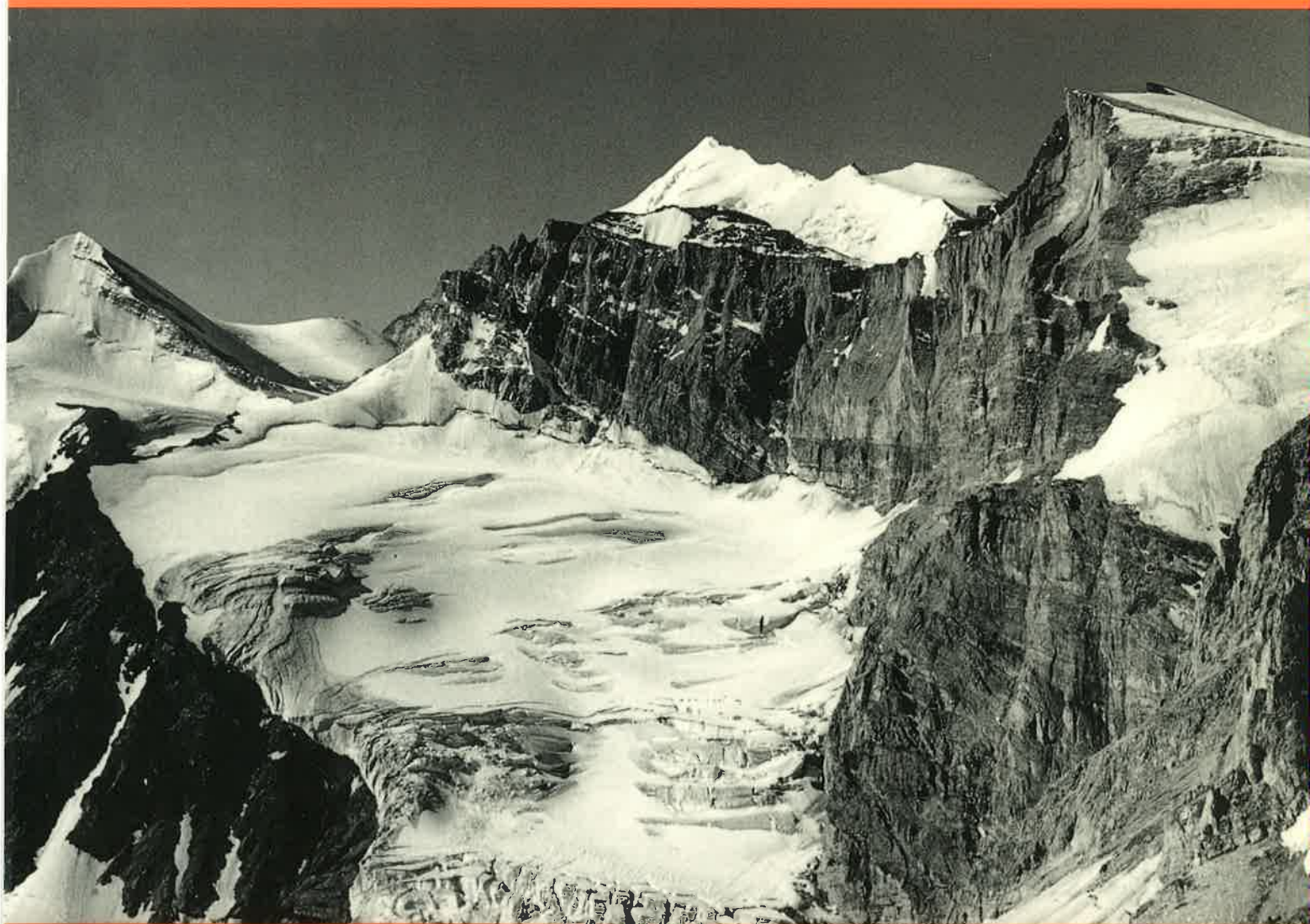


L'unité du Barrhorn

(Zone pennique, Valais, Suisse)

par Mario Sartori



Université de Lausanne
Faculté des Sciences

Institut de Géologie
et de Paléontologie

L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse)

thèse de doctorat
présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Lausanne

par **Mario Sartori**

Jury de thèse:
Prof. Arthur Escher (Directeur)
Prof. François Ellenberger, Paris
Prof. Rüdolf Trümpy, Zürich
Prof. Albrecht Steck, Lausanne

Mémoires de Géologie (Lausanne) No. 6, 1990



Ce(tte) création est mise à disposition selon les termes de la
Licence Creative Commons 4.0 International
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>

Photo de couverture:

L'unité briançonnaise du Barrhorn forme la pyramide du Brunegghorn (3838 m, sommet enneigé à gauche) et les parois orientales des Barrhörner (Üssers Barrhorn, 3610 m, sommet bifide à droite). Elle comporte principalement des quartzites du Permo-Trias, des marbres et dolomies du Trias (assises rubanées à la base des parois) et des marbres du Malm. Cette unité repose stratigraphiquement sur le socle de la nappe de Siviez-Mischabel (masses sombres en bas à gauche). A l'arrière plan, le Weisshorn (4505m) est taillé dans les gneiss de la nappe de la Dent Blanche. Le cliché est pris du Wasuhorn en direction du sud.

Avertissement au lecteur

Un temps très long s'est écoulé entre la soutenance de cette thèse (le 19 avril 1988) et sa publication sous la forme d'un "Mémoire de Géologie (Lausanne)". Malgré cela, le texte n'a pas été modifié par rapport à sa version originale, à l'exception de 4 figures qui ont été préparées pour permettre leur impression en couleur.

Pour pallier à l'inévitable vieillissement du texte, le lecteur trouvera dans la liste de travaux qui suit le moyen d'actualiser les références concernant le sujet traité.

La publication de cet ouvrage n'a été possible que grâce au soutien financier de l'Université de Lausanne et de la Fondation Dr Joachim de Giacomi de l'Académie suisse des sciences naturelles.

BIBLIOGRAPHIE ADDITIONNELLE

- ALLIMANN, M. (1989): Les brèches de la région d'Evolène (Nappe du Mont Fort, Valais, Suisse). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 237-250.
- ALLIMANN, M. (1990): La nappe du Mont Fort dans le Val d'Hérens (Zone pennique, Valais, Suisse). - Thèse Univ. Lausanne.
- EIKENBERGER, J., KÖPPEL, V., LABHART, T., SIGNER, P. (1989): U-Pb, U-Xe and U-Kr systematics of a greenschist facies metamorphic uranium mineralization of the Siviez-Mischabel nappe (Valais, Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 331-344.
- ESCHER, A. (1988): Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. - *Rapp. Geol. Serv. Hydrol. et Geol. Natl.* 7, 1-26.
- ESCHER, A., MASSON, H., STECK, A. (1988): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. *Rapp. Geol. Serv. Hydrol. et Geol. Natl.* 2, 1-11.
- FRISCH, W., MENOT, R.P., NEUBAUER, F., VON RÄUMER J.F. (1990): Correlation and evolution of the Alpine basement. *Schweiz. Mineral. Petrogr. - Mitt.* 70, 265-285.
- GOUFFON, Y. (1991): Géologie de la "nappe" du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste, Italie). - Thèse Univ. Lausanne.
- METTRAUX, M. & MOSAR, J. (1989): Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médiannes en rive droite du Rhône. - *Eclogae geol. Helv.* 82/2, 517-540.
- MOSAR, J. (1988): Métamorphisme transporté dans les Préalpes. - *Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.* 68/1, 77-94.
- MOSAR, J. (1989): Déformation interne dans les Préalpes médianes (Suisse). - *Eclogae geol. Helv.* 82/3, 765-793.
- PYTHON-DUPASQUIER, C. (1990): La Formation de l'Intyamou ("Crétacé moyen") des Préalpes Médiannes romandes. - Thèse Univ. Fribourg N° 978.
- RAHN, M. (1990): Die Eklogite am Minutgrat, Siviez-Mischabel Decke, Turtmanntal. - Abstract in: *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, 166.
- RAHN, M. (1989): Petrographie und Geologie des Minugrates im hinteren Turtmanntal (Wallis). - Diplomarbeit Univ. Basel.
- SARTORI, M. & THELIN, P. (1987): Les Schistes ocellés albitiques de Barneuzza (nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 67, 229-256.
- SARTORI, M., BUGNON, P.C., FREY M., GANGUIN, J., MASSON, H., STECK, A., THELIN, P. (1989): Compte-rendu de l'excursion commune de la SSMP et de la SGS le long du profil Rawil-Zermatt 9/10/11 octobre 1988. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 261-281.
- STAMPFLI G.M., MARTHALER, M. (1990): Divergent and convergent margins in the North-Western Alps confrontation to actualistic models. - *Geodynamica Acta (Paris)* 4, 159-184.
- STECK, A. (1990): Une carte de cisaillement ductile des Alpes Centrales. - *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 603-627.
- STECK, A., EPARD, J.L., ESCHER, A., MARCHAND, R., MASSON, H., SPRING, L. (1989): Coupe tectonique horizontale des Alpes Centrales. - *Mémoires de Géologie (Lausanne)* N°5, 1-9.
- THELIN, P. (1989): Essai de chronologie magmatico-métamorphique dans le socle de la nappe du Grand Saint-Bernard: quelques points de repère. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 193-204.
- THELIN, P., SARTORI, M., LENGELER, R., SCHAEERER, J.P. (1990): Eclogites of Paleozoic or early Alpine age in the basement of the Penninic Siviez-Mischabel nappe, Wallis, Switzerland. - *Lithos* 25, 71-88.
- ZINGG, M.A. (1989): Die Siviez-Mischabel-Decke: Entstehung und Entwicklung eines Altkristallins. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 130.
- ZINGG, M.A. (1989): Die Siviez-Mischabel Decke: Entstehung und Entwicklung eines Altkristallins und seiner Vererzungen (Wallis, Schweiz). - Dissertation ETH Zürich.

RÉSUMÉ

Ce travail expose les résultats obtenus à travers la cartographie détaillée d'un secteur centré sur le haut Turtmantal et débordant sur le Val d'Anniviers et le Mattertal. Quatre nappes y sont superposées qui appartiennent à la zone pennique moyenne (nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort), à la zone pennique supérieure (nappe du Tsaté) et à l'Austro-Alpin (nappe de la Dent Blanche.)

Une attention particulière a été portée au flanc normal de la *nappe de Siviez-Mischabel*:

Son socle anté-triasique présente une coupure majeure entre des terrains polymétamorphiques, d'âge probablement paléozoïque inf., et deux formations monocycliques d'âge respectivement carbonifère sup.(?) (Fm. du Distulberg) et permio-triasique (Fm. du Bruneggjoch) discordantes sur leur substratum. Certaines roches des ensembles polycycliques contiennent des reliques écolitiques et amphibolitiques qui se rapportent à des épisodes métamorphiques anté-namuriens. Leurs caractères les rapprochent des événements "éo-hercyniens" qui sont documentés dans les socles varisques d'Europe centrale.

Sa couverture comporte des unités briançonnaises qui sont restées solidaires de leur socle pour une part (unités du Barrhorn et du Toûno), ou qui ont été décollées et translitées (partie radicale de la nappe des Préalpes médianes). Dans la *série du Barrhorn* (Trias moyen à Eocène moyen), à stratigraphie briançonnaise tout à fait classique, la transgression jurassique (Couches à Mytilus, Calcaires massifs) s'est produite sur un substratum triasique fortement basculé et érodé (karsts, bauxites). Une paléofaille mésozoïque sépare cette unité de celle du Toûno qui présente un profil plus réduit et plus condensé. Dans la paléogéographie mésozoïque, les Préalpes médianes rigides devaient jouxter ce dispositif à l'ouest. La grande similitude existant entre l'unité du Barrhorn et celle des Spillgerten, ainsi que la présence sur le socle du complément stratigraphique exact des éléments décollés étayent cette hypothèse. La distribution des évaporites du Trias inférieur explique leur évolution tectonique alpine si différente.

Dans le secteur étudié ici, la structuration tertiaire a débuté à l'Eocène sup. avec le recouvrement du bassin par les nappes de flysch des Préalpes supérieures. L'unité du Barrhorn et la future nappe de Siviez-Mischabel ont subi une phase de structuration précoce avant d'être chevauchées par les nappes internes et d'encaisser une déformation pénétrative intense syn-métamorphique (faciès schistes verts). Différentes phases de déformation ont ensuite affecté cette pile de nappes, les principales étant marquées dans des zones de cisaillement ductile engendrant des plis déversés vers l'WNW, puis vers le SE.

ABSTRACT

An area covering the higher parts of the Turtmanntal, Mattertal and Val d'Anniviers has been mapped in detail. These valleys show natural cross sections through four superposed nappes belonging to the Middle Penninic Zone (Siviez-Mischabel nappe, Mont Fort nappe), to the Upper Penninic Zone (Tsaté nappe) and to the Lower Austroalpine Dent Blanche nappe.

The normal limb of the Siviez-Mischabel nappe was studied with particular attention:

The pre-Triassic basement includes an older unit, whose polymetamorphic history suggests a pre-Namurian age and shows similarities with "eo-hercynian" Devonian (?) events which affected the Variscan basement of central Europe. Upper Carboniferous and Permo-Triassic strata lie unconformably on these polycyclic units.

A lesser part of the Mesozoic and Paleogene cover (Barrhorn and Toûno units) still adhere to the basement, while the main part of the cover lies in more external position within the Préalpes médianes décollement nappe. The Barrhorn series (Middle Triassic to Middle Eocene) exhibits a classical internal Briançonnais sequence. The Jurassic transgressive strata overlie the tilted and eroded Triassic formations. A listric Mesozoic paleofault separates this unit from the even more reduced and condensed Toûno unit. The great similarities existing between the Barrhorn unit and the Spillgerten slice in the Préalpes médianes rigides suggests that they occupied adjacent positions in the Mesozoic Paleogeography of the Briançonnais realm. In the western part of the Siviez-Mischabel nappe, the sole visible eo-Triassic remnant represents the root-zone of this Médianes rigides unit. The occurrence of evaporitic beds within the Lower Triassic (future prealpine units) or their lack (Barrhorn and Toûno units) are responsible for the dissimilar tectonic evolutions of both cover segments.

In this part of the Penninic Zone, the Tertiary structuration began at Upper Eocene time when the flysch nappes forming the so called "nappes supérieures des Préalpes" overthrust the Briançonnais flysch. The future Siviez-Mischabel nappe and its remnant cover, the Barrhorn and Toûno units, underwent an early deformation during the décollement of the Préalpes médianes rigides units, prior to being overthrust by the Upper Penninic and Austroalpine nappes. During this main thrusting event, basement and cover underwent a syn-metamorphic penetrative deformation in the upper greenschist facies. Late deformation phases involved the entire pile of nappes and concentrated in ductile shear zones.

TABLE DES MATIÈRES

	page
CHAPITRE PREMIER (I): Prémices	4
CHAPITRE DEUXIÈME (II): Le flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel: lithostratigraphie et pétrographie.	
LE SOCLE ANTÉ-TRIASIQUE	
1. Rappel	14
2. Descriptions	16
2.1. Unités polycycliques	16
2.2. Unités monocycliques	22
2.3. Roches intrusives	27
2.4. Minéralisations	30
3. Interprétation	30
4. Conclusion à l'étude du socle anté-triasique	37
LE TRIAS MOYEN ET SUPÉRIEUR DE LA SÉRIE DU BARRHORN	39
LE JURASSIQUE DE LA SÉRIE DU BARRHORN	48
LE CRÉTACÉ ET LE TERTIAIRE DE LA SÉRIE DU BARRHORN	60
LA SÉRIE DU TOÛNO	69
CHAPITRE TROISIÈME (III): Métamorphisme	
1. Métamorphismes anté-alpins	73
2. Métamorphisme alpin	76
CHAPITRE QUATRIÈME (IV): Tectonique	
A) Introduction	82
B) Description chronologique des différentes familles de structures	
1. Structures anté-triasiques	82
2. Structures synsédimentaires mésozoïques	83
3. Structures éo-alpines	88
4. Déformations tertiaires	88
C) Exemple de déformation superposée à grande échelle	118
CHAPITRE CINQUIÈME (V): Eléments de paléogéographie et de cinématique alpine	
1. La nappe de Siviez-Mischabel, patrie des Préalpes médianes rigides	122
2. Eléments de paléogéographie alpine sur la transversale des Alpes nord-occ.	125
3. Cinématique	132

EPILOGUE	139
BIBLIOGRAPHIE	141
APPENDICES	147
PLANCHES	151

Liste des figures, planches, tableaux et appendices

Figures	page
figure 1: Carte tectonique générale	5
figure 2: Panorama des pentes dominant Zermatt	6
figure 3: Carte tectonique du secteur Val de Zinal-Mattertal	7
figure 4: Profils lithostratigraphiques des unités de la zone du Combin	9
figure 5: Carte tectonique et coupe de la nappe du Grand Saint-Bernard	11
figure 6: Ecorché tectonique Val de Zinal-Mattertal	14
figure 7: Lithostratigraphie du socle anté-triasique	15
figure 8: Microtextures des roches des ensembles polycycliques	17
figure 9: Le pli-nappe de Siviez-Mischabel vu du Mettelhorn	19
figure 10: Le versant est du Schöllhorn vu du Bruneggorn	21
figure 11: Les Barrhörner vus du Bruneggorn	23
figure 12: Texture et minéralogie du métagabbro à hornblende	25
figure 13: Les amphiboles des métagabbros dans la classification de Leake	28
figure 14: Chimisme des grenats almandins des métagabbros	28
figure 15: Tentative de reconstruction palinspastique du socle anté-triasique	36
figure 16: Profil stratigraphique de la base de la série du Barrhorn au Bruneggjoch	41
figure 17: Le versant nord de la Gässispitz	43
figure 18: a) Profil stratigraphique des formations triasiques et jurassiques au "Stellijoch"	44
figure 18: b) Comparaison entre le "Carnien briançonnais" et celui de l'unité du Barrhorn	46
figure 19: Les formations jurassiques dans l'unité du Barrhorn	51
figure 20: Niveau méta-bauxitique du Bruneggjoch	49
figure 21: Profils lithostratigraphiques des niveaux crétacés supérieurs et tertiaires	61
figure 22: Contact "Malm"- "Complexe schisteux intermédiaire"	62
figure 23: Olistolithe au sein du flysch noir éocène	68
figure 24: La série du Toûno entre le Turtmanntal et le Val de Zinal	71
figure 25: Microtexture et minéralogie des paragenèses éclogitiques	74
figure 26: Composition des clinopyroxènes de la paragenèse éclogitique	74
figure 27: Chimisme des grenats éclogitiques	74
figure 28: Microtextures de quelques paragenèses métamorphiques	79
figure 29: Coupes sériées à l'extrémité sud du Turtmanntal	82
figure 30: Relations socle-couverture dans le flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel	84
figure 31: Schéma des relations géométriques le long de l'accident "Diablons-Distulgrat"	86
figure 32: Panorama des crêtes séparant le Turtmanntal du Mattertal, versant est	88
figure 33: Carte géologique de l'arête sud du Bruneggorn	89
figure 34: Vue sur les falaises du versant est du Bruneggorn	90
figure 35: Carte géologique de l'Inners Barrhorn	92
figure 36: Carte géologique du promontoire (3202m) dominant la région de Barr	93
figure 37: Le promontoire 3202m vu du sud-est	94
figure 38: Structures de phase D1	96
figure 39: Carte des linéations d'étirement et des zones de cisaillement	98

figure 40:	Relations cristallisation-déformation dans les SOPA	100
figure 41:	Estimation du rapport R X/Z de l'ellipsoïde de déformation D1	104
figure 42:	Structures de phase D2	107
figure 43:	Carte géologique du massif des Stellihörner	109
figure 44:	Le massif des Stellihörner vu de l'est	110
figure 45:	Structures de phase D3	113
figure 46:	Le versant oriental du haut Turtmantal vu du Frilhorn	116
figure 47:	Structures tardives au pourtour nord-oriental de la nappe de la Dent Blanche	117
figure 48:	Carte géologique de l'Adlerflüe	118
figure 49:	Schéma tectonique du front de l'unité du Barrhorn dans le haut-Turtmantal	119
figure 50:	Répartition des couvertures briançonnaises, Alpes nord-occidentales	123
figure 51:	Reconstitution des domaines paléogéographiques Barrhorn et Toïno à l'Eocène	126
figure 52:	Stéréogramme de la nappe de Siviez-Mischabel et reconstitution palynspastique	128
figure 53:	Reconstitution tridimensionnelle de l'évolution alpine d'un secteur témoin	134

Tableaux

tableau I:	Chronologie hypothétique des événements anté-alpins	34
tableau II:	Tableau comparatif des terrains jurassiques briançonnais (Vanoise-Barrhorn)	58

Planches

Planche I:	Trias de l'unité du Barrhorn	152
Planche II:	Trias, Jurassique et Crétacé de l'unité du Barrhorn	154
Planche III:	Flysch noir de l'unité du Barrhorn	156

Appendices

appendice I:	Minéralogie des roches formant le socle anté-triasique	147
appendice II:	Analyses chimiques de roches par fluorescence X	149
appendice III:	Analyses chimiques de minéraux par microsonde électronique	150

CHAPITRE PREMIER (I): PRÉMICES.

1. Avant-propos.

Elle est l'une parmi les trop rares vallées valaisannes à trouver la quiétude pendant les mois de neige. On y parle haut-valaisan comme on aurait pu y parler tibétain ou quetchua... Elle est, à l'instar de toutes les vallées de haute-montagne, un endroit qu'habite la liberté. En prononçant son nom, vous ranimerez l'écho de quelque chute de pierres dans la paroi nord des Diablons : **Turtmanntal**.

Il revient au prof. A. Escher d'avoir regardé cette région de la zone pennique du Valais avec des yeux neufs, d'avoir compris que la seule façon d'en aborder l'étude était de mener de front stratigraphie, pétrographie et analyse structurale, d'avoir défendu l'idée que la géologie alpine se joue toujours sur le terrain, et qu'elle est donc affaire de patience et de temps. C'est sous sa conduite, et grâce à son aide, que ce travail de thèse centré sur l'extrémité méridionale du Turtmanntal a été effectué.

Bien que les recherches aient porté sur l'ensemble des unités penniques que compte ce secteur, il a paru préférable de limiter le propos à la seule unité du Barrhorn et à son substratum. Par les ramifications qu'il a jusque dans la nappe des Préalpes médianes, ce sujet s'avère déjà redoutablement vaste.

Comment courrais-je le risque de ne pas exprimer de façon exhaustive tout ce que je dois à chacun de vous? Au moment d'écrire ces lignes, il m'est doux de penser à celle qui a partagé ces années de bonheur avec moi, à celles et ceux qui m'ont accompagné en montagne ou fait profité de leur expérience, qui m'ont ouvert les portes de leurs laboratoires, qui ont assuré le soutien technique et administratif, ou simplement qui m'ont fait l'amitié d'une visite à Gruben. C'est à vous tous que je dédie ce mémoire. Je vous dois tout.

Le FNSRS (projet 2.031-0.81) et l'Université de Lausanne ont, par leur manne financière, permis la réalisation de ces recherches.

2. Cadre géographique et géologique.

Le cadre géographique dans lequel s'inscrivent ces recherches est calqué sur une limite géologique (fig. 1). Il englobe une bande de terrains de 2 à 3 kilomètres de largeur qui entoure le front nord-oriental de la nappe de la Dent-Blanche de Zinal (Val d'Anniviers) à Zermatt (Mattertal) en passant par le haut Turtmanntal, soit sur une distance d'environ 25 kilomètres.

Le secteur ainsi délimité est couvert par un levé géologique complet à l'échelle 1:10'000, et pour de larges secteurs à celles du 1:5'000 et 1:2'500 : PILLOUD & SARTORI (1981) et MARTHALER (1983) dans le Val de Zinal, MARTHALER (1983) et SARTORI (1987b) dans le Turtmanntal, TIECHE (1976), CRESPO (1984) et SARTORI (1987b) dans le Mattertal.

Cette région forme l'un des exemples les plus classiques de la tectonique des nappes alpines. A la faveur de plongements axiaux et d'entailles profondes creusées par les vallées glaciaires, il est possible d'y observer la superposition de nappes penniques issues de la marge européenne de la Téthys (nappes du Grand Saint-Bernard et du Mont Rose), de nappes ophiolitiques, seuls témoins d'un segment de cet océan disparu (zone de Zermatt - Saas Fee, nappe du Tsaté) et enfin d'un socle d'origine austro-alpine, appartenant donc à la marge apulienne de la Téthys mésozoïque (nappe de la Dent Blanche)(fig. 2, 5, 9). La stratigraphie des couvertures sédimentaires mésozoïques et cénozoïques liées à ces différentes unités, d'importance cruciale pour saisir le déroulement de l'orogénèse alpine, n'est encore que partiellement élucidée (fig. 4):

La nappe de Siviez-Mischabel (une des subdivisions actuelles de la nappe du Grand Saint-Bernard, MÜLLER 1983, ESCHER sous presse), forme un vaste pli couché vers le NW (fig. 5). Sur son flanc normal, elle admet comme couverture les séries briançonnaises *du Toûno* (MARTHALER 1983) et *du Barrhorn* (ITEN 1948) qui font l'objet de cette étude. Son socle anté-triasique est dénudé tectoniquement dans sa partie occidentale.

La nappe du Mont Fort (unité supérieure de la nappe du Grand Saint-Bernard, ESCHER sous presse) recèle quelques lambeaux d'une série triasique, la *série d'Evolène* (ALLIMANN 1987), ainsi que des brèches d'âge encore incertain et une série formée de marbres phylliteux et quartzeux à patine rousse (*série rousse*, MARTHALER 1983) attribués au Turonien.

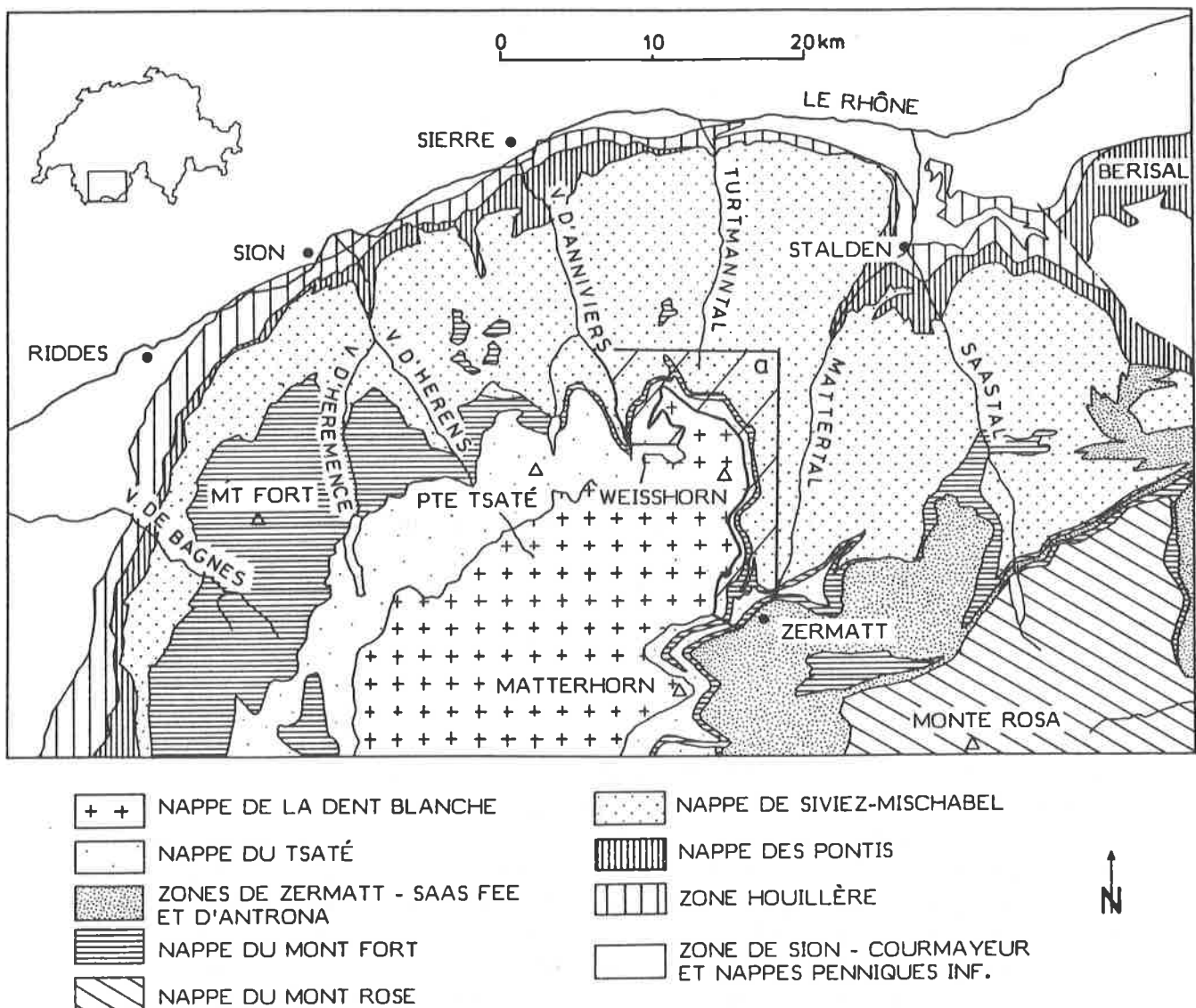


figure 1: Carte tectonique de la zone pennique moyenne et supérieure en Valais, modifiée d'après ESCHER (sous presse). a) Localisation du cadre géographique de cette étude.

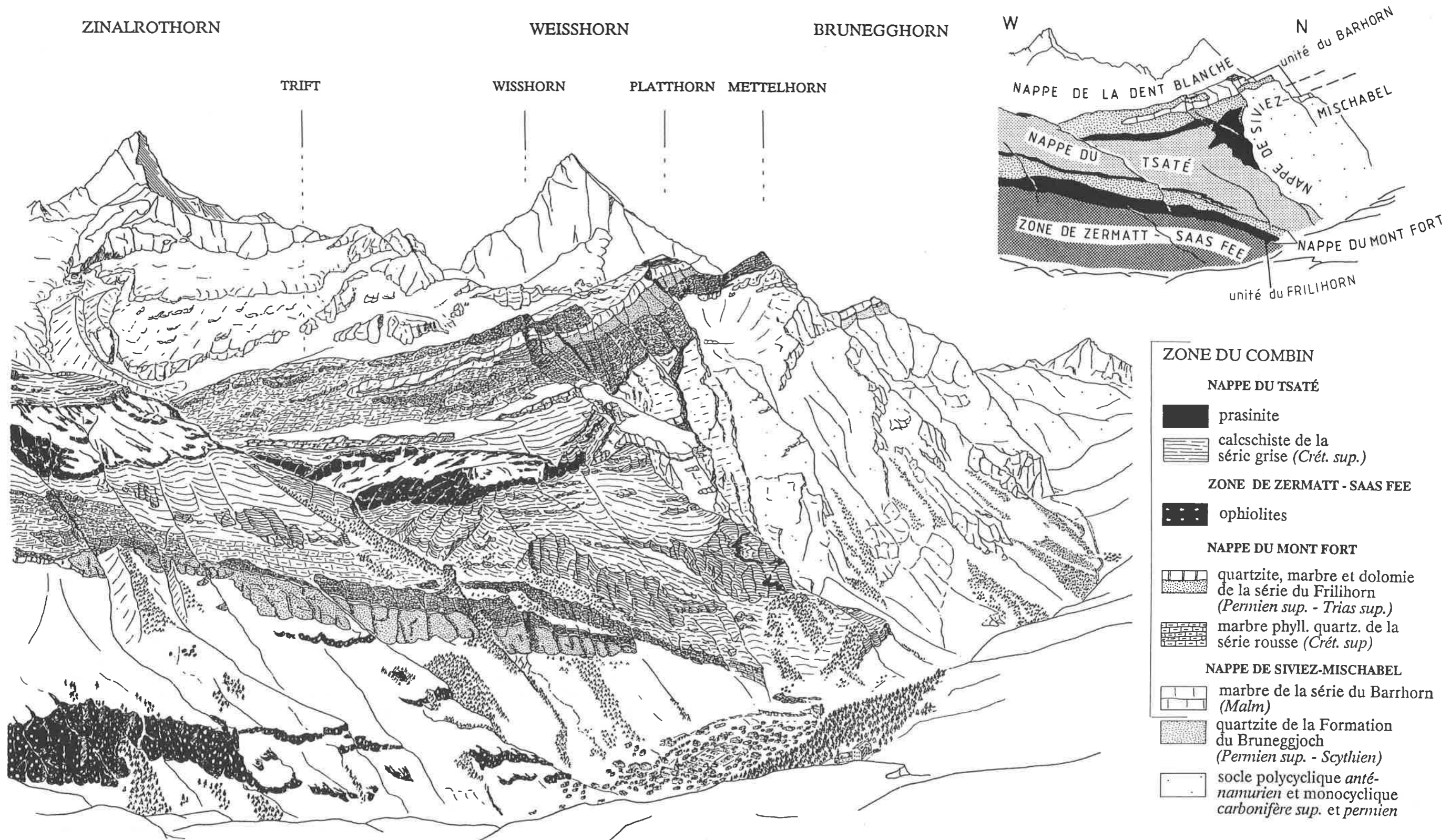


figure 2: Structure de la zone du Combin dans les pentes dominant Zermatt. Le pli de Trift (SARTORI 1987) constitue l'extrémité sud de l'unité du Barrhorn. Panorama croqué du Riffelberg.

Les terrains qui forment la *série du Frilhorn* (MARTHALER 1983) sont provisoirement rattachés à la nappe du Mont Fort bien que, de toute évidence, ils possèdent une structure particulière qui leur fait jouer le rôle d'une unité intermédiaire entre la nappe précitée et celle du Tsaté (SARTORI 1987b). Ces mêmes terrains, toujours façonnés en mince bande isoclinale (faisceaux vermiculaires d'Argand) se trouvent également pincés entre la nappe du Tsaté et la zone de Zermatt - Saas Fee de Zermatt au Valtournanche (RÖTHLISBERGER 1985, ALLEMANN & VANNAY 1987) ainsi qu'entre cette dernière et l'unité du Stockhorn dans la région du Gornergrat. La continuité cartographique entre ces différents tronçons n'est pas loin d'être réalisée et la solution aux problèmes structuraux, paléogéographiques et cinématiques que compte encore la partie interne de la zone pennique repose pour une large part sur la façon dont ce casse-tête tectonique pourra être résolu. Il existe d'ailleurs de grandes similitudes, tant du point de vue structural que stratigraphique, entre ce "faisceau vermiculaire" (ARGAND 1909) et les faisceaux de Cogne (ELTER 1972) et du Prariond (ELLENBERGER 1958, DEVILLE 1987).

L'identification des faciès de la série du Frilhorn dépend dans une large mesure des analogies qu'ils peuvent présenter avec ceux de la série du Barrhorn (fig. 4).

La zone de Zermatt- Saas Fee (BEARTH 1967) représente un lambeau de croûte océanique auquel sont associés les sédiments supra-ophiolitiques typiques: radiolarites, "scisti a palombini", flysch...

La nappe du Tsaté (SARTORI 1987b, KUNZ sous presse), à l'inverse, se compose principalement de méta-sédiments de type flysch (série grise, MARTHALER 1983) qui admettent dans leur structure complexe (prisme d'accrétion ?) des lambeaux de croûte océanique et de sédiments associés (zone de Tracuit SARTORI 1987b, zone des Aiguilles Rouges d'Arolla). L'évolution structurale de cette nappe est étroitement liée à celle de la nappe de la Dent Blanche pour laquelle elle joue le rôle d'une semelle tectonique plastique.

Au sens d'ARGAND (1909) qui l'a définie, la zone du Combin regroupe toutes les séries de couverture essentiellement mésozoïques qui viennent d'être passées en revue.

3. La série du Barrhorn à travers l'évolution des idées sur la géologie des Alpes nord-occidentales.

Une puissante série calcaire intercalée entre des masses de gneiss et de schistes à aspect très métamorphique devait nécessairement attirer l'attention et servir de guide aux géologues cherchant à élucider la structure et l'histoire de cette partie des Alpes. Ainsi figure-t-elle déjà sur la carte des Alpes pennines de GERLACH (1869) où ces terrains sont désignés comme "Dolomit und dolomitischer Kalk". Ce document constitue bien plus qu'une image embryonnaire, il montre déjà toutes les grandes lignes sur lesquelles s'appuie l'interprétation actuelle du domaine pennique.

Mais c'est bien entendu avec ARGAND (1908, 1909) que la structure de ce pays de nappes s'éclaire de façon éblouissante. La précision des levés cartographiques à l'échelle 1:50'000 qui servent de base à ses modèles tectoniques est telle, que même les minutes au 1.2'500 qui ont été dressées dans le cadre du présent travail ne les mettent que rarement en défaut. Doué d'une perception géniale de l'espace et du temps, Argand a su intégrer à tel point chacune de ces données dans une conception globale de la tectonique pennique (p. ex. 1923), que les résultats auxquels on parvient actuellement ne sont souvent que des redites formulées dans un langage plus "moderne". Citons en exemple les figures d'interférence entre plis superposés qui sont représentées dans les "profils à travers les grands plis couchés des Alpes pennines" (1911) ou encore la manière inégalée avec laquelle il savait trouver les mots

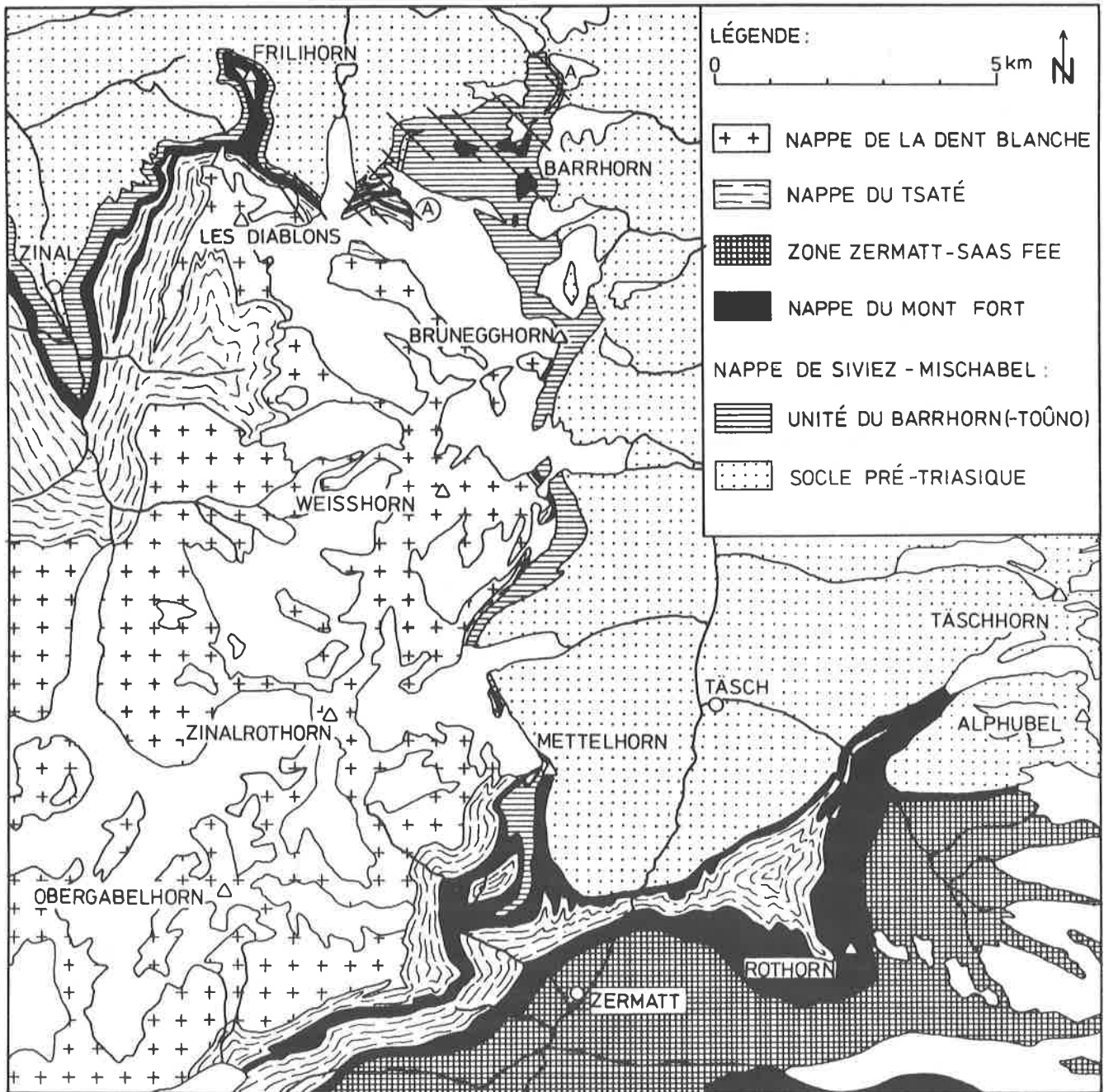


figure 3: Carte tectonique du secteur Val de Zinal - Turtmanntal - Mattertal. A: tracé des coupes séries de la figure 29. Modifié d'après ESCHER (sous presse).

pour animer sa "tectonique en mouvement" qui est à nos reconstitutions cinématiques "stroboscopiques" ce que le vol de l'aigle est à celui du tétra-lyre.

Pour ARGAND (1909), les marbres dolomitiques de la région du Barrhorn, ainsi qu'une partie des schistes lustrés sus-jacents, constituaient la couverture secondaire de la nappe du Grand Saint-Bernard. Même si ses attributions stratigraphiques (série calcaire triasique, schistes lustrés jurassiques) se sont révélées partiellement inexactes, il a néanmoins distingué sur sa carte les faciès qui restent les plus caractéristiques de la série du Barrhorn: groupe du Brunegghorn = Formation des Couches à Mytilus, marbres feuilletés du Barrhorn = Couches Rouges métamorphiques. L'idée défendue par lui de l'existence d'un passage latéral entre la "partie supérieure des schistes de Casanna" (terrains d'âge paléozoïque supérieur du socle pré-triasique) et les quartzites du Trias inférieur a de quoi surprendre aujourd'hui. Il est pourtant révélateur de constater que cette interprétation reposait une fois de plus sur une observation minutieuse: la présence dans le Turtmantal d'un contact qu'Argand considérait comme stratigraphique entre "Trias calcaire" et "schistes de Casanna". Dans les pages qui suivent, une grande importance est accordée à ce même contact qui est imputé cette fois-ci à une paléofaille mésozoïque.

Sous l'impulsion d'un autre grand géologue alpin, R. Staub, le secteur qui nous intéresse a fait l'objet, vers le milieu du siècle, de quatre travaux de thèse (GÜLLER 1947, GÖKSU 1947, ITEN 1948, ZIMMERMANN 1955). Force est pourtant de constater que l'oeuvre de STAUB (p.ex. 1937, 1942a, 1942b, 1958) n'a pas fait progresser la géologie des Alpes valaisannes autant que celle du système rhétique. A trop vouloir imposer dans les premières (siège d'une tectonique de nappes résolument ductile) les conceptions acquises dans les secondes (où prédominent les grands chevauchements plats), ces idées furent, particulièrement du point de vue structural, en net recul par rapport aux idées antérieures. Le brouillard né de la multiplication des "Schuppen" ne s'est pas encore totalement dissipé. Les révisions stratigraphiques apportées à cette époque ne s'avèreront pas non plus décisives. Les monographies citées plus haut souffrent de ces interprétations alors même qu'elles sont une source précieuse d'observations et de descriptions souvent très précises.

Le terme de série du Barrhorn a été introduit à cette époque par ITEN (op.cit.) pour désigner la plus grande partie des assises calcaires qui surmontent la "Mischabel-Decke" du Turtmantal à Zermatt. Dans sa conception, un plan de chevauchement séparait une première série rattachée à ce socle cristallin (Sedimenthülle der Mischabel-Decke) d'une autre, mieux développée (Barrhorn-Serie), mais détachée et de provenance plus interne. Cette interprétation était toutefois basée sur un raccord erroné entre cette dernière et le faisceau vermiculaire supérieur d'Argand (SARTORI 1987b) ainsi que sur de mauvaises attributions stratigraphiques.

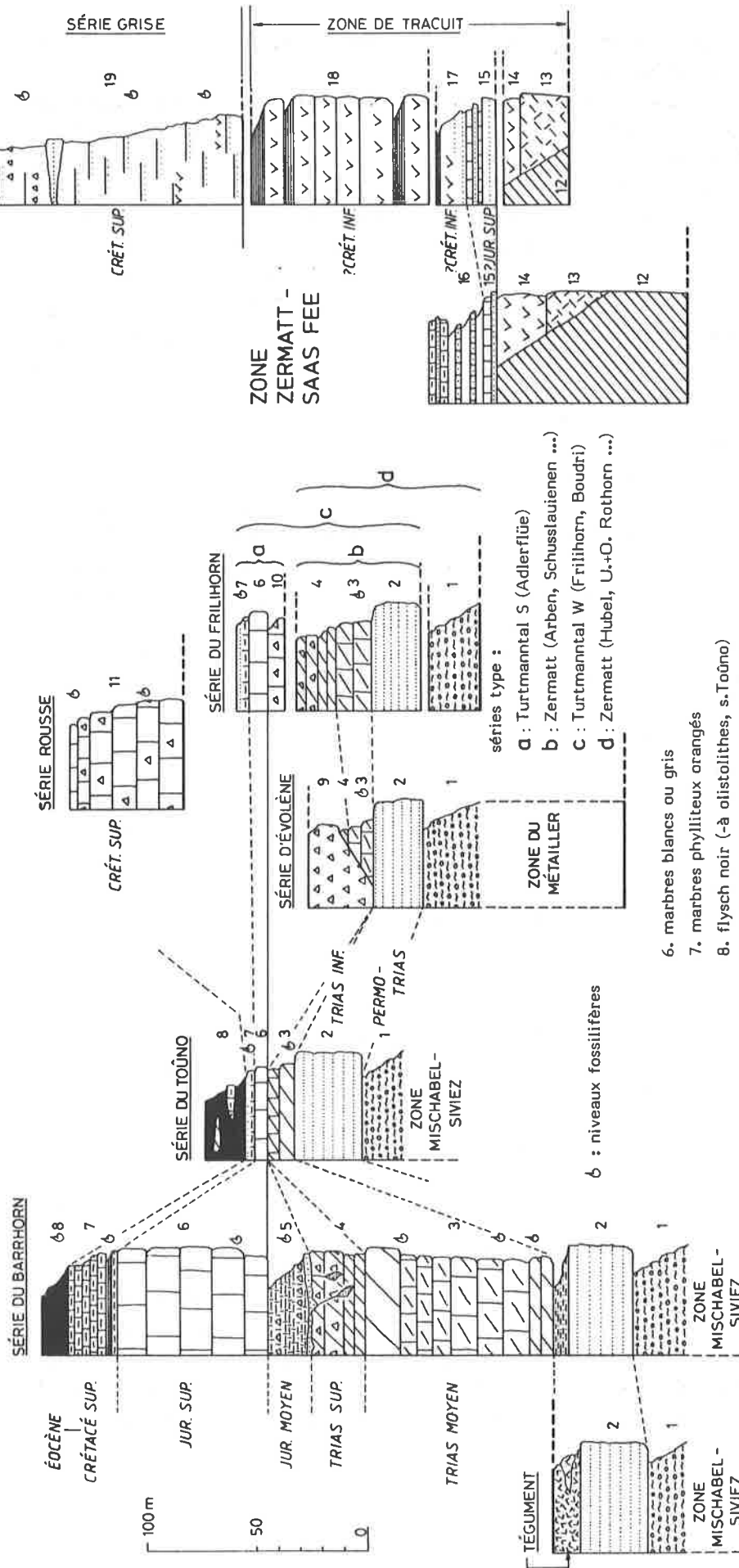
Aussi c'est de l'Occident et non de l'Orient que vint la solution aux problèmes posés par l'identité et la signification de la série du Barrhorn. Le travail magistral d'ELLENBERGER (1958) sur le pays de la Vanoise apporta à la stratigraphie et à l'étude du métamorphisme des zones internes ce que les travaux d'Argand avaient donné à la tectonique. Fort des connaissances acquises dans les Alpes de Savoie, il démontra (1953a, 1953b) le caractère briançonnais des Préalpes médianes rigides, des calcaires des Pontis et de la série du Barrhorn. Cette dernière lui apparut comme "l'homologue, terme pour terme, de celle de la Vanoise externe", considération qui l'amena à proposer les attributions chronologiques qui se sont pleinement confirmées depuis.

