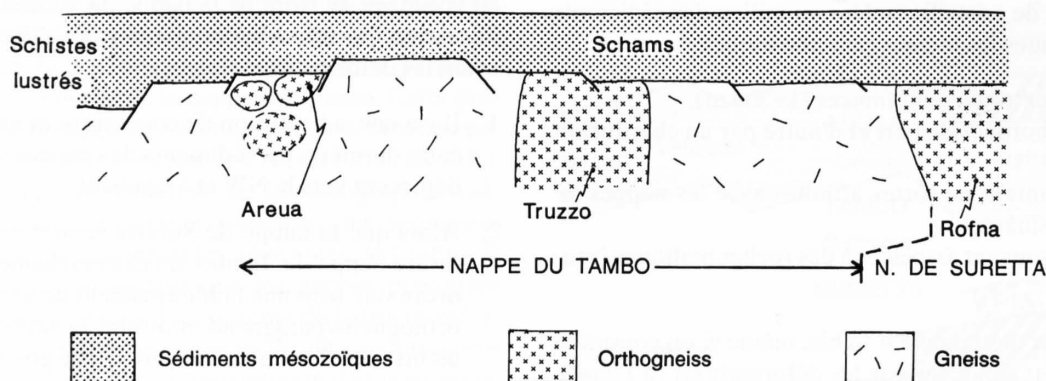


Fig. 71: Coupe hypothétique du domaine pennique avant les déformations alpines. Elle permet de situer, de façon approximative, les différentes unités traitées dans ce travail (schéma sans échelle).

## 7. Conclusions

### 7.1 Unités tectoniques

L'étude comparative des sédiments et des gneiss ainsi que celle des divers contacts ont permis de définir les différentes unités tectoniques qui existent au front de la nappe du Tambo, ainsi que leurs relations avec les sédiments situés plus au nord. Les nouveautés par rapport aux définitions de GANSSER (1937a), ZURFLÜH (1961) et STROHBACH (1965) sont les suivantes:

- La «lame d'Areua» est composée presque exclusivement de gneiss. Elle comprend le gneiss d'Areua et le gneiss du Vignone de GANSSER (1937a) – orthogneiss qui présentent de fortes affinités avec celui du sommet de la nappe du Tambo – ainsi que quelques sédiments permo-carbonifères. Elle s'étend en continu sur plus de 10 km, mais ne dépasse jamais 300 m d'épaisseur.

- Les sédiments qui se localisent structuralement sur la lame d'Areua présentent de fortes affinités avec les sédiments des nappes du Schams; ils ont été groupés pour cette raison sous le terme de «lame des nappes du Schams». Ils proviennent donc d'un même domaine paléogéographique. Ils comprennent les sédiments de la zone d'Areua et de la zone du Vignone supérieure (au sens de GANSSER 1937a), et sont totalement allochtones sur la lame d'Areua.
- Le mélange de Knorren contient des roches provenant à la fois de la zone du Misox et de la zone du Splügen, enrobées dans une matrice qui ressemble à un flysch. Ce mélange ne se localise qu'au front de la nappe du Tambo et peut-être sur son toit, mais seulement jusqu'au col du Splügen.

### 7.2 Structures et déformations

Quatres phases principales de déformation affectent les roches de la zone frontale de la nappe du Tambo:

- La première ( $D_1$ ) est interprétée comme la phase de mise en place des nappes. Tous les chevauchements importants ont été créés puis parfois plissés lors de cette phase. Elle se marque par une schistosité pénétrative de direction N-S, avec un léger pendage vers l'E, sauf au front même de la nappe du Tambo où sa direction est WSW-ENE. Elle est porteuse d'une linéation d'étirement minérale qui indique la direction de déplacement des nappes. Le sens de déplacement parallèlement à cette linéation a pu être mis en évidence d'une part par des mesures optiques d'axes  $c$  de grains de quartz dans des

veines, d'autre part par des études d'indicateurs de cisaillement (halos d'étirement asymétriques, «shear bands»). Elles donnent assez systématiquement un sens de mouvement du bloc supérieur vers le NNW, soit un déplacement de la nappe de Suretta sur celle du Tambo dans cette direction, et un mouvement du complexe ainsi formé dans le même sens, sur la nappe de l'Adula. Des plis isoclinaux, la plupart à petite échelle, accompagnent  $S_1$ . On suppose l'existence d'un pli à grande échelle à l'ouest du terrain étudié (antiforme). Il est suggéré par la vergence des plis d'entraînement et par la polarité des séries sédimentaires, mais sa charnière n'a pas pu être observée. Il fermerait la lame d'Areua sur elle-même, limitant ainsi son extension vers l'ouest.