Aussi lorsque BEARTH, auteur d'une oeuvre cartographique titanesque (1953, 1964 et 1978 pour ce qui concerne la région étudiée ici), s'attela à la réalisation des feuilles Randa et St.Niklaus de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25000, il pût y faire figurer les principales subdivisions de la série du Barrhorn et donner de cette région une image globale sur laquelle peuvent s'appuyer des travaux plus détaillés. Il ne pouvait toutefois être question de résoudre à cette échelle les structures qui affectent

NAPPE DE SIVIEZ - MISCHABEL

NAPPE DU MONT FORT

NAPPE DU TSATÉ



- 1. conglomérats, schistes à quartz, albite, mica bl.
- 2. quartzites blancs, schistes (s. Barrh.); gypses et cornieules (tégument)
- 3. dolomies, marbres
- 4. dolomies noires, brèches dolomitiques
- 5. dol. ferrifères (paléokarst), schistes graphiteux, brèches, marbres noirs
- 6. marbres blancs ou gris
- 7. marbres phylliteux orangés
- 8. flysch noir (-à olistolithes, s. Toûno)
- 9. brèches polygéniques
- 10. marbres gréseux, brèches
- 11. marbres phylliteux et siliceux roux, brèches
- 12. serpentinites
- 13. gabbros
- 14. méta-laves (Z5), prasinites (z. Tracuit)
- 15. quartzites manganésifères, marbres jaunes
- 16. micaschistes, marbres, calcschistes
- 17. calcschistes, prasinites
- 18. prasinites, schistes noirs, calcschistes
- 19. calcschistes, prasinites, arkoses, microbrèches dolomitiques

figure 4: Profils lithostratigraphiques synthétiques des unités formant la zone du Combin entre Val d'Anniviers et Maltertal.

cette unité dans le Turtmanntal.

C'est ce qu'a compris MARTHALER (1983, 1984) en procédant à une cartographie extrêmement détaillée des crêtes qui séparent le Val d'Anniviers du Turtmanntal. Les subdivisions lithologiques rendues possibles par cette précision cartographique et la découverte de microfaunes permettant de les dater (1981) ont procuré un élan considérable aux recherches portant sur les méta-sédiments de la zone du Combin.

Une multitude de travaux à caractère local ont eu pour cadre les vallées latérales de la rive gauche du Rhône durant ces dix dernières années. Bien qu'étant généralement non publiés, leurs résultats ont alimenté les synthèses entreprises par A. Escher. La carte tectonique de la nappe du Grand Saint-Bernard (ESCHER sous presse) ainsi que les coupes géologiques à travers la partie centrale des Alpes occidentales suisses (ESCHER & al. sous presse) en sont l'aboutissement. Ces documents forment le cadre indispensable à la présente étude et le réservoir de données dans lequel les interprétations qui seront avancées puisent souvent leur inspiration.

4. Enjeux de l'étude de l'unité du Barrhorn.

On pouvait se poser plusieurs questions au sujet de l'unité du Barrhorn, au nombre desquelles figurent des points -d'importance locale...

- **Quelle est la véritable nature des relations socle-couverture ?** S'il a été admis que l'unité du Barrhorn représente la couverture de la nappe de Siviez-Mischabel, ce qu'avait conçu ARGAND (1909), il est suspecté généralement qu'elle soit décollée de ce substratum et qu'elle ait été soumise à un important rétrocharriage (ELLENBERGER 1953b, MÜLLER 1983).
 - **Quelle est la signification des structures extrêmement complexes qui affectent cette unité à l'extrémité méridionale du Turtmanntal ?** Une telle intensité de la déformation n'est pas exceptionnelle dans les unités de la zone du Combin (certaines d'entre-elles sont même probablement riches d'une histoire structurale plus longue), mais la série du Barrhorn étant dotée de niveaux stratigraphiques bien différenciés qui font office de marqueur de la déformation, on y a davantage de chances de pouvoir les déchiffrer.
- d'importance régionale...
- **Quel est l'âge des sédiments les plus jeunes des séries appartenant au flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel ?** La réponse à cette question a une implication directe sur les reconstitutions cinématiques alpines (TRÜMPY 1973). Le flysch noir qui couronne les séries briançonnaises est considéré, suivant l'endroit, comme Eocène moyen à supérieur, âge limite à partir duquel le recouvrement du bassin par des nappes plus internes a pu se produire. Il est d'une grande importance de savoir quelle foi apporter à cette attribution chronologique dans la série du Barrhorn elle-même, à l'heure où ces conceptions classiques devraient être confrontées à des datations radiométriques portant sur des minéraux du métamorphisme alpin.
 - **La nappe de Siviez-Mischabel a-t-elle été soumise à un métamorphisme éo-alpin ?** La trace de ce métamorphisme créacé a été reconnue dans les socles cristallins internes (Grand Paradis, Mont-Rose, CHOPIN 1984, CHOPIN & MONIÉ 1984) où il présente les caractéristiques d'un événement de très haute pression. Le substratum paléozoïque supérieur de la nappe du Mont Fort a quant à lui été soumis à un métamorphisme de type schistes à glaucophane (SCHAER

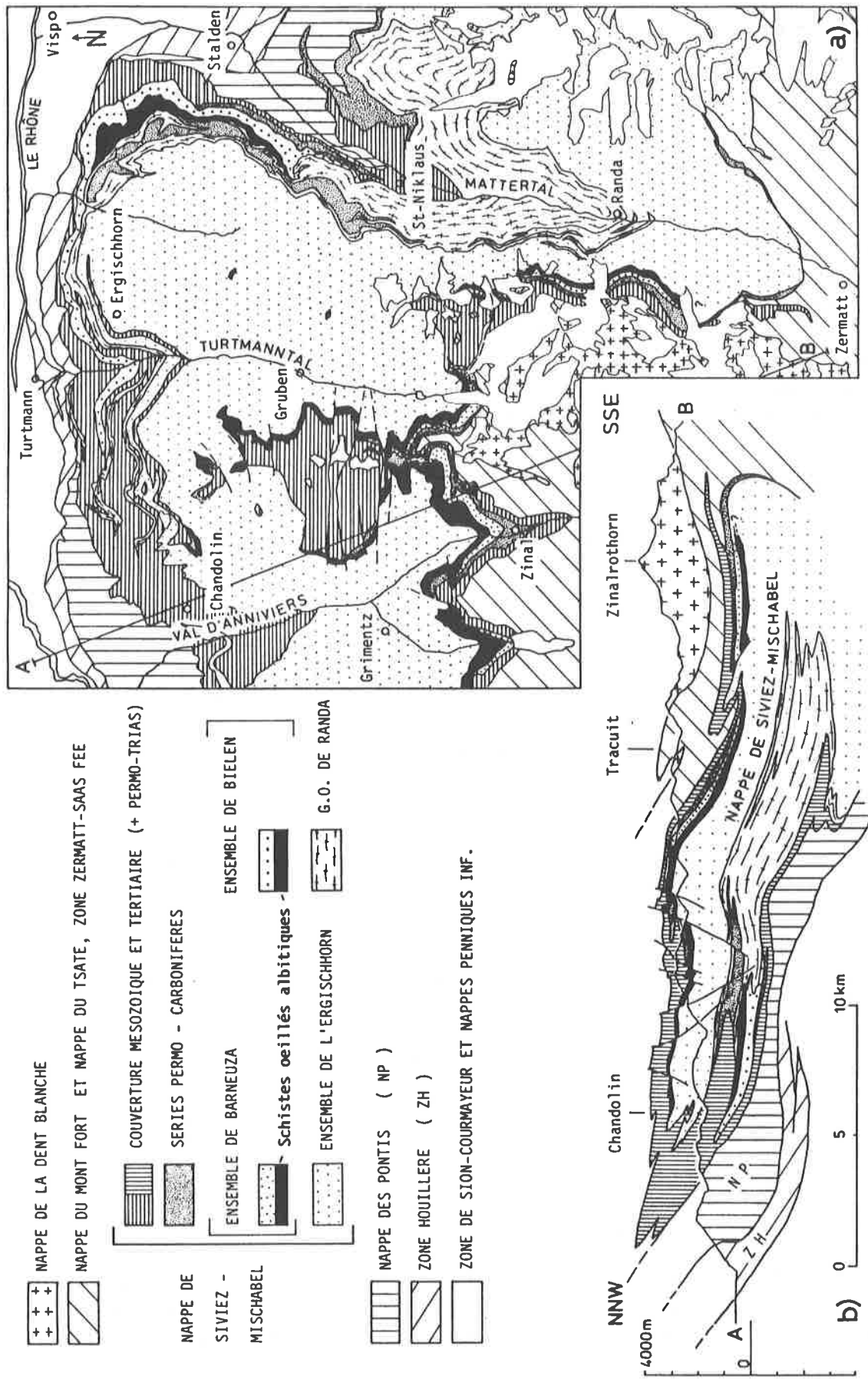


figure 5: Carte tectonique (a) et coupe subméridienne (b) de la nappe du Grand Saint-Bernard. Modifié d'après ESCHER (sous presse).

1959, BURRI 1983, ESCHER sous presse). Il importe de savoir si le socle de la nappe de Siviez-Mischabel, dans lequel des paragenèses éclogitiques ont été décrites (GILLIÉRON 1946, BEARTH 1980) a subi le même sort.

-et enfin de portée générale...

- **La patrie des Préalpes médianes rigides est-elle la portion interne de la nappe du Grand Saint-Bernard et si oui, quelles relations paléogéographiques l'unité du Barrhorn entretenait-elle avec cette couverture décollée et charriée ?** TRÜMPY (1955a) a été le premier à proposer cette solution d'enracinement différenciée pour la partie rigide de la nappe des Préalpes médianes en reconnaissant dans les quartzites et les cornieules des "écaillés supérieures de la nappe du Grand Saint-Bernard" son complément stratigraphique exact. BAUD & SEPTFONTAINE (1980), dans leur profil palinspastique des Préalpes médianes romandes, ont précisé ces vues en parallélisant l'"écaillé du Barrhorn" avec la partie interne des Médianes rigides.

5. Conventions de nomenclature.

Décrire des terrains très métamorphiques sous leurs aspects stratigraphiques, tectoniques et paléogéographiques pose d'inévitables problèmes de nomenclature. Il n'est pas possible de contourner toutes les confusions et les contradictions qui émaillent la littérature pennique, ni d'ailleurs d'éviter tout à fait de tomber dans les mêmes pièges. Tout au plus cette mise au point vise-t-elle à apporter une certaine cohérence interne à ce travail.

Les termes d'**unité**, de **zone**, de **nappe**, de **tégument** et d'**ensemble** servent à distinguer des volumes de roches en se référant à leur **position structurale actuelle** et aux considérations que l'on peut émettre sur leur histoire alpine. Le dernier est réservé à l'usage des terrains polycycliques des socles anciens dans lesquels entrent en ligne de compte des événements tectono-métamorphiques anté-triasiques.

Les termes de **série** et de **formation** ont une signification lithostratigraphique. Seules les dernières sont strictement définies. Les faciès des séries briançonnaises examinées ont pu être attribués à des formations définies dans la nappe des Préalpes médianes (compilation dans PLANCHEREL 1979). Deux nouvelles formations sont introduites ici dans les terrains paléozoïques supérieurs de la nappe de Siviez-Mischabel, bien que la rigueur de leurs définitions soit limitée par leur caractère métamorphique.

A titre d'exemple, le socle de la *nappe* de Siviez-Mischabel comporte dans son flanc normal deux *ensembles* polycycliques distincts ainsi que deux *formations* monocycliques du Paléozoïque supérieur. On reconnaît dans l'enveloppe sédimentaire mésozoïque et cénozoïque de la nappe (dénommée *zone* du Barrhorn dans le flanc normal), deux séries distinctes : la *série* du Barrhorn et la *série* du Toïno.

Par convention, les termes de **socle** et de **couverture** répondent ici à une définition *tectonique*. Leur limite, placée *au sommet des quartzites éo-triasiques*, coïncide fréquemment avec une surface de décollement individualisant un socle, qualifié d'anté-triasique par abus de langage, et une couverture carbonatée mésozoïque à cénozoïque. Dans ces circonstances, il ne reste parfois sur les quartzites sus-mentionnés qu'un mince horizon tectonique dans lequel sont mélangés des terrains appartenant au toit

de ce socle (schistes) et à la base de cette couverture (évaaporites, dolomies, argilites). En dépit de sa tectonisation et de sa minceur, cet horizon est alors désigné comme "tégument". Il constitue une mince "peau" adhérente au socle, au contraire de la presque totalité de la couverture qui en est décollée.

S'il fallait la définir de manière stratigraphique, la limite entre socle et couverture correspondrait à la discordance existant à la base des faciès détritiques du Permo-Trias, ceux-ci reposant sur un socle "hercynien", ou sur celle existant à la base des terrains "permo-carbonifères" et qui sépare un socle ancien polymétamorphique de couvertures sédimentaires monométamorphiques.

Le choix des termes à utiliser pour désigner les grandes phases tectoniques alpines qui ont affecté le domaine pennique s'est avéré épineux. Parmi les termes "éo-alpin", "mésio-alpin" et "néo-alpin" utilisés par TRÜMPY (1980), seuls les deux premiers se rapportent directement à des déformations définies dans cette partie des Alpes. En l'absence de critères régionaux permettant une discrimination objective entre phases méso- et néo-alpines, le terme unique de **déformations tertiaires** sera opposé à celui de **déformations éo-alpines** (d'âge crétacé).

Au chapitre de la pétrographie des roches métamorphiques, il faut préciser que le terme de **marbre** désigne dans les pages qui suivent uniquement un **calcaire métamorphique**. Cette restriction tient au fait que les **dolomies** n'ont, pour leur part, subi que très peu de transformations et peuvent encore être désignées comme roches **d'aspect non métamorphique**.

Relevons encore qu'une **prasinite** s'entend ici au sens strict (albite porphyroblastique, épidote, chlorite, amphibole et minéraux accessoires) alors qu'**ovardite** désigne une variété de roche verte à texture semblable mais dépourvue d'amphibole (chlorite prédominante).

Les toponymes auxquels il est fait référence dans ce travail figurent sur les cartes nationales de la Suisse au 1:25'000 Vissoie (1307), St Niklaus (1308), Randa (1328) et Zermatt (1348).

Il a parfois été nécessaire de faire appel à des abréviations dont la signification est la suivante:

Minéralogie: Qtz: quartz Ab: albite Plag: plagioclase Fe.K: feldspath potassique Mic: microcline Mb: mica blanc Mu: muscovite Ph: phengite Bt: biotite Bt.v.: biotite verte Stilp: stilpnomélane Chl: chlorite Amp: amphibole Hbl: hornblende Omph: omphacite Gr: grenat Ep: épidote All: allanite Ank: ankérite Cc: calcite Tm: tourmaline Rut: rutile Ilm: ilménite Py: pyrite Op: minéraux opaques Graph: graphite

Pétrographie: AR: amphibolites rubanées SOPA: schistes ocellés à porphyroblastes d'albite SNO: schistes congénères non ocellés RVA: roches vertes associées GO: gneiss ocellés CR: complexe rubané Csl: Complexe schisteux intermédiaire

Divers: ens.: ensemble Fm.: Formation p.: page fig.: figure

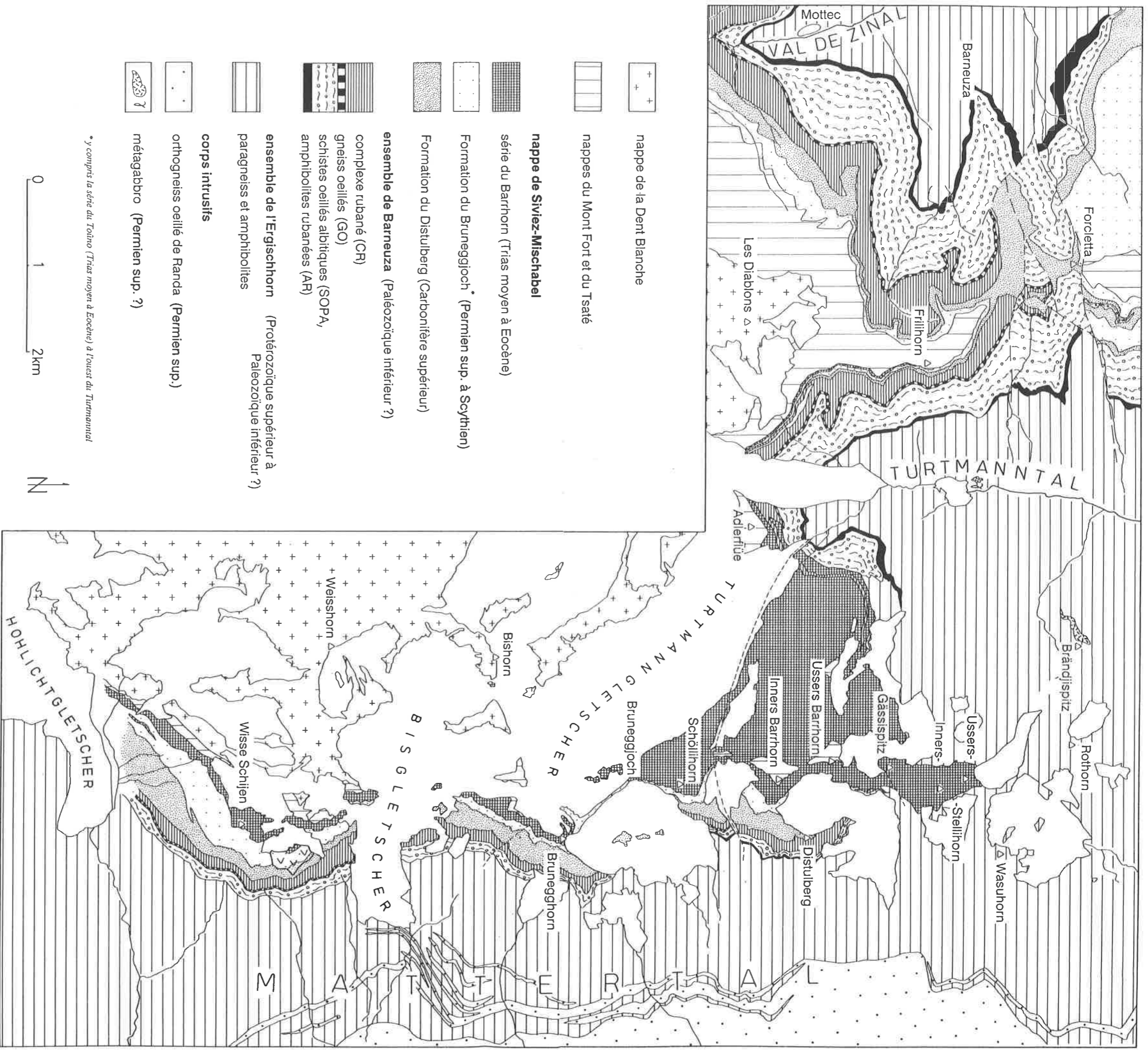


figure 6 : Carte tectonique entre le Val de Zinal et le Mattertal illustrant l'extension des unités du socle anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel. En partie d'après BEARTH (1978), PILLOUD & SARTORI (1981), MARTHALER (1983) et LAVANCHY & BRUNNER (1983).

CHAPITRE DEUXIEME (II): LE FLANC NORMAL DE LA NAPPE DE SIVIEZ-MISCHABEL, LITHOSTRATIGRAPHIE ET PÉTROGRAPHIE.

LE SOCLE ANTÉ-TRIASIQUE

1. Rappel.

Le terme de "Casannaschiefer" introduit par GERLACH (1869) est resté très longtemps attaché aux différents socles de la nappe du Grand Saint-Bernard. Il désignait alors l'ensemble des schistes cristallins qui en forment le noyau paléozoïque. Sur le flanc normal de ce qui constitue l'actuelle nappe de Siviez-Mischabel, ARGAND (1908) a distingué cartographiquement deux niveaux paléozoïques supérieurs: des schistes noirs graphiteux à roches vertes d'habitus prasinitique (Carbonifère p.p.) et des quartzites sériciteux feuilletés (Permien p.p.). Cette subdivision a été reprise dans plusieurs travaux pétrographiques et géologiques du milieu du siècle (GILLIÉRON 1946, GÖKSU 1947, ITEN 1948, ZIMMERMANN 1955). Toutefois les limites choisies varient notablement d'un auteur à l'autre. Bien que mal définis, les termes de schistes de Casanna inférieur et supérieur (WEGMANN 1923) ont peu à peu servi à désigner un "vieux socle" d'une couverture "paléozoïque supérieure".

BEARTH a posé les bases de l'interprétation actuelle de ce socle dans son oeuvre cartographique (1964, 1978) et dans sa synthèse de 1961. En mettant en évidence dans certaines roches des paragenèses minérales reliques d'un métamorphisme anté-alpin, il a fourni des critères permettant d'individualiser des terrains mono- et poly-cycliques.

Dans ses considérations sur le Verrucano des Alpes suisses, TRÜMPY (1965) a donné une image très parlante des relations socle ancien - couvertures paléozoïques supérieures à l'intérieur de la nappe du Grand Saint-Bernard. Son modèle comporte bon nombre de discordances stratigraphiques.

Plus récemment, THÉLIN & AYRTON (1983) ont présenté une revue de ce problème et ont tenté de mettre en place les principaux cycles de sédimentation et de magmatisme par rapport aux épisodes orogéniques connus dans le Paléozoïque. On y distinguerait au moins deux événements magmatiques et volcaniques basiques, l'un polycyclique, l'autre associé à un magmatisme acide (orthogneiss de Randa) d'âge probablement Permien inférieur (bimodalisme).

Mais c'est avant tout la synthèse d'ESCHER (sous presse) sur la tectonique de la nappe du Grand Saint-Bernard qui sert de base à ce travail. Cette synthèse, qui permet de mettre en évidence et d'appréhender la géométrie des différents éléments d'un ensemble tectonique alpin, révèle également certains traits structuraux anté-alpins. Entrepris pour la première fois, le report cartographique de niveaux lithostratigraphiques, même dans le socle ancien, met à jour la trace des discordances angulaires et de sillons permo-carbonifères supputés par TRÜMPY (op. cit.).

Le travail de synthèse de BOCQUET (1974) servira de référence quant au sens à donner à la coupure définie par la présence ou l'absence de traces d'un métamorphisme ancien anté-alpin. Ainsi la partie polycyclique du socle sera-t-elle qualifiée d'anté-namurienne dans les chapitres suivants, en vertu du fait que les plus anciens termes de la transgression du Houiller non-métamorphique dans les Alpes occidentales sont datés du Namurien (FEYS 1963).

L'énumération des termes pétrographiques les plus représentatifs du socle de la nappe de Siviez-Mischabel fait l'objet de l'appendice I. On se référera également aux descriptions qu'en donne BEARTH (1980).

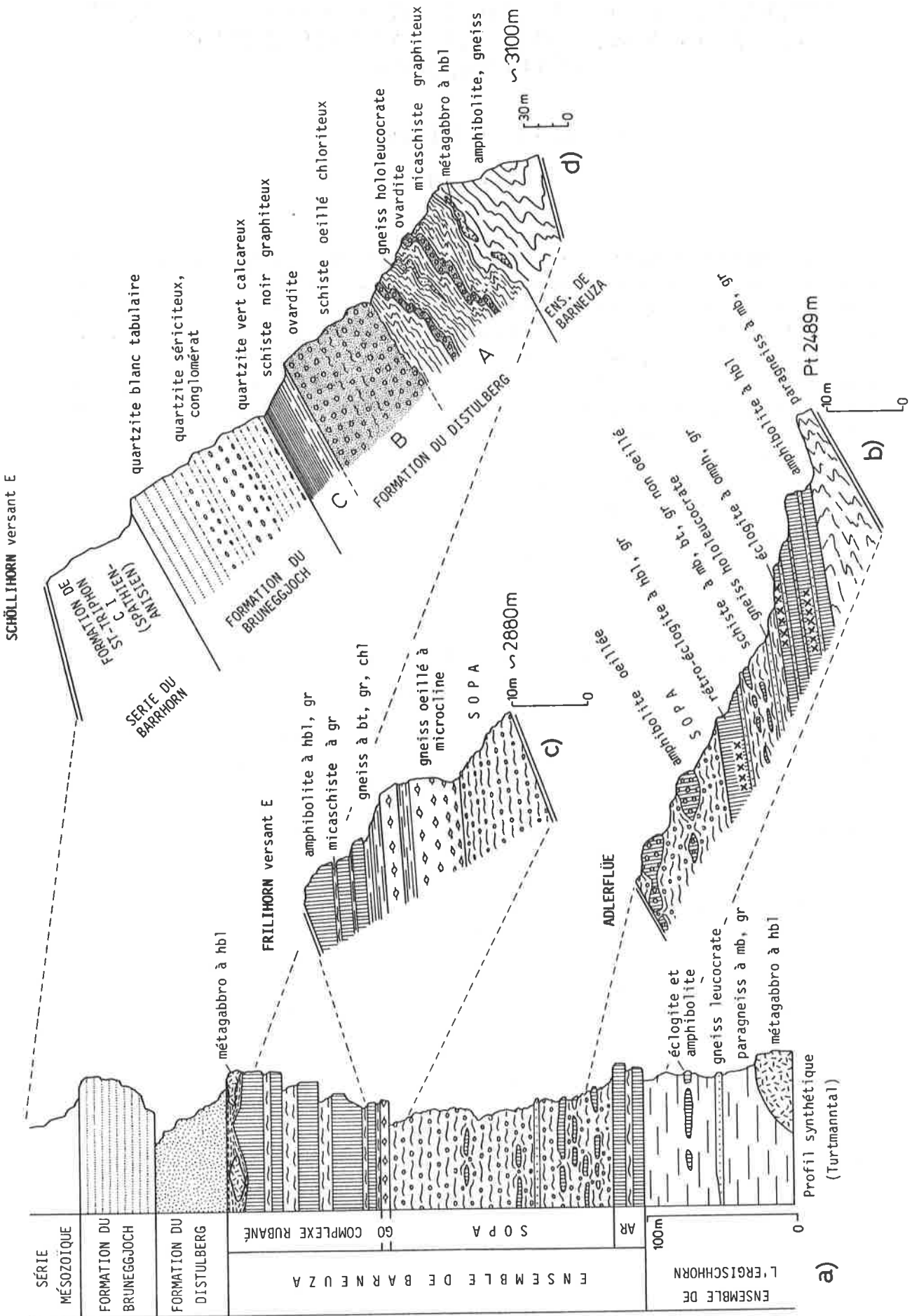


figure 7: Lithostratigraphie du socle anté-triasique de la nappe de Soviez-Mischabel (Panc normal) entre Val d'Anniviers et Mattertal a) profil synthétique b-d) profils de détail.

2. Descriptions.

2.1. UNITES POLYCYCLIQUES

ENSEMBLE DE L'ERGISCHHORN.

Cet ensemble polycyclique (THÉLIN & AYRTON 1983) mérite le surnom de "vieux socle" qui sert souvent à le qualifier sur le terrain. Dans la partie centre-est de la nappe de Siviez-Mischabel, il affleure sur de vastes étendues et couvre notamment l'essentiel des deux versants du Turtmanntal (fig.6). Il se caractérise à la fois par son homogénéité à l'échelle régionale, les mêmes termes pétrographiques pouvant être aisément reconnus partout, et par l'absence de continuité cartographique des niveaux différenciables à plus petite échelle.

L'ensemble de l'Ergischhorn est dominé par des paragneiss dont la composition et l'aspect varient légèrement sans limites tranchées. Les termes les plus typiques sont des gneiss et des schistes micacés gris-verdâtre à fins rubans de quartz (fig. 8a), des gneiss massifs aphanitiques gris ou encore des gneiss franchement rubanés. Ils recèlent des minéraux reliques anté-alpins plus ou moins rétro-morphosés dans le faciès schistes verts. Les principaux sont: grenat, muscovite, biotite, plagioclase, feldspath potassique, biotite (BEARTH 1980, THÉLIN & AYRTON 1983).

L'abondance et la variété des roches basiques constituent le trait marquant de cet ensemble. Dans sa partie supérieure, seule étudiée ici, apparaissent essentiellement des niveaux concordants d'amphibolites à hornblende I- grenat I (fig. 8b) et un type particulier de rétro-éclogites (fig. 25b)(Adlerflüe 2420 m).

Le monde des roches pegmatitiques et aplitiques, localement abondantes au sein de cet ensemble, est encore pratiquement inexploré. Si certains niveaux concordants à la schistosité principale et d'extension kilométrique doivent avoir leur origine dans l'un ou l'autre des événements magmatiques et métamorphiques anté-triasiques, on trouve également des filons plus récents de pegmatites à grands micas blancs, qui recoupent une, plusieurs, voire toutes les schistosités alpines et qui témoignent ainsi d'une activité hydrothermale liée au métamorphisme tertiaire.

Deux masses circonscrites de métagabbro à hornblende sont encaissées dans les paragneiss de cet ensemble à l'extrémité du Turtmanntal (Stausee, Brändjispitz). Elles font l'objet d'une description séparée (p.27).

ENSEMBLE DE BARNEUZA

Cet ensemble regroupe plusieurs horizons stratiformes et joue un rôle essentiel de marqueur au sommet de la partie polycyclique du socle. Défini par SARTORI & THÉLIN (sous presse), il tire son nom d'un alpage de la rive droite du Val d'Anniviers (Ayer) à proximité duquel il est particulièrement bien développé.

Il fait preuve d'une extension considérable dans le flanc normal de la nappe où on le suit d'est en ouest sur au moins 100 km.

Au fond du Turtmanntal (fig. 7a) il comporte quatre horizons distincts qui n'ont à priori en commun que le fait d'être associés dans un ordre constant sur de grandes distances. Leur regroupement au sein de cet ensemble ne préjuge donc en rien des relations stratigraphiques, tectoniques ou magmatiques qui les lient les uns aux autres. Ce sont de bas en haut:

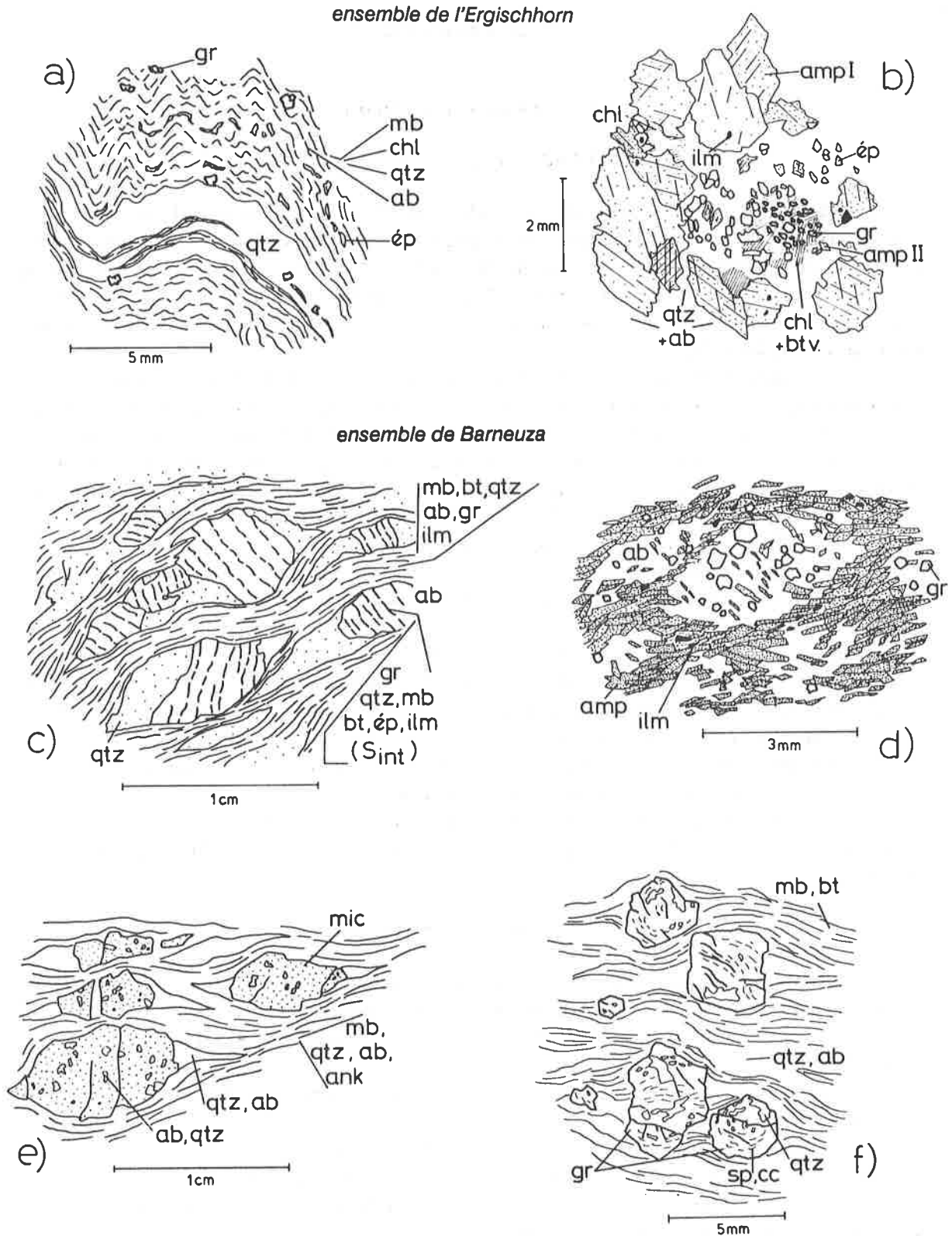


figure 8: Quelques microtextures caractéristiques observées dans les ensembles polycycliques a) gneiss à rubans de quartz (Adlerflüe) b) amphibolite à grenat (Pipjitälli) c) schiste ocellé albitique (SOPA) (Adlerflüe) d) amphibolite ocellée (RVA) (Adlerflüe) e) gneiss ocellé à microcline (GO) (Frilihorn) f) micaschiste à grenat du complexe rubané (CR) (Wängershorn)

a) amphibolites rubanées. (AR)

Quoique d'épaisseur modeste (maximum 15 m), cet horizon est remarquablement continu dans le secteur considéré. Il diffère en cela des bandes d'amphibolites contenues dans l'ensemble sous-jacent. Il se compose principalement de niveaux d'aspect basaltique parcourus par des rubans décimétriques de gneiss hololeucocrates. Y sont intercalées également des passées de micaschistes luisants argentés que leurs caractères pétrographiques et géochimiques permettent de considérer comme terme congénère non ocellé (SNO) des schistes ocellés albitiques qui surmontent cette première unité.

Les metabasites se présentent sous plusieurs formes: amphibolites à grenat, hornblendites, métagabbro (?) et surtout éclogites et rétro-éclogites (signalées par GILLIÉRON 1946, puis BEARTH 1980). Les éclogites à omphacite-grenat-quartz-mica blanc-rutile forment des nuages diffus au sein de niveaux d'amphibolites qui en dérivent par rétro-morphose (cf chapitre III). Eclogites et rétro-éclogites (éch. B137, F614, appendice II) révèlent à l'analyse un chimisme de basaltes.

b) schistes ocellés albitiques (SOPA)

Ce niveau lithostratigraphique a été cartographié systématiquement depuis une dizaine d'années. Son extension peut à présent être démontrée du Matteredal au Val d'Hérens, mais des observations sporadiques permettent d'en prédire le prolongement jusqu'au delà du col du Grand Saint-Bernard (Y. Gouffon comm. orale) où il demeure même le dernier témoin de la nappe de Siviez-Mischabel. A l'est (Matteredal), sa présence dans le flanc renversé de celle-ci, au dessus de la synforme de St-Niklaus, motive la corrélation proposée par SARTORI & THÉLIN (sous presse) entre l'ensemble de Bielen auquel il appartient à cet endroit et l'ensemble de Barneuza (fig. 5,9).

Ce faciès particulier, dû à la croissance alpine spectaculaire de blastes d'albite syncinématique correspond à un horizon stratigraphique déterminé, ce dont témoignent son extension, ses limites tranchées et son homogénéité pétrographique et chimique. Sa signature géochimique est compatible avec celle de sédiments de type semi-pélites ou pélites.

L'aspect macroscopique : micaschistes argentés à macro- ou micro-porphyroblastes d'albite (maximum 2 cm), la minéralogie: albite, quartz, phengite, biotite brune à verte, grenat, épidote, ilménite, et surtout la texture: schistosité interne dans les porphyroblastes d'albite syncinématique et schistosité externe formées par le même assemblage (SARTORI & THÉLIN sous presse) font de cette roche un marqueur univoque (fig. 8c). La recristallisation alpine est complète et correspond aux conditions du faciès schistes verts élevé. De ce fait aucune relique minérale anté-alpine ne fournit plus de critères directs de mono- ou poly-cyclicité de cette roche.

Les SOPA contiennent deux types de roches vertes en intercalations d'épaisseur métrique concordantes à la schistosité principale. Les premières (RVA), qui dominent largement en fréquence, sont des amphibolites presque noires, mouchetées de blanc, qui sont constituées de hornblende tschermakitique, de grenat et d'albite formant un assemblage ocellé syncinématique de même type que celui des SOPA (fig. 8d). Tous ces minéraux sont ici encore indubitablement alpins. Les secondes comportent de nombreux grenats rétro-morphosés dans une pâte diablastique et forment une texture identique à celle des rétro-éclogites mentionnées plus haut.

L'épaisseur de ces schistes ocellés varie entre 0 et 250m (Barneuza).

c) gneiss ocellés et gneiss leucocrates. (GO)

Sans solution de continuité apparente, un mince niveau de gneiss leucocrate (0,5 à 5 m) coiffe les SOPA et les sépare du complexe rubané qui les surmonte généralement. Il s'agit d'un gneiss fin verdâtre à microcline, auquel l'altération confère un aspect micro-vacuolaire et une patine brun-rouille.

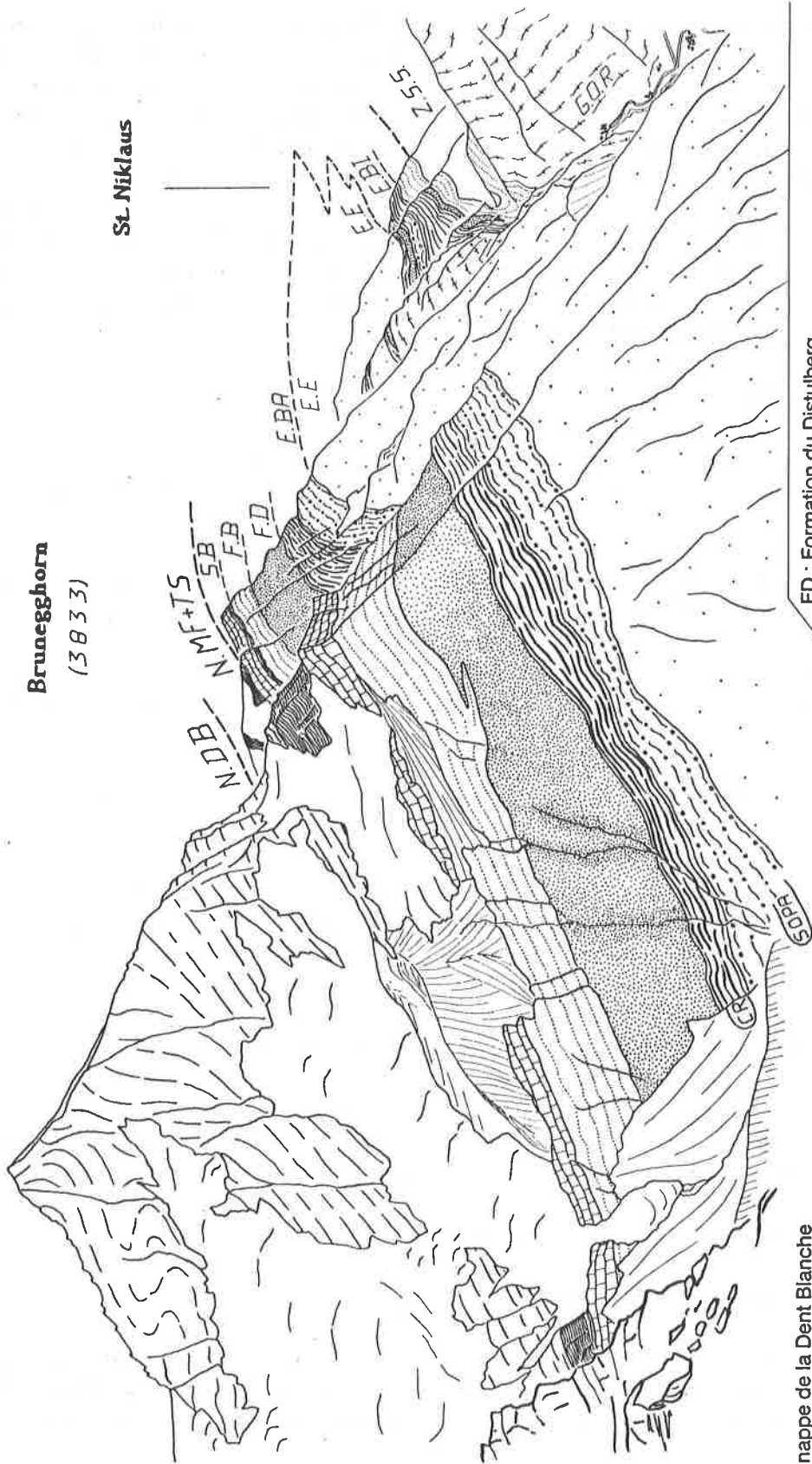
NE

SW

Weisshorn
(4505)

Brunegghorn
(3833)

St. Niklaus



N.DB : nappe de la Dent Blanche

N.MF + TS : nappes du Mont Fort et du Tsaté

Z.SS : zone de Stalden supérieure

nappe de Siviez-Mischabel

SB : série du Barrhorn

FB : Formation du Bruneggjoch

FD : Formation du Distulberg

E.BA : ensemble de Barneuza

E.E : ensemble de l'Ergischhorn

G.O.R : granito-gneiss oeilé de Randa

E.BI : ensemble de Bielen

CR : complexe rubané

SOPA : schistes oeilés albitiques

figure 9: Le pli-nappe de Siviez-Mischabel vu du Mettelhorn. Le flanc renversé comporte des lithologies semblables à celles de la partie supérieure du flanc normal (ens. de Bielen = ens. de Barneuza). Il englobe en plus le gneiss oeilé de Randa et ses apophyses.

Dans le versant Est du Frilihorn ce niveau, localement moins déformé, prend l'aspect d'un gneiss oeilé massif (10 m de puissance). Les entités oeilées, de taille centimétrique (microcline, albite en échiquier)(fig. 8e) sont étirées dans une matrice quartzo-micacée dessinant une foliation fine et régulière.

En première approximation, les yeux de la roche sont de nature monogénique - monocristalline (THÉLIN 1987) et semblent dériver de phénocristaux de feldspath potassique. Ils montrent parfois des vestiges de textures qui sont vraisemblablement ignées: inclusions de petits plagioclases en sinoïsis, myrmékites.

d) complexe rubané. (CR)

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

Contrairement aux autres éléments lithologiques de l'ensemble de Barneuza, ce niveau n'offre pas une grande homogénéité. Les divers types pétrographiques qui le composent alternent dans les profils ou prédominent localement selon une répartition difficilement cartographiable. Des amphibolites rubanées et des gneiss à biotite verte-chlorite-grenat en constituent toutefois la plus grande partie et lui confèrent l'aspect massif et la couleur vert-bouteille qui le caractérisent à l'affleurement. Des micaschistes à grands grenats complètent cet éventail pétrographique .

Dans ces roches, deux générations d'amphiboles et de grenats peuvent être distinguées: la première composée de reliques de hornblende et de poecilloblastes de grenat idiomorphe à inclusions hélicitiques (fig. 8f), la seconde formée de prismes d'amphibole marquant la schistosité et l'éirement alpin principal ainsi que de petits grenats idiomorphes pratiquement dépourvus d'inclusions. Les données analytiques concernant ces paragenèses font encore défaut. Une porphyroblastèse d'albite synchronématique accompagne parfois la seconde, donnant lieu à des roches de type RVA. Il faut également noter la fréquence des carbonates (calcite, ankérite) dans ces lithologies.

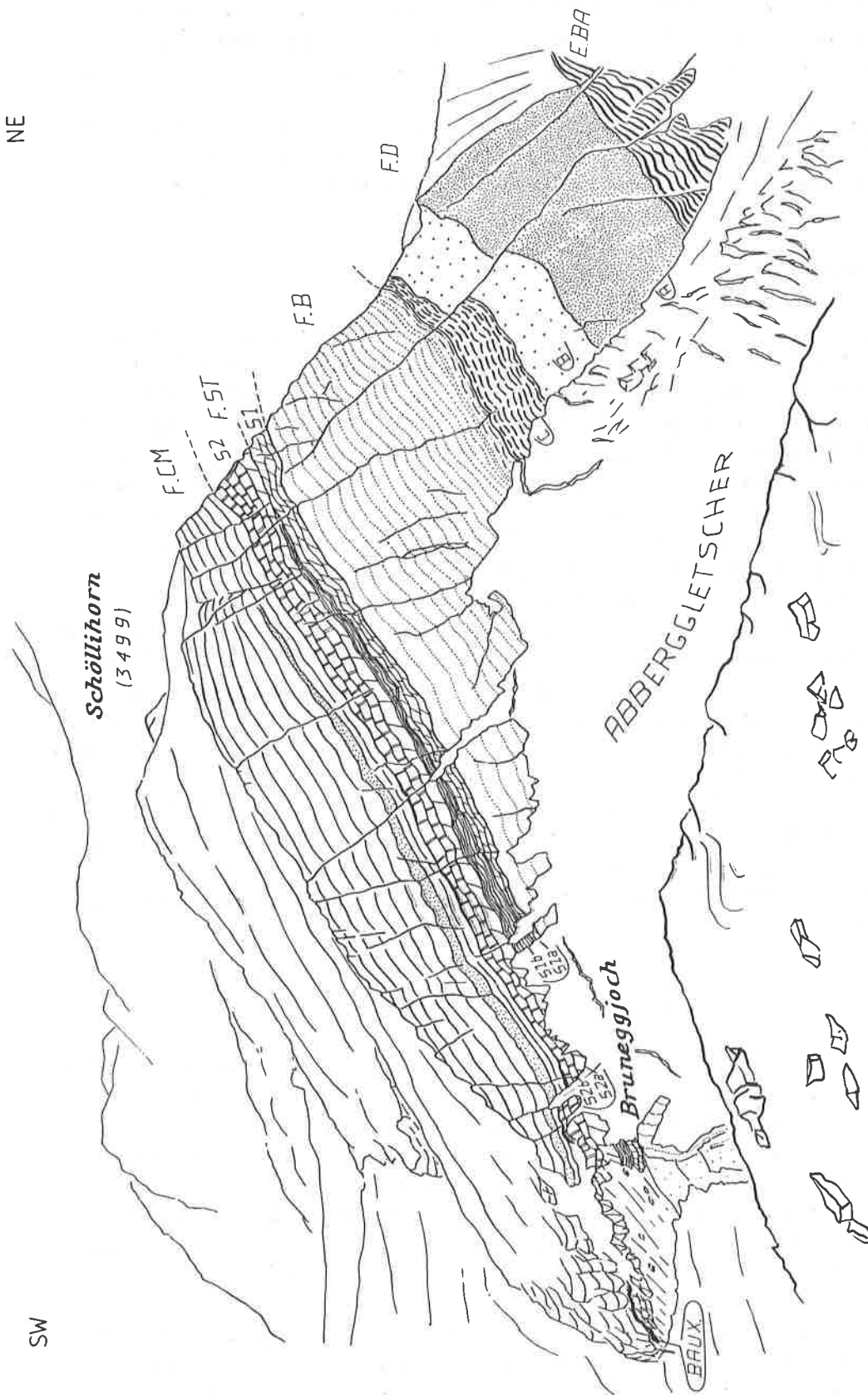
Plusieurs pointements d'un métagabbro à hornblende identique à celui qu'on trouve dans l'ensemble de l'Ergischhorn existent au sein de ce complexe rubané. Leur position structurale correspond souvent à l'interface entre cette unité et la Formation du Distulberg sus-jacente.

Une partie des roches vertes décrites plus haut semble dériver de ce gabbro par déformation et recristallisation alpines.

2.2. UNITES MONOCYCLIQUES.

Les différents terrains qui sont décrits ci-dessous se marquent généralement bien dans la morphologie de la partie supérieure du socle de la nappe de Siviez-Mischabel. Historiquement, ils ont tout naturellement été les premiers niveaux lithostratigraphiques distingués et cartographiés. Même s'ils n'ont pas été l'objet d'une attention particulière au cours de ce travail, les données recueillies à leur sujet et surtout la compilation des résultats cartographiques obtenus sur le flanc normal de la nappe sont suffisantes pour qu'il soit procédé ici à leur subdivision formelle en deux entités distinctes: La Formation du Distulberg et la Formation du Bruneggjoch. Elles sont particulièrement bien développées dans le flanc ouest du Mattertal où elles affleurent de façon quasi ininterrompue du Hohlichtgletscher à l'Inners Barrhorn fig. 6, 9, 10, 11).

Dans cette partie du flanc normal de la nappe, la Formation du Bruneggjoch est pratiquement continue, ce qui n'est pas le cas de la Formation du Distulberg. Le substratum polycyclique est constitué par différents niveaux de l'ensemble de Barneuza et de l'ensemble de l'Ergischhorn. Ces relations complexes se marquent par des discordances cartographiques qui sont imputables suivant les cas à la



- F.B : Formation du Bruneggjoch (PERMIEN SUP. - SCYTHIEN)
- F.D : ensemble de Barneuza (PALEOZOIQUE INF.?)
- F.CM : Formation des Calcaires massifs (OXFORDIEN.?)
- F.ST : Formation de St-Triphon (Cl, S1-S2) (ANISIEN)
- E.BA : "métabauxite"

Figure 10: Le versant est du Schöllhorn et le Bruneggjoch vus du Bruneggjoch (3833m). L'arête qui se profile à droite du sommet sert de profil de référence pour les Formations du Distulberg (Carbonifère) et du Bruneggjoch (Permien sup. à Seythien). L'unité du Barrhorn repose ici sur son socle sans discontinuité tectonique apparente.

tectonique alpine, à des paléofractures jurassiques ou à des disconformités paléozoïques.

FORMATION DU DISTULBERG. (Carbonifère supérieur ?)

Origine du nom:

Le Distulberg (3285m), petit promontoire terminant la Distulgrat à la base de laquelle se blottit la Cabane Topali, est l'unique toponyme de la région désignant un lieu situé au sein de la formation. Cette localité n'en présente toutefois pas un très bon profil.

Situation de la coupe type:

Les bonnes coupes sont situées plus au sud dans les parois formant le versant est du Mattertal. L'arrête est du Schöllhorn est la plus accessible (Coord. 623.475/109.025, alt. 3100 m, Feuille 1328 St Niklaus) et sert de profil de référence pour la Formation du Distulberg (fig. 10).

Lithologie:

Dans ce secteur, trois termes lithostratigraphiques (A,B,C) ont pu être distingués et cartographiés au sein de la formation (fig. 7d). Le passage entre ces différents éléments est généralement progressif et le découpage proposé ici, purement descriptif, n'est basé que sur les affleurements du versant Mattertal. Néanmoins les profils les plus complets du Val d'Anniviers (Omen Roso, Mottec) montrent une succession similaire (mais non cartographiée) qui permet de supputer pour ces horizons une signification stratigraphique à l'échelle régionale.

A) La base de la Formation du Distulberg est dominée par des micaschistes quartzo-albitiques plus ou moins graphiteux et ankéritiques. Leur patine est brun rouille et les surfaces de schistosités sont noircies par les pigments charbonneux en inclusion dans les micas blancs. Ces micaschistes contiennent des niveaux concordants d'ovardites vert foncé aux limites parfois diffuses. On y rencontre également des bancs de gneiss hololeucocrates qui ont été interprétés par certains auteurs comme dérivant de porphyres quartzifères (GÖKSU 1947, ITEN 1948)

B) La partie médiane de la formation est marquée par des niveaux verdâtres plus massifs, d'une épaisseur d'environ 50 m, dans lesquels dominent des ovardites et des schistes oeillés albitiques d'aspect très semblable aux SOPA. Ils en diffèrent toutefois par la paragenèse dépourvue de grenats et par le caractère fréquemment polycristallin des blastes d'albite. Les ovardites à chlorite, albite et mica blanc sont nettement prédominantes sur les prasinites à amphiboles.

C) Le sommet de l'unité est à nouveau constitué de micaschistes et contient un horizon noir très graphiteux (Graphitphyllit, BEARTH 1980). Ce niveau repère (0-30 m) peut être suivi de façon continue dans le versant Mattertal depuis le Mettelhorn au sud jusque sous l'Inners Barrhorn où il semble se biseauter vers le nord sous la Formation du Bruneggjoch (fig. 11).

Epaisseur:

L'ensemble de la formation atteint une épaisseur maximale d'environ 300 m dans la face est du Bruneggjoch, 150 à 200 m dans les autres affleurements du Mattertal.

Extension géographique:

Pour l'instant, la région au sein de laquelle il est possible de reconnaître la Formation du Distulberg se limite à la partie centre-orientale du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel, entre Zermatt et le Val de Moiry. Son extension ressort clairement de la compilation d'ESCHER (sous presse). Elle montre une bonne continuité dans le sens est-ouest jusqu'aux crêtes séparant le Val de Moiry du Val de Réchy, alors que son extension vers le nord est grossièrement limitée par une ligne

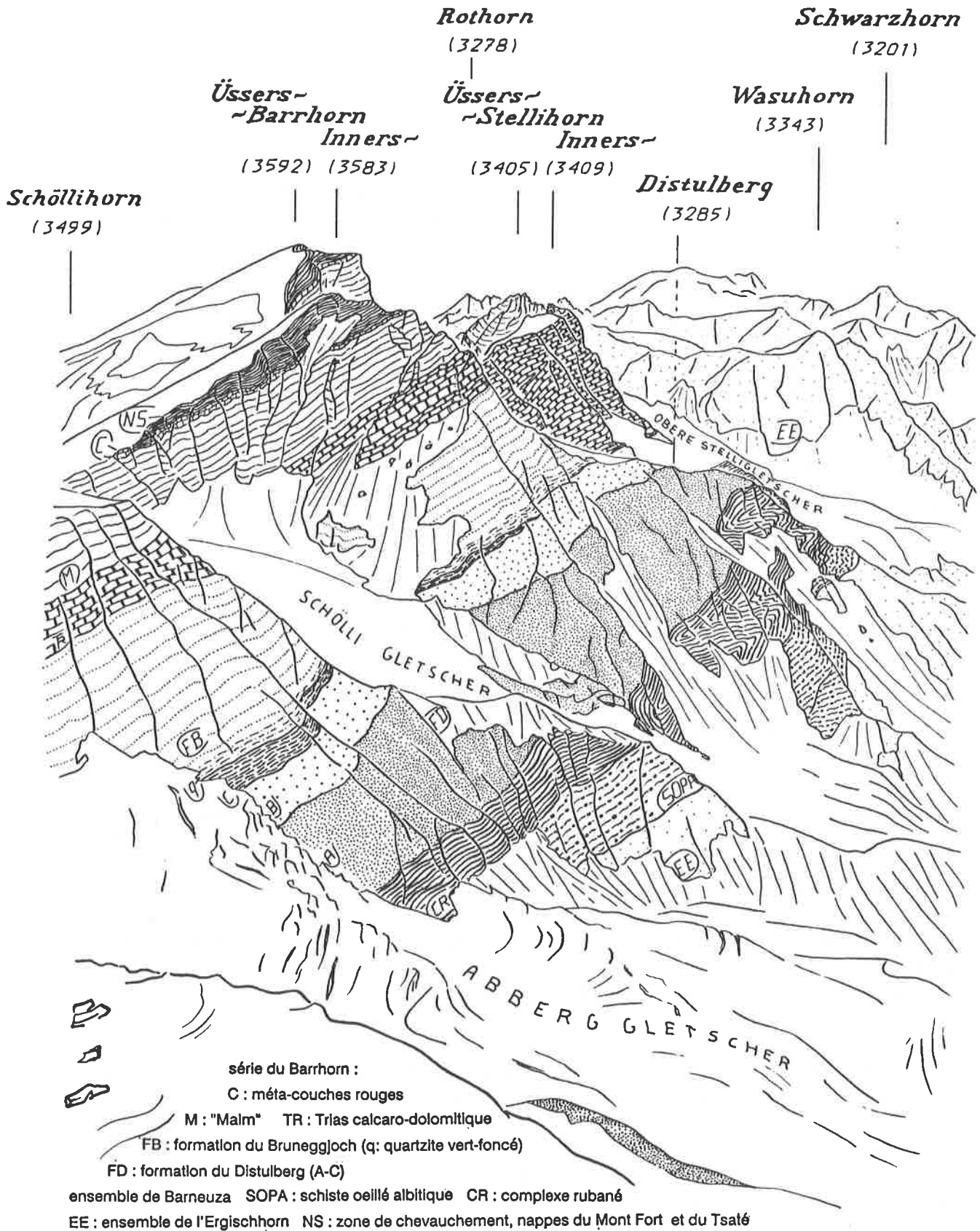


figure 11: Les crêtes séparant le versant ouest du Mattertal du Turtmantal vues depuis le Bruneggjoch (3833m) face au nord.

Grimentz-Gruben. La formation fait également défaut en rive droite du Turtmantal (Stellihörner, Barrwang).

Corrélations:

La Formation du Distulberg regroupe une partie des "schistes de Casanna supérieurs". Dans le Mattertal, cette subdivision coïncide avec les "schistes noirs graphiteux" d'ARGAND (1908). Des terrains "permo-carbonifères" existent également au front et dans le flanc renversé de la nappe de Siviez-Mischabel. Ils sont encore mal connus mais les quelques descriptions disponibles (JÄCKLI 1950, VALLET 1950, BEARTH 1980, BURRI 1983) ne laissent pas envisager qu'ils puissent correspondre, même partiellement, à la Formation du Distulberg. La comparaison est plus fructueuse avec certaines lithologies de la zone houillère et des terrains carbonifères de Vanoise septentrionale.

Mais il existe une coïncidence encore bien plus intéressante entre les roches paléozoïques supérieures du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel et certains "blocs géants inclus dans un wildflysch sous le plan de chevauchement de la nappe de la Brèche" à Taninges, dans les Préalpes du Chablais (SEPTFONTAINE & WERNLI 1972, WEIDMANN 1972, WERNLI & BRÖNIMANN 1973). Tous ces auteurs ont démontré que ces blocs ne constituent pas le substratum paléozoïque et triasique de la nappe de la Brèche, mais qu'ils proviennent vraisemblablement du domaine Briançonnais interne et qu'ils ont été arrachés tectoniquement par le passage de cette nappe. Or l'affleurement de la région de la carrière de Sous-le-Rocher (SEPTFONTAINE & WERNLI op. cit) comporte des grès et des schistes charbonneux datés du Westphalien A par GORIN & JAN DU CHENE (1972) (environ 90 m d'épaisseur), des arkoses ("Verrucano") et des quartzites permo-triasiques (environ 80 m) ainsi qu'une série argilo-gréseuse dolomitique et une série calcaréo-dolomitique d'âge probablement anisien. Ces différents terrains sont en continuité stratigraphique à l'exception du Carbonifère qui est détaché du reste. La position et la polarité de ce Carbonifère permettent toutefois de considérer qu'il constitue la base de ce copeau tectonique. *Ce profil correspond trait pour trait à celui qu'il est possible de relever dans le versant est du Schöllhorn par exemple*, où micaschistes graphiteux (terme C de la Fm du Distulberg), schistes quartzeux, conglomérats et quartzites (Fm du Bruneggjoch), ainsi que schistes, dolomies et marbres (séquences basales de la Fm de St-Triphon) se font suite de la même manière.

Age:

Dans le versant ouest du Mattertal où elle est définie, cette formation comporte des roches qui peuvent être considérées comme Carbonifère par analogie de faciès (ARGAND 1909, TRÜMPY 1966). Il est vraisemblable que sa partie supérieure soit westphalienne comme le Carbonifère de Taninges, car les blocs qui s'y trouvent en position préalpine se sont peut-être précisément décollés d'un substratum qui constitue actuellement le dos de la nappe de Siviez-Mischabel (chapitre V). Mais il n'est pas exclu que des termes plus anciens soient représentés car la puissante série anté-permienne de Vanoise septentrionale avec laquelle la Formation du Distulberg présente également bien des points communs est peut-être d'âge dinantien (F. Ellenberger, comm. orale). Il est donc envisageable, quoique encore conjectural, de penser que cette formation comporte des terrains d'âge carbonifère inférieur (termes A et B) en plus des niveaux probablement carbonifères sup. (terme C) qui forment son sommet.

FORMATION DU BRUNEGGJOCH (Permien supérieur à Scythien)

Cette formation regroupe les quartzites feuilletés ("Permo-Trias") et les quartzites tabulaires ("Trias inférieur") de la terminologie d'Argand. Elle forme de ce fait un ensemble morphologique très typé qui ressort nettement dans le paysage. Le passage progressif qui existe entre les deux types de quartzites sus-mentionnés et l'impossibilité auquel il conduit de tracer une limite franche motivent leur regroupement.

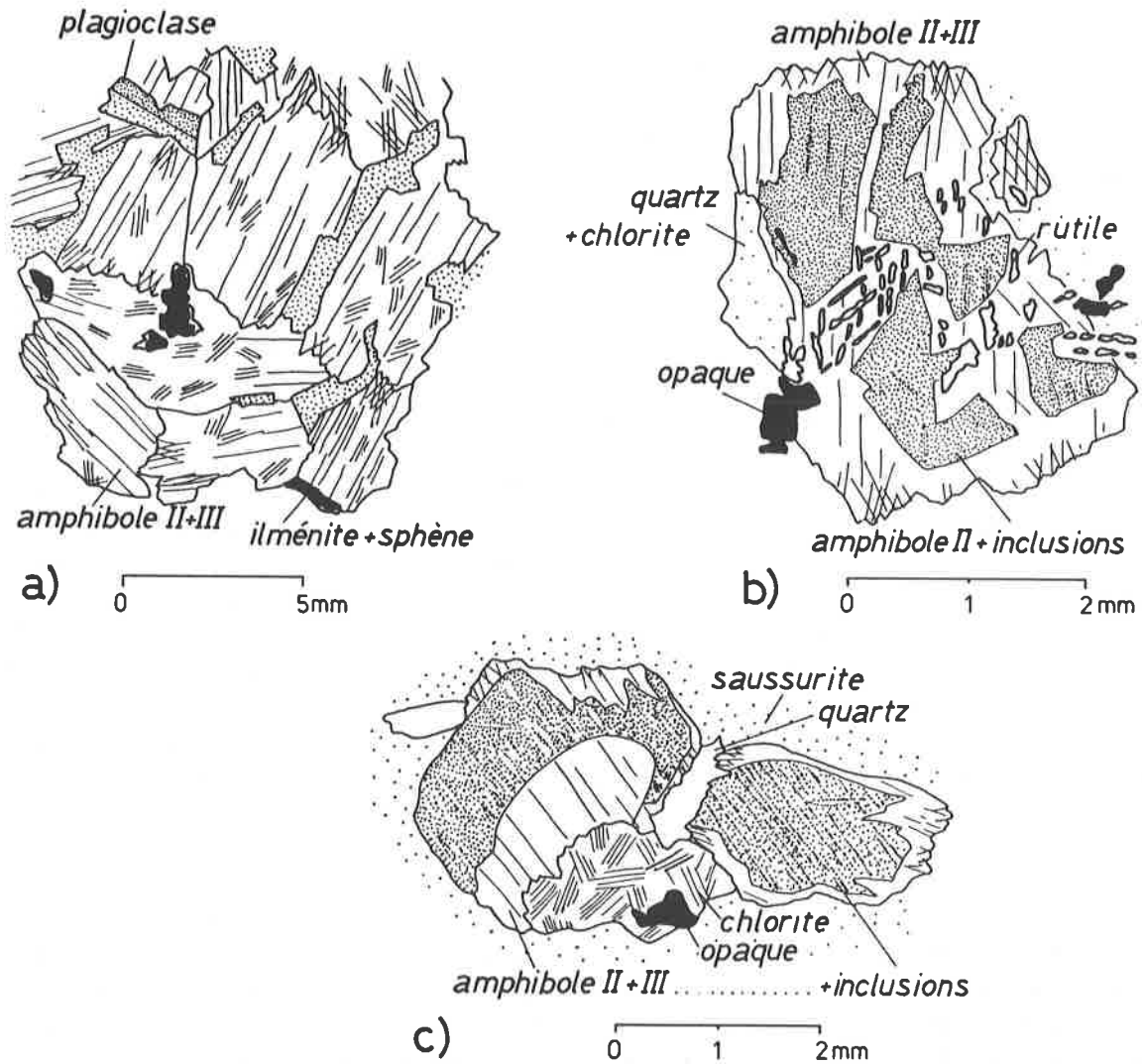


figure 12: Texture et minéralogie du métagabbro à hornblende. a) texture ophitique héritée. L'amphibole II métamorphique pseudomorphose le pyroxène magmatique. Certains domaines sont à leur tour destabilisés et remplacés par une amphibole III (ens. de Barneuzza, Wängerhorn) b) pseudomorphose du pyroxène (marquée par un tissu d'inclusions) et d'une amphibole magmatique (?) (dont le clivage est marqué par le rutilite) par les amphiboles métamorphiques (ens. de l'Ergischhorn, Stausee) c) pseudomorphose de pyroxènes (idem).

Origine du nom:

Le Bruneggjoch (109.100/623.75, 3365 m) est une dépression située à la base de l'arête NW du Brunegghorn (fig. 10). A partir de ce col, un long tronçon de l'arête est taillé dans les quartzites de la formation qui porte son nom.

Situation de la coupe type:

C'est une fois encore le versant est du Schöllhorn qui présente le meilleur compromis entre la qualité des affleurements (et particulièrement des contacts de l'unité) et l'accessibilité. La base de la formation peut être examinée notamment dans un couloir situé à l'aplomb de la jonction des arêtes NW et NE du Schöllhorn (623.200/109.875, 3280 m).

Lithologies:

Elle débute par un quartzite phylliteux vert-foncé dont la base est plus schisteuse et repose par un contact relativement tranché sur les micaschistes graphiteux de la Formation du Distulberg. Cette limite est soulignée par des lentilles centimétriques de carbonates (dolomite, ankérite). Epais d'environ 5 à 10 m ce faciès passe progressivement à des quartzites sériciteux blanc-verdâtre qui comportent des passées conglomératiques à éléments de quartz roses et de quartz laiteux. Ils présentent les traits caractéristiques du faciès *Verrucano briançonnais* (TRÜMPY 1966).

C'est sans limite tranchée que s'effectue vers le sommet le passage aux quartzites blancs très purs à joints finement sériciteux connus sous les termes de "Tafelquarzit", de "quartzites tabulaires" ou de "quartzites francs". Ce faciès n'est pas toujours aussi clairement exprimé et son épaisseur peut varier. Dans le profil du Schöllhorn, il constitue les derniers 50 mètres de la formation alors qu'au Bruneggjoch, quelques centaines de mètres plus au sud, les quartzites demeurent relativement schisteux jusqu'au sommet et ne se distinguent pas aisément du faciès Verrucano. Certaines surfaces communes de stratification et de schistosité montrent parfois un certain relief, bien distinct de celui déterminé par des crénulations tardives, qui pourraient correspondre à des figures sédimentaires de type ripple marks.

La limite supérieure de la formation est toujours franche. Au Bruneggjoch les deux derniers mètres de quartzites sont d'un type particulier: ils contiennent des mouches d'ankérite qui leur confèrent un aspect vacuolaire et une patine brune. Ailleurs (Inners Barrhorn, Brunegghorn) une fraction carbonatée (ankérite, sidérose, rodochrosite) n'est présente que dans les derniers centimètres.

Epaisseur:

L'épaisseur maximale de la Formation du Bruneggjoch dépasse 200m dans le Mattertal. En plus des probables irrégularités existant dans la distribution originelle de ces dépôts clastiques, les variations d'épaisseur importantes auxquelles elle est soumise sont liées à des érosions jurassiques et à la tectonique tertiaire.

Extension géographique:

Les terrains qui sont groupés ici dans la Formation du Bruneggjoch se suivent cartographiquement sur tout le dos de la nappe (ESCHER sous presse), de la région de Zermatt à l'est, jusqu'au Col du Grand Saint-Bernard à l'ouest. Dans ce secteur ils sont inclus dans la zone de la Ly, unité tectonique définie par BURRI (1983).

Les mêmes roches jalonnent le front et le flanc renversé de la nappe, de la synforme de St-Niklaus à l'est, jusque dans la zone de Mille (BURRI 1983) à l'ouest.

Corrélations:

La Formation du Bruneggjoch regroupe deux types de terrains qui sont répandus et connus dans l'ensemble des Alpes occidentales, à savoir le Verrucano briançonnais et les quartzites du Trias

inférieur (TRÜMPY 1966). Ces faciès ont l'avantage de demeurer aisément reconnaissables quel que soit le degré de métamorphisme qu'ils ont subi.

Age:

La Formation du Bruneggjoch comprend des terrains qui sont classiquement attribués par encadrement et comparaisons au Permien supérieur pour les quartzites phylliteux et les conglomérats à galets de quartz rose, au Trias inférieur (Scythien) pour les quartzites tabulaires. Il faut rappeler toutefois que ces deux faciès sont imbriqués stratigraphiquement, de sorte que l'on peut présumer qu'ils font preuve d'un certain diachronisme.

2.3. ROCHES INTRUSIVES

a) orthogneiss oeilé de Randa.

Le granito-gneiss oeilé de Randa (THÉLIN 1987)(fig. 6, 9) constitue le corps intrusif le plus important de la nappe de Siviez-Mischabel. Il occupe une position structurale particulière au sein de ce vaste pli couché puisqu'il est essentiellement cantonné à l'interface socle polycyclique/couvertures paléozoïques supérieures du flanc renversé. Dans le flanc normal (principalement dans l'ensemble de l'Ergischhorn), certains des gneiss leucocrates qui sont susceptibles d'avoir une origine pegmatitique et aplitique pourraient lui être associés, mais ceci reste à démontrer.

b) métagabbro

Quelques corps circonscrits et quelques lentilles de métagabbro à hornblende ont pu être recensés dans le flanc normal de la nappe, aussi bien dans l'ensemble de l'Ergischhorn que dans celui de Barneuza.

Les deux masses principales sont encaissées dans les paragneiss de l'ensemble de l'Ergischhorn à l'extrémité du Turtmantal. Le premier, d'un diamètre d'environ 50m affleure à proximité du lac de barrage (Stausee) (619.470/113.290, 2220m), le second, plus étendu, (diam. env. 200m) peut être observé dans les pentes ouest du Brändjispitz (coord. 621.350/114.625)(DELLA VALLE 1988) (fig. 6).

Ceux contenus dans l'ensemble de Barneuza sont plus nombreux mais de diamètre plus modeste: en moyenne quelques dizaines de mètres. Ils n'ont été observés jusqu'ici que dans le complexe rubané, le plus souvent au toit de cette unité à proximité du contact avec la Formation du Distulberg, plus rarement à la base (arête est du Schöllhorn).

Les déformations alpines sont intenses sur la périphérie de ces différentes masses, mais plus discrètes au coeur où la nature ignée de la roche demeure manifeste. Elle présente parfois une belle texture ophitique bien qu'aucun des minéraux magmatiques ne soit préservé. La paragenèse est en effet entièrement métamorphique: la saussurite (albite + épidote) s'étant formée aux dépens du plagioclase et une amphibole de type hornblende tschermakitique (**amphibole II**) (fig. 12, 13, appendice III) aux dépens des minéraux ferro-magnésiens originels. Cette hornblende est elle-même déstabilisée, certains sous-domaines du minéral et de petits individus fixés en épitaxie sur sa bordure révélant un chimisme à tendance actinolitique (magnésio-hornblende à hornblende actinolitique) (**amphibole III**).

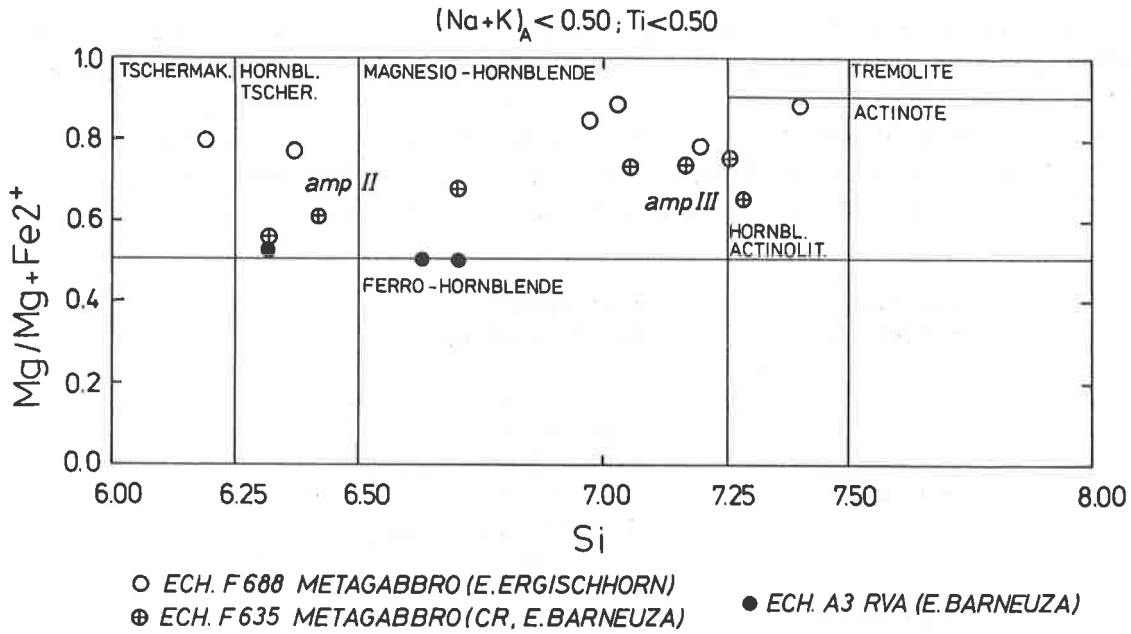


figure 13: Les amphiboles des métagabbros dans la classification de Leake (modifiée d'après HAWTHORNE 1981).

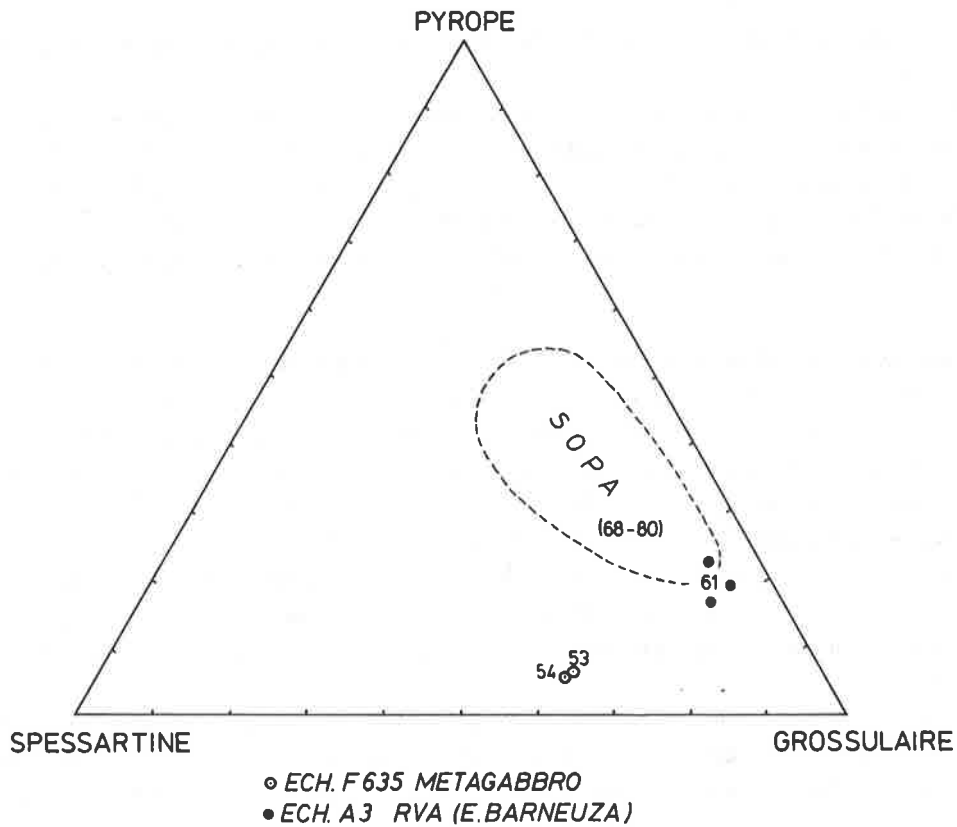


figure 14: Chimisme des grenats almandins alpins que renferment les métagabbros et les roches vertes (RVA) associées aux schistes ocellés albitiques. Le champ de dispersion des "minute garnets" inclus dans ces derniers (SOPA) est donné en comparaison. Les chiffres indiquent la proportion en molécule almandin.

Les prismes trapus (1/2 à 1 centimètre) de hornblende (II) ont gardé, à travers un tissu dense d'inclusions cryptocristallines, l'empreinte des *pyroxènes magmatiques* (fig. 12b,c) qui formaient avec le *plagioclase* l'essentiel de la paragenèse ignée. Le rutile, constituant important de la roche, dessine souvent au sein de la hornblende II un arrangement squelettique en forme de clivage losangique (fig. 12b) qui pourrait s'être formé par démiction lors du remplacement d'une *amphibole magmatique* (amphibole I en association eutectique avec le pyroxène ?) par la hornblende II.

paragenèse magmatique	paragenèse métamorphique
<i>pyroxène amphibole I</i>	amphibole II (hornblende tschermakitique) amphibole III (hornblende actinolitique) biotite verte
<i>plagioclase</i>	saussurite (albite + clinoz./pistachite)
<i>olivine (?)</i>	chlorite, grenat, quartz
<i>ilménite</i>	rutile, sphène

Le quartz, la biotite verte, la chlorite et des minéraux opaques complètent la paragenèse métamorphique.

Dans un faciès très riche en amphiboles (cumulat?) provenant d'une amande de métagabbro à grain grossier très peu déformé que l'on peut observer au point 2960m de l'arête est du Wängerhorn (CR de l'ens. de Barneuza, coord. 618.295/112.225), quelques petits grenats limpides viennent compléter cet assemblage. Leur chimisme (appendice III, fig. 14) est très proche de celui des "minute garnets" alpins (SOPA-RVA) mais les données sont insuffisantes pour permettre de comparer également leur zonage.

Un cumulat semble être développé dans la masse gabbroïque de la Brändjispitz. En partant du coeur vers le toit de ce corps, on observe, sur une vingtaine de mètres, un enrichissement très progressif en amphibole qui aboutit à une véritable hornblendite d'environ 10 mètres d'épaisseur en contact avec l'encaissant. La déformation est forte et la texture ignée n'est pas préservée. Interpréter cette roche comme un cumulat (métapyroxénite) implique bien évidemment que ce corps de métagabbro ait été renversé, hypothèse plausible dans le contexte tectonique régional.

Des filons (?) d'épaisseur métrique de hornblendite et d'albitite à épidote-chlorite (Stausee) peuvent être observés au contact ou à proximité de certains de ces corps mafiques. La trace d'une auréole de contact thermo-métamorphique n'a pas pu être mise en évidence dans l'encaissant.

L'analyse chimique d'un échantillon de chaque famille de petits corps intrusifs (encaissés dans l'ensemble de l'Ergischhorn (éch. F688) et dans celui de Barneuza (éch. F611)) confirme leur hérité gabbroïque et leur lien de parenté (appendice II). Leurs normes (CIPW) diffèrent légèrement et correspondent à celle d'un monzogabbro (F688) à plagioclase de composition normative 60% An, et à celle d'un gabbro (F611) à plagioclase de même composition. Cette différence tient principalement aux particularités des échantillons analysés: mésocrate / déformé pour le premier, sub-mélanocrate / peu

déformé pour le second, et ne peut bien évidemment pas être considérée comme significative d'un quelconque dualisme chimique.

2.4. MINÉRALISATIONS

Le socle anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel recèle bon nombre de petits gisements minéraux de Pb, Zn, Cu, Ag, Bi, Fe, Ni, Co, W. Leur nature et leur répartition ont fait récemment l'objet d'une étude spécifique (WOODTLI 1987). On recense plusieurs minéralisations en Ni et Co à l'extrémité orientale du Turtmanntal, les principales étant situées à Kaltenberg (GILLIÉRON 1946), dans l'Omen Roso (SCHMUTZ 1984) et dans le Pipjitalli. Ce dernier indice, découvert à l'occasion des levés géologiques effectués dans le cadre du présent travail, montre des relations géométriques avec les structures tectoniques alpines qui permettent de dater la cristallisation du minerai et de la gangue relativement aux phases de déformations. La mise en place de ce minerai est "récente" (syn- à post D3, cf chapitre IV)(SARTORI & DELLA VALLE 1986). Elle traduit une remobilisation alpine de ces concentrations métalliques à partir de sources primaires dont la nature et le contexte ne sont encore que conjecturaux (DELLA VALLE 1988).

3. Interprétation

A défaut d'éléments de datation biochronologiques ou radiométriques, le modèle évolutif et stratigraphique du socle anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel qui est proposé ici (tab. 1, fig.13) est basé essentiellement sur l'interprétation des données cartographiques et pétrographiques, particulièrement sur les discordances qui existent à l'échelle régionale entre certains horizons ou groupes d'horizons lithostratigraphiques.

Ceci présuppose toutefois qu'il soit possible d'exclure pour ces discontinuités une signification et un âge mésozoïque ou tertiaire, chose que l'étude structurale (chapitre IV) s'attachera à démontrer.

a) Ensemble de l'Ergischhorn

Il constitue l'élément le plus ancien de ce substratum. La masse de paragneiss polycycliques qui en forme l'essentiel n'a pas pu être subdivisée davantage jusqu'à présent. Elle représente une épaisse série détritique relativement homogène dans laquelle sont intercalées des roches mafiques.

De façon encore spéculative, trois cycles basiques au moins pourraient être distingués dans cet ensemble:

-Selon Thélin (comm. orale) des métapyroxénites et des amphibolites rubanées comparables à celles décrites par STILLE & TATSUMOTO (1985) dans le complexe de Berisal existent également dans l'ensemble de l'Ergischhorn, notamment au Schwarzhorn. Ces roches seraient donc à rattacher à une série évolutive allant du Protérozoïque (1000Ma) au Paléozoïque inférieur (500Ma). Leurs relations avec les paragneiss sont inconnues.

-Les roches vertes intercalées au sommet de l'ensemble de l'Ergischhorn ne se distinguent pas de celles qui forment le premier niveau de l'ensemble de Barneuzza (amphibolites rubanées) ou même d'une partie de celles qui sont associées aux SOPA. Elles ont en tout cas en commun une composition basaltique (voir aussi DELLA VALLE 1988) et une histoire métamorphique comprenant un stade éclogitique et un stade amphibolitique (cf chapitre III).

-Les petits corps intrusifs de métagabbro appartiennent de toute évidence à un autre cycle basique. Ils sont parents avec ceux du complexe rubané de l'ensemble de Barneuzza qui occupent une position particulière au sommet de ce socle ancien. Leur statut métamorphique semble monocyclique (cf p.29).

Les paragneiss de l'ensemble de l'Ergischhorn et les roches vertes qui leurs sont associées (à l'exception des corps de métagabbros leucocrates et des filons apparentés) sont clairement polycycliques. Ils doivent de ce fait être considérés comme anté-namuriens.

b) Ensemble de Barneuza

Cet ensemble occupe une position tout à fait particulière au sein du socle anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel et rien d'équivalent n'a jusqu'ici été signalé dans d'autres socles penniques. Son originalité réside dans le rôle d'intermédiaire qu'il joue entre un vieux socle chaotique dont il partage le statut métamorphique polycyclique et les couvertures paléozoïques supérieures monocycliques avec lesquels il a en commun un litage lithostratigraphique contrasté et très étendu. C'est ce dernier critère qui motive le regroupement en un ensemble polycyclique des différents horizons qui le composent.

Les *amphibolites rubanées* reposent sur les paragneiss de l'ensemble de l'Ergischhorn. La nature de ce contact prête à discussion:

- La soudaine apparition du caractère stratiforme et le caractère très tranché de ce contact plaident en faveur d'une discontinuité stratigraphique ou tectonique importante.
- La parenté des roches vertes que contient cette unité avec celles intercalées dans les paragneiss de l'ensemble de l'Ergischhorn favorise par contre l'hypothèse d'un passage stratigraphique concordant.

Il sera pour l'instant accordé à cette limite le poids d'une discordance virtuelle au sein même de la partie polycyclique de ce socle.

Il est par contre certain qu'au sein des amphibolites rubanées l'alternance de niveaux amphibolitiques et éclogitiques, de niveaux de gneiss leucocrates et de micaschistes (ces derniers constituant un équivalent des SOPA sus-jacents) n'est pas de nature tectonique. Elle pourrait représenter une intercalation de coulées basaltiques et de volcanites acides dans des sédiments pélitiques. Une analogie certaine existe, tant au niveau des paragenèses métamorphiques que de l'environnement pétrographique, avec les niveaux d'amphibolites et de rétro-éclogites du Lac Cornu dans le massif des Aiguilles Rouges (LIÉGOIS & DUCHESNE 1981).

Le caractère polycyclique de ces niveaux est bien marqué par d'abondantes reliques minérales anté-alpines. Toutefois la question de l'identité et de la signification de la paragenèse éclogitique qui y est localement préservée reste ouverte (cf chapitre III).

Les *schistes ocellés albitiques (SOPA)* ont une composition virtuelle de méta-sédiments semi-pélitiques à pélitiques. La recristallisation alpine de ces roches dans le faciès schistes verts est complète et interdit un diagnostic sur leur nature mono-ou poly-cyclique. Il en est de même pour la plus grande partie des roches vertes associées. Des critères indirects permettent toutefois de supputer que la paragenèse alpine s'est développée aux dépens d'un assemblage métamorphique anté-alpin:

- les SNO contiennent des reliques de muscovite, de biotite brune et de plagioclase.
- une partie des amphibolites associées aux SOPA sont de type rétro-éclogite et témoignent donc d'une histoire métamorphique complexe.

Le niveau de *gneiss leucocrates* et de *gneiss ocellés* marque le toit des SOPA avec lesquels il est en contact franc. Il forme par contre des intrications avec les assises basales du complexe rubané sus-jacent avec lequel il entretient donc des relations plus étroites, mais de nature inconnue.

Bien qu'elle n'ait pas fait l'objet d'une étude approfondie, la typologie des gneiss ocellés du versant est du Frilihorn parle plutôt en faveur d'une origine ortho- que para-dérivée (Thélin,

communication orale). Signalons qu'il existe dans la zone de Stalden supérieure, des gneiss ocellés d'aspect très semblable et qui sont inscrits également dans un contexte mafique (THÉLIN 1987).

Le complexe rubané lui-même est plus énigmatique. Il est largement dominé par des roches basiques qui semblent avoir deux origines:

- les amphibolites, les gneiss amphibolitiques et les amphibolites rubanées forment des niveaux stratiformes et présentent une analogie avec les roches vertes de la base de l'ensemble de Barneuza. Ils contiennent des reliques anté-alpines de type amphibolitique mais pas de trace de paragenèse éclogitique.
- les pointements de métagabbro leucocrate appartiennent au même cycle intrusif que ceux de l'ensemble de l'Ergischhorn. Leur statut semble monocyclique. Ces corps gabbroïques sont localisés préférentiellement à l'interface entre le complexe rubané et les sédiments "permo-carbonifères" de la Formation du Distulberg, entretenant en cela le même genre de relation géométrique avec l'encaissant que les corps granito-gneissique de Randa dans le flanc inverse de la nappe.

Le complexe rubané donne donc l'image d'une unité polycyclique dominée par des horizons stratiformes "basaltiques" et intrudée par des gabbros monocycliques. Rien ne permet pour l'instant de déceler sa véritable nature qui pourrait consister aussi bien en un complexe effusif stratiforme qu'en une unité tectonique charriée d'origine océanique (?)..

L'ensemble de Barneuza ainsi que celui de Bielen qui en est l'équivalent dans le flanc inverse de la nappe de Siviez-Mischabel (SARTORI & THÉLIN sous presse) (fig. 5) fait figure de socle "intermédiaire", de caractère polycyclique, à l'interface des couvertures détritiques du Paléozoïque supérieur et du "vieux socle", en l'occurrence l'ensemble de l'Ergischhorn.

c) Age des ensembles polycycliques

Vouloir décrypter l'évolution protérozoïque et paléozoïque de terrains aussi remodelés par l'orogénèse alpine que ceux des socles penniques peut paraître utopique. Pourtant, les connaissances acquises dans l'Europe extra-alpine, concernant l'orogénèse varisque notamment, et les synthèses géotectoniques qui tentent de les intégrer permettent de faire passer du domaine de l'utopie à celui de la spéculation hasardeuse une interprétation chronologique des données recueillies dans le flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel. Quelques arguments permettent de discuter l'âge des roches et celui des épisodes tectoniques et métamorphiques qui les ont affectées (tab. I):

- Ces unités de socle (ensembles de l'Ergischhorn et de Barneuza) sont polycycliques dans le sens qu'ils ont subi, en plus du métamorphisme tertiaire, des épisodes métamorphiques anciens.
- L'existence présumée dans nos unités polycycliques d'au moins deux métamorphismes anciens, le premier de type haute pression, le second de type métamorphisme régional de faciès amphibolite, s'inscrit parfaitement dans le cadre de l'interprétation que donnent de l'orogénèse varisque AUTRAN & COGNÉ (1980) et de la synthèse de KORNPORST & al.(1980). Les unités de socle des Alpes occidentales et centrales se situent dans le prolongement d'une "zone interne" dans laquelle l'évolution tectono-métamorphique hercynienne majeure serait d'âge dévonien (phase "ligérienne" ou "acadienne"). A une phase précoce de métamorphisme de forte pression (éclogites) a succédé un métamorphisme de type "barrowien", tous deux qualifiés d'"éo-hercyniens". Un scénario semblable est proposé par PIN & VIELZEUF (1983) qui distinguent

deux types de granulites et de roches associées au sein du socle varisque d'Europe centrale. Au premier groupe sont rattachées les écloïtes (essentiellement du "type B") qui y sont largement répandues. Ces auteurs placent leur genèse dans un contexte de subduction éo-hercynienne qu'ils situent à 450-400 Ma.

-Les épisodes métamorphiques anté-alpins documentés dans nos ensembles pourraient donc être rapportés à des événements d'âge dévonien ou plus ancien, mais il faut noter qu'au vu des paragenèses développées, ces unités représentent des zones profondes du bâti orogénique hercynien et, conséquemment, que les roches qui les composent doivent être antérieures aux événements orogéniques eux-mêmes.

Ces considérations amènent à proposer pour l'ensemble de l'Ergischhorn un âge Protérozoïque supérieur (métapyroxénites) à Paléozoïque inférieur, et pour celui de Barneuza un âge Paléozoïque inférieur. Conscient de la difficulté que présente toute comparaison lithologique entre des terrains dotés d'une histoire tectono-métamorphique polyphasée, on peut se risquer toutefois à signaler l'analogie existant, par exemple, avec la très épaisse et très monotone série de sédiments clastiques du Paléozoïque austro-alpin (Nördliche Grauwackenzone). Riches en volcanites basaltiques, ces gneiss issus de dépôts de type flysch sont d'âge ordovicien à dévonien (HEINISCH & al. 1987). Par ailleurs de nombreuses et puissantes séries détritiques existent dans le Paléozoïque inférieur des principales provinces varisques de France (PELHATE & MIROUSE 1980). Au chapitre des metabasites, on peut souligner une fois encore les similitudes existant avec certains niveaux amphibolitiques connus dans les massifs internes et particulièrement du massif des Aiguilles Rouges (LIÉGOIS & DUCHESNE 1981).

d) Formation du Distulberg

Cette formation monocyclique est clairement discordante sur les ensembles décrits ci-dessus puisqu'il lui arrive de reposer sur le complexe rubané de Barneuza au sud, sur les SOPA au nord d'une ligne Forcletta- Tzirouc de part et d'autre du Val d'Anniviers ou même directement sur les paragneiss de l'ensemble de l'Ergischhorn encore plus au nord (fig.5). La question de la signification stratigraphique ou tectonique de cette discordance est évidemment délicate. Les critères qui permettent d'assigner à ce contact une valeur de transgression sont surtout négatifs:

- le substratum est tronqué de façon lente et régulière à la manière d'un panneau basculé, fait peu compatible avec une dénudation tectonique (fig. 15)
- aucune écaïlle tectonique ne jalonne cet interface
- des corps gabbroïques sont répartis préférentiellement le long de cette limite comme s'il s'agissait de sills insinués le long d'une discontinuité socle-sédiments
- cette limite est parfois replissée isoclinalement (Frilihorn E par exemple) par des déformations alpines de première génération, ce qui rend pour le moins improbable un contact tectonique du même âge.

Il faut souligner néanmoins que les déformations le long de ce contact sont intenses, comme c'est le cas pour toute les limites entre unités formées de roches de compétences très différentes.

Les sédiments qui constituent cette formation sont de nature détritique. Le fait que les micaschistes auxquels ils ont donné naissance soient fréquemment graphiteux et que le niveau le plus riche en résidus charbonneux soit situé au toit de la formation (horizon C) donne à penser que cette dernière n'est formée ici que de terrains houillers, c'est à dire d'âge Carbonifère supérieur.