$D_1$  se traduit aussi par un aplatissement (30–50%), quantifié dans les roches sédimentaires par l'analyse de déformation. Au front de la nappe du Tambo,  $D_1$  est contemporaine ou juste antérieure au métamorphisme de faciès schiste vert. Il est possible de placer  $D_1$  dans une fourchette temporelle comprise entre la fin du Crétacé supérieur (âge des plus jeunes sédiments affectés) et la fin de l'Eocène (intrusion de la Bregaglia, 30 Ma; GULSON 1973).  $D_1$  peut être comparée à la phase de mise en place des nappes du Schams décrite par SCHMID et al. (1990), et éventuellement à la phase de Ferrera de MILNES & SCHMUTZ (1978) qui affecte la nappe de Suretta.

- La deuxième phase de déformation a provoqué une schistosité pénétrative subparallèle à  $S_1$ , accompagnée de plis métriques marqués surtout dans les sédiments, et de plis kilométriques affectant les zones sédimentaires du front de la nappe du Tambo ainsi que la lame d'Areua. Le front de la nappe du Tambo paraît avoir été peu touché par cette phase de déformation. Les axes de plis  $F_2$  sont orientés E–W, avec un léger plongement vers l'E, mais ils suivent le contact entre les sédiments et la nappe du Tambo, ce qui leur donne une orientation ENE–WSW près du village de Splügen. L'ensemble des six plis  $F_2$  à grande échelle, déjà décrits par GANSSE (1937a), possèdent une vergence globale de type «Z» (lorsque l'on regarde vers l'est). Ils viennent se corrélérer avec des plis en retour qui affectent les nappes du Schams (SCHMID et al. 1990) et le sommet de la nappe de Suretta (MILNES & SCHMUTZ 1978). Ces plis en retour ont pu être créés soit par une zone de cisaillement à grande échelle, soit par du «back-flowing» (SCHMID et al. 1990).  $D_2$  a eu lieu sous des conditions métamorphiques rétrogrades, mais toujours dans le faciès schiste vert, notamment marquées par la déstabilisation des amphiboles formées lors du métamorphisme prograde antérieur.  $D_2$  semble avoir été active à l'Oligocène.

- La troisième phase de déformation est caractérisée par une linéation d'étirement minérale  $L_3$  orientée E–W. Une composante cisailante accompagne cette linéation. Les indicateurs cinématiques associés à cette déformation (halos d'étirement asymétriques, axes  $c$  de quartz, «shear bands») indiquent que ce cisaillement contribue à abaisser différentiellement les compartiments supérieurs vers l'E. Il peut être corrélé avec une phase de déformation observée à l'ouest du domaine tessinois par MERLE & LE GAL (1988) et qui contribue à un abaissement des compartiments supérieurs vers l'W, le long d'étroites zones mylonitiques. Ces mouvements opposés de part et d'autre du domaine tessinois pourraient avoir été provoqués par la montée majeure de ce domaine vers 25–20 Ma (HURFORD 1986).
- La quatrième phase de déformation, non pénétrative, est illustrée sur le terrain par des plis ouverts, d'axe E–W, avec un plan axial subvertical.  $D_4$  a une très grande étendue régionale, puisqu'elle affecte aussi bien les schistes lustrés du Domleschg (PFIFFNER 1977) que le chevauchement basal des nappes austroalpines. Elle est supposée postoligocène. Cette phase  $D_4$  pourrait être corrélée avec la phase du Ruchi de l'Helvétique, datée du Miocène (PFIFFNER 1986).