La zone houillère briançonnaise comprend des terrains d'âge namurien, westphalien et

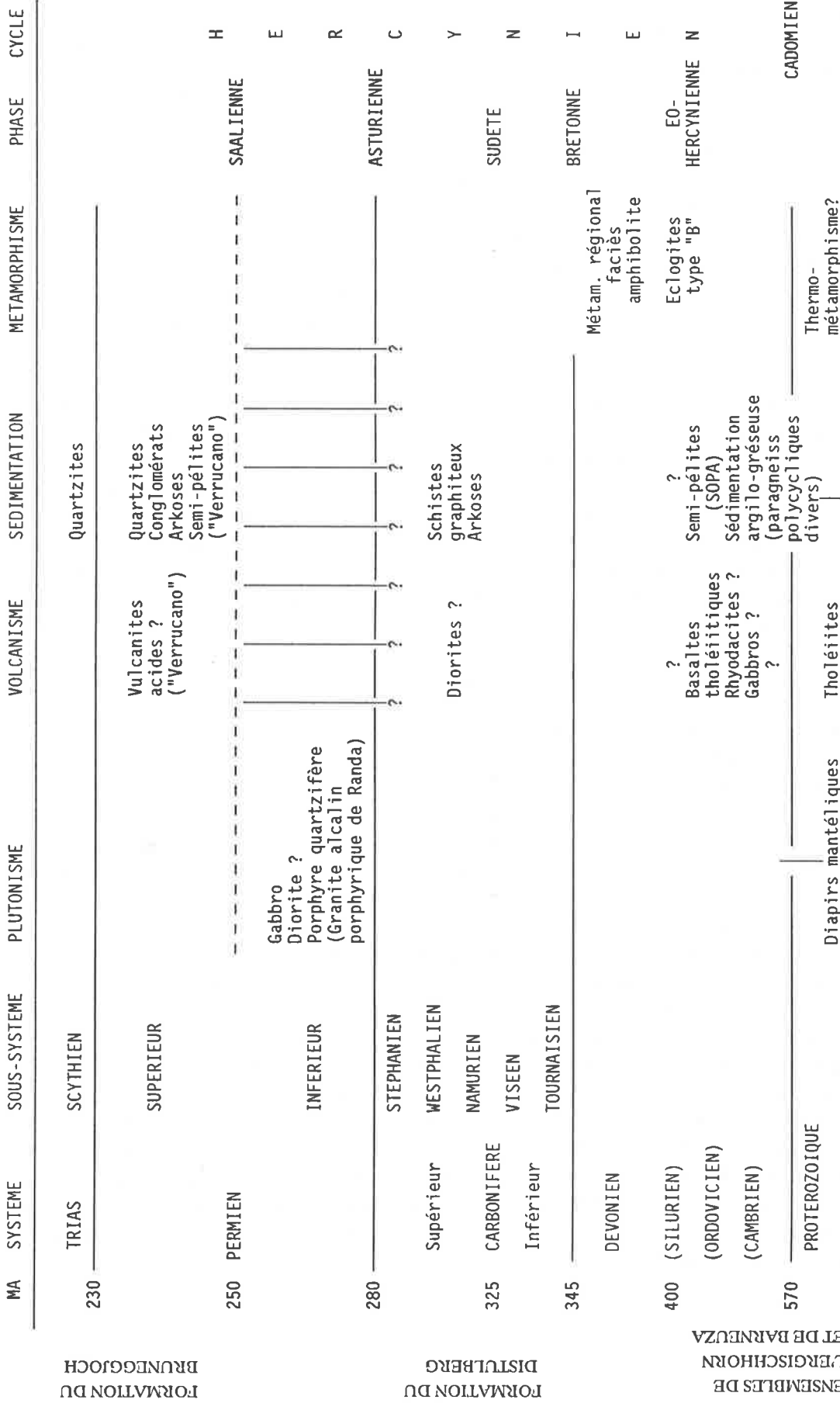


tableau I : tableau synthétique résumant les hypothèses d'ordre chronologique émises sur les unités du socle anté-triasique (inspiré de THÉLIN & AYRTON 1983). Certaines phases orogéniques sont rappelées pour mémoire et n'ont pas nécessairement affecté ce socle. La partie inférieure du tableau doit être regardée comme extrêmement spéculative!

stéphanien qui passent, probablement de façon continue, au Permien inférieur (FEYS 1963). En Valais, JONGMANS (1960) a décrit des flores du Westphalien dans cette même zone houillère. Les terrains qui constituent la Formation du Distulberg peuvent être comparés indirectement aux sédiments du sillon houiller, mais se rattachent spatialement à un bassin plus interne, auquel appartiendrait également le Carbonifère métamorphique de la Vanoise septentrionale (zone Vanoise-Ambin). Il suffira de noter à ce propos combien frappante est la ressemblance de notre formation avec la description qu'ELLENBERGER (1958, p.107) donne des "micaschistes de la Pontille", ceci n'étant qu'un exemple parmi d'autres. Il faut rappeler (cf p.24) l'incertitude qui règne encore sur l'âge exact de ces séries.

Le problème de l'identité anté-métamorphique des ovardites qui forment des intercalations assez abondantes au sein de la Formation du Distulberg, et même l'essentiel du niveau B, reste entier. Ces roches ayant perdu toute trace de leur minéralogie originelle et, dans l'hypothèse qu'il s'agisse d'ortho-dérivés, de toute structure magmatique ou éruptive, on doit se contenter de mettre en exergue l'analogie de contexte existant avec les filons et les sills de microdiorite parfois très abondants au sein des sédiments namuriens à stéphanien de la zone houillère et de la Zone de Vanoise septentrionale (ELLENBERGER 1958, GUILLOT & RAOULT 1985).

Il faut mentionner également l'existence possible de porphyres quartzifères, dont le report cartographique suggère parfois qu'ils puissent être discordants par rapport aux limites de l'unité. On en arrive ainsi à dresser le tableau d'une formation du Carbonifère supérieur percée d'intrusions basiques et acides auxquelles pourraient être liés les petits massifs gabbroïques décrits précédemment dans les ensembles de Barneuza et de l'Ergischhorn, et à plus grande distance le granito-gneiss oeilé de Randa. Sous réserve de démontrer le caractère intrusif (sills) et non effusif ou volcano-sédimentaire des ovardites sus-mentionnées ainsi qu'un lien réel entre ces différentes roches ignées, cet hypothétique cycle magmatique bimodal pourrait être crédité par recoupement d'un âge Permien inférieur en accord avec les propositions de THÉLIN & AYRTON 1983.

e) Formation du Bruneggjoch

Omniprésente au toit du socle anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel, cette formation montre toutefois des variations d'épaisseur et de faciès, spécialement en ce qui concerne sa base. Entre Val d'Anniviers et Mattertal elle se limite pratiquement aux deux types de quartzites décrits précédemment. Dans le versant ouest du Mattertal on trouve à la base des schistes quartziteux à lentilles (minces bancs boudinés ?) dolomitiques et ankéritiques ainsi que des quartzites vert-foncé qui ne sont pas sans rappeler certains faciès du Permien supérieur, tels que les "schistes argentés" ou les "schistes et conglomérats pourprés" décrits par ELLENBERGER (1958) en Vanoise septentrionale.

Tout porte à croire que la Formation du Bruneggjoch repose sur les assises du "Permo-Carbonifère" par l'intermédiaire d'une discordance angulaire qui serait matérialisée dans les versants E du Schöllhorn et des Barrhörner par la disparition progressive du niveau C (micaschistes graphiteux) de la Formation du Distulberg sous la base des termes quartzitiques (fig. 11). En tous les cas, il existe ici un hiatus très important entre les horizons carbonifères supérieurs sous-jacents et la base de la Formation du Bruneggjoch à cachet permien supérieur. Cette limite représente la discordance saalienne dont l'existence est documentée dans la plupart des socles alpins, notamment, pour ce qui concerne le domaine Briançonnais, dans la zone houillère (ELLENBERGER 1958, DÉTRAZ 1984) et la zone de Vanoise septentrionale (ELLENBERGER 1958, GUILLOT & RAOULT 1985). La phase tectonique responsable de cette discordance est située classiquement à la limite entre Permien inférieur et supérieur. Rappelons que TRÜMPY (1966, fig.2) donnait déjà dans sa synthèse sur le "Verrucano" des Alpes suisses une image des terrains paléozoïques supérieurs du dos de la nappe du Grand Saint-Bernard qui correspond à peu de choses près à l'interprétation défendue ici.

f) métagabbro

Les petits corps intrusifs de métagabbro n'ont été découverts jusqu'ici que dans l'ensemble de l'Ergischhorn et dans le niveau sommital (CR) de l'ensemble de Barneuza. Deux arguments permettent de discuter de leur âge:

- L'étude pétrographique met en évidence des paragenèses métamorphiques à hornblende tschermakitique-albite-biotite-grenat puis à hornblende actinolitique-quartz-chlorite qui peuvent être attribuées toutes deux au faciès schistes verts méso-alpin (le premier assemblage est très semblable à celui des roches vertes associées aux SOPA). Ces minéraux s'étant développés directement aux dépens de la paragenèse ignée, le statut métamorphique de ce métagabbro peut être tenu pour *monocyclique*.

- Une partie des corps gabbroïques semble dériver de sills insinués à l'interface socle polycyclique - couverture carbonifère supérieure. Ces intrusions sont donc nécessairement plus jeunes que la base de la Formation du Distulberg.

Compte-tenu des analogies qu'ils présentent avec l'orthogneiss ocellé de Randa au point de vue de leur position structurale et de leur statut métamorphique, et bien que leurs relations avec les roches vertes contenues dans l'ensemble du Distulberg ne soient pas connues, il est tentant de voir dans ces intrusions de gabbro la manifestation du magmatisme bimodal d'âge *Permien inférieur* connu dans la plupart des unités de socle alpines (THÉLIN & AYRTON 1983, AYRTON 1987).

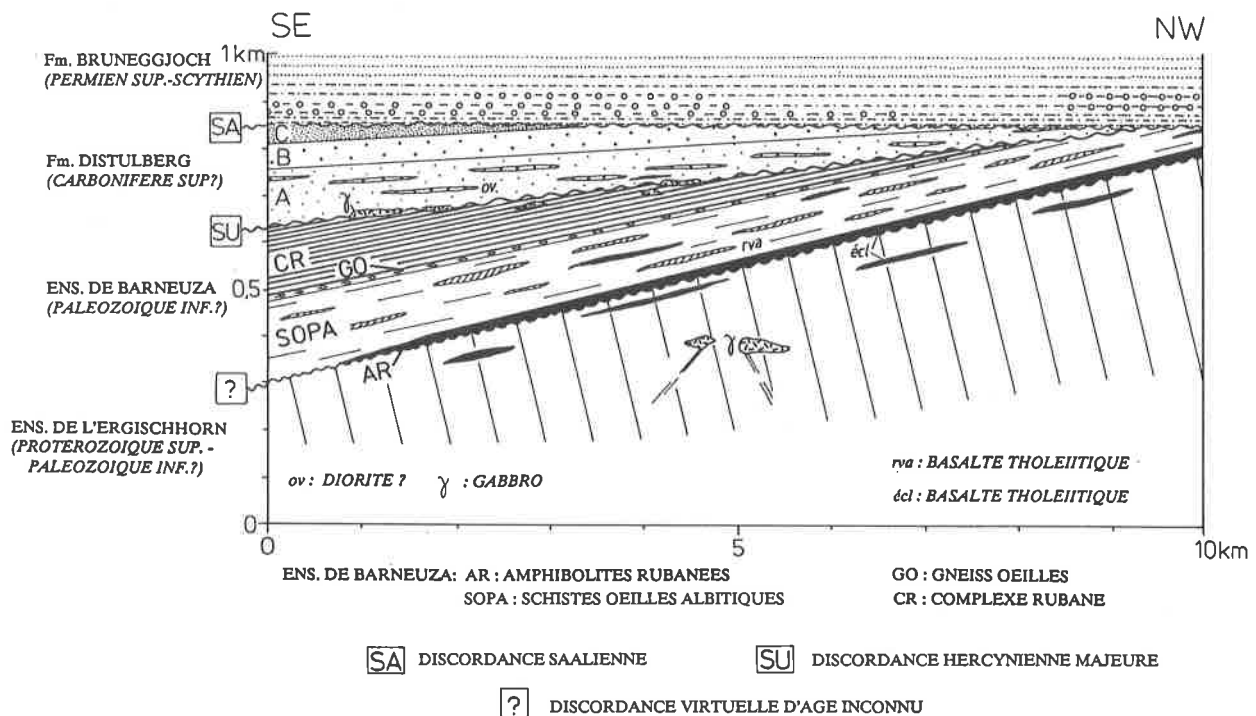


figure 15: Tentative de reconstruction palinspastique du socle anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel. Ce schéma prend en compte les relations géométriques des unités lithostratigraphiques dans le versant ouest du Matternal, le Turtmanntal et le Val de Zinal.

4. Conclusions à l'étude du socle anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel.

En guise de conclusion à l'étude lithostratigraphique et pétrographique de ce socle, il convient de proposer un modèle de travail résumant les observations effectuées dans le secteur Val d'Anniviers - Mattertal, mais aussi de relever les nombreuses questions qui restent ici sans réponses définitives.

L'étude pétrographique entreprise confirme l'existence d'une coupure importante entre un socle polycyclique (ensembles de l'Ergischhorn et de Barneuzza) et des couvertures détritiques monocycliques (BEARTH 1961, THÉLIN & AYRTON 1983)

Le schéma palinspastique de la fig. 15 anticipe l'étude stratigraphique et tectonique qui suit. Il faut en effet, pour construire ce modèle, supprimer par la pensée les modifications géométriques résultant de l'évolution géodynamique mésozoïque et surtout des déformations tertiaires induites par l'orogénèse alpine. A la base de cette reconstruction se place l'affirmation que, sur la partie du flanc normal de la nappe étudiée, n'existent pas de grands accidents chevauchants alpins qui seraient susceptibles d'être confondus avec des structures plus anciennes. Les principaux traits géométriques des unités distinguées dans ce socle sont les suivants:

- Il existe des *discordances cartographiques* entre certaines des unités décrites:

1°) Entre l'ensemble de l'Ergischhorn et l'ensemble de Barneuzza ? (d'âge présumé protérozoïque supérieur à paléozoïque inférieur pour le premier, paléozoïque inférieur pour le second). La signification de cette discordance virtuelle n'est pas connue.

2°) Entre les deux ensembles sus-mentionnés et la Formation du Distulberg (Carbonifère supérieur). Cette discordance majeure, qui correspond à la limite entre terrains poly- et mono-cycliques, exprime un hiatus très important dont sont responsables les phases orogéniques hercyniennes majeures (éo-hercynienne (?), bretonne (?), sudète (?)...).

3°) Entre les Formations du Distulberg (Carbonifère supérieur) et du Bruneggjoch (Permien supérieur à Scythien), parfois directement entre le socle polycyclique et cette dernière. Cette discordance classique est attribuable à des déformations tardi-hercyniennes de phase saalienne.

C'est donc dans un canevas tissé par ces phases orogéniques paléozoïques que nos unités peuvent trouver un cadre chronologique. Ces repères ne sont pourtant encore que relativement mal définis. Le tableau chronologique synoptique proposé ici (tab.I) est inspiré de la synthèse de THÉLIN & AYRTON (1983), dont le but est avant tout de fournir un cadre de réflexion aux problèmes posés par l'attribution stratigraphique de ces roches. La version qui en est donnée ne concerne que les observations relatives à la partie centre-est du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel.

Plusieurs points cruciaux restent encore ouverts et hypothèquent cette interprétation chronologique.

- Le point d'interrogation principal reste l'interprétation de la paragenèse éclogitique qui caractérise certains niveaux basaltiques de la base de l'ensemble de Barneuzza. Des

arguments ont été avancés ici pour l'attribuer à un métamorphisme de haute pression éo-hercynien plutôt qu'alpin. Ce point sera abordé plus loin sous son aspect métamorphique (chapitre III).

- Existe-t-il réellement une discordance entre les ensembles de l'Ergischhorn et de Barneuza, et si oui de quelle nature ?

- Que représentent les gneiss ocellés et le complexe rubané au sein de l'ensemble de Barneuza? La génération de grenats à inclusions hélicitiques décrite dans ce complexe rubané est-elle bien relictuelle? Existe-t-il la trace d'une tectonique hercynienne importante (chevauchements) et en particulier celle d'une suture océanique ? On peut rappeler que ces "ensembles" dans lesquels sont regroupés différents terrains d'âge présumé paléozoïque inférieur peuvent correspondre à des unités ou des groupements d'unités tectoniques qui seraient le résultat de structurations éo-hercyniennes et hercyniennes polyphasées. L'existence de véritables nappes au sein de ces ensembles n'est pas à exclure, la recherche de "sauts" de métamorphismes anciens entre les différentes unités qui les composent permettrait peut-être d'en dévoiler la présence.

Le modèle présenté plus haut est à prendre avec la plus grande prudence. Il s'appuie essentiellement sur de grandes synthèses bâties dans les zones extra-alpines. En raison de son voile tectonique et métamorphique tertiaire, le secteur étudié ici n'offre que des points de comparaison fragmentaires.

LE TRIAS MOYEN ET SUPÉRIEUR DE LA SÉRIE DU BARRHORN

Les marbres et les dolomies du Trias moyen et supérieur forment les assises basales de la série du Barrhorn. Ils sont érigés en falaises abruptes, souvent ruiniformes, de couleur gris-jaune à orangé. Un rubanement, dû à l'alternance de niveaux métriques gris et jaunes, leur procure un aspect caractéristique. Ces terrains sont bien délimités: ils forment deux bandes continues se rejoignant au nord-est. La première court sur environ 7 km dans les parois orientales de l'Inners Stellihorn, de Gässispitz, des Barrhörner, du Schöllhorn et du Bruneggorn. Elle forme un biseau se pinçant régulièrement vers le sud et disparaissant à la base de l'arête est du Weisshorn. La deuxième joint, en longeant le Barrwang, le versant ouest de l'Inners Stellihorn à l'Adlerflüe où elle se termine par une importante charnière de pli.

Malgré l'intensité des déformations subies par ces roches, l'identité des niveaux du Trias moyen et supérieur est restée remarquablement reconnaissable grâce à la grande résistance opposée par le matériel dolomitique aux contraintes tectono-métamorphiques. Ce fait a permis à ELLENBERGER (1953a,b) de reconnaître dans la série du Barrhorn un équivalent des séries de la zone briançonnaise, de la Vanoise occidentale et des Préalpes médianes. Dans ces unités, le cadre stratigraphique est bien établi et va nous servir de référence. Les formations définies par BAUD & MÉGARD-GALLI (1975) ont pu être identifiées dans la série du Barrhorn et leurs limites partiellement cartographiées.

a) Formation de Saint-Triphon (C I)

L'existence de faciès de l'Anisien dans la série du Barrhorn est démontrée depuis qu'ELLENBERGER (1953b) découvrit *Physoporella prealpina* dans des marbres provenant des éboulis du pied du Barrwang. WEIDMANN (1974) y a signalé également des mollusques. Deux localités permettent de passer en revue les différents faciès rencontrés.

Pour des raisons tectoniques, le passage des quartzites éotriasiques aux termes carbonatés du Trias moyen ne peut être que rarement observé dans les unités briançonnaises des Alpes occidentales et centrales. A cet égard, l'étude de leurs relations à l'intérieur de la nappe de Siviez-Mischabel présente un intérêt évident.

Bruneggjoch:

Au sein de la série du Barrhorn, certains secteurs ont été moins violemment affectés que d'autres par les différents épisodes de la déformation polyphasée. C'est le cas des affleurements du Bruneggjoch (3401m)(fig. 16, 10) qui présentent pour le Trias une coupe continue dont aucun pli ni aucun contact anormal majeur ne semble avoir affecté l'ordonnance. Malgré une déformation pénétrative poussée, la succession lithologique décrite ci-dessous peut être considérée comme continue.

En raison d'un biseautage, dont on s'attachera plus loin à démontrer la nature stratigraphique (p.47), le Trias n'est représenté ici que par la base de la Formation de St-Triphon.

En partant du sommet de la Formation du Bruneggjoch, le profil comprend:

1. Quartzite blanc à joints légèrement micacés. Dans ce secteur la transition des faciès conglomératiques de type "Verrucano" aux faciès "Tafelquarzit" n'offre pas de limite tranchée.
2. Quartzite rubané à patine brune (1,5m). Alternance de niveaux centimétriques de quartzite blanc et de quartzite vacuolaire à ankérite.

3. Calcschiste quartzo-albitique verdâtre (0.5m). Sous le microscope il apparaît formé de: calcite/ankérite, mica blanc, biotite verte, quartz, albite, min. accessoires.
4. Dolomie jaune-orangé à interlits schisteux verts (1m). Ce premier niveau dolomitique repose directement sur les schistes précédents. Il n'existe aucune trace de cornicule au contact, tout au plus les dolomies sont-elles passablement fracturées à la base.
5. Dolomie beige-clair plaquetée (1m). Certaines surfaces sont couvertes de petits articles de crinoïdes (planche I,1) (probablement *Dadocrinus gracilis*). Elles correspondent aux niveaux grossiers d'un rubanement défini par la taille des grains. Leur aspect rappelle celui des rythmites décrites par BAUD (1984) dans la formation de Saint-Triphon.
6. Marbre gris-jaune légèrement noduleux (2m). Les surfaces de schistosité présentent des taches grises allongées selon l'étirement principal sur un fond jaunâtre. Lorsque la déformation est localement plus faible, on reconnaît parfois l'aspect caractéristique des calcaires vermiculés (planche I,2) et plus spécialement des calcaires à "pistes" (BAUD 1976) couverts de traces en U (*Rhizocorallium* ?) peu étirées mais affectées par un fort aplatissement.
7. Dolomie grise à noire à fines laminations (algaires?) (0,3m)
8. Conglomérat polygénique à patine brun-rouge et cassure noire (1m). Ce conglomérat grossier semble raviner le niveau sous-jacent. La matrice dolomitique sombre montre parfois des granoclassements. Les éléments, de taille pluri-centimétrique consistent en dolomies noires et en calcaires noirs recristallisés.
En lame mince, on devine la nature d'origine de la matrice, une dolarénite granuloclassée, malgré l'intensité des phénomènes tectoniques qui l'ont affectée (dissolution sous pression, étirement).
Deux autres bancs conglomératiques alternent plus haut avec des calcschistes.
9. Calcschiste micacé et siliceux gris-brun (1m)
10. Marbre gris noduleux (1m). Il contient des amandes de calcite noire qui pourraient représenter des lithoclastes ou des fossiles étirés.
11. Calcschiste quartzo-albitique gris-blanc (0.5m)
12. Marbre gris plaqueté et marbre gris-jaune (5m)
13. Dolomie beige-clair (4,5m)
16. Marbre schisteux gris (7m). Par son aspect, ce marbre évoque un faciès vermiculé extrêmement déformé.

Ces derniers niveaux contiennent quelques "poches" dolomitiques rouges à hématite et magnétite (15) ainsi que des minces horizons discontinus de schistes à épidote (14) qui constituent des dépôts karstiques d'âge jurassique (p.48).

La base de la formation de St-Triphon est ici suffisamment bien préservée pour permettre une comparaison avec les niveaux homologues de certaines coupes des Préalpes médianes rigides décrites par BAUD (1987). De façon hypothétique, on assimile ici les niveaux 3 à 11 à la séquence transgression-régression S1a, le niveau 12 à la transgression de la séquence S1b, alors que les dolomies du niveau 13 constitueraient la base de la séquence S2 formée principalement de calcaires vermiculés (16?). L'instauration de la plateforme carbonatée briançonnaise, qui est documentée dans les premiers termes de la Formation de St-Triphon, est peut-être encore spathienne (BAUD 1984) alors que le gros de la formation est d'âge anisien.

La différence la plus frappante qui ressort de cette comparaison est l'absence, dans la série du Barrhorn, de niveaux d'évaporites à la base des termes de transgression de la Formation de St-Triphon, soit que les conditions évaporitiques n'y aient pas été réalisées, soit que les dépôts de ce type aient été érodés avant l'installation du complexe margino-littoral dans lequel s'est sédimenté S1 (BAUD 1987). Ce simple fait prendra, lors de l'amorce des déformations alpines tertiaires, une importance primordiale.

Barrwang-Adlerflüe:

Affectés par une intense déformation polyphasée (cf fig. 46), les affleurements de Trias moyen du Barrwang et de l'Adlerflüe ne fournissent plus de coupes stratigraphiques facilement interprétables.

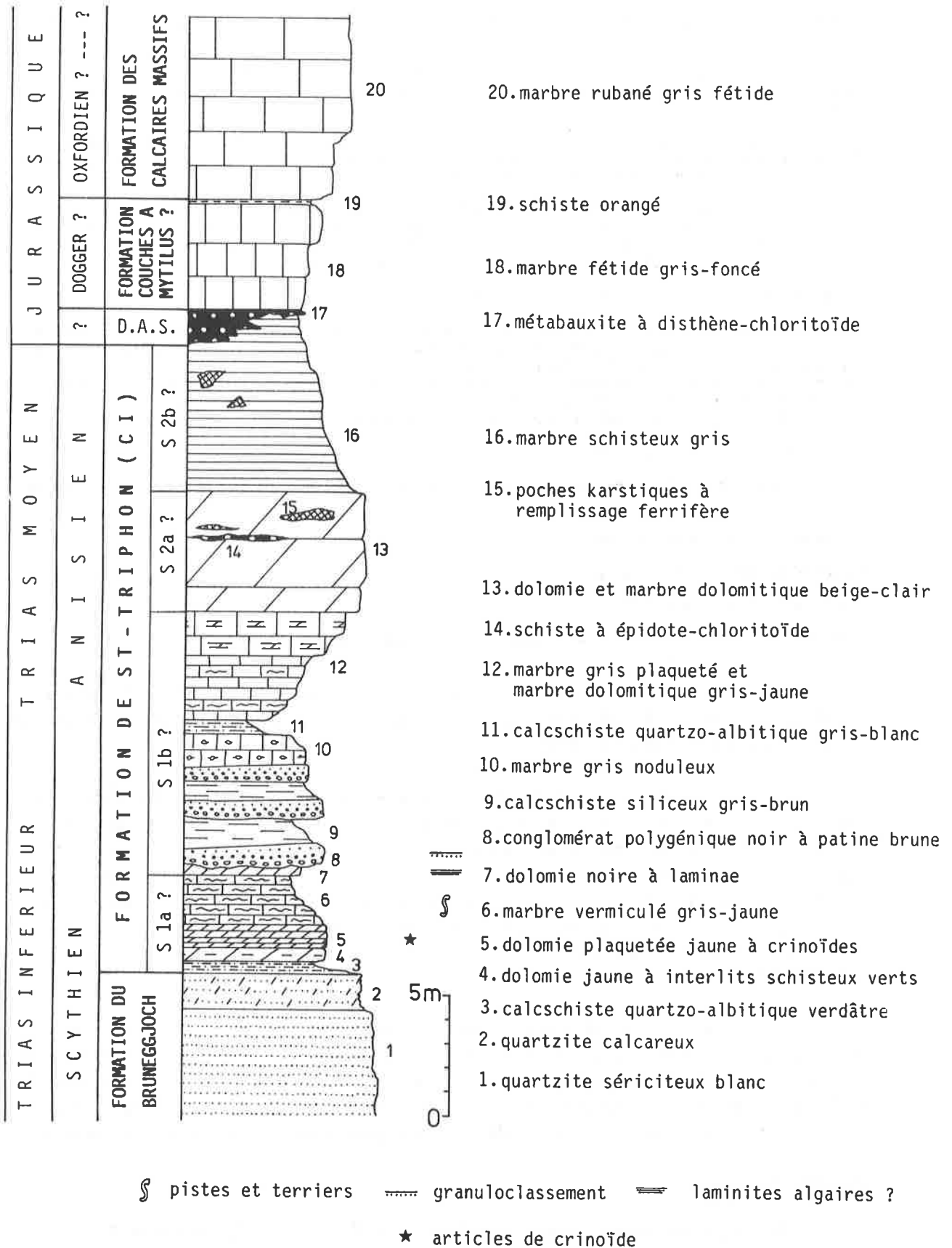


figure 16: Profil stratigraphique de la base de la série du Barrhorn au Bruneggjoch. Le contact entre la Formation du Bruneggjoch (Permien sup. à Scythien) et la Formation de St-Triphon (Anisien) est tenu pour stratigraphique. Des corrélations sont proposées avec les séquences définies par BAUD (1984) dans la nappe des Préalpes médianes.

Il est néanmoins possible de reconnaître dans ce secteur un certain nombre de faciès caractéristiques de la Formation de St-Triphon intimement liés entre eux sans qu'il soit possible d'en démêler l'ordre de superposition original: marbre gris et dolomie à gravelles dolomitiques, marbre gris à manchons d'algues dasycladacées (*Physoporella prealpina*, planche I,3), marbre gris à petits gastéropodes (planche I,4), marbre à bioturbations, dolomie micacée orangée.

Tous ces faciès appartiennent indubitablement aux séquences S3 à S5 de la Formation de St-Triphon.

b) Formation de Champcella (C II)

Bien qu'il forme la plus grande partie des assises méso-triasiques de la série du Barrhorn, le Cycle II, d'âge ladinien, n'offre que très peu de repères en raison de la monotonie de ses faciès. Il ne se caractérise que par son aspect rubané marqué par l'alternance de niveaux de marbres gris-noir et de dolomies beiges, bien reconnaissable dans les parois du Barrwang et de Gässispitz (fig. 17). Des échantillons d'un niveau à *Diplopora sp* (?) (planche I,5), caractéristique de la partie supérieure de C II existent dans les moraines du Pipjigletscher, mais ce niveau n'a pas été retrouvé à l'affleurement.

Des dolomies cendrées coiffent ces "marbres rubanés" mais leur limite avec les dolomies massives du cycle III n'a pas pu être cartographiée.

c) Couches à *Costatoria goldfussi* (C III)

Un niveau dolomitique pouvant atteindre 15 à 20 m d'épaisseur forme l'armature des plis des Stellihörner (fig.44). Il est possible qu'il regroupe les dolomies terminales du Cycle C II, ainsi que les calcaires dolomitiques et les dolomies du Cycle C III (Ladinien supérieur). Dans la face nord de l'Üssers Barrhorn, ces derniers ont livré une faune de lamellibranches (?) indéterminables (planche I,6) mais les bancs à silex noirs caractéristiques de ce cycle n'ont pas été observés. Au "Stellijoch" (fig. 18) le sommet de ces bancs dolomitiques homogènes (2) comprend un horizon plus tendre, dont l'épaisseur ne dépasse pas 30 cm, formé d'une dolomie schisteuse beige-verdâtre légèrement micacée (3).

d) Formation bréchiqque (C IVa)

A l'extrémité nord des affleurements de la série du Barrhorn (Stellihörner, Gässispitz) la série triasique est couronnée par une formation qui, à défaut d'être datée paléontologiquement, présente des faciès caractéristiques peu transformés par le métamorphisme alpin. En dépit de sa position structurale défavorable (cascade de plis couchés), ce complexe offre une bonne coupe dans le versant est du "Stellijoch".

"Stellijoch" (3320m)

Le long de l'arête reliant l'Üssers et l'Inners Stellihorn se trouve un col anonyme sur la feuille St-Niklaus de l'Atlas topographique au 1:25000. Cette dépression, nommée ici "Stellijoch", souligne l'existence de niveaux plus schisteux entre les grandes masses carbonatées du Trias moyen et du Malm. Une partie de ces horizons schisteux appartient à la Formation des Couches à *Mytilus*, l'autre surmonte en concordance apparente les niveaux dolomitiques (fig. 18,1-3) du cycle C III et appartient à la série triasique. On y observe la succession suivante:

Gässispitz

(3411)

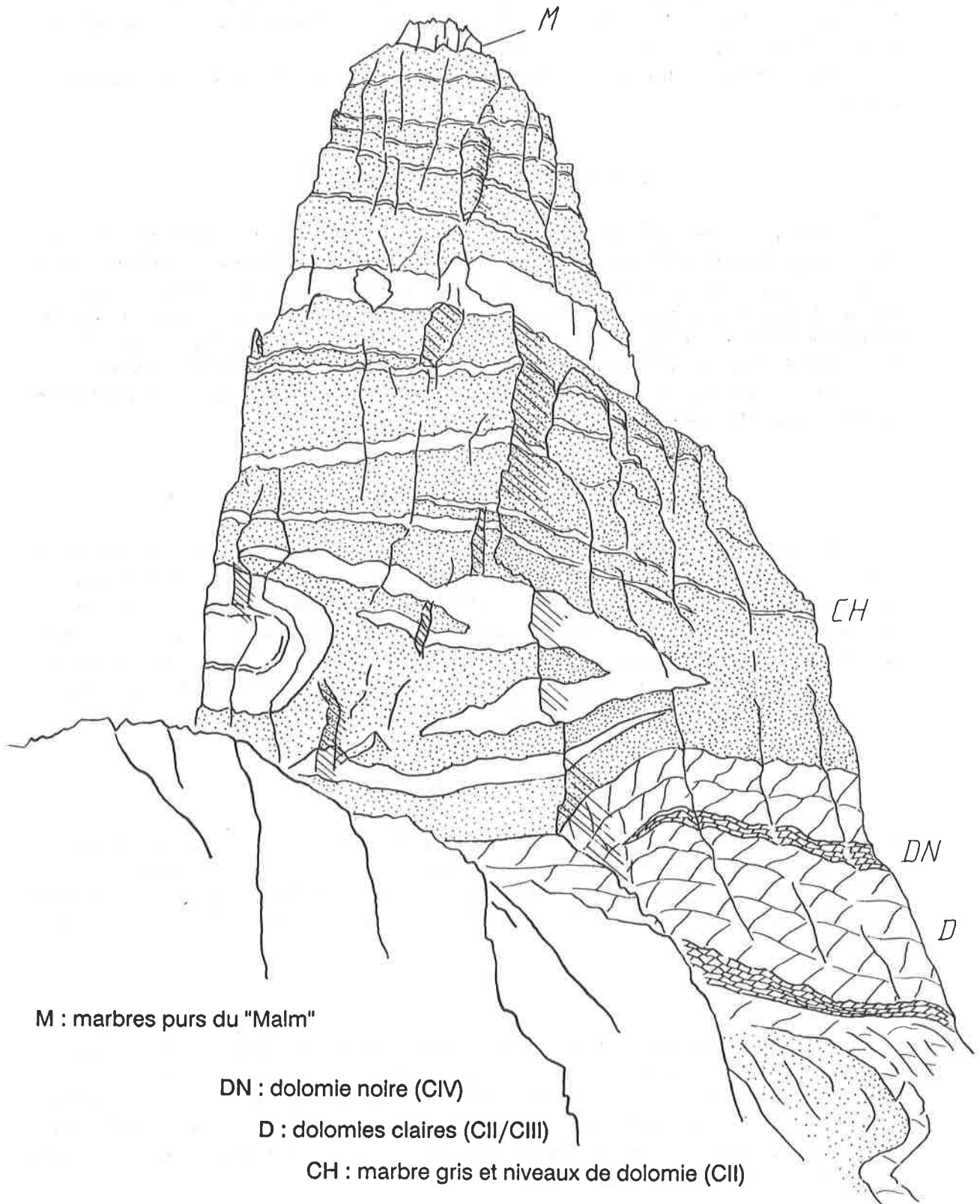


figure 17: Le versant nord de la Gässispitz. Sous son chapeau de Malm, l'aiguille est constituée d'une grande masse de marbre sombre et de dolomie qui présentent l'allure typique des calcaires rubanés de la Formation de Champcella (CII, Ladinien) engagés dans une cascade de plis couchés.

" STELLIJOCH "
VERSANT EST

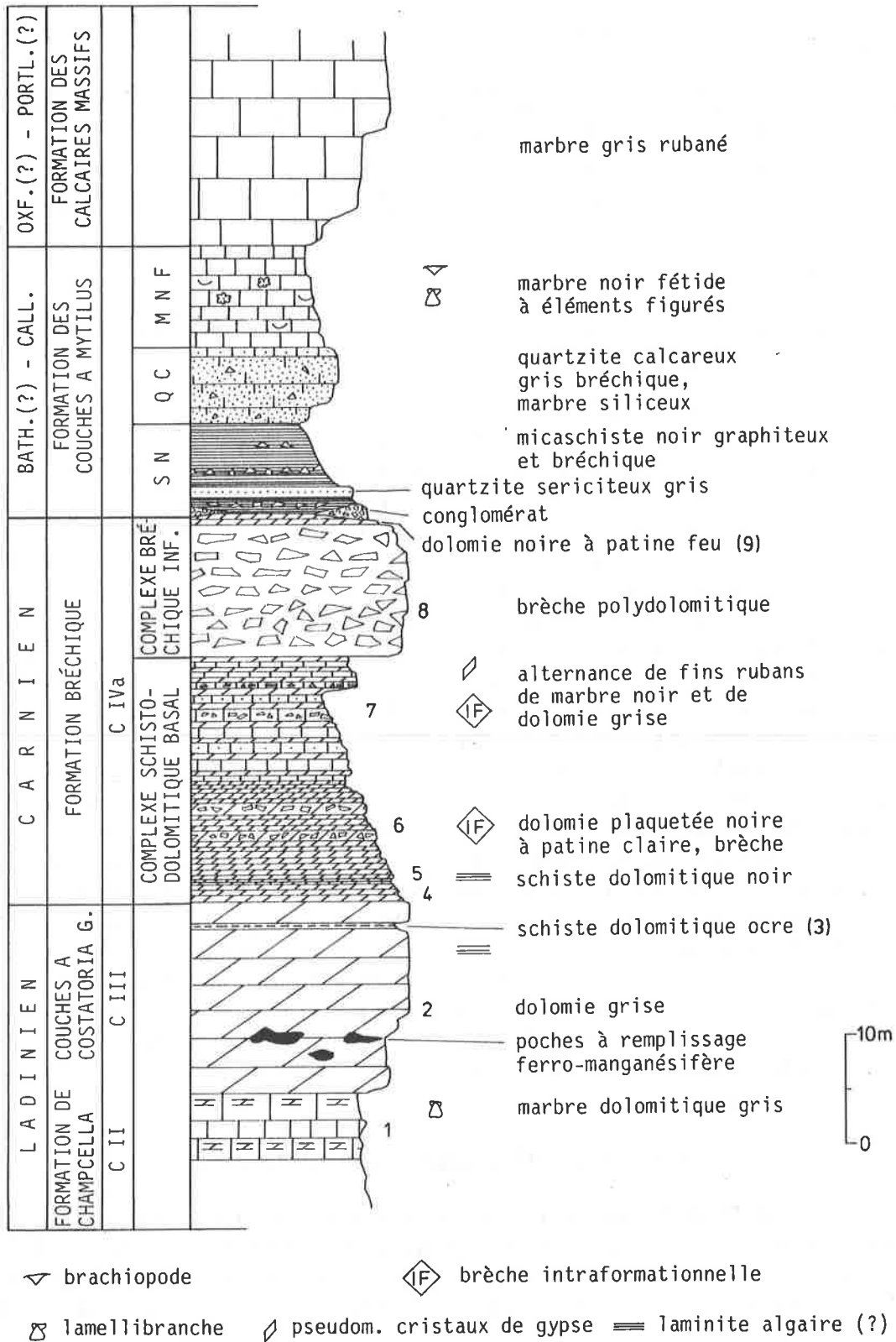


figure 18 a: Profil stratigraphique des formations triasiques et jurassiques au "Stellijoch".

4. Dolomie plaquetée foncée à patine gris-clair.

5. Alternance de schistes dolomitiques noirs et de dolomies noires à patine gris-clair, à laminations cryptalgaires et pseudomorphoses de cristaux de gypse.

6. Dolomie noire à patine gris clair avec niveaux de brèche intraformationnelle. On observe parfois la fracturation in situ des minces strates de cette dolomie bien litée. Ces trois horizons (4-6) atteignent une épaisseur de 10m environ.

7. Alternance de marbre noir et de laminites dolomitiques grises (10m). Le marbre noir présente parfois des passées siliceuses et légèrement micacées. Les laminites dolomitiques millimétriques ou les niveaux centimétriques de dolomie à pseudomorphose de cristaux de gypse sont parfois rompus en brèche intraformationnelle.

8. Brèches polydolomitiques (env. 15m). Deux types de brèches se relaient verticalement: des brèches claires (patine beige-kaki, cassure gris-clair) et des brèches sombres à éléments de dolomie noire prédominants (planche II,1). La matrice des premières, essentiellement quartzo-micacée, est peu abondante, celle des secondes se compose de schistes dolomitiques noirs micacés et siliceux.

9. Dolomie noire à patine feu (1m).

200 m au nord de ce profil, à proximité du Brändjioch (fig. 43,44), on relève encore sur les brèches la présence de cornieule emballant de petites lentilles de gypse et de quartzite calcareux micacé à patine brune (1,5 m). Ce niveau n'apparaît qu'à l'extrême limite nord des affleurements de la série du Barrhorn.

La comparaison de ces faciès avec des coupes de référence de la série triasique briançonnaise est aisée. On y retrouve en effet les principaux éléments mis en évidence par MÉGARD-GALLI (1972) dans le Complexe de Clot-la-Cime (zone briançonnaise interne): schistes dolomitiques sombres, calcaires noirs, brèches sédimentaires monogéniques, brèches polydolomitiques et passées gréseuses attribués au Carnien. Il est d'ailleurs possible de voir dans les niveaux "supra-ladiniens" de la série du Barrhorn l'équivalent du complexe schisto-dolomitique basal et du complexe bréchiq ue inférieur définis par cet auteur à la base du Carnien de Clot-la-Cime.

Des profils comparables ont été décrits plus récemment dans les unités briançonnaises de type Vanoise occidentale (Roc de la Pêche, Roc de la Valette...) par JAILLARD (1984) de même que dans les unités briançonnaises de la Vallée de l'Arc (Fort Marie-Christine) par DONDEY (1986). Ces observations confirment, malgré l'absence d'éléments de datation décisifs, le lien de cette formation avec les dolomies sous-jacentes et leur attribution au Carnien.

Dans les Préalpes médianes rigides (BAUD 1972, 1975, MÉGARD-GALLI & BAUD 1977), cette même formation (Formation bréchiq ue C IVA) a été reconnue dans les écailles du Rübli et des Spillgerten où elle présente toujours les mêmes traits lithologiques.

Encore plus près du Turtmantal, on trouve des brèches vraisemblablement carniennes replissées au sein des niveaux méso-triasiques de la nappe des Pontis (M. Weidmann, comm. orale).

Comme dans les localités préalpines citées et dans celles de type Vanoise occidentale, et au contraire de celles de la zone briançonnaise interne, le complexe schisto-dolomitique basal de la série du Barrhorn ne contient pas de niveau évaporitique. Par contre il existe, à l'extrême limite nord des affleurements de cette unité, un niveau de cornieule, de gypse et de "grès micacé" intercalé entre la Formation bréchiq ue et les couches à Mytilus. Il est donc très probable que le terrain triasique le plus jeune préservé de l'érosion "anté-bathonienne" dans la série du Barrhorn soit l'horizon à évaporites et grès à roseaux du cycle C IVb.

Conclusions à l'étude du Trias de la série du Barrhorn.

La série du Barrhorn comporte un Trias moyen et supérieur à faciès briançonnais tout à fait classique. Les cycles sédimentaires définis par BAUD & MÉGARD-GALLI (1975) peuvent y être reconnus malgré l'importance des déformations et des recristallisations subies. Les principaux niveaux fossilifères et certains faciès caractéristiques restent identifiables grâce à la grande résistance offerte par la fraction dolomitique.

MASSIF DE CLOT-LA-CIME
(SE de Briançon)
D'après MEGARD-GALLI (1972)
(fig. 2. E)

VERSANT EST DE L'ÜSSERS
STELLIHORN
entre "Stelljoch" et Brändjijoch

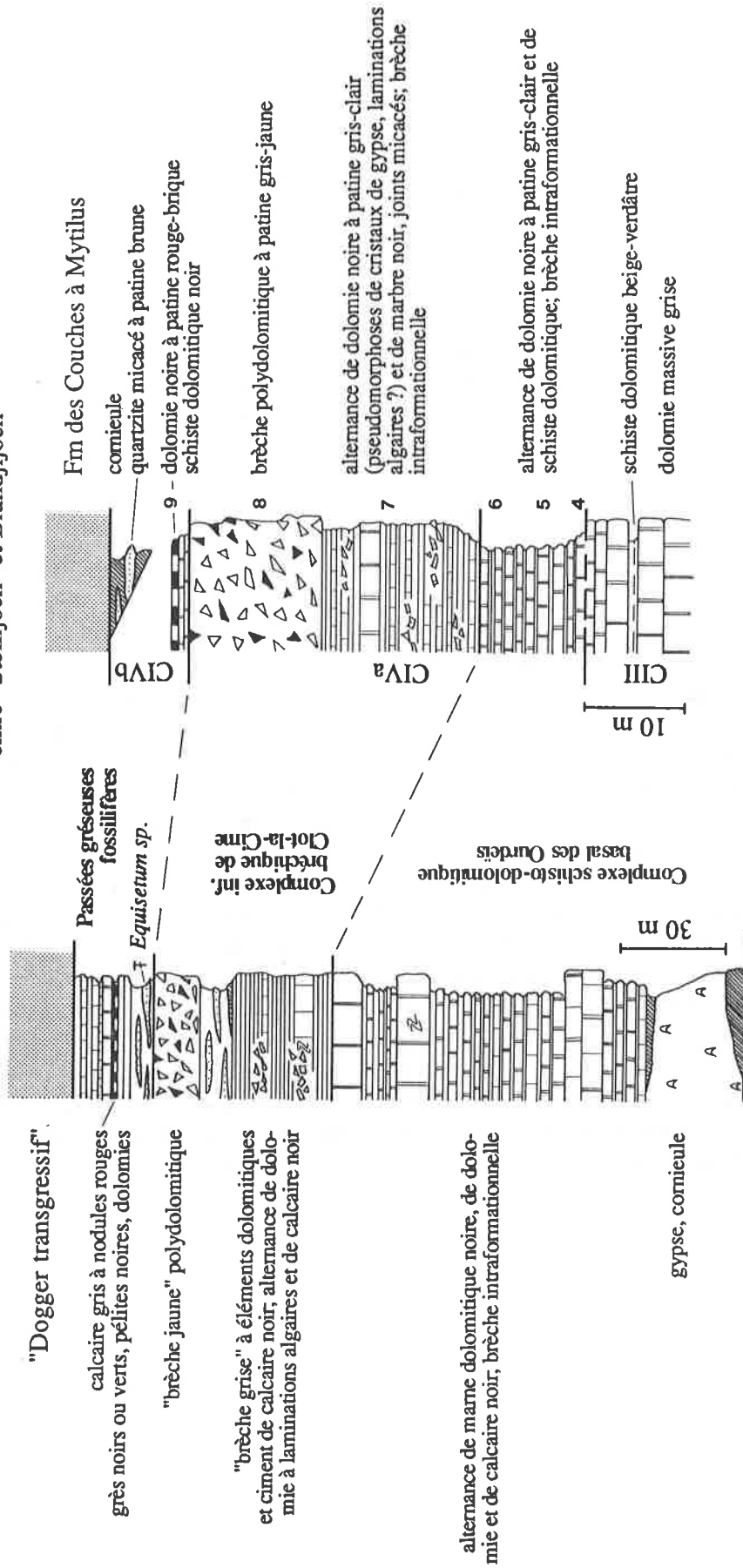


figure 18 b: Comparaison et corrélation entre le "Camien briançonnais" dans le massif de Clot-la-Cime (d'après MEGARD-GALLI 1972) et celui de l'unité du Barrhorn dans le versant est de l'Üssers Stellihorn. Dans l'affleurement le plus septentrional de l'unité du Barrhorn (Brändjijoch) des lentilles de méta-grès micacé emballées dans des cornieules représentent vraisemblablement le cycle CIVb préservé de justesse par l'érosion anté-bathonienne.

Quelques faits permettent de caractériser le Trias de la série du Barrhorn:

- Dans un secteur peu touché par une partie des déformations alpines (Schöllhorn - Brunegghorn), le Trias carbonaté repose sans discontinuité apparente sur les quartzites permotriassiques qui couronnent eux-mêmes le socle anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel. L'argument le plus fort en faveur de cette conception autochtoniste réside toutefois dans l'identification d'une paléofaille recoupant socle et couverture (cf chapitre IV). L'unité du Barrhorn est donc une des rares couvertures mésozoïques briançonnaises encore liée à son socle originel.
- Le passage des quartzites du Trias inférieur à la séquence S1 de la Formation de Saint-Triphon peut être considéré comme stratigraphique dans certains profils. Il est caractérisé par l'absence complète de niveaux évaporitiques. La séquence S1 se singularise également par le développement, au-dessus d'un premier niveau de "calcaires vermiculés", de plusieurs bancs conglomératiques surmontés par un niveau détritique siliceux.
- Les niveaux les plus jeunes de cette série triassique peuvent être attribués au cycle IV (Carnien). Ils représentent des termes équivalents au complexe schisto-dolomitique basal, à la brèche basale et enfin, préservé de justesse à la limite nord de l'unité, à l'horizon formé d'évaporites et de grès du cycle C IVb.
- L'épaisseur de ces formations triassiques engagées dans des déformations de style pennique n'a évidemment plus de véritable signification stratigraphique. Deux phénomènes concourent à sa profonde modification (cf chapitre IV): un étirement lié à la déformation intime des roches qui la composent et de multiples répétitions de série dûes à trois phases de déformation superposées. Dans ce contexte, on observe toutefois une diminution progressive de l'épaisseur de ce Trias moyen et supérieur qui atteint, du nord au sud, environ 400 m dans les Stellihörner, 100 m à l'Inneres Barrhorn, 60 m au Schöllhorn, 20 m dans la face est du Brunegghorn et qui finit par disparaître complètement à la base de l'arête E du Weisshorn. Ce fait, qui ressort déjà des cartes 1:25000 St.-Niklaus et Randa de BEARTH (1980, 1964), a été interprété par cet auteur comme de nature purement tectonique. Il est pourtant tentant d'y voir l'expression de la discordance angulaire classique des unités briançonnaises internes, due aux effets conjugués de la paléotectonique et de l'érosion "anté-bathonienne". La cartographie et l'étude stratigraphique détaillées entreprises apportent des arguments en faveur de cette interprétation. Les formations du Trias moyen à supérieur (fig. 19) sont progressivement biseautées vers le sud, et décrivent une image compatible avec la géométrie d'une discordance angulaire de type bloc basculé. Des arguments supplémentaires découlent de l'étude des niveaux jurassiques qui cachètent cette discordance présumée et dont la description fait l'objet du chapitre suivant.

LE JURASSIQUE DE LA SÉRIE DU BARRHORN

Les terrains jurassiques de la série du Barrhorn consistent principalement en marbres purs à faciès "Malm", érigés en falaises verticales, dont la base est formée, par endroits, de niveaux sombres et schisteux dans lesquels ELLENBERGER (1953b) n'eût pas de peine à reconnaître l'équivalent des "Couches à Mytilus" des Préalpes médianes et de Vanoise occidentale.

Ces terrains jurassiques reposent en discordance angulaire sur toutes les formations triasiques (fig. 19), des quartzites de la Formation du Bruneggjoch au sud jusqu'au cycle C IV b du Trias supérieur (Carnien) à l'extrême nord de l'unité.

Il est possible de les subdiviser en trois ensembles lithologiques constitués de différents niveaux qui se relayent latéralement et verticalement sur les assises triasiques.

a) Remplissage de paléokarsts et détritisme alumino-quartzeux.

Il s'agit d'un très faible volume de sédiments piégés dans des cavités karstiques ou des dépressions du substratum érodé. Leur inventaire comporte:

1) cavités à remplissage paléokarstique dans les carbonates du Trias.

On peut reconnaître des cavités à remplissage paléokarstique dans différents niveaux de la série triasique : C III (Pipjigletscher, Inners Stellihorn) C II (Gässispitz), C I (Bruneggjoch). Elles sont souvent signalées par une forte rubéfaction de la dolomie ou du marbre encaissant.

Dans la mesure où la déformation le laisse encore transparaître, le type de cavité et la nature des remplissages peuvent être décrits dans les termes de la classification proposée par BAUD, MASSON & SEPTFONTAINE (1979).

a) fissures karstifiées à enduits hématitiques ponctués par des cristaux de magnétite (Inn. Stellihorn, Gässispitz)

b) poches à remplissage ferrifère (Inn. Stellihorn, Gässispitz, Bruneggjoch). Elles constituent de véritables amas et "filons" à hématite et magnétite (celle-ci en octaèdres atteignant le demi-centimètre) dans une gangue formée d'une dolomie "argileuse" rouge.

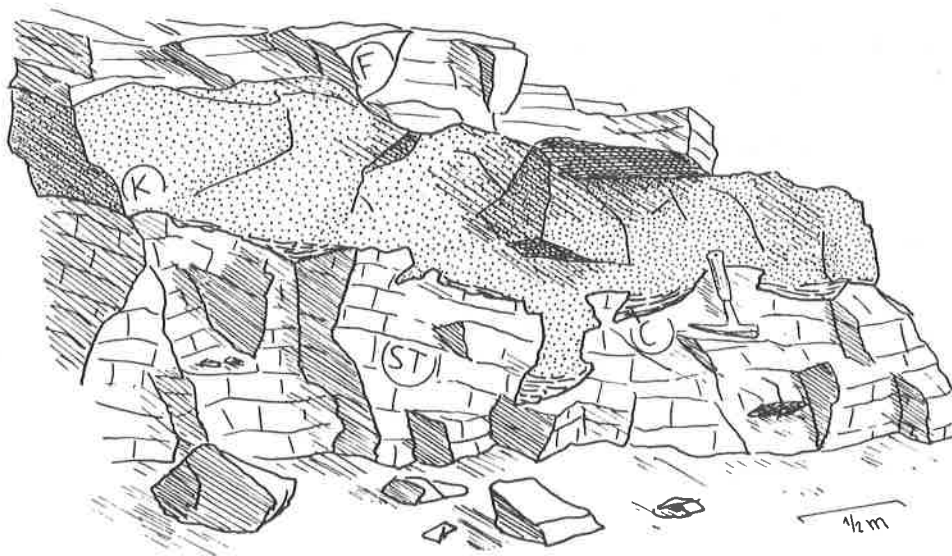
En lame mince on observe une mosaïque faite de rhomboèdres de dolomite équigranulaire dont les contours sont soulignés par des enduits ferrifères et qui est accompagnée par de petites paillettes de mica blanc. Une dédolomitisation partielle affecte cet assemblage. Dans les zones à hématite et magnétite, la calcite et la chlorite occupent les vides intergranulaires.

c) poches à remplissage ferro-manganésifère. Ce type de remplissage particulier n'a été observé qu'à la base du contrefort rocheux formant la bordure gauche de la cascade de glace du Pipjigletscher (face nord de l'Üssers Barrhorn, coord. 112,450/622,550). Il s'agit d'un chapelet de "poches aplaties" de dimension métrique (p. ex. 1m/0.3m) encaissées dans les dolomies grises de la Formation des Couches à C. Goldfussi (C III). Contrairement aux remplissages paléokarstiques de type a) et b) signalés par des teintes rouges, la couleur de ces poches est d'un noir profond et la dolomie qui les entoure présente une patine terre d'ombre. Le matériel qui remplit les cavités est un minerai dense, d'un noir salissant, relativement homogène. Sa texture est le plus souvent finement rubanée (mm), mais il apparaît aussi sous la forme de masses concrétionnées (planche II,2).

En lame mince, à côté de minéraux opaques à grain très fin, on trouve de la chlorite, de l'apatite et un grenat zoné à inclusions nébuleuses, partiellement altéré.

L'analyse chimique de ce véritable minéral compte 41% de MnO, 28% de Fe₂O₃ et 10% de CaO. Au niveau des éléments trace, on note 1800 ppm de Ni, 2500 ppm de Ba, 961 ppm de Zn et 525 ppm de Sr.

d) veines anastomosées peu épaisses de schiste verdâtre à épidote (Bruneggjoch). La composition minéralogique (épidote, phengite, calcite, chloritoïde, apatite, rutile, tourmaline) et le chimisme (appendice II) de ce matériel soulignent sa parenté avec les "métabauxites" qui sont piégées au sommet de la série triasique quelques mètres plus haut (fig. 16). B. Goffé (comm. orale) y a découvert également la *gahnite* qui est un spinelle de zinc extrêmement caractéristique des bauxites métamorphiques dans les Alpes occidentales.



ST : FORM. DE ST-TRIPHON (ANISIEN) K : SCHISTE À DISTHÈNE
F : FORM. DES CALCAIRES MASSIFS (OXFORDIEN?) C : CROUTE FERRIFÈRE

figure 20: Niveau méta-bauxitique du Bruneggjoch (coord. 622.925/109.175)

e) dépressions karstiques à remplissage bauxitique. Ce type de matériel n'est visible qu'aux alentours immédiats du Bruneggjoch (fig. 10, 16, 19e, 20) où il constitue l'unique horizon séparant les marbres et les dolomies du Trias moyen des marbres blanc-gris du Malm. En bordure droite du Turtmannletscher (3270m), il forme un banc massif d'environ 50 m d'extension et atteignant jusqu'à 2 m d'épaisseur, qui se pince en direction du Bruneggjoch où il est masqué par des éboulis. Au col même et dans la paroi est du Schöllhorn affleurent encore quelques lentilles de schistes très rouillés.

A l'endroit où il atteint son développement maximum, il est possible d'étudier ses relations avec

les roches encaissantes. Le substratum triasique, formé de marbres jaunâtres, (C II, S2?) présente une surface très irrégulière "en dents de scie" aux fissures remplies par de la limonite à structure concrétionnée et microplissée. Elle est progressivement relayée vers le haut par un schiste à minéraux (prismes millimétriques bleutés) à patine rouille et à cassure gris-beu (fig. 20).

Le niveau le plus important en épaisseur correspond parfaitement à la description qu'ELLENBERGER (1958) donne du banc à chloritoïde de la coupe du Chalet du Mone, en Vanoise occidentale. Sa couleur vert-bleuté, sa dureté et sa densité sont les traits les plus singuliers de cette roche à texture fine équigranulaire, parcourue par des fractures à enduits luisants et phylliteux blancs (cookéite).

B.Goffé (comm. orale) a bien voulu examiner ce matériel et en a dressé un inventaire minéralogique qui s'appuie sur des analyses à la microsonde électronique. Les constituants de la roche sont:

- le *chloritoïde*, cristallisé en rosettes et souvent troublé par un voile d'impuretés de couleur brun-foncé
- le *disthène*, parfois en association intime avec un *staurotide zincifère*
- la *margarite*, la *phengite*, la *cookéite*, la *chlorite*, la *pyrophyllite* et la *kaolinite* qui forment en proportion variable la fine matrice phylliteuse emballant le disthène et le chloritoïde. La cookéite (GOFFÉ 1977) est souvent cristallisée dans les fractures de la roche.
- le *diaspore*, fréquemment associé à la cookéite, mais que l'on trouve aussi en inclusion dans le staurotide
- l'*apatite*, le *rutile* et l'*ankérite*, qui sont au nombre des minéraux accessoires.

En lame mince, il apparaît que de larges plages de la roche sont complètement obscurcies par un voile brun-foncé qui est réparti en taches étirées (fig. 28c). C'est avant tout le chloritoïde (dans une moindre mesure le disthène) qui est pollué par cette trame d'impuretés cryptocristallines. Ces taches ont parfois une forme elliptique bien circonscrite, et il est tentant de les interpréter comme des fantômes de pisolites. Cette texture présente en effet une grande similitude avec un cas de pseudomorphoses de pisolites bauxitiques par le chloritoïde décrit par AYRTON & al. (1966) dans le SW de la Turquie.

La composition chimique de ces roches (appendice II) s'intègre parfaitement avec les données fournies par GOFFÉ (1982) sur les niveaux bauxitiques briançonnais des Alpes occidentales. En particulier, et bien que cet élément n'ait pas pu être dosé par la méthode employée (fluorescence X), une forte teneur en lithium est attestée par l'abondance de la cookéite (mica lithinifère).

Il ne fait donc aucun doute que le banc à chloritoïde-disthène du Bruneggjoch représente un sédiment bauxitique intensément métamorphisé.

2. Quartzites noirs et schistes quartzo-calcaires.

Dans la partie sud de l'unité, l'érosion anté-bathonienne a décapé entièrement le Trias carbonaté et le contact entre les quartzites permotriasiques et les marbres à zones siliceuses du Malm est jalonné par quelques niveaux quartzitiques discontinus d'épaisseur extrêmement variable.

Dans les Wisse Schijen, des quartzites purs noirs ou rubanés reposent par un contact tranché sur les quartzites blancs sériciteux du Trias inférieur. Au point 3264m ils atteignent une épaisseur de 10 m. (fig. 19d)

Au lieu-dit Stockji, un peu plus d'un kilomètre au sud-ouest, ce sont des calcschistes quartzeux à lentilles de marbre gris-jaune qui surmontent les quartzites de part et d'autre de la langue du

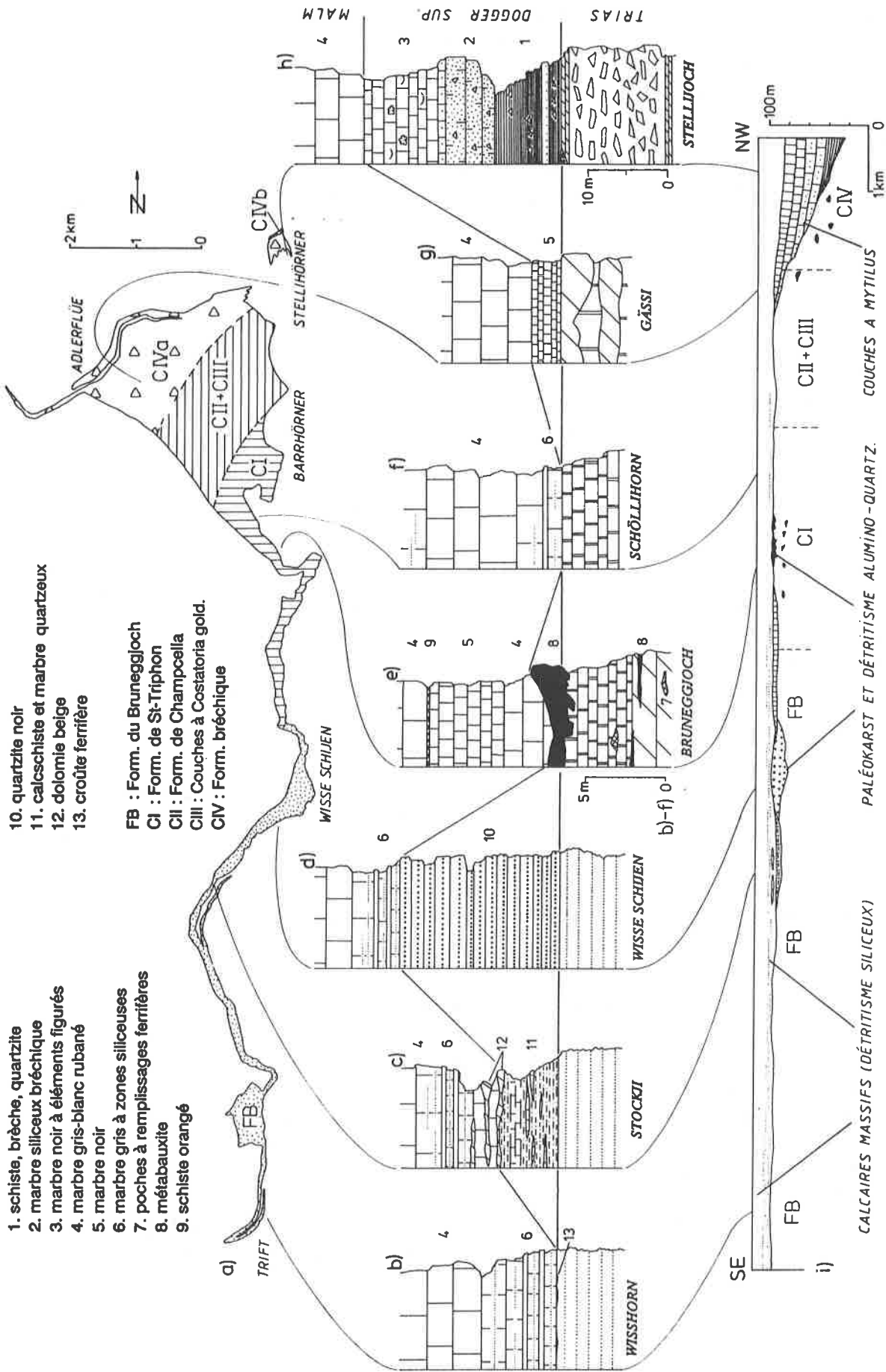


Figure 19: Les formations jurassiques dans l'unité du Barrhorn a) carte interprétative du substratum des terrains jurassiques (niveaux détritiques almino-quartzeux, Couches à Mytilus, Calcaires massifs) b-h) profils stratigraphiques du contact Trias/Jurassique i) profil palinostatique schématique au Jurassique supérieur.

Schalligletscher. Ils sont divisés par un niveau franchement calcaire et couronnés par un mince horizon boudiné dolomitique sur lequel débutent les marbres purs du "Malm" (fig. 19c).

b) Formation des Couches à Mytilus

Les horizons qui sont assimilés à la Formation des Couches à Mytilus n'existent que dans la moitié nord de l'unité du Barrhorn. Ils sont de nature très variée, mais peuvent être regroupés, dans les profils étudiés, en quatre niveaux lithologiques distincts:

1) **conglomérats polygéniques**. Sur les deux versants du "Stellijoch" (fig. 18, 19h), la base de la formation est jalonnée sporadiquement par un conglomérat polygénique (planche II,3). Son épaisseur ne dépasse jamais 50 cm. Parmi les éléments, extrêmement mal triés, dominant des dolomies grises à patine claire et des schistes dolomitiques gris du Trias (C III, C IV). Les éléments calcaires, plus rares, sont entièrement recristallisés. La matrice est inexistante, l'enduit phylliteux noir qui entoure les lithoclastes semble avoir son origine dans une forte dissolution stylolithique.

2) **schistes graphiteux**. Sous ce nom sont regroupés différents faciès qu'il n'a pas été possible de délimiter cartographiquement et dont les relations (superposition ou passage latéral) n'ont pas pu être toujours éclaircies. Ils forment une vire schisteuse qui souligne le contact Trias-Malm dans le massif des Stellihörner (fig. 44) et à la base du Barrwang (flanc renversé de l'unité du Barrhorn) jusqu'à Wanne. Leur inventaire comprend (fig. 18):

- des phyllites noires non carbonatées à patine rouille

- des brèches dolomitiques dans lesquelles dominant les dolomies schisteuses noires du Carnien (C IV a) et des éléments de dolomie grise. Leur matrice, peu abondante, consiste en petits filets siliceux et micacés. Les surfaces de schistosité sont couvertes d'un mince film de graphite luisant.

- un niveau de quartzite gris finement micacé, à patine rouille, de faible puissance (max. 30 cm), constitue un niveau repère dans la partie basale de cet ensemble schisteux.

Sous le microscope on observe un tissu fin équi-granulaire de quartz (albite subordonnée) et de petites paillettes de mica blanc. Parmi les minéraux accessoires on note de nombreuses sections subidiomorphes de piemontite, du zircon et des minéraux opaques (essentiellement de la pyrite disséminée en très petits grains)

- des calcschistes gris pyriteux, parfois graphiteux, à ankérite occupent par endroits la partie supérieure du niveau schisteux. Ils contiennent fréquemment des éléments dolomitiques (dolomies noires). A la base du Barrwang, dans une position structurale complexe, ces calcschistes prennent un aspect noduleux.

Une pâte hétérogranulaire de quartz et de calcite ainsi que des fuseaux de micas blancs moulent des amygdales constituées d'un amalgame de porphyroclastes de calcite fracturés qui présentent parfois une symétrie pentagonale évoquant des articles de crinoïdes. Vus à l'oeil nu, ces cristaux de calcite (quelques mm de diamètre) apparaissent comme de petites taches noires.

3) **Marbres siliceux**. Dans le secteur Stellihörner-Pipjigletscher, un marbre siliceux gris surmonte ces différents faciès schisteux. D'une épaisseur de 2 à 5 m (davantage dans la face nord du Barrhorn où il est replissé isoclinalement), il comprend, outre des marbres siliceux légèrement phylliteux, des quartzites

calcareux phylliteux, des microbrèches et des brèches à éléments dolomitiques et à matrice calcaro-siliceuse.

4) Marbres sombres fétides. Des marbres sombres succèdent aux marbres siliceux gris dans la partie nord de l'unité du Barrhorn. A l'ouest, ce terme repose directement sur le Trias calcaro-dolomitique et constitue l'unique horizon de la Formation des couches à Mytilus. Il s'agit de marbres purs gris foncé à noir, toujours très fétides au choc. Ils comprennent les faciès particuliers suivants:

- *marbre noir fossilifère.* Les moraines du Pipjitälli ont livré des échantillons d'un marbre noir pétri de coquilles dont le test est constitué de calcite blanche. Malgré le degré d'étirement important, on devine des fragments de lamellibranches et peut-être de brachiopodes (Weidmann, comm. orale) (planche II,4).

En lame mince, l'épaisseur du test apparaît constituée de sparite limpide alors que la matrice est formée d'une mosaïque de plages disjointes de calcite sparitique sombre cimentée par de la calcite limpide et quelques grains de quartz et d'albite. La trame d'impuretés qui assombrit ces plages polyédriques est dense. Elle a conservé l'empreinte de quelques éléments figurés (petites sections de gastéropodes?) et sa texture très fine semble attester de la nature originelle micritique de la matrice.

- *marbre noir à oncholites.* Un marbre noir très semblable au précédent contient des formes elliptiques (diam. env. 1 cm) assez floues, marquées par une enveloppe calcitique plus foncée que celle de la matrice et un cœur plus clair.

En lame mince ces éléments figurés se distinguent par la grande taille des cristaux sparitiques qui les composent par rapport à ceux de la matrice. Au sein des premiers, un très fin réseau d'impuretés a conservé parfois l'empreinte du tissu algaire des oncholites ainsi que la trace de débris d'échinodermes.

- *marbres tachetés.* Un faciès fréquent de ces marbres sombres est caractérisé par un aspect tacheté dont sont responsables des cristaux de calcite noire (diam 1-2 mm) elliptiques ou anguleux. Certains niveaux en sont pétris et prennent l'allure d'un calcaire spathique. Dans d'autres ils sont plus disséminés ou au contraire concentrés dans des amandes très étirées dans le plan de la schistosité principale.

En lame mince on peut observer que ces taches correspondent à des nuages d'impuretés (pigment charbonneux) aux contours bien délimités. Ces nuages sont inclus dans (ou à cheval sur) des cristaux de calcite sparitique. Dans certains cas ils ont une forme grossièrement rectangulaire, leurs grands côtés étant parallèles à la schistosité, et sont soulignés par un filet opaque onduleux d'aspect stylolithique.

Il semble qu'il faille interpréter ces figures comme résultant du boudinage de rubans millimétriques compris entre deux joints stylolithiques. Ce phénomène a été suivi d'une recristallisation complète de la calcite dont les plages sparitiques néoformées ont crû de façon poecilitique autour des impuretés abandonnées in situ par la trame calcitique originelle. Une certaine mémoire du microfaciès d'origine du calcaire est conservée au travers de la répartition et la variation de concentration de ces impuretés. Dans les cas les plus parlant, il s'agit d'un arrangement de formes circulaires qui rappelle un microfaciès oolitique ou pelletoidal.

Ce type de phénomène semble être à l'origine de la plupart des faciès de marbres tachetés qu'il est à priori tentant d'interpréter comme d'anciens calcaires échinodermiques. En fait, les fragments de calcite noire qui leur donnent cet aspect ne peuvent être assimilés que dans de rares cas à des débris d'échinodermes.

Dans l'arête NW du Brunegghorn, un marbre gris à grandes taches noires (diam. 0,5 cm) attire l'attention.

Examinées sous le microscope, ces taches aux contours polygonaux correspondent à des nuages d'impureté à cheval sur une mosaïque sparitique. Par endroit elles dessinent des polygones presque emboîtés formant une texture qui rappelle le phénomène de disjonction en mosaïque observé par ELLENBERGER (1958) dans un marbre du Dogger de la Vanoise occidentale (Pl.17,2). Ce type de texture est observé fréquemment dans les marbres riches en matière organique. Outre les

marbres des Couches à Mytilus, ce phénomène apparaît également dans certains marbres du Malm et du Complexe schisteux intermédiaire.

La Formation des Couches à Mytilus atteint son développement maximum au col séparant Inners et Aussers Stellihorn ("Stellijoch"). A cet endroit, son épaisseur très approximative est de 25 mètres.

c) Formation des Calcaires massifs.

Le faciès "Malm" représente plus de la moitié du volume des méta-sédiments carbonatés de l'unité du Barrhorn. Il n'a cependant été possible d'y établir aucune subdivision ni de distinguer, à une exception près, de variations lithologiques significatives au sein de cet ensemble. C'est donc avant tout sa grande homogénéité qui caractérise ce faciès dont l'épaisseur moyenne est d'environ 100 m (mais qui varie de 10 cm à plus de 300 m). Il est formé de marbres gris, généralement rubanés, qui dégagent une odeur fétide au choc. Cette propriété, qu'ils partagent avec certains marbres de la Formation des Couches à Mytilus, permet de les distinguer à coup sûr d'autres marbres gris relativement purs du Trias moyen (C II).

A certains endroits, rien ne permet d'exclure que la base de cet ensemble lithologique à faciès Malm n'englobe des terrains appartenant encore à la Formation des Couches à Mytilus. Ce problème se pose particulièrement au nord de l'unité du Barrhorn où il semble y avoir passage progressif entre marbres sombres et marbres gris rubanés. A certains endroits (Bruneggjoch, Schöllhorn) un marbre pur plus sombre que le faciès classique marque les premiers niveaux du "Malm". Il pourrait en représenter la base ou au contraire constituer le terme calcaire supérieur de la Formation des Couches à Mytilus. La microfaune de ces niveaux n'étant pas préservée, ce problème est ici insoluble.

Au sud de l'unité, par contre, les marbres gris montrent à la base un faciès à zones siliceuses et reposent de façon tranchée sur les quartzites éo-triasiques (fig. 19). Dans cette partie du terrain il est probable que la base lithologique de ce niveau de marbres gris rubanés corresponde effectivement au Malm.

Son sommet est toujours délimité par un contact franc avec des termes appartenant au Complexe schisteux intermédiaire ou aux Couches Rouges à l'exception d'un petit secteur (Platthorn-Trift) dans lequel ces dernières manquent à la suite d'une dénudation tectonique.

1. Marbre gris à zones siliceuses. Dans toute la partie sud de l'unité, à partir des contreforts de l'arête est du Weisshorn, le Malm repose sur les quartzites éo-triasiques ou sur des niveaux détritiques discontinus de la Formation des Couches à Mytilus (fig. 19a,b-d). Sa base montre une alternance de rubans centimétriques de marbre gris légèrement siliceux et de zones très siliceuses à limites floues mises en relief par l'altération. La proportion de quartz dans ces niveaux peut dépasser 50%. Dans certains cas, de véritables bancs de quartzites blanc-gris aux limites diffuses atteignant jusqu'à 20 cm d'épaisseur courent parallèlement au contact sur plusieurs centaines de mètres. Ces niveaux paraissent bien représenter des corps siliceux sédimentaires au sein des calcaires du Malm et non pas des replis isoclinaux de quartzites éo-triasiques comme il en existe dans la région du Platthorn.

-Dans le *massif Platthorn-Wisshorn* (fig. 19a), le marbre gris à zone siliceuses repose directement sur les quartzites éo-triasiques. Une mince croûte ferrugineuse souligne par endroits ce contact franc mais irrégulier. La charge en quartz diminue progressivement à mesure que l'on s'éloigne du contact et l'épaisseur de ce faciès détritique peut être estimée à environ 10 m.

-Dans la région du *Stockji*, en bordure du Schalligletscher (fig. 19c), le contact entre les schistes siliceux et les marbres gris du Malm est marqué par un niveau de dolomie plaquetée beige boudiné (10 à

50 cm d'épaisseur). Dans les 4 m qui suivent on trouve, intercalés dans des marbres gris assez purs, deux autres niveaux dolomitiques semblables (50 cm à 1 m d'épaisseur) qui ont une extension latérale décamétrique. C'est seulement plus haut (à environ 5 m de la base et sur quelques mètres d'épaisseur) qu'apparaît le faciès de marbre gris à zones siliceuses et les niveaux quartzitiques.

-Dans les *Wisse Schijen* (3264m) (fig. 19d), des marbres gris à zones siliceuses (et parfois quartzo-micacées) ainsi que des niveaux de quartzite à fines intercalations de marbre gris foncé forment la base du Malm sur 4 à 5 m d'épaisseur. Ils reposent par un contact franc sur des quartzites noirs (détritisme alumino-siliceux).

-De telles passées siliceuses peuvent être observées encore sporadiquement plus au nord où le Malm repose sur un substratum calcaro-dolomitique du Trias moyen. C'est le cas notamment dans l'*arête E du Schöllhorn* où deux horizons à zones siliceuses ont été observés dans le marbre gris, l'un quelques mètres au dessus de la base de la formation, l'autre environ trente mètres plus haut.

Le litage défini par l'alternance de zones pauvres ou riches en quartz correspond à une (et localement plusieurs) foliation(s) tectono-métamorphique(s) comme le démontre leur position plan-axiale dans certains plis mésoscopiques (Wisshorn, Stockji). Il serait donc hasardeux de chercher dans la répartition et la configuration de ces bandes siliceuses des arguments (indices de granoclassement, stratifications entrecroisées...) concernant la nature détritique du quartz qui y est concentré.

Toutefois il existe une relation évidente entre la présence de ce faciès et la nature quartzitique du substratum anté-Malm. Des relations semblables ont été observées en Vanoise méridionale (JAILLARD & al. 1986, DONDEY 1986) où les coupes du secteur Mt-Pelve-Plateau de la Réchasse, par exemple, montrent une similarité saisissante avec ce que l'on peut observer dans la série du Barrhorn. Dans ce secteur de la Vanoise, sur un substratum triasique érodé jusqu'aux quartzites, des niveaux grésilo-siliceux et des lentilles dolomitiques forment un horizon marqueur au sein des calcaires massifs (Callovien et Malm). Ils correspondraient à un apport siliceux détritique provenant de l'érosion des quartzites du Trias inférieur et leur position discordante par rapport à la base de la formation permettrait de mettre en évidence le caractère diachrone de la transgression jurassique "d'autant plus tardive que l'érosion anté-Dogger est intense" (DONDEY, 1986).

Bien qu'elle ne puisse pas être aussi clairement établie, et malgré l'absence d'éléments de datation, cette interprétation peut être prise en compte également pour la base du Malm dans l'unité du Barrhorn (fig. 19i).

2. Marbres gris rubanés. Contrastant avec les assises méso-triasiques gris-sombre et rubanée de jaune, les marbres du Malm forment des falaises d'un gris relativement uni. Au niveau de l'affleurement, par contre, leur caractéristique réside dans un rubanage irrégulier dessiné par des bandes blanches, grises et gris-sombre d'épaisseur centimétrique à métrique. Leurs limites sont irrégulières et parfois diffuses, les extrémités "flammées". Les bandes foncées sont fréquemment parsemées de taches millimétriques noires (calcite noire). La roche est un marbre très pur qui dégage une odeur fétide au choc.

En lame mince apparaît un rubanement marqué par la variation de granulométrie des cristaux de calcite qui forment des bandes d'épaisseur millimétrique à centimétrique équigranulaires ou hétérogranulaires de grains allant de 0,05 à 1,5 mm. Ce zonage granulométrique ne correspond toutefois pas à celui qui se marque macroscopiquement. Celui-ci représente un litage compositionnel défini par l'abondance relative d'impuretés cryptocristallines (pigment charbonneux) au sein des plages de calcite. Cette pigmentation est particulièrement développée dans les cristaux de calcite noire millimétrique qui ponctuent certains rubans.

Ces marbres montrent parfois des taches claires extrêmement allongées qui recourent les plans de schistosité principale en y marquant un étirement très net (L1). Dans de très rares cas il est possible de deviner dans ces taches la forme de certains fossiles (bivalves ou brachiopodes, gastéropodes, ...?) déjà signalés par ELLENBERGER (1958) et WEIDMANN (1974).

3. Pseudo-brèches dolomitiques. Le Malm présente dans le flanc supérieur (renversé) du synclinal de Barr (fig. 36, 37) un faciès très particulier. Il a l'aspect d'une brèche à éléments de marbre gris-blanc et à matrice dolomitique claire ou vice versa, de sorte que l'on peut douter par moment qu'il s'agisse bien de Malm et non d'un marbre dolomitique triasique. On s'aperçoit pourtant que cette "brèche" passe progressivement à un marbre gris-blanc de type "Malm", parfois fétide, sillonné de fines veines dolomitiques formant un réseau plus ou moins serré et plus ou moins déformé. Ce réseau délimite des "éléments" calcaires ou, au contraire, se fracture sous l'effet de la déformation en formant de petits "éléments" dolomitiques.

Les caractéristiques de ce faciès ainsi que sa position structurale à proximité du plan de chevauchement de la nappe du Mont Fort le font tenir pour une brèche tectonique issue d'une fracturation alpine précoce (cf chapitre IV), brèche elle-même déformée ductilement dans une phase ultérieure (D1). La question de la composition dolomitique du remplissage des fractures mériterait toutefois un examen plus approfondi.

Il est évidemment très délicat d'estimer l'épaisseur originelle des calcaires du Malm qui ont constitué le niveau le plus ductile de la série lors des déformations alpines. Elles présentent des valeurs extrêmes causées par des structures locales: quelques décimètres dans le flanc renversé très étiré des plis de l'Adlerflüe, 300 m à l'extrémité orientale du Barrwang dans la cascade de pli des Stellihörner, mais leur épaisseur moyenne peut être estimée à environ 100 m (Barrhorn, Brunegghorn, Wisse Schijen, Platthorn). En comparaison avec l'amincissement tectonique subi par la série calcaro-dolomitique du Trias, dont l'épaisseur initiale peut être estimée de façon fiable, il faudrait admettre pour le Malm un épaisseur minimale d'au moins 300 m.

Comparaisons et interprétations.

Le matériel recristallisé des Couches à Mytilus et du Malm de la série du Barrhorn n'ont livré que très peu de fossiles identifiables. Il est toutefois possible d'établir des analogies de faciès avec les termes équivalents des séries de Vanoise occidentale et méridionale (également métamorphiques) et surtout avec les coupes de références bien documentées de la nappe des Préalpes médianes, moins métamorphique (SEPTFONTAINE 1983, FURRER 1979, FELBER 1984, HEINZ 1985). La force des analogies existant dans la nature des faciès distingués comme dans leur distribution spatiale ne laisse planer aucun doute quant à la légitimité de ces comparaisons. Toutefois ces travaux récents reposent pour une grande part sur l'examen du microfaciès des roches et sur la détermination des microfossiles qu'elles contiennent, technique qui n'a bien évidemment pas pu être appliquée ici. Ainsi dans les corrélations entreprises, le choix de fourchettes d'âge suffisamment larges devrait permettre de limiter le risque d'erreur concomitant de l'éventuelle hétérochronie des faciès concernés (tableau II).

- les remplissages de paléokarsts et les niveaux détritiques alumino-quartzeux sont des sédiments continentaux traduisant l'érosion et l'altération de la plateforme triasique (et partiellement liasique ?) basculée. Ces dépôts sont très discontinus et de faible épaisseur, n'ayant échappé au lessivage de la surface que piégés dans des dépressions karstiques. Le chimisme des sédiments qui remplissent les paléokarsts encaissés dans les carbonates du Trias atteste de l'intensité des phénomènes d'altération superficielle: bauxites siliceuses, remplissages riches en Fe et en Mn. Ce type de dépôts correspond à une altération en climat équatorial arrivée à un stade très mature.

Le niveau bauxitique du Bruneggjoch n'est pas assez étendu et trop recristallisé pour fournir des indices pouvant alimenter la discussion de l'allochtonie ou de l'autochtonie des sédiments alumineux

répandus sur la plateforme briançonnaise. Rappelons que, outre les critères géochimiques (GOFFÉ 1982), des observations sédimentologiques démontrent en Vanoise (Roc de la Pêche, JAILLARD 1984) comme dans les Préalpes (Dréveneuse, BADOUX & DE WEISSE 1959) leur caractère allochtone.

L'âge exact de ces dépôts continentaux est inconnu, mais il apparaît évident qu'il ont subi une évolution aérienne jusqu'au moment de la transgression marine qui est, selon les endroits, celle de la Formation des Couches à *Mytilus* (Bajocien supérieur à Callovien, voir plus loin) ou celle de la Formation des Calcaires Massifs (Oxfordien).

- La Formation des Couches à *Mytilus* correspond à l'envahissement de la partie septentrionale de l'unité par un bras de mer intérieure confinée de type lagon (SEPTFONTAINE 1983). La succession verticale et latérale de faciès qu'on y observe (fig. 19, tableau II) présente les similitudes suivantes avec les membres lithostratigraphiques définis par cet auteur dans les Préalpes médianes:

- Les conglomérats polygéniques qui jalonnent sporadiquement la base de la Formation correspondent au Membre de Chavanette.
- Les nombreux faciès regroupés sous le terme de "schistes graphiteux" évoquent eux-aussi le Membre de Chavanette. Il n'est pas exclu toutefois qu'une partie des calcschistes qui sont inclus dans cet ensemble fasse déjà partie du Membre du Rübli.
- Les marbres siliceux qui surmontent ces "schistes graphiteux" présentent les principales caractéristiques du Membre du Col de Cordon.
- Les marbres noirs qui constituent le niveau le plus élevé et le plus étendu de la formation peuvent être assimilés au Membre du Rübli. Quelques observations sur la nature présumée du microfaciès d'origine (calcaire biomicritique) de ces roches étayent ici cette corrélation.

Les attributions stratigraphiques qui sont proposées pour les différents niveaux de la Formation des Couches à *Mytilus* de la série du Barrhorn s'inspirent en conséquence de l'âge de ces différents Membres dans les profils les plus comparables des Préalpes médianes rigides: les écaillés du Rübli, de la Gummfluh et des Spillgarten.

Les principales différences qui sont à relever dans la lithostratigraphie de la série du Barrhorn résultent d'une charge nettement plus élevée en éléments détritiques: les apports siliceux, plus constants et plus importants, vont jusqu'à y former de véritables niveaux de quartzites. D'autre part, le contenu en éléments dolomitiques est abondant dans toute la base de la formation.

Les données qui pourraient permettre de comparer la Formation des Calcaires massifs de la série du Barrhorn à celui des Préalpes médianes ou des unités briançonnaises des Alpes occidentales sont minces. Du point de vue pétrographique les marbres gris rubanés correspondent à des calcaires massifs très purs. Aucun faciès pouvant rappeler les "marbres de Guillestre" n'a été observé.

L'origine du rubanement des marbres gris soulève quelques problèmes. Les bandes claires et sombres qui le définissent représentent d'une part une foliation liée à la phase de déformation principale D1 (cf chap. IV) dont elle porte la linéation d'étirement (L1), mais également un litage compositionnel marqué par l'abondance relative en pigments carbonneux au sein de la calcite. L'intensité de la déformation subie fait que ces deux rubanements sont le plus souvent strictement parallèles et marquent les flancs de plis isoclinaux.

Le faciès des marbres rubanés gris-blanc forme un tout qu'il n'est pas possible de subdiviser. Dans les Préalpes médianes rigides (SEPTFONTAINE 1983, HEINZ 1985), la Formation des Calcaires massifs débute dans l'Oxfordien et couvre le Kimméridgien et le Tithonique. Dans certains secteurs (Gummfluh, Seehorn) il y aurait passage continu du niveau supérieur des Couches à *Mytilus* (membre

V A N O I S E W	V A N O I S E S	PREALPES MEDIANES RIGIDES	N A P P E D E S I V I E Z - M I S C H A B E L
EX. ROC DE LA PECHE Jaillard 1984	MT PELVE-RECHASSE Dondey 1986	EX. ECAILLE SPILLGERTEN Septfontaine 1983	U N I T E D U B A R R H O R N STELLHORN
F Calcaires clairs massifs et homogènes	5 Calcaires clairs massifs et homogènes	Unité des calcaires sublithographiques	marbres gris rubanés fétides
E Calcaires clairs massifs à éléments figurés	Idem à zones gréso-siliceuses 4 3 Calcaires massifs ou lités à éléments figurés	MEMBRE DU COL DE CORDON (MC) calcaires graveleux	OXF.
D Calcaires lités noirs fétides et fossilifères	2 Quartzites gris-bleu et calcaires siliceux noirs	MEMBRE DU RUBLI (MR) Calcaires fétides et fossilifères	Marbres noirs fétides à éléments figurés (MR)
C Plaquettes cal-réo-dolomitiques fossilifères		Calcschistes fossilifères	Marbres gris siliceux bréchiques (MC)
B Détritisme alu-mino-quartzeux bauxites, grès et schistes		MEMBRE DE CHAVANETTE (MV) Conglomerats	Schistes graphiteux, calcschistes siliceux, brèches dolomitiques, quartzites gris, calcschistes (MV) - (MR)?
		BAJ. SUP. INF.?	BAJ. SUP?
		?	
		S U B S T R A T U M TRIAS MOYEN	Conglomerats dolomitiques (MV)
		S U B S T R A T U M TRIAS INF.	S U B S T R A T U M TRIAS SUPERIEUR CIV a-b
			Paléokarsts JUR

tableau II : tableau comparatif des terrains marquant la transgression méso-jurassique dans les unités briançonnaises internes de Vanoise, des Préalpes médianes et du Barrhorn. Les attributions stratigraphiques proposées dans cette dernière découlent de ces comparaisons.

du Col de Cordon) à l'unité des Calcaires sublithographiques formant la base du Malm (cette opinion n'est pas partagée par Heinz). Vers le sud-est, le Malm transgresse directement sur le substratum triasique. Cette configuration existe également au sein de l'unité du Barrhorn (fig. 19h,i) dans laquelle on observe, au nord et au nord-ouest, un passage apparemment progressif des marbres noirs (F. des Couches à Mytilus) aux marbres rubanés du Malm, alors qu'au sud ces derniers surmontent sans intermédiaires le Trias calcaro-dolomitique puis les quartzites éo-triasiques. Dans ce dernier cas, cette transgression "oxfordienne" correspond à un faciès particulier du Malm, les marbres à zones siliceuses, qui reflète la nature du substratum.

Conclusions et remarques sur la stratigraphie des terrains jurassiques de la série du Barrhorn.

Tous les éléments stratigraphiques et sédimentologiques qui transparaissent encore dans les assises jurassiques très métamorphiques de la série du Barrhorn correspondent trait pour trait aux formations définies dans les unités briançonnaises moins tectonisées. En particulier une coïncidence remarquable existe avec les écaïlles des Préalpes médianes rigides internes en ce qui concerne la Formation des Couches à Mytilus, avec le chaînon du Roc de la Pêche (Vanoise occidentale) en ce qui concerne le détritisme alumino-siliceux et enfin avec le secteur Mt Pelve - Plateau de la Réchasse pour ce qui est de la transgression du Malm sur le substratum quartzitique.

Les principaux points d'interrogations qui restent attachés à cette partie de la succession stratigraphique sont les suivants:

-Aucune précision ne peut être apportée sur la nature des faciès du Malm dont la recristallisation est complète. La seule indication provient d'une spéculation sur son épaisseur originelle qui semble être comparable, ou avoir même dépassé, celle du Malm de la Gummfluh ou des Spillgarten sédimenté dans un milieu d'arrière récif.

-L'existence ou non d'un passage continu entre la Formation des Couches à Mytilus et la Formation des Calcaires Massifs dans le nord de l'unité du Barrhorn, question déjà controversée partout ailleurs dans le domaine briançonnais, ne trouve bien évidemment pas de réponse ici.

LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET LE TERTIAIRE DE LA SÉRIE DU BARRHORN

Bien que ne représentant qu'une faible épaisseur de la série du Barrhorn, les terrains crétacés supérieurs à tertiaires se distinguent nettement dans le paysage. Ils constituent deux traits morphologiques marquants: une barre orangée formée des marbres phylliteux (Crétacé sup. à Eocène ?) et une bande noire schisteuse formée par le flysch terminal (Eocène). Ces formations affleurent au sommet des falaises de Trias et de Malm sur le versant Mattertal du massif (Brunegghorn, Inn.-Üss. Barrhorn), au sommet du Barrwang dans le versant Turtmantal ainsi que dans la butte 3202m (Barr) et dans l'Adlerflüe.

Trois ensembles lithologiques ont pu être distingués et cartographiés (fig. 21).

a) Complexe schisteux intermédiaire (Csi)

Cette formation n'a été observée qu'au nord-ouest de l'unité du Barrhorn (fig. 21) où son existence à la base des Couches Rouges métamorphiques avait déjà été pressentie par Weidmann (comm. orale). Elle forme un mince niveau à la base des marbres phylliteux orangés dans les deux flancs du "synclinal de Barr" (fig. 36).

Elle repose sur les marbres rubanés blanc-gris du Malm par un contact généralement franc. Au sommet du Barrwang (sous le pt 3057m), le contact est marqué par une fine croûte d'aspect ferrugineux alors que quelques petites "flaques" de marbre orangé remplissent des dépressions dans le Malm.

En lame mince, ce marbre orangé se révèle être passablement siliceux (env. 15% Qtz) alors que la calcite en mosaïque sparitique est imprégnée par un pigment ferrifère.

La croûte ferrugineuse mentionnée ci-dessus ne dépasse pas deux millimètres d'épaisseur.

Sous le microscope on s'aperçoit qu'elle correspond à une imprégnation ferrifère et phosphatée. Dans sa partie basale, ce matériel envahit et cimente les éléments d'une calcarénite dont on reconnaît une partie des éléments figurés de taille inframillimétrique: oolithes, bioclastes, lithoclastes et des fragments de foraminifères planctoniques (*Hedbergella sp.*) dont l'empreinte du test calcitique ressort en clair sur le fond opaque. La partie supérieure de l'encroûtement, principalement phosphatée, présente des laminations stromatolitiques (sur env. 0.5 mm d'épaisseur) puis une fine pellicule micacée (mica blanc, stilpnomélane (?)). De petites portions de cette croûte sont silicifiées.

Le Complexe schisteux intermédiaire est formé principalement par un marbre gris sombre à noir, très légèrement micacé, à patine brunâtre. Il se caractérise souvent par un aspect tacheté "en peau de léopard". Son épaisseur maximale (Barr) ne dépasse pas 5 m.

Les lames minces montrent des grains de quartz et de petites paillettes de mica blanc disséminés dans une trame de calcite sparitique. Celle-ci est polluée par un semis irrégulier de grains opaques minuscules (pigment charbonneux, pyrite), par de nombreux petits sphères (0,1 mm), par une trame ferrugineuse diffuse, par des oxydes de fer et quelques tourmalines. Le pigment charbonneux est souvent concentré en petites taches (0,1 à 0,5mm) et semble avoir parfois pseudomorphosé partiellement des tests de foraminifères planctoniques. Toutes ces impuretés sont en outre concentrées le long de joints de dissolution qui marquent la schistosité principale.

Dans la région de Barr (à proximité du pt 2787m et en bordure du Turtmannletscher E), le contact entre les marbres rubanés blanc-gris du Malm et ces marbres sombres est affecté par une succession de plis couchés décamétriques (P2, cf chapitre IV). Les 20 à 50 premiers centimètres des marbres du Csi contiennent un chapelet de petites lentilles ellipsoïdales centimétriques d'un marbre plus foncé que l'encaissant et qui correspondent à un niveau boudiné dont les éléments sont étirés et disposés dans la schistosité (S2) liée aux plis macroscopiques P2 (fig. 22). Ces petits boudins ont une pâte fine et l'aspect d'un calcaire peu "recuit".