Lors de l'analyse de la déformation, une méthode originale d'analyse d'images a été appliquée sur des grains de calcite de différents marbres. Elle permet de mettre en évidence une orientation préférentielle des grains dans l'espace, plus ou moins parallèle à l'étirement enregistré par le maillage des grains de calcite dans ces mêmes marbres, et analysé par ailleurs. D'une manière générale, toutes les analyses de déformation effectuées indiquent un étirement assez important des roches dans une direction WSW–ENE à E–W, associé à la déformation  $D_2$  pour les marqueurs macroscopiques, à la déformation  $D_3$  ou  $D_4$  pour les macles de la calcite.

### 7.3 Corrélations, interprétation

La différence de géométrie à grande échelle de la nappe de l'Adula par rapport au complexe «Tambo–Suretta» implique une formation de ce dernier avant sa mise en place sur la première. La structure de la lame d'Areua (antiforme  $F_1$ ), ainsi que la similitude entre son gneiss et l'orthogneiss du sommet de la nappe du Tambo, permettent de supposer que cette lame était originellement rattachée au dos de la nappe du Tambo, et serait par conséquent issue de la zone du Splügen.

La lame des nappes du Schams est coïncée à l'intérieur de l'antiforme  $F_1$  formée par la lame d'Areua. Si cette hypothèse est correcte, les sédiments des nappes du Schams seraient issus, eux aussi, de la zone du Splügen. Comme ils sont originaires d'un même domaine paléogéographique que ceux des nappes du Schams proprement dites, ces derniers devraient également provenir de la zone du Splügen. Le socle originel de l'ensemble de ces sédiments serait alors, au moins partiellement, la partie la plus interne de la nappe du Tambo. Mais tant que l'antiforme  $F_1$  sur laquelle repose tout ce raisonnement n'est pas certi-

fiée, cette solution du problème de l'origine des nappes du Schams reste une hypothèse.

Une esquisse palinspastique est proposée, où les nappes du Schams se sédimentent sur une partie de la future nappe du Tambo dans le domaine briançonnais. Les schistes lustrés proviennent du domaine valaisan, plus externe, et se déposent sur une croûte continentale amincie (future nappe de l'Adula) dans laquelle se produisent des injections de matériel mafique et un début de formation de croûte océanique.

Ces diverses conclusions permettent de proposer un mode de mise en place des nappes du Tambo et de Suretta qui implique le transport de la nappe de Suretta sur celle du Tambo avant le déplacement de cette dernière sur celle de l'Adula. Un mécanisme de formation de lames de cristallin isolées dans les sédiments peut alors être esquissé. Un chevauchement de second ordre a pu être initié au sommet de la nappe de socle, détachant une partie du cristallin (sill d'orthogneiss) de son point d'origine et l'incorporant au milieu des sédiments.

## Remerciements

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à M. le Professeur O.A. Pfiffner qui m'a soutenue et conseillée tout au long de ce travail, ainsi qu'à MM. J.-P. Schaer, S.M. Schmid, F. Persoz, A. Escher et Y. Gouffon pour leurs remarques et suggestions à la lecture des premières versions de ce manuscrit.

J'aimerais également remercier Mme C. Merz, MM. M. Burkhard, D. Marquer, P.A. Girard, M. Geyer et G. Magranville, ainsi que tous mes collègues de l'Institut de

Géologie de l'Université de Neuchâtel, pour leur aide et leur soutien.

J'exprime aussi toute ma reconnaissance au Fonds national suisse de la recherche scientifique (projet No 4.901-085.20) et à l'Université de Neuchâtel pour leur soutien financier.

Enfin, j'aimerais remercier tout particulièrement ma famille qui m'a soutenue et encouragée en tout temps.