En lame mince on constate pourtant que la recristallisation est aussi prononcée que dans l'encaissant. Toutefois la

" B A R R G R A T "

A D L E R F L Ü E

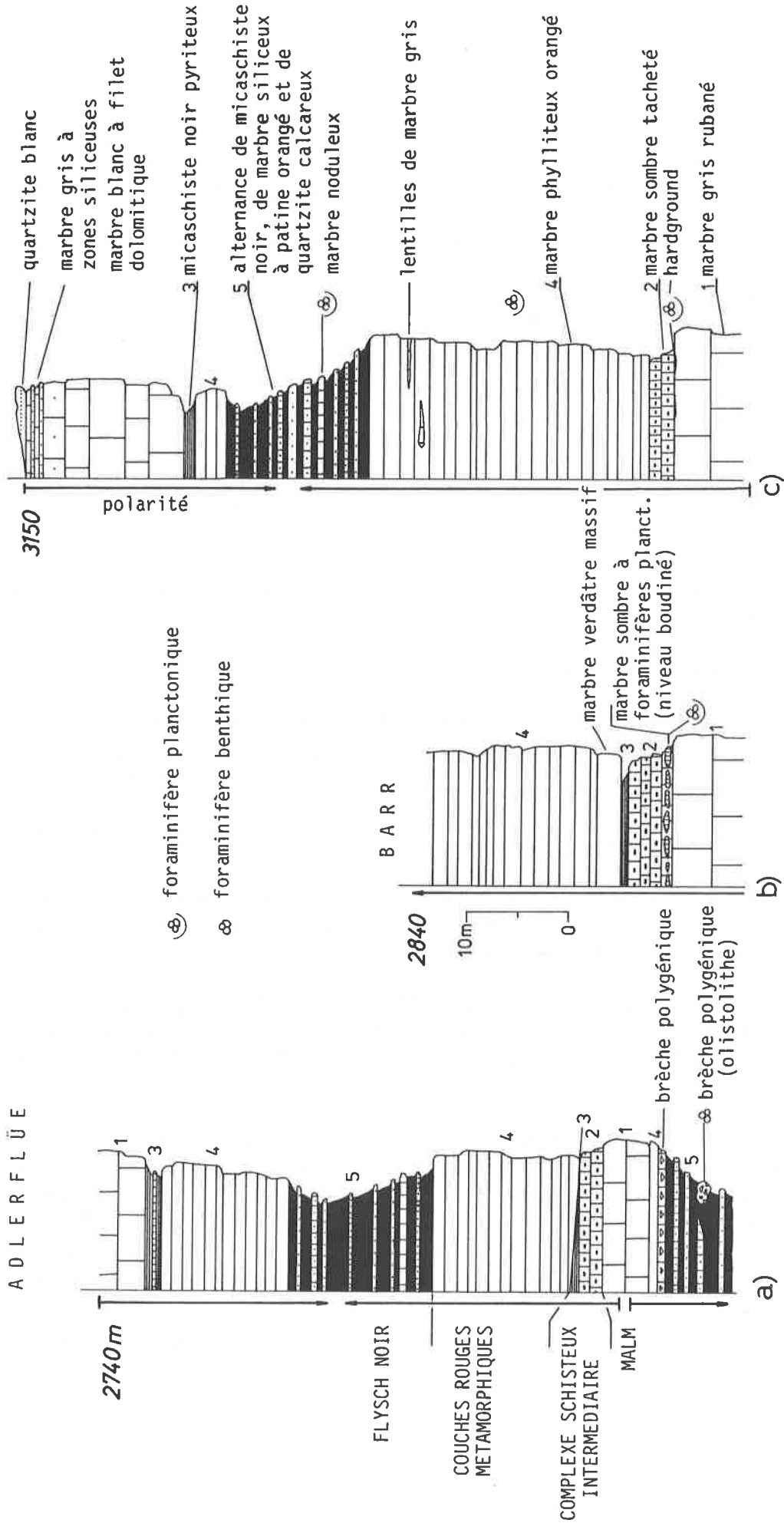
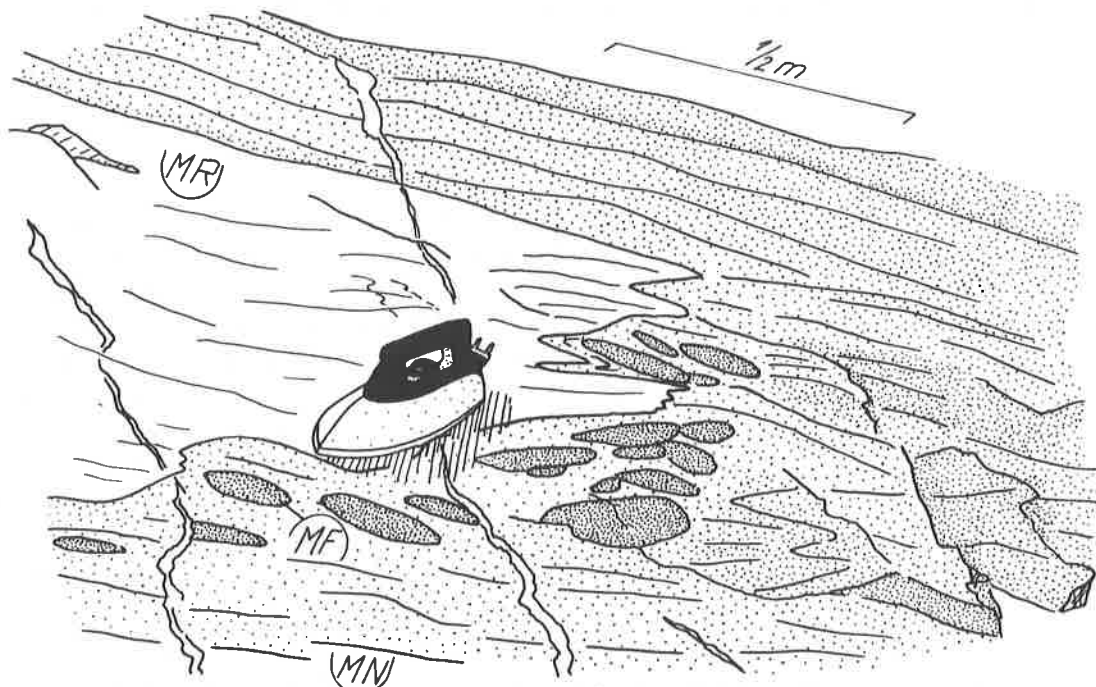


figure 21: Profils lithostratigraphiques à travers les niveaux crétacés supérieurs et tertiaires redoublés de la série du Barrhorn au nord-ouest de l'unité.

mosaïque sparitique est masquée par une trame pigmentaire très dense qui a fossilisé le microfaciès originel de la roche. Il s'agit d'une micrite constellée de foraminifères planctoniques formant un arrangement de type wackestone. Au sein de l'échantillon, la qualité de la préservation varie en fonction de la densité de la pigmentation. Certains secteurs ont en lumière naturelle un aspect semblable à celui d'une biomicrite à foraminifères planctoniques non recristallisée si ce n'est que chaque plage de sparite confère à l'arrangement pigmentaire qu'elle englobe un pléochroïsme assez intense qui le rend très apparent ou presque invisible selon sa position par rapport au Nichol (pléochroïsme direct). Dans d'autres secteurs la densité de la pigmentation est plus faible et ne dessine qu'une image très nébuleuse du microfaciès qui ne ressort clairement que dans de petits îlots isolés. La nature exacte de ce pigment crypto-cristallin n'a pas pu être définie. P. Amieux a examiné ce matériel en cathodoluminescence. Les images obtenues révèlent pour la calcite une teneur relativement élevée en manganèse et mettent en évidence une forte concentration d'apatite. C'est donc vraisemblablement à un contenu élevé en phosphates que ce faciès doit d'être resté remarquablement reconnaissable. La déformation interne de la roche est variable et se marque par un étirement plus ou moins prononcé des microfossiles.

La microfaune est constituée presque exclusivement de foraminifères planctoniques (planche II,5,6). Les formes sont triées et consistent principalement en un semis dense d'*Hedbergella sp.* qui sont parfois accompagnées de formes monocarénées parmi lesquelles on reconnaît (détermination M. Caron, Fribourg): *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *Rotalipora apenninica* (RENZ), *Rotalipora brotzeni* (?)(SIGAL), *Rotalipora gandolfii* (?)(LUTERBACH & SILVA) ainsi que des formes de type *Heterohelix sp.*. Certaines lames minces comportent en outre des formes benthiques, des calcisphérulidés (*Pithonella sp.* ?) et des bioclastes: débris d'échinodermes, prismes d'inocérames(?).

L'association des diverses espèces de *Rotalipora* reconnues correspond à une fourchette d'âge Albien supérieur - Cénomanién inférieur. L'absence de formes telles que *R. buxtorfi* rend toutefois l'attribution au Cénomanién inf. plus probable (M. Caron, comm. orale). Aucun indice de remaniement ou de condensation ne ressort de cet assemblage de microfaune qui permet donc de dater la base des marbres foncés appartenant au Csi.



Form. des Calcaires massifs : MR : marbre rubané gris-blanc ("Malm")
 Complexe schisteux intermédiaire : MF : marbre phosphaté à foraminifères (Cénomanién)
 MN : marbre tacheté noir

figure 22: Contact "Malm" - Complexe schisteux intermédiaire dans la charnière d'un pli de phase D2 en rive droite du Turtmannletscher E (Barr, 2846m). Le niveau de marbre gris phosphaté, très boudiné, situé à proximité du contact, recèle une microfaune bien préservée du Cénomanién inférieur.

Cette formation est couronnée par un niveau schisteux d'une épaisseur maximale de 1 mètre constitué par un micaschiste noir très pyriteux et parfois légèrement graphiteux, dans lequel peuvent être intercalés des bancs centimétriques de marbre orangé.

Vus sous le microscope, ces schistes montrent un rubanement millimétrique de micas blancs très riches en pigments charbonneux, en pyrite et en sphène, de quartz et d'albite (subordonnée), et de calcite à trame ferrugineuse.

Il est aisé de reconnaître dans cette séquence de faciès la signature du Complexe schisteux intermédiaire des Préalpes médianes (KLAUS 1959, M.CARON 1966). De façon très conjecturale, les trois ensembles lithologiques décrits par Klaus dans le synclinal de la Gruyère (série basale, série médiane et terminale) se retrouveraient ici avec des caractères accentués: de nature essentiellement calcaire pour la première, schisteuse pour les suivantes.

La Formation contient dans les Préalpes des microfaunes datées de l'Aptien au Turonien, toutefois les coupes sont rarement complètes. En particulier, dans les zones internes, des terrains jeunes (Cénomaniens à Turonien) reposent sur les Calcaires massifs du Malm par l'intermédiaire de placages stromatolitiques et de niveaux condensés pelliculaires d'âge aptien à cénomanien (KLAUS 1964, GUILLAUME 1986).

Ces encroûtements ferrugineux et phosphatés sont identiques à celui qui couronne très localement le Malm de la série du Barrhorn. Son âge est donc probablement aussi Aptien à Cénomanien. Seule la base des niveaux calcaires du Csi peut être datée précisément dans la série du Barrhorn. Elle correspond au Cénomanien inférieur (éventuellement Albien supérieur) et il est dès lors vraisemblable que la partie principale de la Formation couvre le Cénomanien voire le Turonien.

Il est particulièrement important de relever que les microfossiles les mieux préservés qui aient été découverts dans l'unité du Barrhorn mettent en évidence une concordance d'âge entre les premiers niveaux du Crétacé supérieur de cette unité et de la partie interne des Préalpes médianes romandes.

b) Couches Rouges

L'étude des Couches Rouges métamorphiques de l'unité du Barrhorn s'est avérée très décevante. Elles y sont pourtant bien reconnaissables et largement réparties. Mais l'examen lithologique ainsi que la recherche de microfaunes n'ont donné que de maigres résultats. A posteriori, il semble néanmoins qu'avec l'aide du travail récent de GUILLAUME (1986) sur les Couches Rouges des Préalpes médianes romandes, il serait possible de différencier davantage de faciès parmi ces marbres dont l'aspect est très monotone. L'obstacle majeur réside toutefois dans l'oblitération de la microfaune planctonique qui n'a pas, ou de façon trop imparfaite (fragments de tests discernables mais non identifiables), été protégée face au processus de déformation et de recristallisation dans la même mesure que certains faciès du Csi. L'espoir existait pourtant de la retrouver indemne dans certains hardgrounds, bien connus dans toutes les Couches Rouges du domaine briançonnais. Malgré des recherches intensives, aucun niveau de ce type n'a pu être découvert, soit qu'ils fassent défaut dans cette unité, soit qu'ils aient passé inaperçus.

Au sein de la série du Barrhorn, cette formation apparaît donc comme un ensemble homogène de marbres gris-clair à verdâtres, à patine orangée caractéristique, et dont la schistosité plus ou moins marquée est soulignée par un film micacé.

Dans la matrice de calcite hétérogranulaire, de petites paillettes de mica blanc marquent la schistosité principale dont les plans sont espacés de quelques 1/10 de millimètre. Le quartz et l'albite (cette dernière souvent prédominante) représentent de 2 à 5% de la roche et forment de petits grains isolés ou concentrés dans de fines bandes parallèles à la schistosité. La couleur verdâtre de la roche est due principalement au mica blanc, la chlorite n'étant que rarement présente et en petite quantité. A ce point de vue, le terme de marbre chloriteux utilisé par ELLENBERGER (1953b) par analogie avec leurs équivalents en Vanoise n'est pas approprié.

Ces marbres sont toujours riches en petits minéraux accessoires parmi lesquels domine nettement le sphène qu'accompagnent l'épidote (pistachite et clinozoïsité), la tourmaline, le zircon et des minéraux opaques (pyrite, pigments carbonneux).

Les rares observations lithostratigraphiques plus précises (fig. 21) proviennent de la région de Barr (rive droite du Bruneggletscher) où un niveau de marbre clair massif peu phylliteux (petits filets chloriteux) de 2 mètres d'épaisseur repose sur les schistes du Csi. Son contact avec les marbres phylliteux orangés conventionnels est net, souligné par de la chlorite.

Le sommet des Couches Rouges affleure sur la crête menant au point 3202m, entre les épaules 3055m et 3099m. On y relève au sein des marbres phylliteux classiques des lentilles très allongées (quelques décimètres de long sur 1-2 centimètre d'épaisseur) de marbre gris pur. Il pourrait s'agir de blocs de Malm isolés dans les sédiments pélagiques, comparables à ceux qui peuvent être observés dans certains profils des Préalpes.

En dépit de recherches intensives, les marbres phylliteux orangés n'ont, au mieux, livré que des fantômes de foraminifères indéterminables. L'examen de sections polies en cathodoluminescence (P. Amieux, Genève) n'a pas fourni de meilleurs résultats.

L'équivalent des Couches Rouges ne peut donc être daté que par encadrement dans la série du Barrhorn. Elles surmontent les marbres du Malm, et localement le Csi dont la base représente l'Albien sup.-Cénomaniens inf., et passent à leur sommet au flysch noir dont nous verrons qu'il doit être attribué à l'Eocène. Il n'est pas possible de préciser quelles formations ni quels intervalles de temps sont compris dans ce niveau de marbres phylliteux.

La révision stratigraphique des Couches Rouges de la nappe des Préalpes médianes romandes entreprise par GUILLAUME (1986) a révélé l'importance des lacunes et des niveaux de condensation qu'elles comportent. Dans l'unité du Barrhorn, le passage généralement continu entre marbres phylliteux orangés et flysch noir laisse supposer l'existence d'un équivalent de la Formation des Chenaux Rouges (Paléocène sup. à Eocène inf.). En raison de l'absence d'une croûte ferrugineuse de type Chenaux Rouges qui aurait constitué un marqueur de la base de cette formation (et dont la probabilité d'avoir été complètement oblitérée par la recristallisation ou d'être passée inaperçue est relativement faible), de l'insuffisance des repères lithostratigraphiques et d'une très mauvaise préservation de la microfaune, l'existence de termes d'âge Turonien à Santonien (Formation de la Rote Platte, GUILLAUME 1986) et Maastrichtien (Formation des Forclettes) ne peut pas être démontrée.

Il n'est pas impossible que ces derniers fassent réellement défaut dans la série du Barrhorn et que les Couches Rouges métamorphiques qu'elle comporte soient exclusivement d'âge tertiaire (Formation des Chenaux Rouges). Cette proposition ne représente, bien évidemment, qu'une hypothèse de travail.

c) Flysch noir

Des Alpes ligures aux Préalpes romandes, les séries classiques de type briançonnais sont couronnées par un flysch qui est daté avec plus ou moins de précision: calcaires nummulitiques (Lutétien) et flysch (Priabonien?) dans le briançonnais ligure (VANOSSI & al. 1984), flysch noir briançonnais (Lutétien) (LEMOINE 1953), schistes de Pralognan (Eocène) en Vanoise occidentale (ELLENBERGER 1958), Flysch des Médianes (Eocène moyen à supérieur?) (C.CARON & al. 1980).

Dans sa note sur la série du Barrhorn, ELLENBERGER (1953b) avait vu dans les schistes noirs qui surmontent les "marbres chloriteux" de la région de Barr un équivalent parfait des schistes de Pralognan et leur avait attribué par comparaison un âge éocène. Il était particulièrement important de

tenter de confirmer cette attribution micropaléontologiquement puisque l'âge des sédiments les plus jeunes de la série du Barrhorn représente un précieux jalon dans la chronologie des événements tectono-métamorphiques des nappes penniques en Valais.

Ces schistes n'affleurent que dans la partie nord-ouest de l'unité (Barr, Adlerflüe, fig. 21) où ils constituent toujours le coeur d'un synclinal isoclinal (Plis de Barr D1). Ils ne sont ainsi jamais en contact avec le plan de chevauchement de la nappe du Mont Fort, au contraire de leur équivalent nord-occidental : le wildflysch de la série du Toûno (MARTHALER 1984). Cette position structurale particulière (coeur d'un pli isoclinal) empêche de lever une coupe lithostratigraphique exempte de répétitions. Il ne peut donc être question que de caractériser le type lithologique de cette formation.

Le passage marbres phylliteux - schistes noirs est rapide mais progressif. Sur quelques centimètres les marbres deviennent plus phylliteux et sont légèrement ferrugineux avant de céder la place à un niveau de schistes noirs (Barr, à proximité du point 3044m). La suite de la séquence est principalement schisteuse, dominée par des micaschistes noirs à petites amygdales de carbonate.

De petites paillettes de mica blanc et de chlorite, intimement mêlées à du quartz et à de l'albite microgrenus, forment la roche dans laquelle ils marquent deux schistosités pénétratives. La première est la schistosité principale soulignée également par de fins rubans discontinus de carbonate (calcite et surtout carbonate à trame ferrugineuse orange vif), constellés de grains de quartz, d'albite, de pyrite, de paillettes de mica blanc et de chlorite dont une partie forme une bordure phylliteuse au pourtour de ces amygdales. Une schistosité de crénulation très serrée recoupe cette première structure en individualisant des microlithons très étroits et réguliers soulignés par un abondant pigment opaque (matière charbonneuse) qui va jusqu'à obscurcir complètement certaines zones phylliteuses. De fines bandes plus riches en albite courent parallèlement à la schistosité principale et pourraient marquer un litage compositionnel originel. La tourmaline en petits grains subidiomorphes domine au chapitre des minéraux accessoires, accompagnée par le zircon.

Des bancs de marbres siliceux et de quartzites d'épaisseur centimétrique à décimétrique, à patine orangée ou brune, se détachent nettement du matériel schisteux dans lequel ils sont intensément replissés. Ce sont eux qui confèrent à cette formation son aspect flyschöide. La surface des bancs compétents présente exceptionnellement des mamelonnements qui peuvent évoquer des figures sédimentaires de type flute cast. Tous les intermédiaires existent entre des pôles siliceux et calcaires. Les quartzites ont une patine brun foncé et présentent une cassure grise généralement ponctuée de petites taches ocre (ankérite). Leurs contacts avec les schistes noirs encaissants sont très tranchés.

Le quartz et l'albite (subordonée) forment une texture équi-granulaire dans laquelle sont dispersés de petites paillettes de mica blanc et de chlorite, quelques plages de calcite, des cristaux de pyrite et surtout une grande concentration (10 à 15 %) d'agrégats de cristaux chagrinés d'ankérite brun-rouge. La tourmaline et le rutile sont abondants.

Les faciès plus calcaires ont une patine orangée à brun sombre et acquièrent à l'altération une trame siliceuse.

La proportion de quartz et d'albite ne descend jamais au dessous de 30% alors que la fraction micacée (minuscules paillettes de mica blanc) est très faible. La calcite, le quartz et l'albite sont obscurcis par une grande quantité d'impuretés qui confèrent à la roche une teinte gris sombre à noir. Elles sont de plusieurs types qui coexistent ou qui prédominent dans certaines zones, définissant ainsi un rubanement de la roche:

- des nuages de fins pigments opaques (pigments charbonneux), diffus ou concentrés, qui marquent également par une trace irrégulière des plans de dissolution parallèles à la schistosité

- une trame ferrugineuse colorant de rouge uniquement la calcite, mais indépendante du contour des grains de sparite.

- des cristaux ou des amas chagrinés d'ankérite dont la taille ne dépasse guère 0,1 à 0,2 mm. Ces impuretés donnent parfois l'impression d'avoir moulé ou épigénisé des tests de microfossiles. Certains de ces objets rappellent par la forme et par la taille celles de Globorotalidae (planche III,2). Leur état de préservation ne permet toutefois pas d'être affirmatif.

La tourmaline est le minéral accessoire le plus abondant, avec le rutile et le zircon. La pyrite, relativement abondante forme des cristaux idiomorphes post-cinématiques.

Certains bancs d'épaisseur décimétrique montrent un rubanement net défini par des zones à prédominance siliceuse et carbonatée. Dans ce cas la succession lithologique est invariablement: schiste noir - quartzite carbonaté - marbre siliceux - schiste noir.

Sur la crête de Barr (entre les points 3057 et 3099m), un niveau décimétrique diffère des bancs avoisinants par sa nature exclusivement calcaire, un aspect noduleux et une patine brun-rouge très sombre. Certains échantillons sont, de plus, riches en cristaux millimétriques d'albite idiomorphe noire, mis en relief par l'altération.

Les nodules étirés (diamètre 2-3mm) sont formés d'une mosaïque de cristaux de calcite sparitique englobant un tissu de pigments charbonneux très dense mais morcelé par un réseau serré de micro-veines de calcite limpide. Des variations de la densité de cette trame dessinent parfois des figures floues dans lesquelles on devine des fantômes d'éléments figurés tels que des oolithes, des débris de crinoïdes et des fragments de microfossiles planctoniques(?) et benthiques (?). Ces éléments n'ont malheureusement pas pu être identifiés plus précisément.

Ces nodules sont moulés par une pâte de calcite mylonitique au sein de laquelle sont développés des porphyroblastes subidiomorphes d'albite (mm) qui ont crû dans un premier temps sans déranger une trame d'impuretés dessinant la forme des grains de calcite mylonitique (planche III, 1).

A Barr, dans la petite paroi orientée au SE qui aboutit au point 3202m situé dans le prolongement de l'arête W de l'Ussers Barrhorn, les termes supérieurs de la série du Barrhorn sont intensément replissés les uns avec les autres de façon isoclinale. La structure dominante est le synclinal de Barr dont le coeur est formé par un niveau de flysch noir d'une épaisseur d'environ 4 mètres. Cet horizon contient quatre lentilles de marbre gris de type "Malm" de longueur métrique à décimétrique, réparties sur un tronçon d'une cinquantaine de mètres (fig. 36). Les plus importantes sont situées au contact ou à proximité des contacts avec les marbres phylliteux orangés. Il ne marquent par conséquent pas exactement la trace axiale du synclinal. Ces blocs sont isolés les uns des autres et ne se raccordent pas aux différentes langues isoclinales de Malm qui courent plus bas dans la paroi. Ils peuvent être interprétés soit comme des olistolithes de Malm emballés dans le flysch, soit comme des replis de Malm isolés et boudinés faisant partie d'une interférence complexe non reconnue.

La première hypothèse est renforcée par la présence, dans le repli de la série du Barrhorn qui correspond à la partie la plus "externe" de l'unité, d'un bloc isolé dans le flysch et dont le statut d'olistolithe ne fait aucun doute.

Ce bloc peut être observé à proximité de l'arête NW de l'Adlerflüe (coord. 110.855/620.160, 2720 m) dans le flanc renversé d'un anticlinal couché. Le profil qu'on y relève (fig. 21a, partie inférieure) diffère de la succession habituelle par l'existence, au contact entre le niveau de marbres phylliteux (Couches Rouges) très étiré et le flysch noir, d'un horizon de brèche polygénique (20 cm épaisseur), lui-aussi intensément laminé. Elle contient en proportions égales des éléments calcaires et dolomitiques (centimétriques) qui ne peuvent pas être identifiés précisément, dans une matrice consistant en un marbre phylliteux et quartzeux à patine orangée. Seuls certains éléments dolomitiques noirs révèlent en lame mince les traces d'une micro-texture très oblitérée rappelant le faciès biodétritique caractéristique qui sera décrit ci-dessous. Le flysch fait suite à cette brèche avec une alternance de niveaux calcschisteux et de minces passées quartzo-calcareuses.

On trouve, emballé par la matrice schisteuse à un mètre de ce contact, un bloc de brèche dolomitique en forme de boule dont le diamètre atteint 1.5 m (fig. 23). Cette roche a été remarquablement préservée de la déformation et consiste en une brèche polydolomitique sombre à patine brun-gris. Dans une matrice calcaire et quartzo-micacée très peu abondante, se trouvent des éléments, parfois de taille pluricentimétrique, montrant un certain nombre de faciès dolomitiques. Parmi ceux-ci ressortent des fragments de dolomie noire.

Elle présente en lame mince l'image d'un sable bien trié à gros foraminifères. Il s'agit d'involutinacés dont toutes les sections bien préservées appartiennent à l'espèce *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMAN)(CIARAPICA & ZANINETTI 1985) (détermination L.Zaninetti) (planche III, 3, 4). Ce faciès, extrêmement bien préservé de la déformation et de la recristallisation, peut ainsi être daté du Trias supérieur (Norien-Rhétien). La brèche au sein de laquelle on trouve ces éléments, parmi d'autres de nature essentiellement dolomitique, est peut-être jurassique.

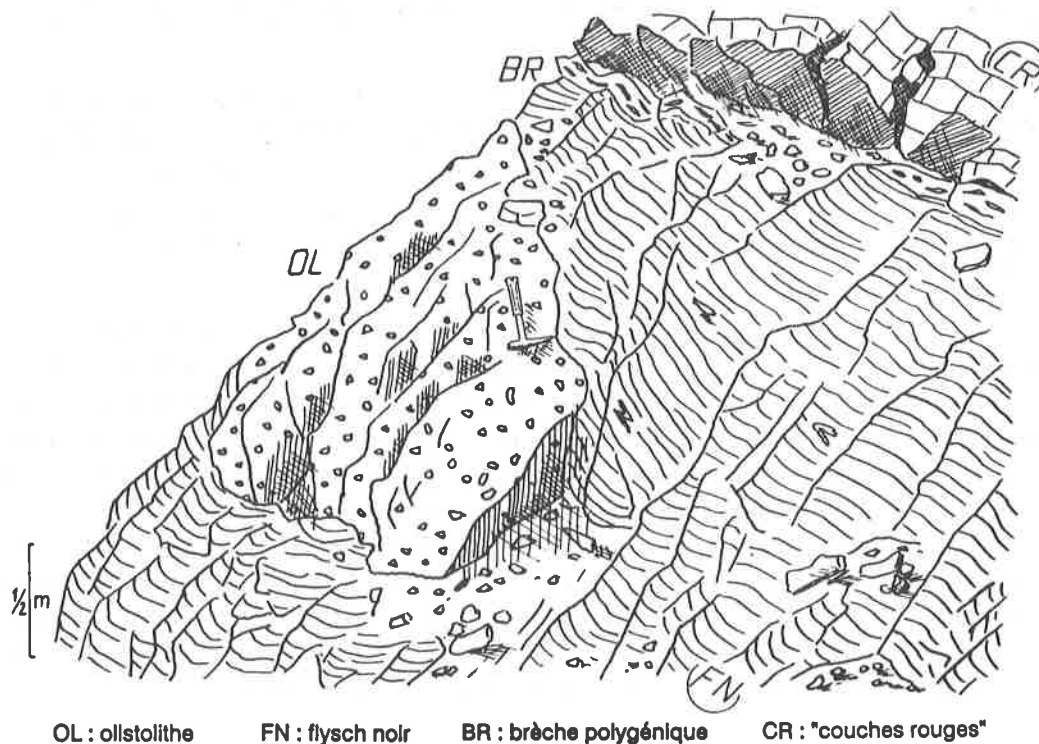


figure 23: Olistolithe exotique de brèche polydolomitique au sein du flysch noir (Eocène) de la série du Barrhorn (Adlerflüe 620.175/110.140, 2720m). Certains éléments de la brèche contiennent une microfaune du Trias supérieur à cachet austro-alpin. La base du flysch (en position renversée) comporte ici un niveau de brèche polygénique.

L'origine de ce bloc, dont la forme et la nature ne laissent planer aucun doute sur son statut d'olistolithe au sein du flysch noir, est probablement extra-briançonnaise, le faciès à *Aulotortus* décrit plus haut n'ayant jamais été observé jusqu'ici dans le Trias supérieur briançonnais (Zaninetti, comm. orale), alors qu'il est connu dans les unités austro-alpines (Alpes autrichiennes) et éventuellement prépiémontaises. Aucun autre bloc étranger n'a été observé dans ce secteur. On doit se borner à constater que la brèche qui marque la base du faciès flysch dans ce profil semble contenir certains des éléments qui sont aussi les plus caractéristiques de la brèche dans laquelle est façonné ce bloc. On peut donc imaginer que celui-ci soit un "galet" de grande taille issu du même bord d'érosion que celui qui a alimenté la "brèche basale" du flysch noir dans cette partie de l'unité du Barrhorn. Le cachet de ces éléments détritiques n'est pas suffisamment univoque pour permettre de déterminer précisément de quelle unité ils pouvaient provenir, mais ces observations pourraient suggérer qu'au moment de la transition Couches Rouges - Flysch dans le domaine briançonnais interne (Eocène moyen) existait à proximité (sud ?) une bordure d'érosion (front de nappe?) susceptible d'alimenter ce bassin en éléments de provenance prépiémontaise ou austro-alpine (cf chapitre V).

Plus à l'ouest encore, dans la face nord des Diablons et les versants est du Wängerhorn et du Frilihorn, le flysch de la série du Barrhorn vient à chevaucher celui de la série du Toûno. Les déformations superposées ultérieures replissent intensément ce contact anormal ainsi que les plans de chevauchement des unités supérieures (Mont-Fort et Tsaté), de sorte qu'une distinction cartographique entre les différents flysch impliqués devient hasardeuse. Parmi les faciès observés, il en est qui peuvent toutefois être assimilés avec une certaine assurance au flysch noir de l'une ou l'autre des séries briançonnaises, et plus vraisemblablement à celle du Barrhorn, en raison des affinités qu'ils présentent avec les termes lithologiques décrits plus hauts.

Il s'agit d'une alternance de niveaux calcschisteux et de niveaux centimétriques à décimétriques de quartzites très purs et de marbres quartzeux à patine orangée. Quelques bancs de brèches et microbrèches dolomitiques à patine beige y sont intercalés. Ce sont une fois encore des brèches polydolomitiques dans lesquelles on reconnaît des éléments de dolomies grises, noires et beiges. La matrice est constituée à parts égales de calcite, de quartz et de mica blanc, ce dernier présentant la particularité d'être, pour une part, riche en chrome (couleur vert émeraude).

Dans le versant est du Frilihorn, ce même flysch contient de plus des blocs décimétriques isolés de dolomies triasiques qui sont probablement des olistolithes.

Le sommet de la série du Barrhorn est représenté par un flysch noir peu épais et toujours replissé isoclinalement sur lui-même. Des différences de faciès peuvent être relevées entre une zone "interne" (Barr, Adlerflüe), caractérisée par un passage apparemment progressif avec le sommet des Couches Rouges et par des alternances schisto-gréso-calcaires régulières, et une zone "externe" (Adlerflüe, Les Diablons, Frilihorn), constituant le raccord avec les faciès de la série du Toûno, où la base du flysch est localement marquée par un niveau de brèche, et la séquence caractérisée par l'apparition de microbrèches dolomitiques. Des olistolithes de nature variée sont emballés dans ce flysch, rares et sujets à caution (Barr 3202m) dans la zone interne, plus fréquents et indubitables dans la partie externe. Seul un des olistolithes observés peut être suspecté avec quelque argument d'avoir une origine extra-briançonnaise. Les autres ne se distinguent pas de faciès connus dans la série du Barrhorn elle-même.

En dépit d'une recherche intensive, il n'a pas été possible de dater ce flysch de manière directe. Les microfaciès ne sont pas, ou très mal, préservés. Bien qu'il existe une forte présomption sur la présence de formes de type *Globorotalia sp.* (planche III,2), la qualité du matériel ne permet pas de déterminer un âge précis (il faudrait s'attendre d'ailleurs à l'existence de remaniements de microfaune dans ces bancs de nature turbiditique).

L'argument le plus fort en faveur de l'attribution à l'Eocène de ce flysch reste donc l'analogie de faciès parfaite qu'il présente avec celui des Préalpes médianes. La base de ce dernier est daté de l'Eocène moyen à l'aide de foraminifères planctoniques et de nannofossiles (C.CARON et al. 1980). Selon les mêmes auteurs, son sommet pourrait atteindre l'Eocène supérieur. Mais ces données sont encore imprécises et ne concernent que les Médiannes plastiques.

La légitimité de cette corrélation est renforcée par le fait que, pour au moins une des formations crétacées supérieures de la série du Barrhorn (Csi), il est possible de vérifier la contemporanéité des faciès avec leur équivalent dans les Préalpes. Considérant par ailleurs que le passage des Couches Rouges au Flysch des Médiannes est quasiment synchrone sur l'ensemble de la nappe des Préalpes Médianes (GUILLAUME 1986), il devient manifeste que le Flysch noir de la série du Barrhorn doit nécessairement dater lui aussi de l'Eocène, probablement moyen à supérieur.

LA SÉRIE DU TOÛNO.

La série du Toûno (MARTHALER 1983) occupe la même position structurale (zone du Barrhorn), et entretient avec le substratum anté-triasique les mêmes relations socle-couverture que la série du Barrhorn dont elle représente un équivalent latéral. Son extension se limite au Val de Zinal et aux crêtes qui le séparent du Turtmanntal. A l'est elle apparaît pour la première fois dans le versant nord des Diablons où la zone de transition entre cette série et celle du Barrhorn est caractérisée par une tectonique superposée très complexe. A l'ouest sa disparition coïncide avec l'axe du Val d'Anniviers dans la région de Zinal. A partir de là, la zone du Barrhorn ne consiste plus qu'en une "cicatrice" marquée par un niveau continu de cornieules renfermant des lentilles de gypse.

Le long de la crête séparant le Val d'Anniviers et le Turtmanntal, la série du Toûno peut être observée dans deux secteurs séparés par un horst de socle délimité par un réseau de failles à la hauteur du Col de Forcletta (fig. 24).

a) La série du Toûno entre le Pigne de Combavert et Forcletta.

C'est dans cette région (*Le Toûno, Pointe de Tourtemagne, Meidhorn, Le Boudri, Pointe de Forcletta*) que MARTHALER (op.cit.) a décrit cette série de façon détaillée. Le contexte tectonique est très semblable à celui qui modèle le secteur du Barrhorn, dans ce sens que la couverture mésozoïque de la nappe de Siviez-Mischabel est restée adhérente à son socle anté-triasique même dans des plis couchés d'amplitude kilométrique (*Le Boudri*).

Le profil stratigraphique type donné par Marthaler (fig. 24a) comporte un niveau triasique (dolomies et marbres dolomitiques) mince et discontinu qui n'a pas pu être attribué de façon précise à l'un ou l'autre des cycles sédimentaires du Trias moyen à supérieur, peut-être en raison d'une dolomitisation secondaire des faciès. Les seuls fossiles découverts (MARTHALER 1984) sont des articles de crinoïde (Ladinien?) qui ne permettent pas de dater de façon fiable cet horizon triasique. La question est ici de savoir si son épaisseur insignifiante (quelques mètres) est le fruit d'une érosion anté-Malm intense, dans quel cas ne devrait subsister que la base du Trias carbonaté (CI), ou si au contraire les termes triasiques présentent dans la série du Toûno des faciès et un développement particulier. La première hypothèse est de loin la plus vraisemblable lorsque l'on connaît la continuité remarquable des formations du Trias moyen d'un secteur à l'autre du domaine briançonnais (ELLENBERGER 1958, BAUD & MÉGARD-GALLI 1975).

Les marbres gris fétides du *Malm* constituent le niveau le plus constant de la série. Toutefois leur épaisseur, sujette à des variations de nature tectonique, mais peut-être aussi stratigraphique, reste très modeste: de quelques centimètres à une vingtaine de mètres. Ils reposent sur les dolomies ou directement sur les quartzites triasiques sans intermédiaires attribuables à la Formation des Couches à *Mytilus*.

Les *Couches Rouges métamorphiques* présentent quelques particularités par rapport à celles de la série du Barrhorn. Elles sont peu épaisses (au maximum quelques mètres), reposent directement sur le Malm (Csi inconnu) ou même sur les quartzites éotriasiques, et elles comprennent, au dessus des marbres phylliteux orangés classiques, un horizon quartzo-micacé particulier qualifié de "Permien régénéré". Marthaler a découvert dans ces différents faciès des foraminifères planctoniques préservés par épigénie d'ankérite et dont les formes correspondent au Turonien à Sénonien inférieur (?).

Enfin, un passage semble-t-il progressif conduit à un *wildfysch* formé d'une matrice schisto-gréseuse noire emballant des blocs de dimensions variées (décimétriques à décamétriques). La nature de ces olistolithes (marbres étirés, dolomies, marbres phylliteux orangés, ces derniers étant prédominants) est toujours compatible avec une origine intra-briançonnaise. L'âge éocène moyen avancé pour ce *wildfysch* découle de l'analogie très évidente qu'il présente avec le "Fysch à lentilles de Couches

Rouges" (BADOUX, 1962) compris entre les Préalpes médianes rigides et la nappe de la Brèche.

b) La série du Toûno entre Forcletta et les Diablons.

Dans ce secteur, la série du Toûno est encore plus ténue. Les causes en sont pour une bonne part tectoniques, certaines zones étant le siège de déformations superposées très intenses (Adlerflüe, Diablons), mais elles sont à chercher également dans des réductions stratigraphiques importantes.

Dans le versant anniviard, l'épaisseur de la série varie entre quelques centimètres et quelques mètres. Les affleurements ne sont pas de bonne qualité (tassements), mais le profil type comprend (fig. 24b), au dessus des quartzites blancs éotriasiques, des dolomies et des marbres dolomitiques (subordonnés) du Trias, des marbres gris fétides du Malm surmontés localement par des marbres phylliteux noirs (Complexe schisteux intermédiaire ?) puis par des marbres phylliteux orangés de type Couches Rouges métamorphiques. La série est terminée par des schistes noirs à fins niveaux quartzitiques dans lesquels sont isolées quelques lentilles de marbres et de dolomies qui représentent vraisemblablement des olistolithes.

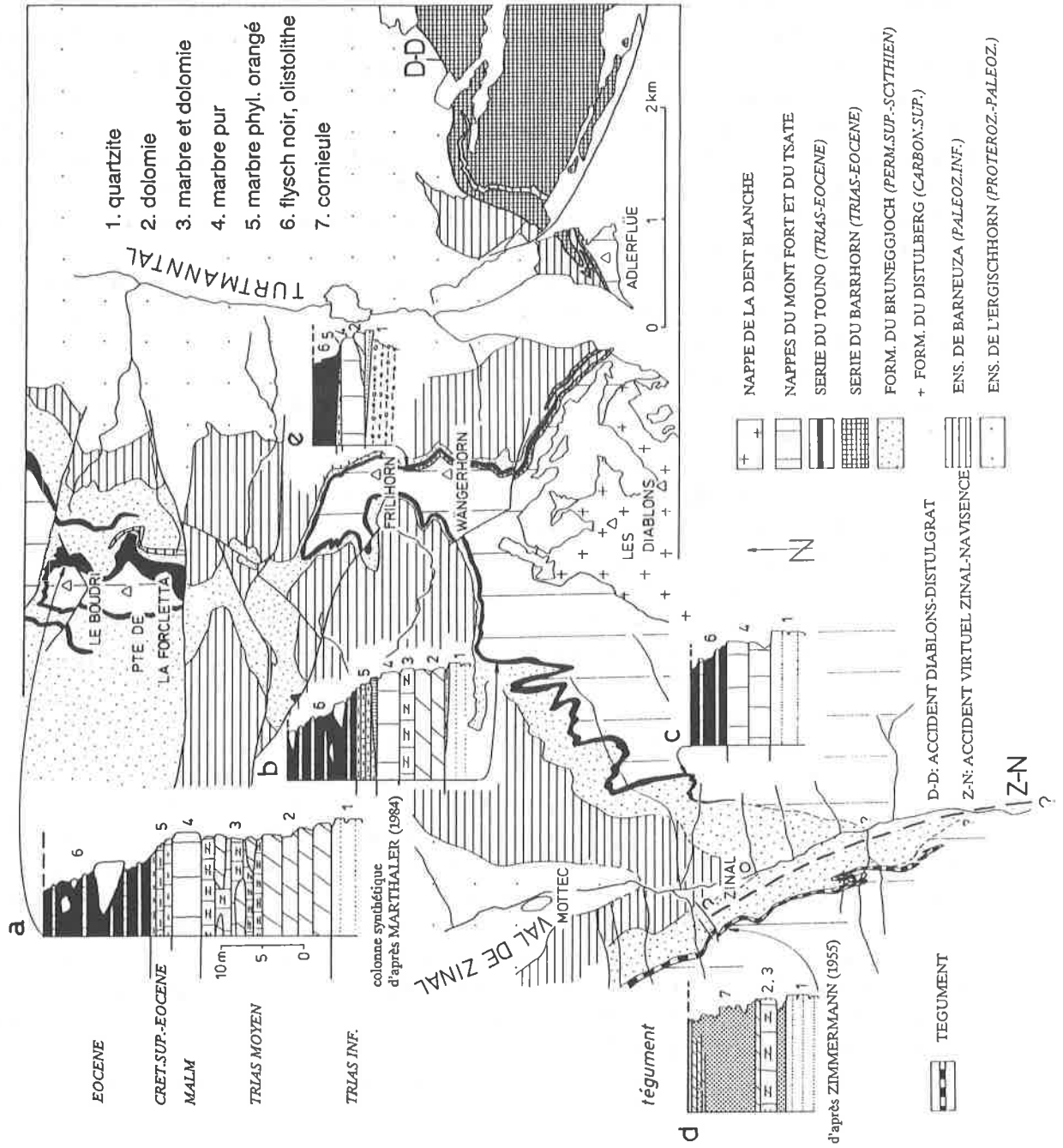
A proximité de *Zinal*, dans le *torrent de Perrec* (1850 m)(fig. 24c), le Malm repose directement sur les quartzites (contact stratigraphique ou tectonique ?) dans un affleurement structurellement complexe (PILLOUD & SARTORI 1981).

Dans le versant ouest du Val d'Anniviers (*Beauregard*) (fig. 24d), les quartzites ne sont plus surmontés que par quelques minces niveaux dolomitiques (ZIMMERMANN 1955) déjà associés avec de la cornieule, cette dernière devenant prédominante à partir des contreforts est de la *Pointe de Tzirouc* (LAVANCHY & BRUNNER 1983). Ces niveaux représentent l'horizon de décollement qui a déterminé le départ de tous les termes de la série briançonnaise plus jeunes que le Trias inférieur. Cette **surface de décollement** coïncide avec le plan de chevauchement de la nappe du Mont Fort ou de celle du Tsaté, les marbres phylliteux et les calcschistes qu'elles contiennent jouant le rôle de **couverture de substitution**.

Dans le versant ouest du Turtmantal (fig. 24e), les affleurements permettent de suivre presque pas à pas ce qu'il reste de la couverture mésozoïque de la nappe de Siviez-Mischabel. Dans les flancs est du *Frilihorn* et du *Wängerhorn*, la série du Toûno est formée d'un horizon continu (décimétrique à métrique) de marbres gris du Malm, de quelques décimètres de marbres phylliteux orangés surmontés par du flysch noir dont l'appartenance à l'une ou l'autre des séries du Barrhorn et du Toûno n'est pas claire, pas plus d'ailleurs que ne le sont dans ce secteur les traces des différents plans de chevauchement replissés. On observe des boudins de dolomie dans certaines charnières de plis qui affectent de façon solidaire les termes permo-triasiques et les marbres mésozoïques de la série du Toûno.

Dans la base de la face nord des *Diablons* enfin, la série du Toûno s'engage dans une zone où l'intensité des déformations superposées devient dramatique. Impliqués dans des plis isoclinaux d'amplitude kilométrique et d'épaisseur métrique à décimétrique, les termes carbonifères, permo-triasiques et mésozoïques à tertiaires ont subi un étirement tel qu'il ne subsiste dans ce secteur qu'un horizon de quelques mètres d'épaisseur formé d'un mélange tectonique à matrice schisteuse (micaschistes, calcschistes) emballant des lentilles décimétriques à métriques de quartzites, de marbre gris (Malm) et de marbre phylliteux orangé (Couches Rouges) déformées très ductilement et dessinant souvent des figures d'interférence de plis.

Le Trias moyen et supérieur semble faire totalement défaut dans ce dernier secteur.



Conclusions à l'étude de la série du Toûno.

La série du Toûno est adhérente au flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel entre le Turtmantal et le Val d'Anniviers. Bien qu'elle admette, dans les grandes lignes, la même succession lithologique que la série du Barrhorn, elle présente toujours une épaisseur beaucoup plus modeste. Des réductions d'épaisseur autres que celles relatives à la tectonique alpine doivent être invoquées pour expliquer ce phénomène.

L'érosion anté-bathonienne a profondément décapé cette zone, ne laissant qu'une tranche très mince et discontinue de la puissante série carbonatée triasique. Dans plusieurs secteurs, le Malm est directement transgressif sur les quartzites eux-mêmes vraisemblablement bien érodés.

La faible épaisseur du Malm peut être expliquée par une érosion anté-crétacé supérieur très importante, fait qui semble attesté localement par le repos des Couches Rouges sur les quartzites éotriasiques, ou/et par une subsidence très faible du domaine Toûno durant le Jurassique supérieur.

Les Couches Rouges métamorphiques sont, par rapport à celles de la série du Barrhorn, moins épaisses et davantage chargées en matériel détritique siliceux. Les rares données micropaléontologiques disponibles ne permettent pas de comparaisons d'âge entre les deux séries.

Enfin le flysch terminal présente un caractère "wildflysch" plus marqué que son équivalent oriental. Aucun olistolithe à coup sûr étranger au domaine briançonnais n'y a été découvert jusqu'à présent.

L'unité du Toûno est limitée vers l'est par un accident de grande extension (accident Diablons-Distulgrat) contre lequel elle vient progressivement se biseauter (chapitre IV) et qui est interprété comme étant une paléofaille d'âge jurassique (SARTORI 1987). Vers l'ouest, on peut présumer l'existence d'un accident semblable, masqué par le Quaternaire du fond du Val de Zinal, et séparant un secteur (est) à série stratigraphique très réduite (Malm sur quartzites dans le torrent de Perrec) d'une zone à stratigraphie plus complète, mais dont les termes plus jeunes que le Trias inférieur se sont désolidarisés de leur substratum.

La série du Toûno correspond à ce qui, dans les Alpes Occidentales franco-italiennes, est généralement qualifié d'ultrabriançonnais (LEFEVRE 1982) sur la base de la profondeur atteinte par l'érosion anté-bathonienne (Trias inférieur - socle ancien), de la variabilité des successions lithostratigraphiques à courte distance et de l'extrême réduction des séries (érosions et condensations). Nous verrons toutefois (chapitre V) qu'une telle subdivision en domaines briançonnais s.s. et ultrabriançonnais pose problème dans le contexte paléogéographique jurassique et crétacé d'où sont issues les unités décrites ici.

◀ *figure 24: La série du Toûno entre le Turtmantal et le Val de Zinal. Cette série stratigraphique très réduite et très condensée est relayée vers l'ouest, en position de couverture de la nappe de Siviez-Mischabel, par un tégument infra-triasique. Un accident (paléofaille?) virtuel les sépare dans le Val de Zinal. D'après les levés de ZIMMERMANN (1955), PILLOUD & SARTORI (1981), LAVANCHY & BRUNNER (1983), MARTHALER (1983) et SARTORI (1987b).*

CHAPITRE TROISIEME (III): MÉTAMORPHISME

L'étude spécifique du (ou des) métamorphisme(s) dans les différentes unités superposées sort du cadre de ce travail. Néanmoins l'examen de plusieurs centaines de lames minces permet de dresser un rapide inventaire des paragenèses minérales observées. Cette énumération est loin d'être exhaustive et seuls quelques cas spécialement intéressants ou diagnostiques sont traités avec quelque détail.

1. Métamorphismes anté-alpins.

Des paragenèses métamorphiques relictuelles existent dans le socle polycyclique de la nappe de Siviez-Mischabel. Il en a été abondamment question dans le chapitre II. Deux types d'assemblages minéraux distincts ont été reconnus dans ce secteur, et ont été étudié particulièrement dans des échantillons provenant de l'Adlerflüe:

a) Paragenèses éclogitiques.

Elle n'ont pour l'instant été reconnues qu'au sein de roches vertes de composition basaltique faisant partie, ou situées à proximité, du niveau d'amphibolites rubanées de l'ensemble de Barneuzza. Trois types de microtextures ont été observées:

ÉCLOGITES: Les mieux préservées contiennent (fig. 25a): clinopyroxène, grenat, rutile et albite formant une texture grano-nématoblastique qui marque une nette foliation. Mica blanc et épidote (zoïsite en rosettes) sont surimposés à cette paragenèse alors qu'une symplectite microcristalline (pyroxène / plagioclase ?) se développe au dépend du clinopyroxène le long de zones de cisaillement très discrètes dans lesquelles la calcite est également présente.