## Bibliographie

- BARBER, D.J. (1977): Defect microstructures in deformed and recovered dolomites. – *Tectonophysics* 39, 193–213.
- BLANC, B.L. (1960): Geologische Karte des Gebietes zwischen Madesimo und Chiavenna. – *Landeshydrologie und -geologie, Geologische Landesaufnahme*, Bern (unpubl.).
- (1965): Zur Geologie zwischen Madesimo und Chiavenna. – Diss. ETH Zürich.
- BOLLI, H.M. & NABHOLZ, W.K. (1959): Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien. – *Eclogae geol. Helv.* 52/1, 237–270.
- BORG, I. & TURNER, F.J. (1953): Deformation of Yule marble: part VI. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 64, 1343–1352.
- BOSSIÈRE, G. & VAUCHEZ, A. (1978): Déformation naturelle par cisaillement ductile d'un granite de Grande Kabylie occidentale (Algérie). – *Tectonophysics* 51, 57–81.
- BOUCHEZ, J.L. (1977): Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient (Angers, France). – *Tectonophysics* 39, 25–50.
- (1978): Preferred orientations of quartz a-axes in some tectonites: kinematic interferences. – *Tectonophysics* 49, T25–T30.
- BRUGGMANN, H.O. (1965): Geologie und Petrographie des südlichen Misox (Val Gröno, Val Leggia, Val Cama). – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Uni. Zürich*, N.F. 45 (Ph.D. Thesis, Univ. Zürich).
- BURKHARD, M. & PFIFFNER, O.A. (1986): Les programmes TWINST & ROTATE (Fortran) par R. Groshong. Explications et mise au point. – *Cah. Inst. Géol. Univ. Neuchâtel (T)* 12.
- CHADWICK, B. (1974): Glaucophane fabric in the cover of the Monte Rosa nappe, Zermatt-Saas Fee, southwest Switzerland. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 85, 907–910.
- CODONI, A.G. (1981): Geologia e Petrografia della regione del Pizzo di Claro. – Diss. Univ. Zürich (de même: *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich*, N.F. 237a).
- CONEL, J.E. (1962): Studies of the development of fabrics in some naturally deformed limestones. – Ph.D. Thesis, Pasadena, California Inst. Technol.
- DEUTSCH, A. (1983): Datierungen an Alkali amphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 76/2, 295–308.
- DEUTSCH, A. & STEIGER, R.H. (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.
- DIETRICH, D. & SONG, H. (1984): Calcite fabrics in a natural shear environment, the Helvetic nappes of Western Switzerland. – *J. struct. Geol.* 6/1–2, 19–32.
- DUNNET, D. (1969): A technique of finite strain analysis using elliptical particles. – *Tectonophysics* 7/2, 117–136.
- ELLIOT, D. (1970): Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 81, 2221–2236.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1987): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. – *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl.* 2.
- FOUCAULT, A. & RAOULT, J.-F. (1980): Dictionnaire de Géologie. – Masson, Paris.
- 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. mineral. petrogr. Mitt.* 54/2–3, 247–290.
- FRIEDMANN, M. (1964): Petrofabric techniques for determination of principal stress direction in rocks. In: JUDD, W.R. (Ed.): *State of Stress in Earth's crust*. – Elsevier, New York.
- FRIEDMANN, M. & HEARD, H.C. (1974): Principal stress ratios in Cretaceous limestones from Texas Gulf Coast. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 58/1, 71–78.
- FRY, N. (1979): Random point distributions and strain measurement in rocks. – *Tectonophysics* 60, 89–105.
- FUMASOLI, M.W. (1974): Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Jorio-Tonale-Linie im Westen von Gravedona. – Diss. Univ. Zürich (de même: *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich*, N.F. 194).
- GANSSE, A. (1936): Ein Carbonvorkommen an der Basis der Tambo-Decke (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 29/1, 303–308.
- (1937a): Der Nordrand der Tambodecke. Geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpass. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 17, 291–523.
- (1937b): Carte géologique entre le col du Splügen et celui du San Bernardino. – *Landeshydrologie und -geologie, Geologische Landesaufnahme*, Bern (unpubl.).
- GRIGGS, D. (1938): Deformation of single calcite crystals under high confining pressures. – *Amer. Mineralogist* 23/1, 28–33.
- GROSHONG, R.H. (1972): Strain calculated from twinning in calcite. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 83, 2025–2038.
- (1974): Experimental test of least-squares strain gage calculations using twinned calcite. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 85, 1855–1864.
- GROSHONG, R.H., PFIFFNER, O.A. & PRINGLE, L.R. (1984a): Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. – *J. struct. Geol.* 6/1–2, 5–18.
- GROSHONG, R.H., TEUFEL, L.W. & GASTEIGER, C. (1984b): Precision and accuracy of the calcite strain-gage technique. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 95, 357–363.
- GRÜNENFELDER, M. (1956): Petrographie des Roffnakristallins in Mittelländern und seine Eisenvererzung. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 35.
- 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.
- GULSON, B.L. & KROGH, T.E. (1973): Old Lead Components in the Young Bergell Massif, South-East Swiss Alps. – *Contr. Mineral. Petrol.* 40, 239–252.
- GYSIN, M. (1963): Les feldspaths potassiques des porphyres de Roffna. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 43/1, 385–405.
- HANDIN, J.W. & GRIGGS, D. (1951): Deformation of Yule Marble (Part 2). – *Bull. geol. Soc. Amer.* 62, 863–886.
- HANSON, G.N., GRÜNENFELDER, M. & SOPTRAYANOVA, G. (1969): The geochronology of a recrystallized tectonite in Switzerland; the Roffna gneiss. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 5/6, 413–422.