Quelques analyses par microsonde électronique permettent de caractériser pyroxène et grenat (appendice IV). Le pyroxène est une **omphacite** (fig. 26) très légèrement zonée, plus sodique et plus alumineuse vers les bords, plus calcique au coeur. Le **grenat** est lui aussi très légèrement zoné. Introduite dans le diagramme triangulaire (alm + spess)-(gross + andr)-pyrope (fig. 27), sa composition correspond au champ des éclogites du groupe B que COLEMAN & al. (1965) ont défini de la façon suivante: "Bands or lenses within migmatite gneissic terrains. These are surrounded by amphibolite and show retrograde metamorphism"

A titre purement indicatif, ces données fournissent dans l'équation géothermométrique de ELLIS & GREEN (1979) les valeurs suivantes : 670°C pour une paire de points situés au coeur du grenat et du clinopyroxène, 715°C pour une paire de points situés en bordure (pression choisie arbitrairement à 20 kb). Dans l'équation de GANGULY (1979), les valeurs obtenues sont respectivement 750°C et 815°C.

ÉCLOGITES ET AMPHIBOLITES: Des zones diffuses anastomosées de dimensions centimétrique à décimétrique formées de grandes amphiboles de type hornblende et de matériel quartzo-feldspathique sont développées au sein des éclogites (fig. 25b). A leurs bordures coexistent quatre paragenèses distinctes :

- l'assemblage éclogitique à omphacite-grenat-rutile
- une symplectite constituée de plagioclase-pyroxène et/ ou amphibole, développée aux dépens de l'omphacite ("rétro-éclogite I")
- de grandes "hornblendes" trapues (leur composition n'est pas connue), du quartz, du

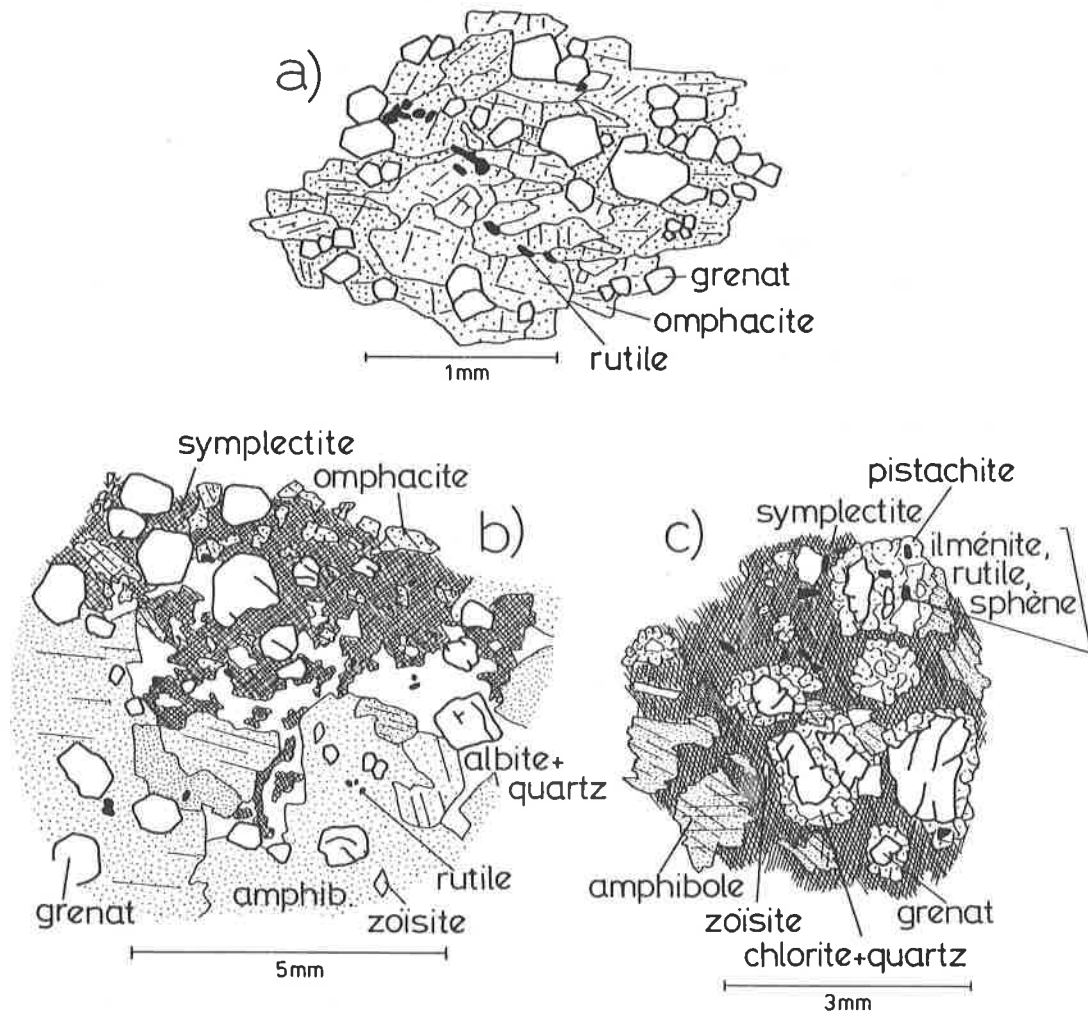


figure 25: Microtexture et minéralogie des paragenèses éclogitiques et rétro-éclogitiques présentes dans certains niveaux basaltiques des ensembles polycycliques a) éclogites (AR de l'ens. de Barneuza, Adlerflüe 2480m) b) éclogite, rétro-éclogite I et assemblage amphibolitique (ens. de l'Ergischhorn, Adlerflüe 2420m) c) rétro-éclogite II à paragenèse méso-alpinc (AR de l'ens. de Barneuza, Adlerflüe 2490m).

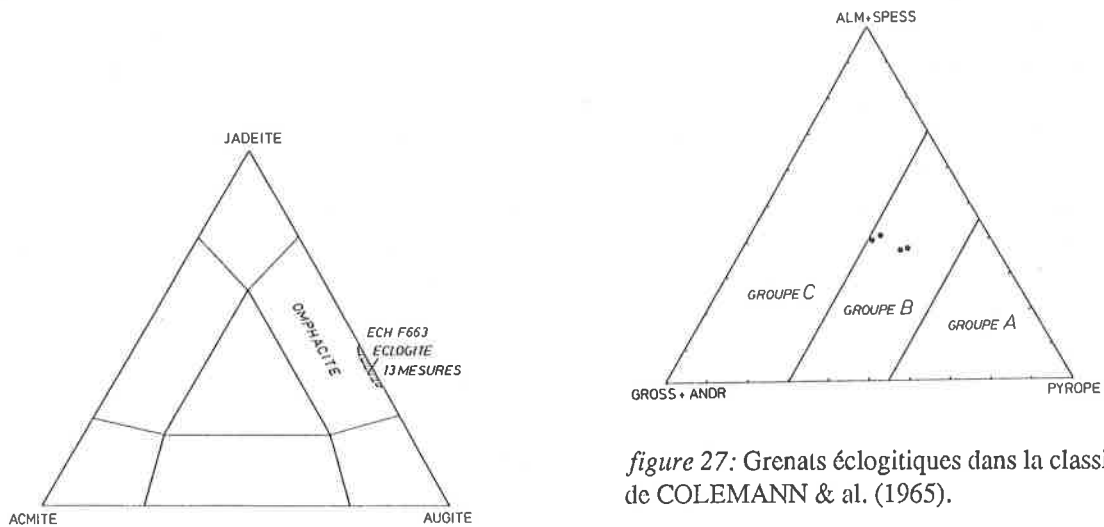


figure 27: Grenats éclogitiques dans la classification de COLEMAN & al. (1965).

figure 26: Composition des clinopyroxènes de la paragenèse éclogitique (Fe³⁺ calculé par balance des charges et saturation de sites, LAIRD 1978).

plagioclase (oligoclase?) et du mica blanc qui ont crû de façon poecilitique autour du grenat éclogitique non altéré en résorbant complètement le pyroxène sodique et la symplectite. Le rutile est paré d'une fine couronne de sphène. Des prismes de zoïsite idiomorphes complètent cet assemblage.

- La pistachite et la biotite verte sont présentes très localement le long de microfractures qui affectent la roche.

"RÉTRO-ÉCLOGITES II": Ce microfaciès très caractéristique est de type "réactionnel kélyphitique" (BARD 1980). Il se compose d'une symplectite très fine (amphibole + albite?) et homogène dans laquelle subsistent quelques fantômes d'amphibole, très rarement de pyroxène, et des globules millimétriques représentant la pseudomorphose partielle ou complète des grenats par la chlorite et le quartz (au centre) et la pistachite (couronne)(fig. 25c). Le rutile et l'ilmérite comportent une bordure de sphène. Ce type de roche semble constituer l'étape ultime de rétro-morphose de l'assemblage éclogitique, ici nettement parachevée dans les conditions du faciès schistes verts alpin.

Il serait tentant de voir dans ces éclogités l'expression d'une phase éo-alpine de type HP/BT. Pourtant quatre arguments plaident plutôt en faveur de *l'origine anté-alpine de cet assemblage minéral*.

- sa restriction à certains niveaux du sommet de l'ensemble de l'Ergischhorn et de la base de l'ensemble de Barneuza.
- son association avec des paragenèses mésozonales.
- le fait que les gabbros intrusifs situés à proximité, qui sont d'âge présumé permien, ne portent aucune trace d'assemblages HP/BT alors que ce type de roche est particulièrement favorable au développement de telles paragenèses.
- la composition des grenats qui permet de classer ces éclogités dans le groupe B de Colemann alors que les éclogités éo-alpines correspondent généralement au groupe C.

Il faut relever également, dans les échantillons décrits, l'absence des minéraux de faciès "schistes bleus" caractérisant généralement l'évolution rétrograde des paragenèses éclogitiques. Le glaucophane et la lawsonite avaient été signalés par GILLIÉRON (1946) à proximité du gisement de Kaltenberg dans un niveau qui fait partie des amphibolites rubanées de l'ensemble de Barneuza. Ces minéraux n'ont pas été retrouvés dans une série d'échantillons récoltés à cet effet (LENGELER en prép.).

Les différents assemblages minéraux décrits ci-dessus traduisent l'histoire métamorphique complexe enregistrée par les roches basiques des ensembles de l'Ergischhorn et de Barneuza. A un premier épisode éclogitique (suivi d'une première rétro-morphose ?) a probablement succédé un événement de haute température qui a pu aboutir localement, sous l'action de fluides, à une fusion partielle de la roche (S. Ayrton, comm. orale) et à la cristallisation (eutectique?) d'une fraction quartz-feldspathique micacée et de grandes hornblendes. La rétro-morphose tertiaire, dont l'intensité et la répartition sont extrêmement variables, constituent le stade ultime de leur évolution.

L'existence d'un épisode intermédiaire de type mésozonal entre la phase éclogitique et le métamorphisme tertiaire est un argument important à mettre en faveur de l'attribution des faciès de haute pression relevés dans la nappe de Siviez-Mischabel à des événements anté-alpins. *De fortes similitudes existent en tous les cas avec l'évolution polyphasée invoquée de plus en plus fréquemment à propos des événements "éo-hercyniens" que des datations radiométriques convergentes situent actuellement à 450 Ma (PIN & VIELZEUF 1983).*

b) Paragenèse amphibolitique.

Il s'agit de la paragenèse relictuelle la plus fréquente dans le socle de la nappe de Siviez-

Mischabel (appendice I). Elle a été décrite par BEARTH (1961), THÉLIN & AYRTON (1983), BURRI (1983). THÉLIN (1983) a par ailleurs mis en évidence les différences de chimisme et de zonation existant entre les grenats alpins et anté-alpins présents dans les ensembles polycycliques de la nappe. Ces minéraux reliques sont classiquement attribués au "métamorphisme hercynien". Sur la base des considérations émises plus haut, il faut préciser qu'ils caractérisent *un* des épisodes métamorphiques hercyniens, à coup sûr postérieur à la phase d'éclogitisation.

2. Métamorphisme alpin.

Aucune roche n'a échappé totalement aux transformations minérales imposées par le métamorphisme alpin. Dans cette partie du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel, il est documenté par les paragenèses suivantes:

a) Métamorphisme éo-alpin ?

Aucun argument sérieux ne permet pour l'instant d'affirmer que la nappe de Siviez-Mischabel ait subi un véritable métamorphisme éo-alpin. Des indices concernant l'existence de paragenèses de type HP/BT existent bel et bien:

- paragenèses éclogitiques décrites ci-dessus
 - phengite de polytype 3T dans un gneiss de l'ensemble de l'Ergischhorn (Hunziker, comm. orale)
- mais ils représentent à nos yeux les reliques d'un épisode métamorphique anté-alpin.

b) Métamorphisme tertiaire.

Les paragenèses observées sont typiques du faciès *schistes verts*. Les assemblages minéraux contenus dans quelques unes des lithologies mentionnées ci-dessous caractérisent plus précisément la limite supérieure de l'épizone, correspondant classiquement à des températures de l'ordre de 450°C.

SOCLE ANTÉ-TRIASIQUE

Séquence arénacée:

Dans les paragneiss polycycliques, qui forment la plus grande partie de ce socle, comme dans les sédiments détritiques du Paléozoïque supérieur, la paragenèse alpine est des plus banales (appendice I). L'albite et le quartz, la phengite et la biotite (verte ou brune selon les cas), la chlorite et l'épidote (fréquemment allanite zonée et pistachite) en sont les constituants principaux.

Séquence pélitique:

Il faut revenir ici sur le cas particulier des schistes ocellés à porphyroblastes d'albite genatifières de l'ensemble de Barneuza (SOPA) dont la composition virtuelle est celle de semi-pélites (SARTORI & THÉLIN sous presse). Outre le développement spectaculaire des blastes d'albite (fig. 7c, 40), c'est l'ensemble de la paragenèse qui mérite attention: albite, quartz, phengite, biotite brune, grenat (almandin zoné), épidote (allanite), ilménite. La chlorite et la pistachite n'apparaissent que dans une phase tardive. Tous ces minéraux étant ici indubitablement alpins (critères texturaux et chimiques), la croissance du grenat dans cette paragenèse schistes verts est un trait caractéristique des SOPA. Sa composition chimique et son mode de zonation permettent seuls de le distinguer de vieux grenats reliques anté-alpins (THÉLIN 1983) même si son habitus en petits grains subidiomorphes (minute garnets) et sa fraîcheur, qui n'est d'ailleurs pas règle générale, sont des indicateurs précieux.

Séquence basique:

Les roches basiques ont un contenu minéralogique beaucoup plus varié. Dans celles dont le statut métamorphique est polycyclique, les paragenèses reliques sont en général bien préservées, avec toutefois de notables exceptions comme les RVA (roches vertes associées aux SOPA) dont il est question plus loin. L'étude de ces reliques et des assemblages minéraux alpins développés à leur dépend reposerait avant tout sur l'analyse systématique des amphiboles, tâche qui n'a pas été entreprise.

En première approximation, les amphiboles reliques, de grande taille et de forme trapue, sont de type hornblende alors que les petites amphiboles alpines néoformées de type actinote montrent un habitus prismatique et marquent souvent une linéation minérale associée à D1 (cf chapitre IV). Toutefois quelques analyses par microsonde électronique sur les RVA et les métagabbros (appendice III) montrent que le chimisme de ces amphiboles varie considérablement d'une roche à l'autre.

Ainsi celles qui appartiennent à l'assemblage ocellé indiscutablement alpin des RVA sont-elles des hornblendes tschermakitiques. Elles sont associées à l'albite, au grenat (almandin zoné), au sphène et au quartz. (SARTORI & THÉLIN sous presse).

Certaines roches vertes du complexe rubané de l'ensemble de Barneuza, situées dans un contexte textural particulier (zone à déformation D3 très marquée, Barrwang, cf chapitre IV), montrent trois paragenèses distinctes (fig. 28a):

- la première, anté-alpine, comprend quelques reliques de grandes amphiboles vertes trapues et de grenats craquelés à inclusions sigmoïdales typiques
- La seconde, syncinématique, associée à S1, forme l'assemblage ocellé typique à albite porphyroblastique, amphibole aciculaire à pléochroïsme marqué (ng:vert-bleu foncé, np: vert clair), sphène, pistachite et biotite verte.
- la troisième, syn- à post-cinématique, est caractérisée par la chlorite, largement répandue, qui résulte en partie de la rétro-morphose de la biotite et par le stilpnomélane, magnifiquement développé en feuillets sécants sur la paragenèse précédente et marquant la schistosité S3.

La paragenèse magmatique des métagabbros intrudés dans ce socle anté-triasique a entièrement disparu au profit d'assemblages alpins. Une pseudomorphose des pyroxènes et de l'amphibole magmatique (?) par une amphibole verte (II) de type hornblende tschermakitique, ainsi qu'une saussuritisation du plagioclase, semblent avoir eu lieu dans des conditions relativement statiques (fig. 12). Un grenat limpide de génération alpine (fig. 15) n'y est observé qu'exceptionnellement.

Dans les zones de cisaillement, le même type d'amphiboles forme par contre une texture bien orientée qui évolue très vite vers un rubanement compositionnel: amphibole - albite/épidote. Une deuxième génération d'amphiboles (III), de tendance actinolitique celle-ci, est formée par endroits aux dépens de la première dans un stade qu'il n'a pas encore été possible de rattacher à l'une ou l'autre des phases de déformations connues.

COUVERTURE MÉSOZOÏQUE ET TERTIAIRE.

Constituées pour l'essentiel de carbonates, les séries de couverture du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel présentent, mis à part quelques rares niveaux à chimisme particulier, une minéralogie peu variée. C'est avant tout le degré de recristallisation différentiel de ces carbonates qui présente un intérêt puisqu'il fournit la clef du comportement tectonique du massif lui-même. Le fait qu'il soit possible de comparer la minéralogie de niveaux stratigraphiques précis de la série du Barrhorn avec des termes parfaitement équivalents des Préalpes médianes peu métamorphiques n'a été que peu exploité et ce sujet pourrait maintenant faire l'objet de recherches axées sur le métamorphisme progressif d'horizons repères.

Séquence carbonatée:

-fraction dolomitique: Présentes pour l'essentiel dans les formations du Trias moyen et particulièrement du Trias supérieur, les dolomies ont eu pour règle générale de ne *pas subir de recristallisation importante*. Vues sous le microscope, elles ont souvent gardé le même aspect que leurs équivalents non métamorphiques des Préalpes médianes. Il s'agit de dolomicrites et de dolomicrosparites qui présentent souvent la trace d'une intense stylolitisation et d'une forte fracturation (remplissages de calcite, dolomite et quartz). Lorsque la déformation est intense, elles montrent une texture de cataclastes (au sens de HEITZMANN 1985) qui découle d'un mécanisme de déformation limité aux glissements intra-grains et grains à grains. Des recristallisations en dolosparite sont rares et limitées. Elles affectent particulièrement les petits éléments figurés dolomitiques (manchons d'algues dolomitisés par exemple) pris dans une matrice calcaire.

La résistance des dolomies massives face à la recristallisation explique leur comportement tectonique particulier qui a conduit, en fonction des contraintes subies, à un boudinage spectaculaire (D1) ou des déformations plicatives importantes (D1, D2).

-fraction calcaire: à l'inverse des dolomies, les calcaires sont entièrement recristallisés en marbres à granulométrie variable. On y observe, suivant la succession et l'intensité des déformations, des textures protomylonitiques à mylonitiques, mais ils sont formés le plus fréquemment de sparite grossière (un à plusieurs millimètres) qui résulte des stades de restauration statique qui ont suivi toutes les phases de déformations principales (D1 à D3). Les mâcles polysynthétiques sont fréquentes et relèvent, pour une grande part, de déformations encore plus jeunes (culminations axiales...).

Lorsqu'il est possible de reconnaître des éléments plus grossiers à allure de porphyroclastes de calcite au sein des marbres, leur examen montre qu'il s'agissait bel et bien de cristaux de sparite ou de fragments de calcaires micritiques ayant résisté à la déformation et à la recristallisation syncinématique, mais ils ont toujours fini par subir une recristallisation statique en sparite grossière. Ce processus a souvent été accompagné d'une "pseudomorphose" du microfaciès originel par les impuretés microcristallines abandonnées par la calcite lors de sa recristallisation. Ce phénomène relativement fréquent (Couches à Mytilus, Malm, Couches rouges, etc) est d'une grande importance dans la préservation potentielle de microfaunes, à l'exemple des marbres à foraminifères du Complexe schisteux intermédiaire (cf p.60)

Que ce soit dans les marbres purs, les marbres quartzeux ou les marbres à quartz-mica blanc, aucune amphibole ni aucun pyroxène métamorphique n'ont été observés. L'épidote, le sphène (surtout Couges Rouges et Csi), l'apatite, la tourmaline et les opaques sont les minéraux accessoires de ces paragenèses.

Séquence pélitique:

Des horizons pélitiques plus ou moins purs existent à plusieurs niveaux de la série du Barrhorn: Formation de St-Triphon, Formation des Couches à Mytilus, Complexe schisteux intermédiaire, flysch noir. Ils comportent toujours une proportion variable mais faible de carbonates. La paragenèse observée est la suivante: mica blanc, parfois biotite verte (Fm de St-Triphon), albite, quartz, parfois chlorite, calcite et minéraux accessoires (surtout sphène, apatite, zircon et opaques).

L'albite s'y présente fréquemment sous une forme porphyroblastique, syn- ou post-cinématique selon les cas.

Roches hyperalumineuses:

Le chimisme particulier de ces roches en fait des marqueurs très intéressants du métamorphisme. Elles sont réparties dans tout l'arc des Alpes occidentales et, à la suite d'ELLENBERGER (1958), GOFFÉ (1977, 1980, 1982, 1984, GOFFÉ & SALIOT 1977, GOFFÉ &

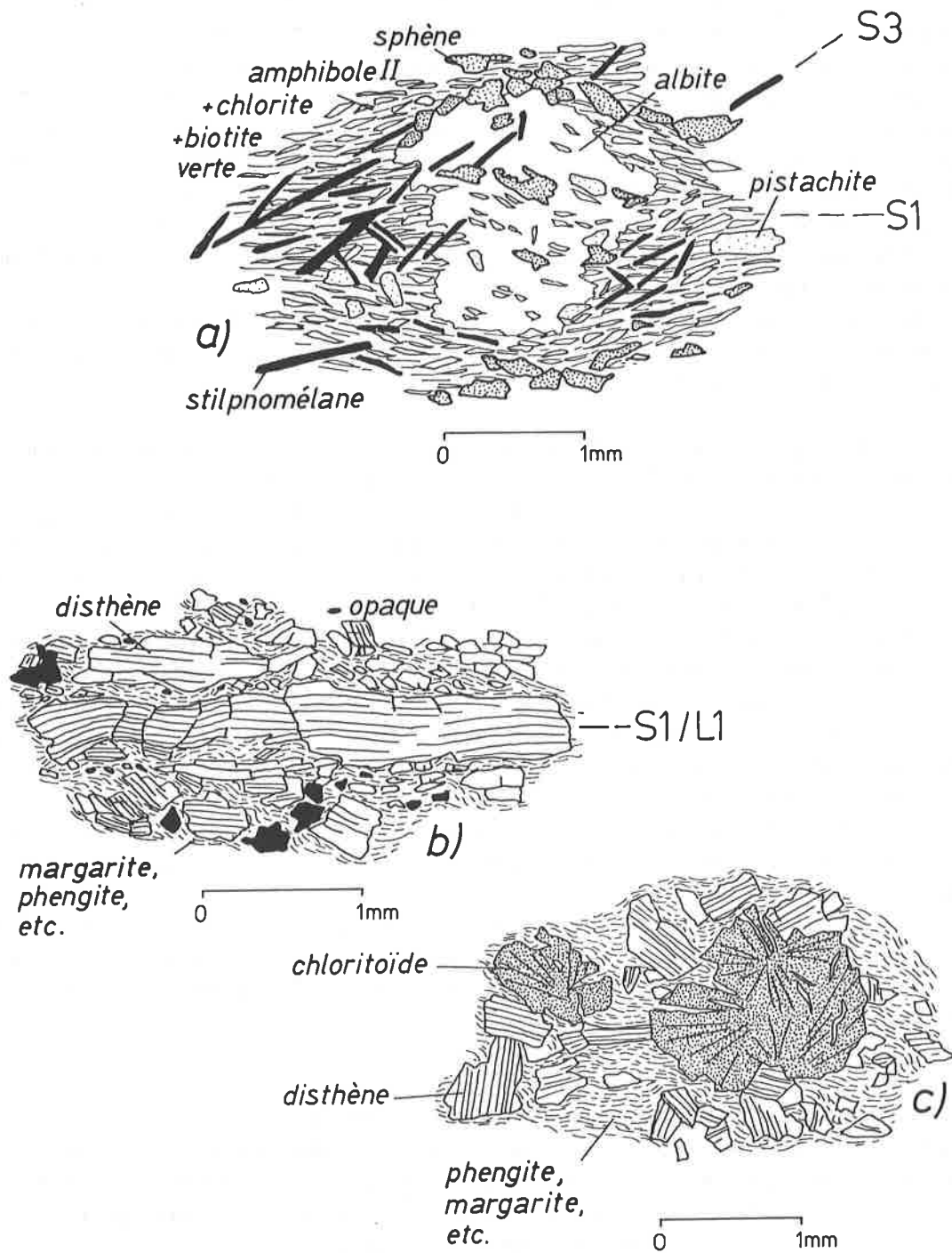


figure 28: a) amphibolite à albite ocellaire du complexe rubané (ens. de Barneuza, Gässi). Engagée dans une zone de déformation intense de génération tardive (D3 "pli en retour"), elle a enregistré la croissance partiellement syn-cinématique de stilpnomélane b) schiste à disthène (métabauxites, Bruneggjoch). Le disthène marque une foliation et un net étirement alpin L1 c) banc à disthène-chloritoïde (id. b). Une trame d'impuretés masque des agrégats de chloritoïde en rosettes. Ces nuages marquent vraisemblablement l'emplacement d'anciens pisolithes.

VELDE 1984) a étudié de façon approfondie leur minéralogie et leur évolution métamorphique.

Dans ce contexte, les metabauxites du Bruneggjoch livrent en première analyse les enseignements suivants (B. Goffé comm. orale):

- Leur minéralogie comporte une paragenèse principale à chloritoïde, disthène, staurotide zincifère, margarite, phengite, chlorite, cookéite, diaspore, apatite, rutile, ankérite, calcite.
- La pyrophyllite et la kaolinite sont des produits de rétro-morphose de cet assemblage.
- Dans le système CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (CHATTERJEE & al. 1984), le champ de stabilité des phases minérales disthène-margarite (en l'absence de quartz) est compris approximativement entre 350 et 540°C et entre 2,5 et 13 kb.
- Une estimation plus précise de ces paramètres est heureusement possible en tenant compte des données qui se rapportent au système Al₂O₃-SiO₂-FeO-MgO-H₂O (CHOPIN 1985, GOFFÉ & CHOPIN 1986). Le taux de substitution magnésien dans la paire chloritoïde-chlorite (en présence de quartz ou de diaspore) est un indicateur barométrique. Une rapide comparaison avec des cas où il a été possible de quantifier les conditions P/T correspondant à un taux de substitution magnésien donné (CHOPIN 1985, CHOPIN & MONIÉ 1984) permet de constater que les X_{Mg} (= Mg/Fe+Mg) du chloritoïde (20%) et de la chlorite (88%) dans la paragenèse du Bruneggjoch est très proche de ceux des mêmes minéraux (respectivement 20% et 70%) dans les metabauxites de Vanoise méridionale (GOFFÉ & VELDE 1984). Or ces auteurs ont pu estimer la pression régnant durant la formation de cette paragenèse (carpholite et lawsonite instables) entre 4 et 6 kb.
- En extrapolant la valeur de la pression subie par les metabauxites du Bruneggjoch à environ 5 kb, la paragenèse disthène-margarite dans le système CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (CHATTERJEE & al. 1984) correspond à des températures comprises environ entre 350 et 450°C.
- La présence de pyrophyllite et de kaolinite documente le chemin rétrograde suivi par ces roches. Selon les courbes de CHATTERJEE & al. (op.cit), elle traduirait le passage en dessous d'une température de l'ordre de 350°C.
- Il n'existe aucune trace de minéraux appartenant à des paragenèses de plus haute pression comme ceux qui sont connus en Vanoise (carpholite, lawsonite...), soit qu'ils aient existé et qu'ils aient été complètement résorbés lors de la formation de l'assemblage "plus chaud" à disthène-chloritoïde, soit qu'ils ne s'y soient jamais formés.

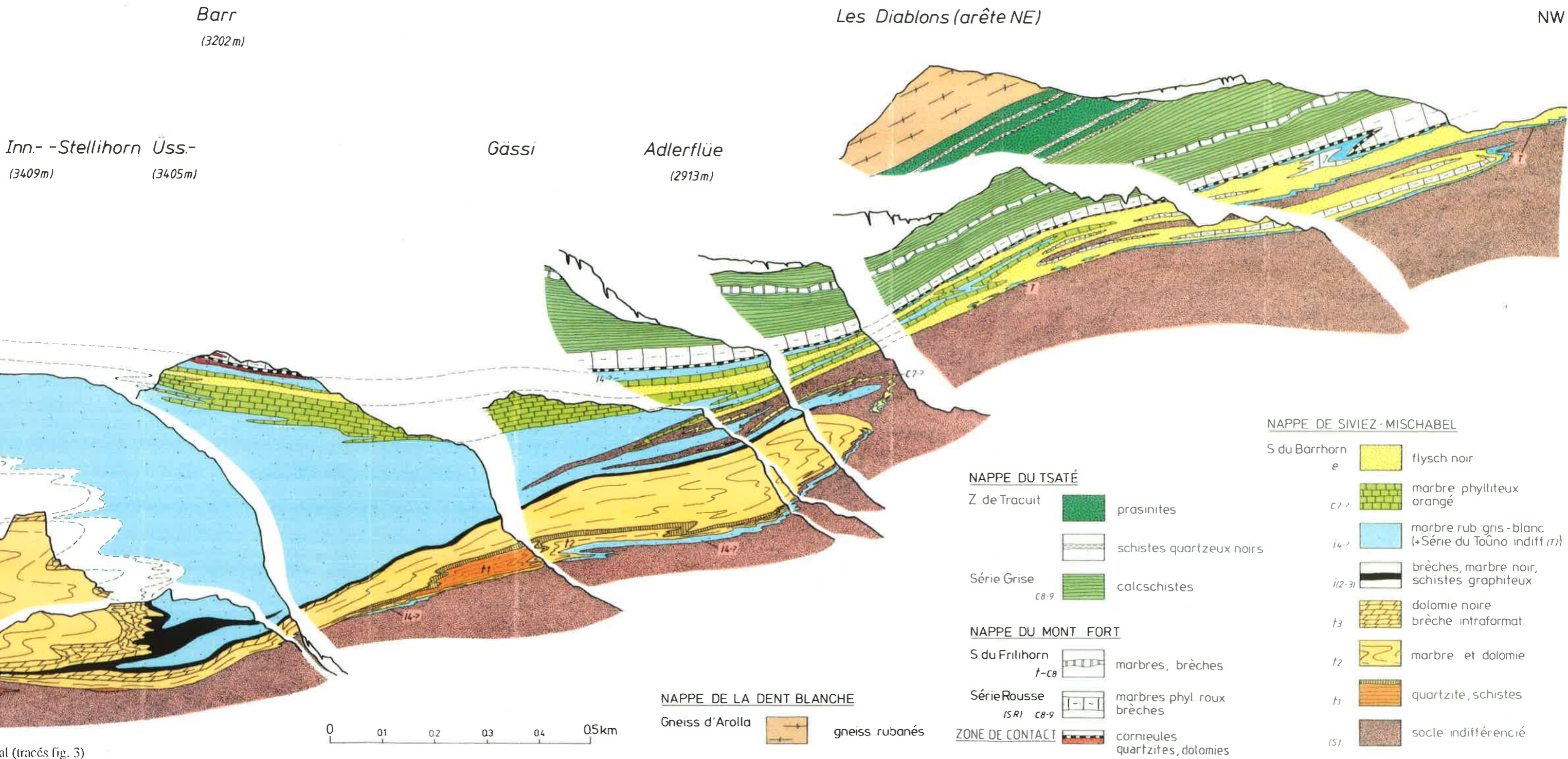
L'examen des metabauxites jurassiques de l'unité du Barrhorn permet donc de caractériser grossièrement l'évolution du métamorphisme tertiaire qui l'a affecté. Sa culmination a eu lieu dans les conditions propres au faciès schistes verts élevé. La diminution progressive des conditions de pression et de température et documentée par des réactions minérales rétrogrades. Une inconnue demeure toutefois au sujet du chemin prograde de ce métamorphisme tertiaire dans la nappe de Siviez-Mischabel. Il est pour l'heure impossible de dire si l'unité du Barrhorn est passée par un stade de relativement haute pression et basse température comme les unités briançonnaises de Vanoise occidentale et méridionale, ou si elle a atteint plus directement les conditions marquées par la paragenèse de culmination métamorphique. Il sera important de noter à ce sujet (chapitre IV) que le disthène des metabauxites du Bruneggjoch marque nettement l'étirement L1 qui représente la déformation régionale tertiaire majeure, associée au chevauchement des nappes penniques supérieures et austro-alpines sur l'unité du Barrhorn.

Conclusions.

Ce rapide tour d'horizon des paragenèses rencontrées dans les roches du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel souligne l'existence de plusieurs types et de plusieurs générations d'assemblages minéraux :

- *métamorphiques anté-alpins* (éclogites et amphibolites *éo-hercyniennes?*)
- *magmatiques* (métagabbro), ici entièrement pseudomorphosés
- *diagénétiques* (faciès dolomitiques non recristallisés)
- *métamorphiques tertiaires*, ces derniers constituant le cas général. Outre les paragenèses classiques du faciès schistes verts, certaines associations développées dans des roches à chimismes particuliers (métabasites, metabauxites, métapélites) caractérisent *la partie supérieure de l'épizone* .

Par contre, cette portion de la nappe de Siviez-Mischabel (et probablement la nappe dans son entier) *ne montre aucune paragenèse susceptible d'être attribuée à un métamorphisme éo-alpin* .



Barr
(3202m)

Les Diablons (arête NE)

NW

Inn- -Stellhorn Üss-
(3409m) (3405m)

Gässi

Adlerflüe
(2913m)

NAPPE DE SIVIEZ - MISCHABEL

- S du Barrhorn
e flysch noir
- e7-7 marbre phylliteux orangé
- i4-7 marbre rub gris-blanc (+Série du Toûno indiff (T))
- i(2-3) brèches, marbre noir, schistes graphiteux
- f3 dolomie noire brèche intraformat
- f2 marbre et dolomie
- f1 quartzite, schistes
- (S) socle indifférencié

NAPPE DU TSATÉ

- Z de Tracuit prasinites
- schistes quartzeux noirs
- Série Grise
c8-9 calcschistes

NAPPE DU MONT FORT

- S du Frilhorn
f-c8 marbres, brèches
- Série Rousse
(SR) c8-9 marbres phyl. roux brèches

ZONE DE CONTACT

- cornieules quartzites, dolomies

NAPPE DE LA DENT BLANCHE

- Gneiss d'Arolla gneiss rubanés



al (tracés fig. 3)

SE

Üss. Barrhorn
(3610m)

Barr
(3202m)

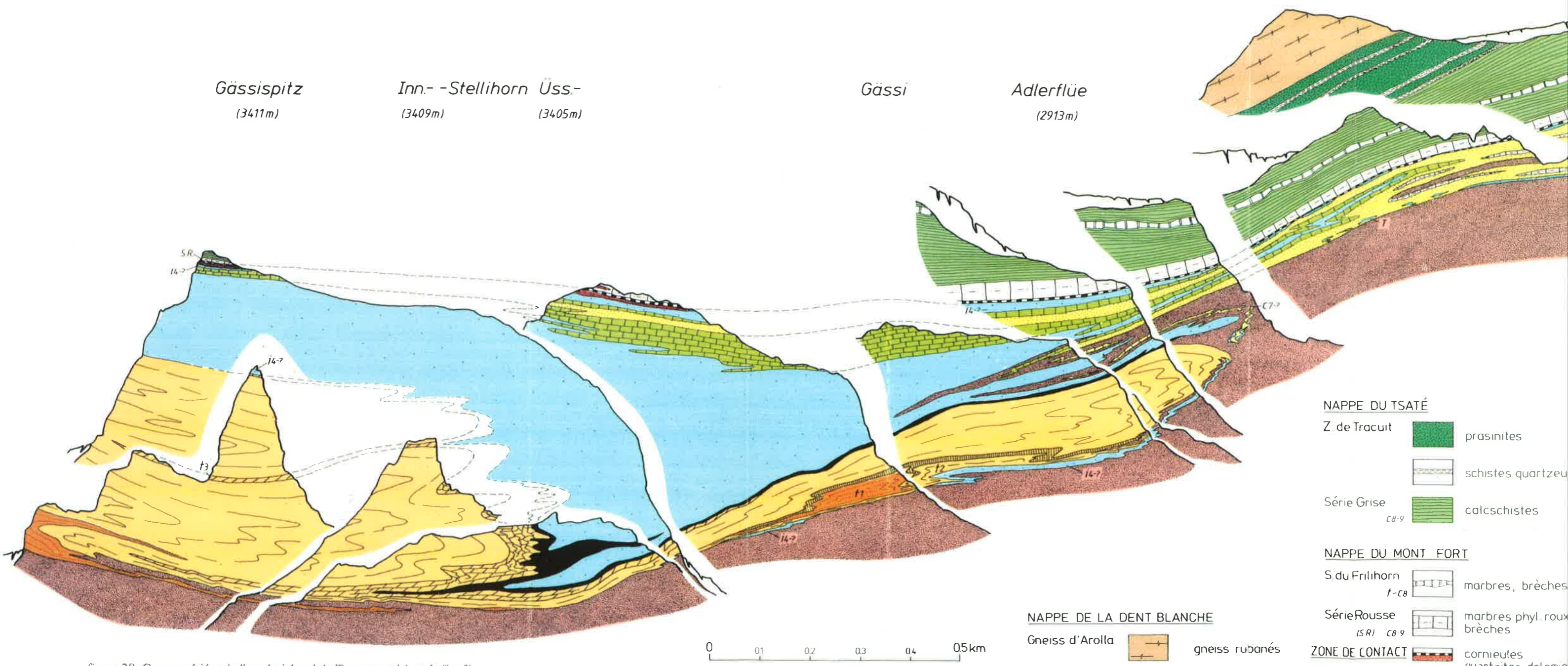
Les Diablons (arête NE)

Gässispitz
(3411m)

Inn.-Stellhorn Üss-
(3409m) (3405m)

Gässi

Adlerflüe
(2913m)



NAPPE DU TSATÉ

- Z de Tracuit prasinites
- schistes quartzéux
- Série Grise calcschistes

NAPPE DU MONT FORT

- S du Frilhorn marbres, brèches
- Série Rousse marbres phyl. roux, brèches

NAPPE DE LA DENT BLANCHE

- Gneiss d'Arolla gneiss rubanés

ZONE DE CONTACT cornéules, quartzites, dolomie



figure 29: Coupes sèriées de l'extrémité sud du Turtmanntal (tracés fig. 3)

CHAPITRE QUATRIEME (IV): TECTONIQUE

A) Introduction

La description et l'interprétation des structures du socle et des couvertures de la nappe de Siviez-Mischabel s'inscrit dans le cadre plus vaste de l'analyse tectonique de l'ensemble de la nappe du Grand Saint-Bernard (ESCHER sous presse) et de la zone du Combin (ESCHER & al. sous presse, SARTORI 1987b). Par rapport au dernier de ces articles, dont un laps de temps relativement long a séparé la rédaction de la parution, certaines modifications ont été apportées au modèle décrivant les structures à l'extrémité du Turtmanntal, modifications découlant principalement de l'interprétation en paléofaille (SARTORI 1987a) d'un contact anormal attribué jusque là à une phase tectonique alpine.

Cette analyse tectonique a été fondée prioritairement sur l'examen des structures mégascopiques et de leurs relations mutuelles (traces axiales). Cette démarche est rendue possible par la richesse de la série du Barrhorn ainsi que de la partie supérieure de son socle anté-triasique en niveaux lithostratigraphiques qui demeurent identifiables et cartographiables malgré l'intensité des déformations qu'ils ont subi. Dans l'établissement d'une chronologie des différentes générations d'objets tectoniques recensées, l'observation des petites structures et des relations cristallisation-déformation a joué ensuite un rôle important.

La géométrie actuelle des massifs étudiés représente l'image de la déformation finie qui leur a été imprimée par l'orogénèse alpine, par la tectonique synsédimentaire mésozoïque ainsi que, pour ce qui concerne les roches anté-triasiques, par différentes phases orogéniques paléozoïques. On s'attachera donc à décrire le plus objectivement possible cette géométrie, au travers de cartes à différentes échelles (fig. 6, 30, 33, 35, 36) et de coupes (fig.29,30) dont la construction, s'agissant de plis superposés à axes parfois orthogonaux, est nécessairement interprétative.

B) Description chronologique des différentes familles de structures.

1. STRUCTURES ANTÉ-TRIASIQUES

Aucune grande structure ne peut pour l'instant être attribuée à coup sûr à l'une ou l'autre des phases orogéniques "hercyniennes" (au sens large) dont l'empreinte est pourtant marquée dans ce socle par l'existence de discordances stratigraphiques (résultant de phases "saaliennes", "sudètes" et éo-hercynienne?) et de sautes de métamorphisme ancien (unités mono- et poly-cycliques)(cf chapitre III).

On retiendra toutefois de l'étude lithostratigraphique, que la limite entre les ensembles de l'Ergischhorn et de Barneuza ainsi que les contacts entre les différents sous-ensembles que contient ce dernier pourraient représenter potentiellement des plans de chevauchement anciens.

A petite échelle, les foliations marquées dans certaines roches par des minéraux tenus pour relictuels, par exemple celle définie par l'assemblage éclogitique des niveaux méta-basaltiques (AR) de l'ensemble de Barneuza (fig. 25a), doivent logiquement être considérées comme des schistosités anté-alpines.

2. STRUCTURES SYN-SÉDIMENTAIRES MÉSOZOÏQUES.

L'existence d'une phase tectonique distensive mésozoïque, spécialement active au Jurassique inférieur à moyen, est bien établie dans le domaine briançonnais (BOUILLOT & al. 1984, LEMOINE & TRÜMPY 1987). Elle a engendré des systèmes de fractures parmi lesquelles prédominent les failles normales syn-sédimentaires. Dans les unités qui proviennent du domaine briançonnais interne, leur existence est généralement déduite d'observations stratigraphiques et sédimentologiques: biseautages et discordances angulaires, brèches d'escarpement et slumps, changements de faciès, signalent leur présence lorsqu'elles ne sont pas visibles directement.

a) Accident Diablons-Distulgrat (D-D).

L'étude stratigraphique des séries du Toûno et du Barrhorn conduit à la conclusion que les domaines de sédimentation qu'elles représentent, à supposer qu'ils aient été contigus, étaient séparés par une faille normale dont le rejet, résultant d'une activité d'âge principalement jurassique inférieur à moyen, devait être de grande ampleur (chapitre II).

Ces deux séries carbonatées reposent de façon apparemment concordante sur les quartzites de la Formation du Bruneggjoch, ceci sur l'essentiel de leurs aires d'affleurement. Les choses se compliquent notablement à l'approche de la zone Diablons-Adlerflüe-Barrwang, située à l'extrémité sud du Turtmantal, zone qui correspond précisément aux confins de l'extension des deux séries. Ce secteur se caractérise par une violente tectonique en plis superposés (fig. 46, 49), par l'apparition de contacts anormaux entre socle et couverture et par la disparition locale des unités supérieures du socle anté-triasique (Formations du Bruneggjoch et du Distulberg, ensemble de Barneuza).

L'analyse structurale montre qu'il ne s'y trouve en réalité qu'un seul accident dédoublé à plusieurs reprises par des plis isoclinaux appartenant aux trois phases majeures tertiaires décrites plus bas. Ce fait est attesté par la continuité cartographique et par les symétries relevées systématiquement entre chacune des répétitions (13 dans l'Adlerflüe!) de ce contact anormal.

Cet accident entraîne des perturbations dans l'ordre de superposition normal des unités de socle et des niveaux de couverture (fig. 31) du versant E des Barrhörner (Distulgrat) au versant W du Turtmantal (Diablons-Wängerhorn). Pour cette raison, il est dénommé "accident D-D" (= Diablons-Distulgrat). Sur ce tracé il met en contact:

- au nord du Distulgrat, les différents éléments de l'ensemble de Barneuza, puis la Formation du Distulberg sur les paragneiss de l'ensemble de l'Ergischhorn. Ce tronçon est largement masqué par l'Unter Stelligletscher.

- les quartzites de la Formation du Bruneggjoch sur les paragneiss sus-mentionnés à la base du couloir menant au Barrjoch. Ce contact est replissé à cet endroit par trois phases de déformation alpines.

- le Trias calcaro-dolomitique, ou encore les quartzites (qui n'apparaissent que sporadiquement et discrètement le long du contact (fig. 43) sur les mêmes paragneiss autour du massif des Stellihörner.

- le Trias calcaro-dolomitique, la Formation des Couches à Mytilus et enfin la Formation des Calcaires massifs du Malm sur les paragneiss de l'ensemble de l'Ergischhorn, puis sur les schistes ocellés albitiques et enfin le complexe rubané de l'ensemble de Barneuza à la base des falaises de la rive sud du Pipjigletscher, du Barrwang, de Güssi et de l'Adlerflüe. Sur ce tronçon, l'accident D-D est répété trois fois par des plis isoclinaux D1 (plis de la base du Barrwang).