- HEIM, ALB. (1921): Geologie der Schweiz, Bd. 2: Die Schweizer Alpen (1. Hälfte). – Tauchnitz, Leipzig.
- HEINRICH, C.A. (1982): Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula Nappe, Central Alps. – *Contr. Mineral. Petrol.* 81/1, 30–38.
- (1983): Die regionale Hochdruckmetamorphose der Aduladecke, Zentralalpen, Schweiz. – Diss. ETH Zürich 7282 (unpubl.).
- HEITZMANN, P. (1975): Zur Metamorphose und Tektonik im südöstlichen Teil der Lepontinischen Alpen (Provincia di Como, Italia). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55/3, 467–522.
- (1987): Evidence of late oligocene/early miocene backthrusting in the central alpine “root zone”. – *Geodinamica Acta* (Paris) 3, 183–192.
- HIGGS, D.V. & HANDIN, J.W. (1959): Experimental deformation of dolomite single crystals. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 70, 245–278.
- HUNZIKER, J.C. & BEARTH, P. (1969): Rb–Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 205–222.
- 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. Mineral. Petrol.* 92, 413–427.
- JÄCKLI, H. (1941): Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 34/1, 17–105.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): Rb–Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 134.
- JENNY, H., FRISCHKNECHT, G. & KOPP, J. (1923): Geologie der Adula. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 51.
- KELTS, K. (1981): A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 317–338.
- KERRICK, D.M. & JACOBS, G.K. (1981): A modified Redlich-Kwong equation for H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>-mixtures at elevated pressures and temperatures. – *Amer. J. Sci.* 281, 735–767.
- KLAPER, E.M. (1988): Quartz c-axes fabric development and large-scale post-nappe folding (Wandfluhhorn Fold, Penninic nappes). – *J. struct. Geol.* 10, 795–802.
- KUPFERSCHMID, C. (1977): Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 1–58.
- LACASSIN, R. & DRIESCHE, J. VAN DEN (1983): Finite strain determination of gneiss: application of Fry's method to porphyroid in the southern Massif Central (France). – *J. struct. Geol.* 5/3–4, 245–253.
- LAURENT, P. & ETCHEPAR, A. (1976): Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes Occidentales). – *Bull. Soc. géol. France* (7) 18/6, 1387–1393.
- LISLE, R.J. (1977): Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from the Abersystwyth grits, Wales. – *Tectonophysics* 39, 381–395.
- LISTER, G.S. (1977): Discussion: Crossed girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. – *Tectonophysics* 39, 51–54.
- LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F. (1979): Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. – *J. struct. Geol.* 1, 283–297.
- LORY, C. (1860): Description géologique du Dauphiné (Isère–Drôme–Hautes Alpes) pour servir à l'explication de la carte géologique de cette province. – F. Savy, Paris.
- LÖW, S. (1987): Die Tektono-metamorphe Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke (Zentralalpen, Schweiz). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 161.
- MANCKTELOW, N. (1985): The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 73–96.
- MERLE, O. & LE GAL, P. (1988): Post-amphibolitic westward thrusting and fold vergence in the Ticino domain. – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 215–226.
- MILNES, A.G. (1974): Structure of the Pennine zone (Central Alps): a New Working Hypothesis. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 85, 1727–1732 (de même: *Mitt. ETH u. Univ. Zürich, N.F.* 203).
- (1978): Structural zones and continental collision, Central Alps. – *Tectonophysics* 47, 369–392.
- MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. (1980): Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St.Gallen–Como. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 619–633.
- MILNES, A.G. & 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.
- MILTON, N.J. & CHAPMAN, T.J. (1979): Superposition of plain strain in an initial sedimentary fabric: an example from Laksefjord, North Norway. – *J. struct. Geol.* 1/4, 309–315.
- MÜHLEMANN, R. (1928): Geologische und morphologische Untersuchungen im Gebiete der Tambodecke zwischen Val Mesolcina und Valle San Giacomo (Italien). – Diss. Univ. Zürich.
- MÜLLER, R.F. & SAXENA, S.K. (1977): Chemical Petrology. – Springer Verlag, New York.
- NABHOLZ, W.K. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. – *Eclogae geol. Helv.* 38/1, 1–120.
- NEUMANN, E.R. (1969): Experimental recrystallization of dolomite and comparisons of preferred orientations of calcite and dolomite in deformed rocks. – *J. Geol.* 77, 426–438.
- NICOLAS, A. & POIRIER, J.-P. (1976): Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks. – John Wiley & Sons, London/New York/Sydney/Toronto.
- NIESSEN, H.U. (1964): Calcite fabric analysis of deformed oolites from the South Mountain fold, Maryland. – *Amer. J. Sci.* 262, 892–903.
- NIGGLI, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. – *Fortschr. Mineral.* 47, 16–26.
- OBERHÄNSLI, R. (1978): Chemische Untersuchungen an Glaukophan-führenden basischen Gesteinen aus den Bündnerschiefern Graubündens. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 58, 139–156.
- PANOZZO, R.H. (1983): Two-dimensional analysis of shape-fabric using projections of digitized lines in a plane. – *Tectonophysics* 95, 279–294.
- (1984): Two-dimensional strain from the orientation of lines in a plane. – *J. struct. Geol.* 6/1, 215–221.
- PANTIĆ, N. & GANSSER, A. (1977): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (vorläufige Mitteilung). – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 59–81.
- PANTIĆ, N. & ISLER, A. (1978): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II). – *Eclogae geol. Helv.* 71/3, 447–465.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators. – *J. struct. Geol.* 8/8, 831–844.
- PEACH, C.J. & LISLE, R.J. (1979): A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. – *Computers and Geosci.* 5, 325–334.
- PERKINS, E.H., BROWN, T.H. & BERMAN, R.G. (1986): PTx-system – Three programs for calculation of pressure-temperature-composition phase diagrams. – *Computers and Geosci.* 12, 749–755.
- PFIFFNER, O.A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Diss. ETH Zürich 5911 (de même: *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F.* 217).
- (1980): Strain analysis in folds (Infrahelvetic complex, Central Alps). – *Tectonophysics* 61, 337–362.
- (1982): Deformation mechanisms and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps. – *J. struct. Geol.* 4/4, 429–442.
- (1985): Le programme STRELL et ELLIPSE (BASIC). – *Cah. Inst. Géol. Univ. Neuchâtel* (T) 8.
- (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. – *Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol.* 8, 219–228.
- (1987): The programm Faultdyn (Basic). – *Cah. Inst. Géol. Univ. Neuchâtel* (T) 17.
- PFIFFNER, O.A. & BURKHARD, M. (1987): Determination of paleo-stress axes orientations from fault, twin and earthquake data. – *Ann. Tectonicae* 1/1, 48–57.
- PFIFFNER, O.A., KLAPER, E.M., MAYERAT, A.-M. & HEITZMANN, P. (1990): Structure of the basement-cover contact in the Swiss Alps. In: ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (Ed.): Deep structure of the Alps (p. 247–262). – *Mém. Soc. géol. France, N.S.* 156; *Mém. Soc. géol. suisse* 1; Vol. spec. Soc. Geol. Italiana 1.

- PLAS, L. VAN DER (1959): Petrology of the northern Adula region, Switzerland. – *Leidse geol. Meded.* 24/2, 415–602.
- PRICE, G.P. (1985): Preferred orientation of quartzites. In: WENK, H.R. (Ed.): Preferred Orientation in Deformed Metals & Rocks: An introduction to modern texture analysis. – Academic Press, Orlando.
- PROBST, P. (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 153.
- RAMSAY, J.G. (1967): Folding and Fracturing of Rocks. – McGraw-Hill, New York.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1983): The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain analysis. – Academic Press, London.
- RÜCK, P. (en prép.): Die Schamser Decken. Teil 1: Stratigraphisch-sedimentologische Untersuchung der Schamser Decken (Graubünden, Schweiz). – *Beitr. geol. Karte Schweiz*.
- RUTTER, E.H. (1976): The kinetics of rock deformation by pressure solution. – *Phil. Trans. r. Soc. London (A)* 283, 219–283.
- SCHAEAREN, G. (1974): Geologische - Strukturelle Untersuchungen des unteren Val Madrisch und Val di Lei. – *Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.)*.
- SCHAEARER, U. (1974): Geologische - Petrographische - Strukturelle Untersuchungen im Mündungsgebiet des Val di Lei-Val Avers. – *Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.)*.
- SCHMID, S.M. & CASEY, M. (1986): Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. In: HOBBS, B.E. & HEARD, H.C. (Ed.): Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies. The Paterson Volume (p. 263–286). – *Monogr. Amer. geophys. Union* 36.
- SCHMID, S.M., CASEY, M. & STARKEY, J. (1981): An illustration of the advantages of a complete texture analysis described by the orientation distribution function (ODF) using quartz pole figure data. – *Tectonophysics* 78, 101–117.
- SCHMID, S.M., PANOZZO, R. & BAUER, S. (1987): Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. – *J. struct. Geol.* 9/5, 747–778.
- SCHMID, S.M., PATERSON, M.S. & BOLAND, J.N. (1980): High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. – *Tectonophysics* 65, 245–280.
- SCHMID, S.M., RÜCK, P. & 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). In: ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (Ed.): Deep structure of the Alps (p. 263–287). – *Mém. Soc. géol. France, N.S. 156; Mém. Soc. géol. suisse 1; Vol. spec. Soc. Geol. Italiana 1*.
- SCHMUTZ, H.-U. (1976): Des Mafitit-Ultramafitit-Komplex zwischen Chiavenna und Val Bondasca. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 149.
- SCHREURS, G. (en prép.): The Schams Nappes. Part 2: Structural analysis of the Schams nappes and adjacent tectonic units in the Penninic zone (Grisons, Switzerland). – *Beitr. geol. Karte Schweiz*.
- SHIMAMOTO, T. & IKEDA, Y. (1976): A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects-I: Basic theory. – *Tectonophysics* 36, 315–337.
- SIDDANS, A.W.B. (1971): The origin of slaty cleavage. – *Ph.D. Thesis, Univ. London (unpubl.)*.
- SIMPSON, C. (1980): Oblique girdle orientation patterns of quartz C-axis: patterns from a shear zone in the basement core of the Maggia Nappe; Ticino, Switzerland. – *J. struct. Geol.* 2, 243–247.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 94, 1281–1288.
- SNYDER, R.W. & GRAFF, H.F. (1938): Study of grain size in hardened high speed metals. – *Metal Progress* 377.
- SPANG, J.H. (1971): Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae. – *Abstr. geol. Soc. Amer.* 3/6, 414.
- SPANG, J.H. (1972): Numerical Method for dynamic analysis of calcite twin lamellae. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 83, 467–472.
- STARKEY, J. (1970): A computer program to prepare orientation diagrams. In: PAULITSCH, P. (Ed.): Experimental and natural rock deformation (p. 51–74). – Springer, New York (1969).
- STECK, A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- STEINITZ, G. & JÄGER, E. (1981): Rb-Sr and K-Ar studies on rocks from the Suretta Nappe; Eastern Switzerland. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 61/1, 121–133.
- STRASSER, E. (1928): Geologie der Pizzo di Claro-Torrone-Alto-Kette sowie der penninischen Wurzelzone zwischen Val Calanca und Tessin-tal. – *Diss. Univ. Zürich*.
- STREIFF, V. (1962): Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. – *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 77–134.
- STREIFF, V., JACKLI, H. & NEHER, J. (1971): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 56: Andeer. – *Schweiz. geol. Komm.*
- (1976): Erläuterungen zu Blatt Andeer (Atlasblatt 56). *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000*. – *Schweiz. geol. Komm.*
- STROHBACH, H. (1960): Beitrag zu einer geologischen Karte der Tambo-decke und ihrer Nachbarschaften 1:25'000 (137A). – *Landeshydrologie und -geologie, Geologische Landesaufnahme, Bern (unpubl.)*.
- (1965): Der mittlere Abschnitt der Tambodecke samt seiner mesozoischen Unterlage und Bedeckung. – *Diss. Univ. Zürich (de même: Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F. 3)*.
- STUDER, B. (1837): Die Gebirgsmasse von Davos. – *N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. I* (1836).
- TEUFEL, L.W. (1980): Strain analysis of experimental superposed deformation using calcite twin lamellae. – *Tectonophysics* 65, 291–309.
- TEUTSCH, R. (1982): Alpine Metamorphose der Misoxer-Zone (Bündnerschiefer, Metabasite, Granitische Gneise). – *Diss. Univ. Bern (unpubl.)*.
- TRÜMPY, R. (1958): Remarks on the pre-orogenic history of the Alps. – *Geol. en Mijnb. [n.s.]* 20/10, 340–352.
- (1973): The Timing of Orogenic Events in the Central Alps. In: DE JONG, K.A. & SCHOLTEN, R. (Ed.): Gravity and Tectonics (p. 229–251). – John Wiley & Sons, New York.
- (1980): Geology of Switzerland, a guide-book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. – *Schweiz. geol. Komm. (Wepf, Basel)*.
- (1988): A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. – *Spec. Pap. geol. Soc. Amer.* 218, 93–109.
- TURNER, F.J. (1953): Nature and dynamic interpretation of deformation in calcite of three marbles. – *Amer. J. Sci.* 251, 276–298.
- TURNER, F.J. & CHIH (1951): Deformation of Yule Marble (Part III). – *Bull. geol. Soc. Amer.* 62, 887–906.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. (1963): Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. – McGraw-Hill, New York.
- URAI, J.L., MEANS, W.D. & LISTER, G.S. (1986): Dynamic recrystallization of minerals. In: HOBBS, B.E. & HEARD, H.C. (Ed.): Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies. The Paterson Volume (p. 161–200). – *Monogr. Amer. geophys. Union* 36.
- WEBER, W. (1966): Zur Geologie zwischen Chiavenna und Mesocco. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F.* 57.
- WEISSERT, H.J. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – *Geologische Rundschau* 74/3, 665–679.
- WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/1, 139–152.
- (1970): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin. – *Fortschr. Mineral.* 47/1, 34–51.
- WENK, H.R. (1974): Two Episodes of Highgrade Metamorphism in the Northern Bergell Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/2–3, 555–565.
- (1985): Carbonates. In: Preferred orientation in Deformed Metals & Rocks: An introduction to modern texture analysis. – Academic Press, Orlando.
- WILHELM, O. (1933): Geologie der Landschaft Schams (Graubünden) (Erläuterungstext zur Spezialkarte Nr.114). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 64.
- WINKLER, H.G.F. (1976): Petrogenesis of Metamorphic Rocks, fifth edition. – Springer Verlag, New York.
- ZURFLÜH, E. (1960): Geologische Karte des Monte Spluga. – *Landeshydrologie und -geologie, Geologische Landesaufnahme, Bern (unpubl.)*.
- (1961): Zur Geologie des Monte Spluga. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* 83.