- les Calcaires massifs, puis les Couches Rouges métamorphiques et enfin le flysch noir de la série du Barrhorn sur le complexe rubané (ens. de Barneuza), puis sur une zone tectoniquement très

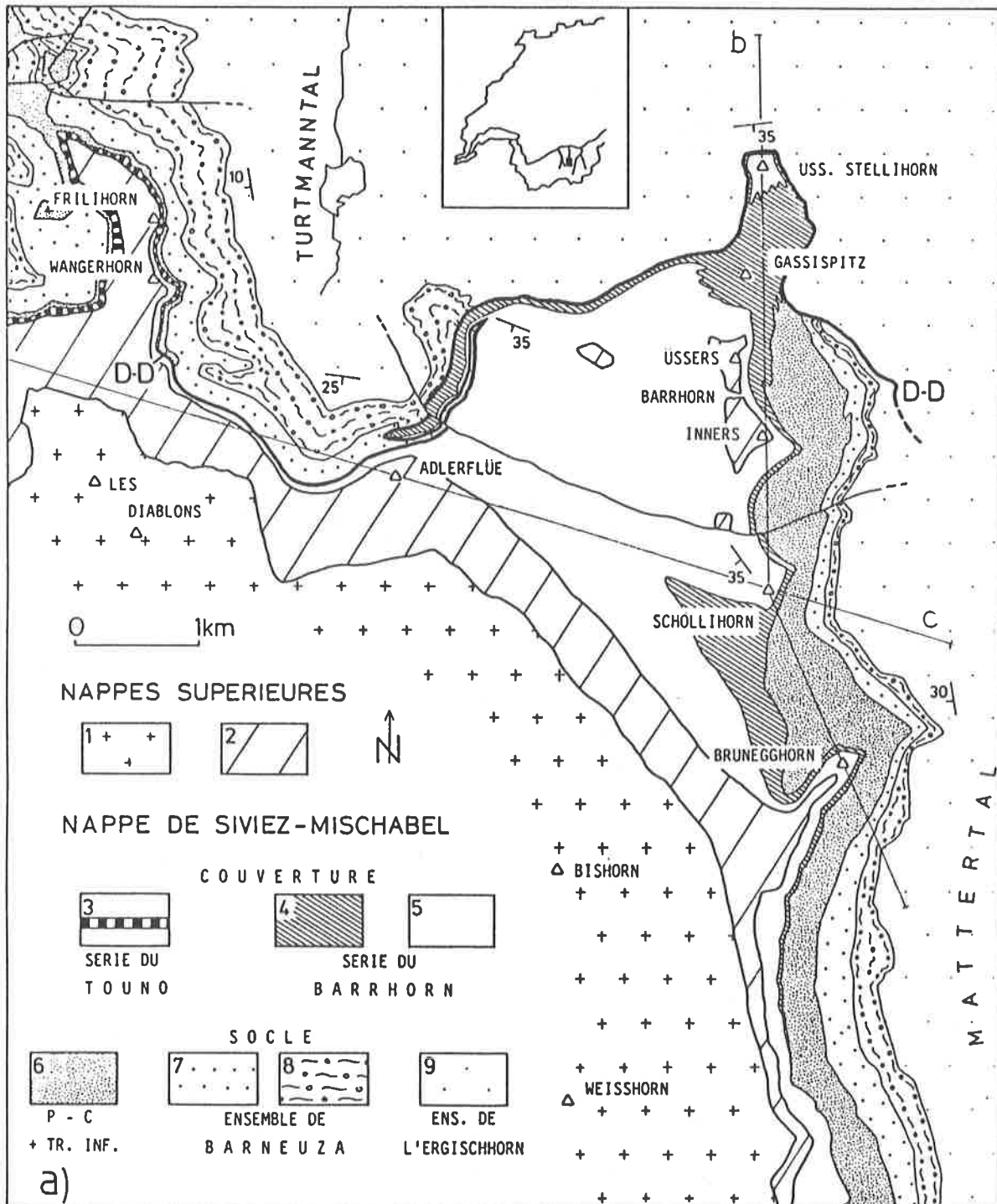
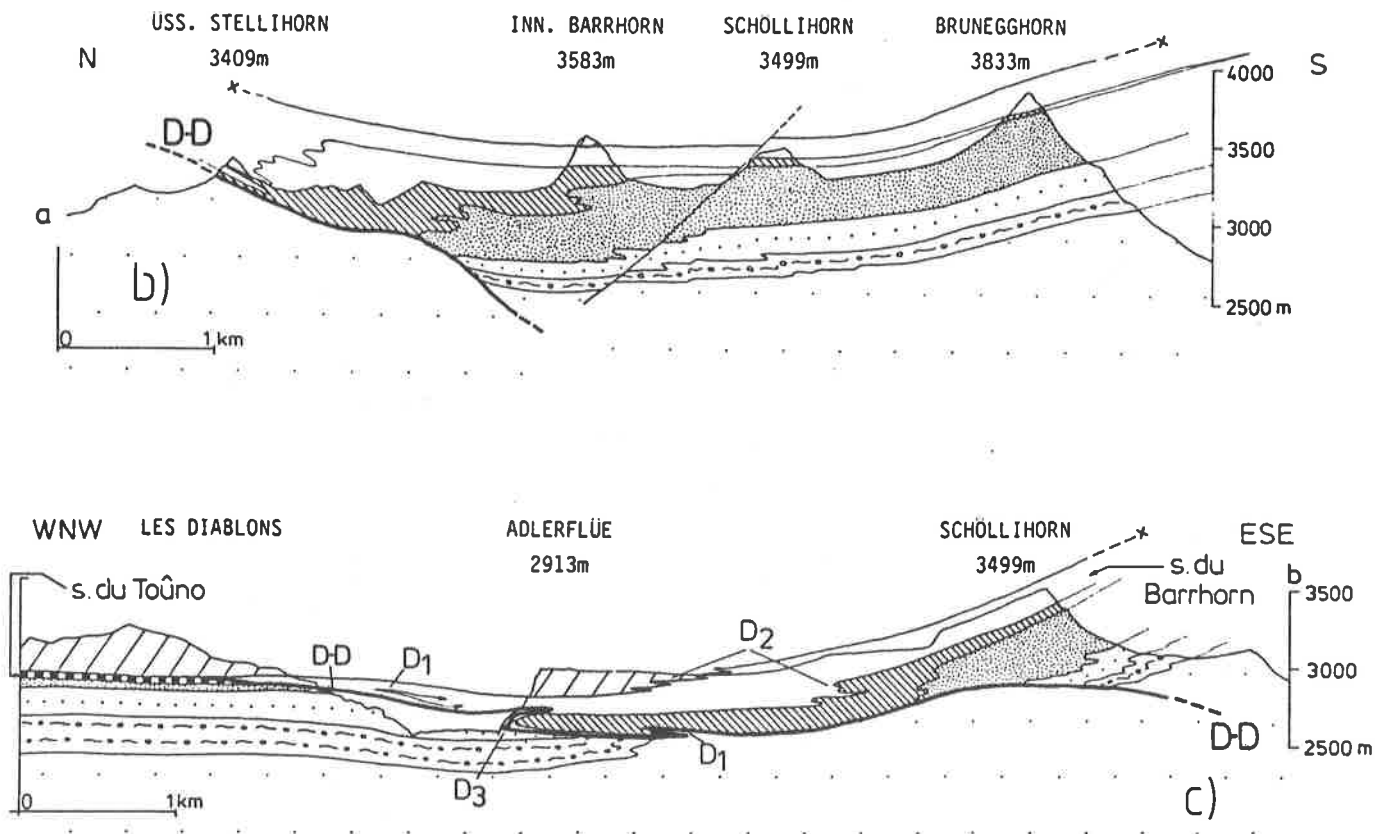


figure 30: Carte tectonique (a) et coupes suborthogonales (b,c) illustrant les relations socle-couverture dans le flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel. L'accident D-D représente une paléofaïlle normale replissée par toutes les phases de déformation méso-alpines. 1, nappe de la Dent Blanche; 2, nappes du Mont Fort et du Tsaté; 3, Trias moyen à Eocène indifférencié; 4, Trias moyen à sup.; 5, Jurassique moyen à Eocène; 6, Carbonifère sup. à Trias inf.; 7, C.R.; 8, SOPA; 9, paragneiss; D-D, accident "Diablons-Distulgrat"; D1, D2, D3, structures méso-alpines.



étirée et mélangée qui comporte des terrains appartenant aux Formations du Distulberg et du Bruneggjoch, au Malm, aux Couches Rouges et au flysch de la série du Toûno dans l'Adlerflüe et le versant nord des Diablons. La tectonique superposée atteint ici sa complexité maximale et fait l'objet d'une description détaillée à la p. 118.

- le flysch noir de la série du Barrhorn sur le Malm, les Couches Rouges et le flysch de la série du Toûno dans le versant est du Wängerhorn et du Frilihorn(?). Les critères permettant de distinguer les deux flyschs étant ténus et partiellement arbitraires, la localisation et même l'existence de cet accident sont sujettes à caution dans ce secteur.

Nonobstant les multiples répétitions dont il est l'objet, l'accident Diablons-Distulgrat se présente donc (fig. 30 a, b) comme une discontinuité couchée contre laquelle viennent se biseauter très régulièrement: la partie sommitale du socle anté-triasique et la série du Barrhorn qui lui est adhérente dans le compartiment supérieur (sud-oriental); la partie sommitale du socle et la série du Toûno qui lui est adhérente dans le compartiment inférieur (nord-occidental). Trois arguments essentiels doivent nourrir la discussion ayant trait à la signification de l'accident Diablons-Distulgrat (SARTORI 1987a):

- Il est replissé par toutes les phases de déformations tertiaires (D1, D2, D3, + phases tardives) recensées dans ce secteur. Il leur est donc antérieur.
- La disposition des différents niveaux repères du socle anté-triasique de part et d'autre de l'accident D-D rappelle une géométrie initiale de faille normale, le compartiment en position supérieure dans le dispositif actuel correspondant au bloc affaissé du système originel.
- Il est localisé précisément à la limite entre deux aires du domaines briançonnais paléogéographiquement distinctes et qui montrent des séries stratigraphiques à caractères

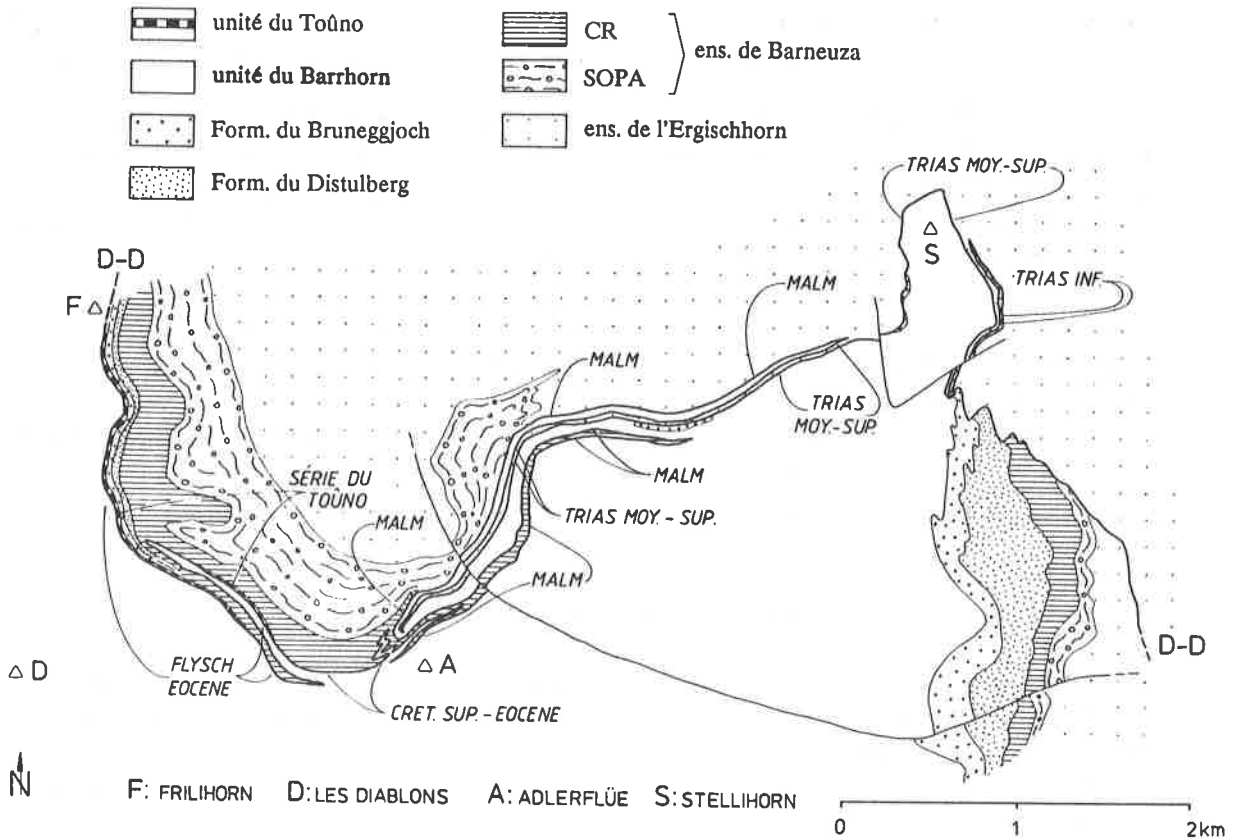


figure 31: De part et d'autre de l'accident D-D très intensément replissé, les niveaux stratigraphiques du socle et de la couverture de la nappe de Siviez-Mischabel se biseautent très régulièrement. Le schéma donne l'âge des horizons de la série du Barrhorn (sur l'accident, au sud) qui sont en contact avec le socle anté-triasique et la série du Toûno (sous l'accident, au nord).

opposés: l'une - la série du Toûno au nord-ouest - présente à proximité de D-D une réduction et une condensation maximale (Malm et Crétacé supérieur extrêmement réduits reposant directement sur le Permo-Trias, voire sur le Carbonifère supérieur), l'autre - la série du Barrhorn au sud-est - affiche au voisinage de D-D un développement maximum (Malm, Crétacé supérieur et Tertiaire épais sur un Trias moyen et supérieur peu érodé) qui correspond à la partie interne d'un bloc basculé visible dans le paysage (fig. 32) et bien reconnu cartographiquement (fig. 30).

Trois interprétations différentes peuvent être avancées:

- il pourrait s'agir d'une grande faille normale d'âge éocène qui traduirait une extension et un affaissement vers le sud d'un compartiment du domaine Briançonnais précédemment aux déformations compressives tertiaires. De telles structures ont parfois été envisagées dans des modèles d'évolution cinématique de la marge européenne (LEU, 1986). Cette solution n'explique toutefois pas du tout les grandes différences d'épaisseurs et de faciès enregistrées de part et d'autre de l'accident.

- on pourrait l'interpréter comme une grande fracture décrochante d'âge crétacé supérieur ou tertiaire ramenant vers le nord un segment "ultrabriançonnais" en contact tectonique avec la série du Barrhorn

briançonnaise. La très bonne correspondance des niveaux lithostratigraphiques du socle pré-triasique de chacun des compartiments séparés par la fracture rend toutefois cette hypothèse moins vraisemblable.

- on préférera ici une interprétation en paléofaille normale partiellement syn-sédimentaire et d'activité jurassique inférieure à tertiaire, l'existence d'un important rejet anté-bathonien étant précisément suspectée dans ce secteur en raison de la discordance angulaire qu'entretiennent les terrains du Trias et du Jurassique. Cette solution est la seule à tenir compte de façon satisfaisante de tous les biseautages qui caractérisent les deux côtés de l'accident (fig. 31)

Les observations sédimentologiques (brèches d'escarpement, "onlap", etc.) qui permettraient de confirmer cette hypothèse font défaut. Ce manque s'explique par la disparition, lors de l'érosion anté-bathonienne, des terrains du Jurassique inférieur contemporains de l'activité maximale de la faille (LEMOINE & TRÜMPY 1987). De plus, la recristallisation implacable des calcaires jurassiques supérieurs et crétacés supérieurs oblitère les microfaciès qui auraient pu témoigner de la pérennité du rejeu distensif (et éventuellement décrochant) de la faille jusqu'à la fin du Mésozoïque.

b) Accident Zinal-Navisence (Z-N)

Au contraire de l'accident D-D dont la trace est bien visible sur le terrain, l'existence de la discontinuité ou de la zone de fracture virtuelle "Zinal-Navisence" n'est postulée ici que sur la base de déductions stratigraphiques. Les niveaux carbonatés qui forment la couverture du socle anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel présentent des profils bien différents de part et d'autre du Val de Zinal (fig. 24):

- A l'est de la Navisence, la *série du Toûno* est extrêmement mince et lacunaire (PILLOUD & SARTORI 1981). Avec la prudence qui s'impose dans l'interprétation de niveaux intensément laminés, observables de surcroît dans des affleurements tassés sur ce versant, on constate néanmoins que la série est plus réduite à l'approche du thalweg: alors qu'elle comporte encore régulièrement à sa base un mince Trias dolomitique dans le voisinage des crêtes (Diablons, Wängernhorn), elle en est exempte dans les derniers affleurements à proximité de Zinal. Les marbres fétides du Malm (Torrent de Perrec), parfois même le flysch noir (Torrent de Lirec) reposent directement sur les quartzites de la Formation du Bruneggjoch, et ceci avec quelques indices de contact stratigraphique. *Cornieules et gypses sont totalement absents de la série du Toûno dans ce versant.*

- les niveaux qui surmontent les quartzites de la Formation du Bruneggjoch en rive gauche de la Navisence présentent un tout autre visage (ZIMMERMANN 1955). Il s'agit d'une alternance métrique de dolomies fracturées, de marbres dolomitiques et de *cornieules*. La proportion de ces dernières va d'ailleurs croissante vers le nord (Tzirouc) et vers l'ouest (Fache) où commencent à apparaître des lentilles de *gypse*.

Cet amalgame de cornieules et d'évaporites s'étend ensuite vers l'ouest où il jalonne de façon continue le contact entre le socle de la nappe de Siviez-Mischabel et la nappe du Mont Fort. Il représente indiscutablement un mélange tectonique incluant les faciès détritiques du sommet de la Formation du Bruneggjoch et les niveaux dolomitiques et évaporitiques de la base de la Formation de St-Triphon (S1, Spathien). Aucun terme plus jeune de la série briançonnaise n'apparaît jamais sous le plan de chevauchement de la nappe du Mont Fort, représentée dans ce secteur par les marbres phylliteux-quartzeux de la série rousse (Crétacé supérieur).

Cette zone structurale (zone du Barrhorn), que l'on désignera par le terme de "*tégument*", présente tous les attributs d'un niveau de décollement important ayant rendu possible la translation de la partie post-Trias inférieur d'une série briançonnaise qui doit être recherchée maintenant dans la nappe

N

Schöllhorn

Inners Barrhorn

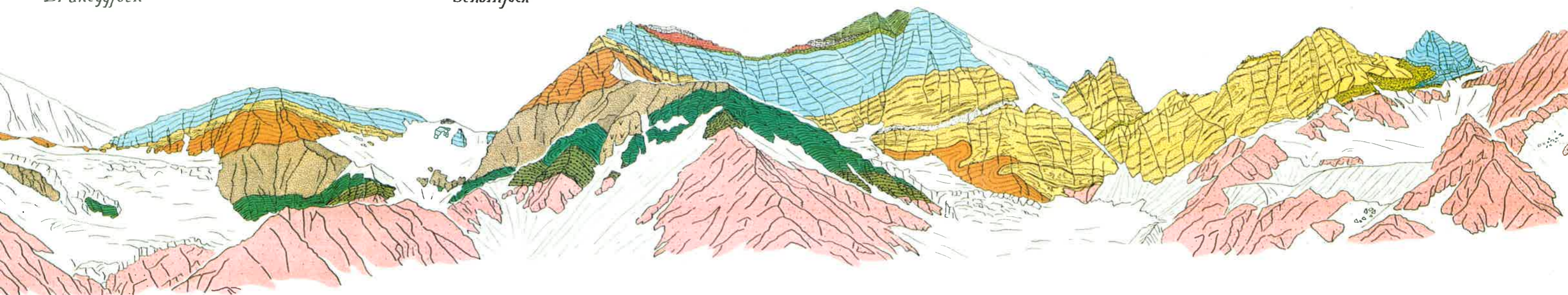
Üssers Barrhorn

Gässispitz

Inn.-
-Stellhorn Auss.-
-Stellhorn

Bruneggjoch

Schöllijoch



SERIE DU BARRHORN

métam. (Crét.sup.-Eocène)



dolomie noire (Carnien C IV)



quartzite (Permien sup.-Scythien)

Malm



dolomie (Trias moyen C II/C III)



micaschiste (Carbonifère sup.)

s (Bath.-Call.)



marbre et dolomie (Trias moyen C I/C II)



complexe rubané (Paléozoïque inf.)



schiste oeilé albitique (Paléoz. inf.)



gneiss et amphibolite (Protéroz.-Paléoz. inf.)

NAPPE DE SIVIEZ-MISCHABEL

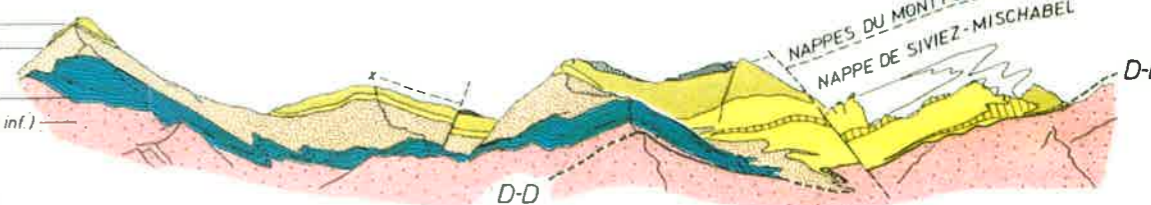
SERIE DU BARRHORN (Trias-Eocène)

FORM DU BRUNEGGJOCH ET DU DISTULBERG

(Carbon sup., Permien sup. - Scythien)

ENSEMBLE DE BARNEUZA (Paléozoïque inf.)

ENSEMBLE DE L'ERGISCHHORN (Protér.-Paléoz inf.)



D-D: PALEOFAILLE "DIABLONS-DISTULGRAT"

du Barrhorn dans les crêtes séparant Turmamtal et Mattertal. Panorama vu du Grathorn.

S

Brunegghorn

Bishorn

Schöllhorn

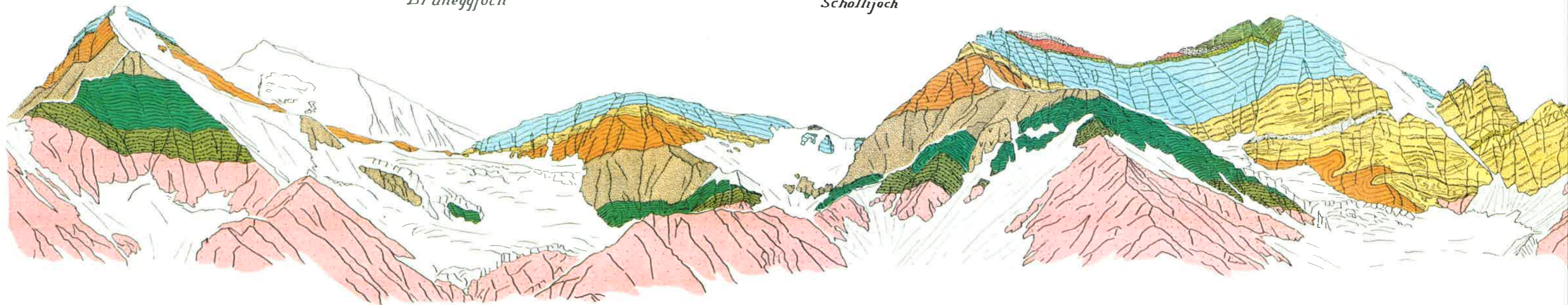
Inners Barrhorn

Üssers Barrhorn

Gässispitz

Bruneggjoch

Schölljoch



NAPPE DU TSATE

■ série grise

NAPPE DU MONT FORT

■ série rousse

ZONE DE CONTACT

■ cornieule
■ quartzite

SERIE DU BARRHORN

■ Couches Rouges métam. (Crét. sup.-Eocène)

■ marbre rubané (Malm)

■ Couches à Mytilus (Bath.-Call.)

■ dolomie noire (Carnien C IV)

■ dolomie (Trias moyen C II/C III)

■ marbre et dolomie (Trias moyen C I/C II)

■ quartzite (Permien sup.-Scythien)

■ micaschiste (Carbonifère sup.)

■ complexe rubané (Paléozoïque inf.)

■ schiste oeilé albitique (Paléoz. inf.)

■ gneiss et amphibolite (Protéroz.-Paléoz. inf.)

NAPPE DE SIVIEZ-MISCHABEL

SERIE DU BARRHORN (Trias-Eocène)

FORM DU BRUNEGGJOCH ET DU DISTULBERG

(Carbon sup., Permien sup. - Scythien)

ENSEMBLE DE BARNEUZA (Paléozoïque inf.)

ENSEMBLE DE L'ERGISCHHORN (Protér.-Paléoz. inf.)

D-D: PALEOFAILLE "DIABLONS-DISTULGRAT"

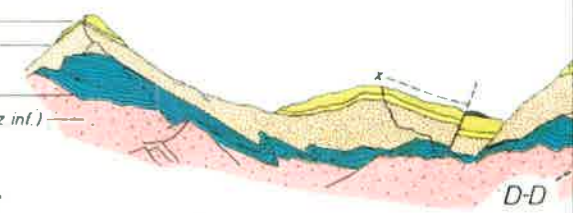


figure 32: L'unité du Barrhorn dans les crêtes séparant Turmmanntal et Mattertal. Panorama vu du Grathorn.

des Préalpes médianes (chapitre V).

Le changement qui survient dans la couverture de la nappe de Siviez-Mischabel de part et d'autre du Val de Zinal pourrait être imputé à une paléofaille (Z-N) qui serait cachée par les sédiments quaternaires du thalweg. Il faut toutefois insister sur le fait que son parcours à travers les horizons marqueurs du socle n'a pas pu être localisé pour l'instant. Cette interprétation reste donc à considérer avec circonspection.

3. STRUCTURES ÉO-ALPINES

Durant le Crétacé supérieur, le domaine briançonnais a été le cadre d'une sédimentation pélagique dont les Couches Rouges des Préalpes constituent un enregistrement discontinu. GUILLAUME (1986) a montré que le bassin était alors le siège d'une activité tectonique dont témoignent des paléofailles qui affectent certaines des formations qu'elle a définies. La distribution et l'orientation de celles qui ont pu être observées ou déduites jusqu'ici suggèrent que ce domaine paléogéographique était soumis alors à un régime de décrochement.

De telles observations n'ont pas pu être faites dans l'unité du Barrhorn, trop métamorphique d'une part, mais surtout parce qu'il est possible qu'elle ne recèle que des Couches Rouges d'âge tertiaire.

4. DÉFORMATIONS TERTIAIRES

Chacune des phases de déformation qui sont évoquées ci-dessous représente en elle-même un ensemble de processus continus qui a abouti à la formation d'"objets tectoniques" tels que des recouvrements, des plis, des schistosités etc. Une nouvelle phase de déformation est définie lorsque ces objets ont eux-même été déformés de façon passive à la faveur d'événements très manifestement discontinus des précédents.

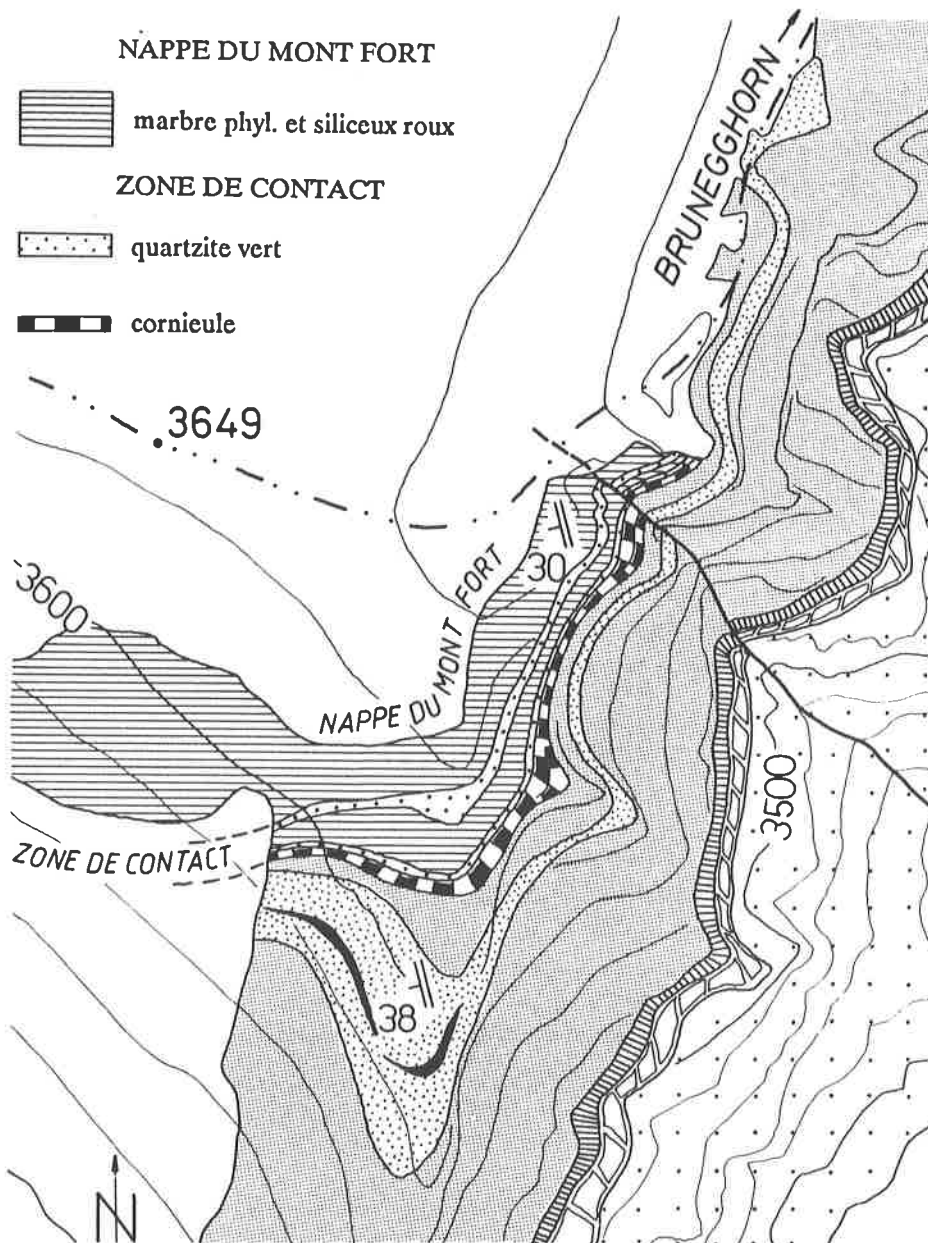
a) Déformations "anté-schisteuses"

Dans la partie sommitale de l'unité du Barrhorn, il est encore possible de déceler quelques indices de structures très précoces à travers le voile des recristallisations-néofonnations métamorphiques et des déformations syn-schisteuses ultérieures:

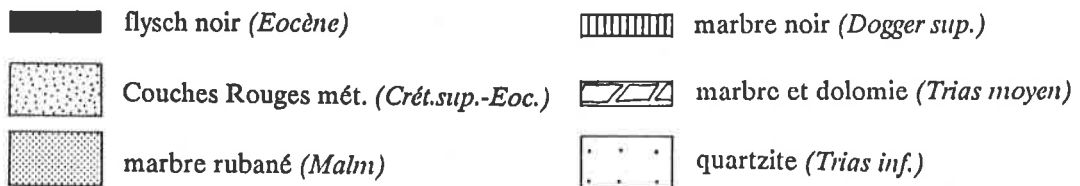
- lors de son chevauchement par la nappe du Mont Fort, l'unité du Barrhorn était déjà affectée par des plis superficiels précoces qui ont été accentués ultérieurement de façon syn-schisteuse. Ils seront décrits plus loin (pli de Barr p.95).

- une intense fracturation est décelable dans certaines roches situées à proximité de la zone de chevauchement de la nappe du Mont Fort, comme les pseudo-brèches dolomitiques du Malm (p.56), ou certains bancs calcaires du flysch noir par exemple. Dans ce dernier cas, plusieurs générations de microfractures recoupent une texture cataclastique avant d'être elles-même déformées de façon ductile.

Ces structures sont les reliques des premiers stades de déformation tertiaires. Les plis précoces se sont vraisemblablement formés à l'avant du front de chevauchement des nappes internes ("traineau écraseur") sous l'effet des contraintes compressives qui ont déterminé les premières étapes de formation de la nappe-pli de Siviez-Mischabel elle-même.



SERIE DU BARRHORN



100 m

figure 33: Carte géologique du contact entre nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort le long de l'arête sud du Brunegghorn.



M : "Malm" CR: Couches Rouges métam. CO : cornieule
 Q : quartzite phylliteux vert foncé SR: marbre phylliteux-quartzeux roux (série rousse)

figure 34: Vue vers le nord sur les falaises du versant est du Bruneggorn. Les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort sont séparées par une zone de contact tectonique. Le sommet de l'unité du Barrhorn montre le prolongement du synclinal de Barr (Couches Rouges et Malm dédoublés)

b) Déformations syn-schisteuses.

PHASE D1

Chevauchement de la nappe du Mont-Fort.

Le contact tectonique qui sépare le flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel de la nappe du Mont Fort constitue un trait marquant de la morphologie des crêtes entre Turtmanntal et Mattertal. De la région de Trift (sur Zermatt), où il est d'ailleurs replissé isoclinalement par le pli du même nom (SARTORI 1987b), jusque dans le flanc est du Frilihorn où il est également engagé dans des plis couchés, il doit être décrit non comme un plan de chevauchement discret, mais comme une zone tectonique de quelques dizaines de mètres d'épaisseur caractérisée par une succession rapide de niveaux isoclinaux.

Dans ce contexte, le problème réside dans l'attribution de niveaux fatalement très déformés à l'une ou l'autre des nappes ainsi que dans l'identification d'éventuels terrains étrangers qui auraient pu être piégés dans cette discontinuité tectonique.

Entre les deux secteurs plus complexes mentionnés plus haut, cette "zone de chevauchement" n'est que peu gauchie. Il est possible de l'observer dans les localités suivantes: massif Plathorn-Mettelhorn, Wisse Schijen (nord-ouest du Pt.3285m, fig. 9), arête sud du Brunegghorn (sud du Pt. 3702m, fig. 33, 34), crêtes Schellijoch-Inners Barrhorn-Üssers Barrhorn (fig. 35), Pt 3202m au nord de Barr (fig. 48, 49), Adlerflüe (fig. 43,45), massifs Diablons-Wängerhorn-Frilihorn.

Elle repose sur l'unité du Barrhorn dont le sommet est structuré en synclinal isoclinal (pli de Barr, p.95) à symétrie plus ou moins complète. Le flanc renversé de cette structure comporte toujours un niveau de marbre blanc du Malm.

La limite supérieure de cette zone de chevauchement est définie arbitrairement par l'apparition d'un niveau massif et continu de marbre phylliteux et quartzeux roux (série rousse) qui constitue le prolongement mésozoïque de la nappe du Mont Fort dans cette région (10 à 30 mètres d'épaisseur). Ce marbre est également engagé en bandes isoclinales dans la zone de chevauchement.

Un nombre restreint d'horizons alternent dans cette zone tectonique. Même si, dans le détail, leurs positions respectives varient fréquemment d'un profil à l'autre, ils en donnent une image relativement simple et constante.

- La *cornieule* est la roche la plus caractéristique de cette zone de contact qu'elle a signalé à l'attention de plusieurs auteurs: "cornieule supérieure" d'ARGAND (1908), "Trias der Hühnerknubel-Decke" d'ITEN (1948), "?Keuper der Oberen Zermatter Schuppenzone" de BEARTH (1980). Elle peut atteindre jusqu'à une petite dizaine de mètres d'épaisseur (Inners Barrhorn) et être répétée plusieurs fois. Plusieurs types de cornieules se relayent ou coexistent localement: monomictes (au sens de JEANBOURQUIN 1986) et grossièrement vacuolaires; fines, orangées et dimictes, à ceci près que le matériel phylliteux tient davantage des quartzites verts voisins que d'argillites triasiques; enfin polymictes à éléments de marbres blancs et de quartzites. Les marbres de la série rousse ne semblent pas faire partie de l'inventaire des éléments inclus dans la cornieule. Cette dernière comporte une vague foliation qui est elle-même replissée par endroit (Pt 3202m).

- Un type de *quartzite phylliteux vert-foncé* est omniprésent dans cet horizon tectonique, de la région de Zermatt où il est très apparent dans les deux flancs du pli de Trift, jusqu'au Pt 3202m au nord de Barr. Il forme généralement des niveaux d'épaisseur métrique intercalés le plus souvent avec des marbres appartenant à la série rousse (fig. 34) et avec des quartzites blancs phylliteux qui leur sont subordonnés en quantité. Les quartzites verts peuvent aussi bien être en contact direct, à la base de la

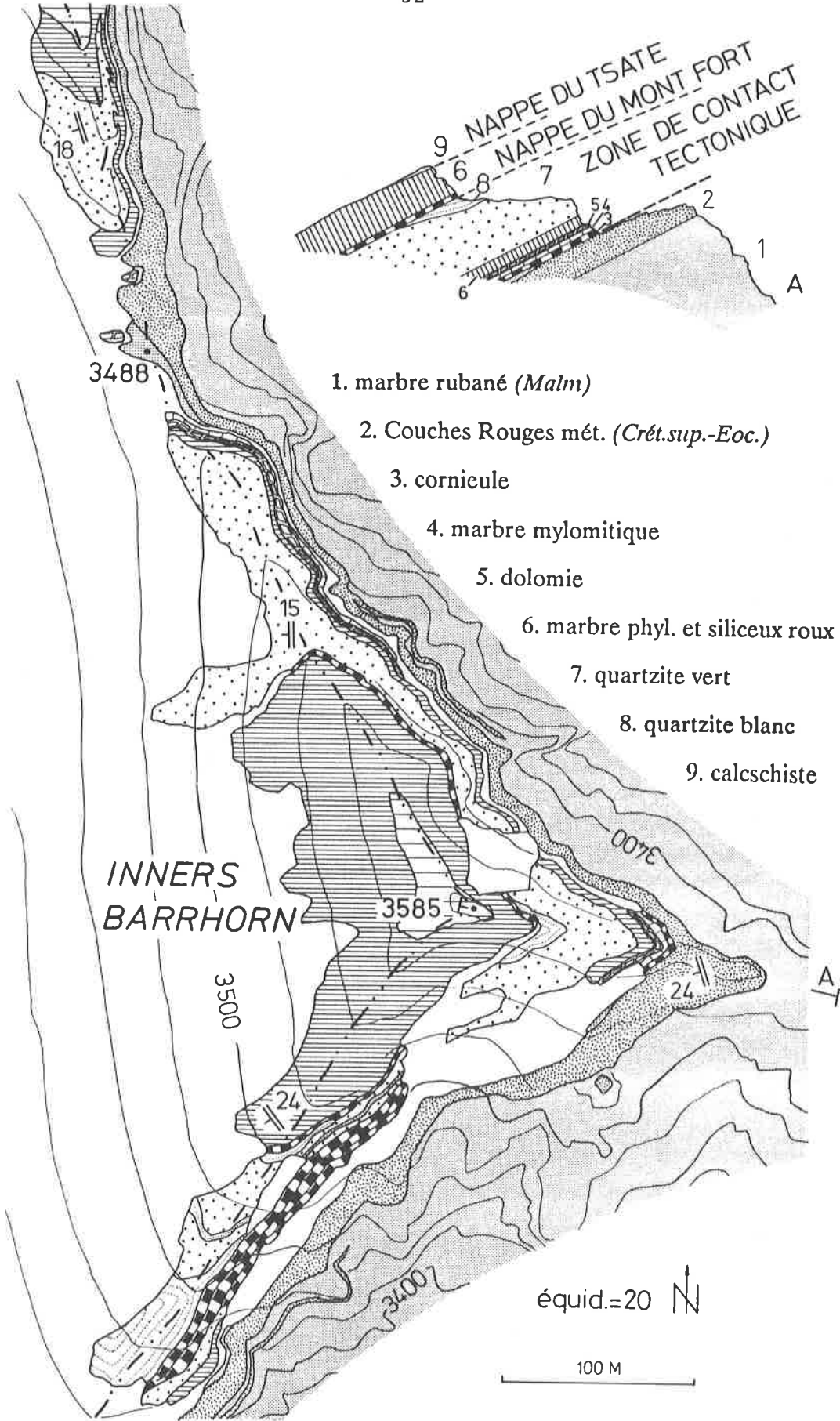


figure 35: Carte et profil géologiques de l'Inners Barrhorn.

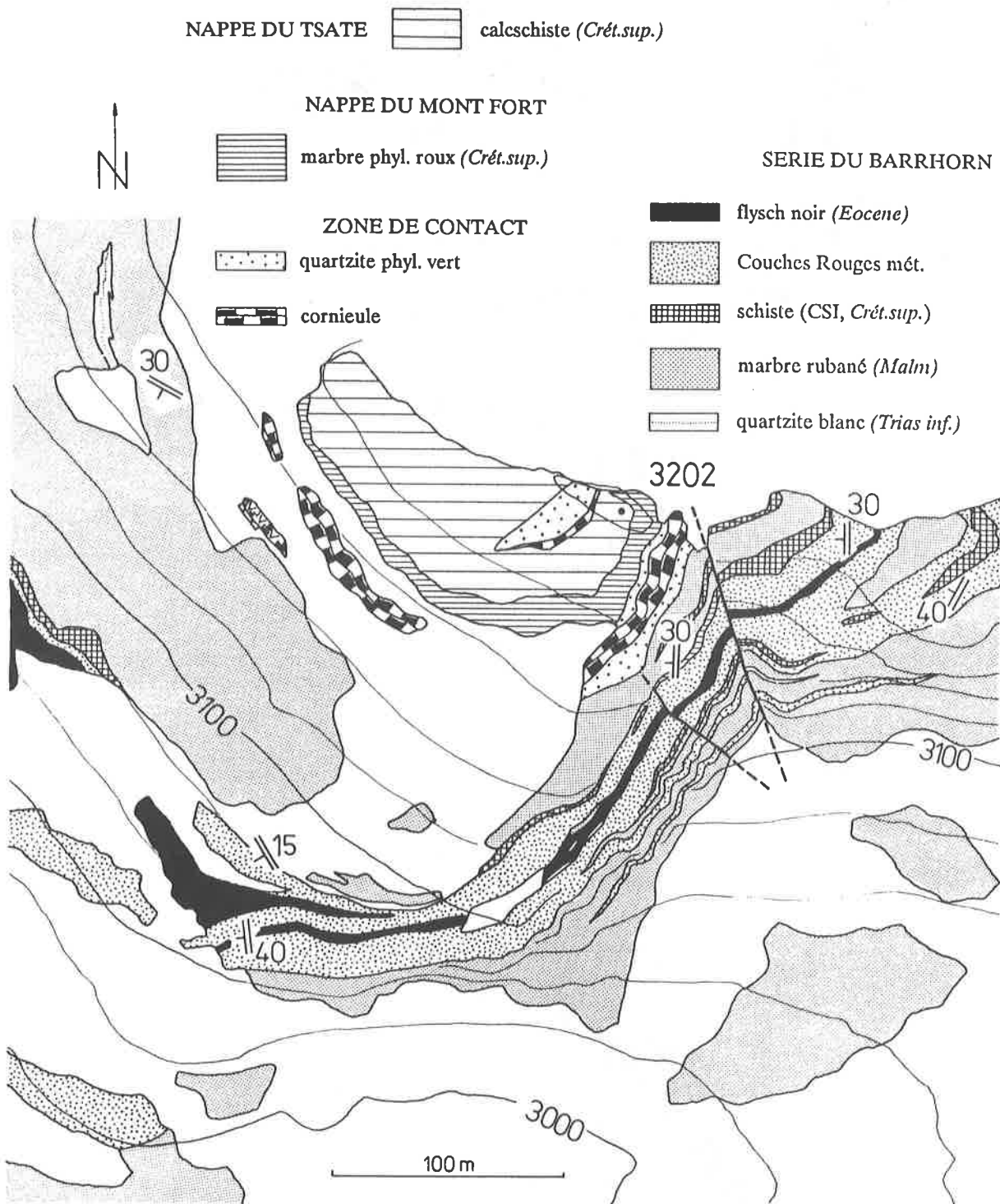


figure 36: Carte géologique du promontoire (3202m) dominant la région de Barr.

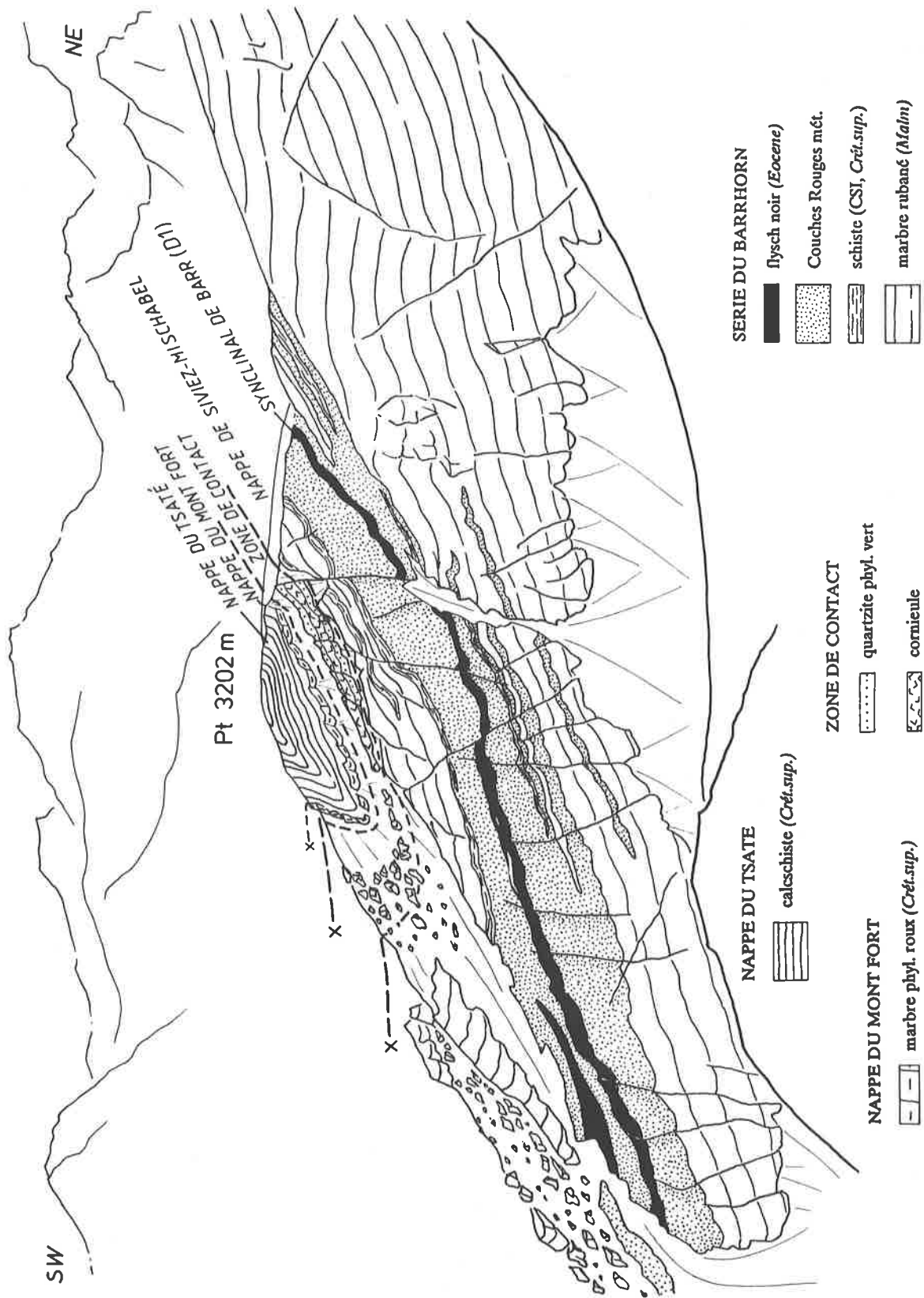


figure 37: Le promontoire 3202m vu du sud-est.

zone de chevauchement, avec les marbres de la série du Barrhorn qu'au sommet de ladite zone avec les marbres de la série rousse. Ils présentent un fort épaissement au sommet de l'Inners Barrhorn (fig. 34) en formant une masse lenticulaire de 20 mètres d'épaisseur.

Cette roche a subi une déformation intense. Les surfaces de schistosité principales portent une très nette linéation d'étirement NNW-SSE marquée par les grains de quartz qui se présentent, vus sous le microscope, avec une texture de type "Plattenquarz". Malgré la mylonitisation, on reconnaît dans ces roches les classiques quartzites permo-triasiques.

- A l'Inners Barrhorn (fig. 35), dans l'Adlerflüe et dans le versant nord des Diablons, on relève sporadiquement la présence d'un mince banc de *dolomie orangée* très fracturée et parfois "cloisonnée" (au sens de JEANBOURQUIN 1986).

- Enfin on observe une *mylonite calcaire* entre l'Inners et l'Üssers Barrhorn ainsi qu'au nord des Wisse Schijen. A cet endroit, elle a l'apparence d'un marbre rubané jaune et gris, légèrement saccharoïde.

Vue sous le microscope, la calcite s'avère être de grain très fin (micrite à microsparite). Elle forme une texture fluidale dans laquelle nagent quelques porphyroclastes de quartz et des porphyroblastes d'albite. Le rubanement est marqué par l'existence de fins niveaux millimétriques contenant de la séricite et des carbonates de fer. La foliation définie par ce rubanement polychrome est elle-même replissée à petite échelle de façon polyphasée.

Il ressort de ces descriptions que la limite entre la nappe de Siviez-Mischabel et la nappe du Mont Fort est matérialisée par une zone de contact tectonique d'épaisseur décamétrique. Les terrains qui la constituent ont été intensément laminés et montrent parfois la trace d'un stade mylonitique suivi, dans le cas des marbres surtout, d'une recristallisation "statique".

En raison de la cornieule et des lambeaux de dolomie triasique qu'elle contient, cette bande tectonisée a été interprétée jusqu'ici comme une semelle tectonique formant la base de l'unité de "schistes lustrés" sus-jacents: Hühnerknubel-Decke pour ITEN (1948), Obere Zermatter Schuppenzone pour BEARTH (1980) qui la compare au "Keuper" exotique de Vanoise.

Force est pourtant de constater, sur la base d'arguments stratigraphiques et structuraux, qu'à l'exception des niveaux isoclinaux de marbres appartenant indéniablement à la série rousse qui sont intercalés dans cette zone tectonique, les autres terrains doivent être rattachés à l'unité du Barrhorn ou à une autre unité briançonnaise contigüe au SE. Une partie d'entre-eux se raccorde au flanc renversé du synclinal de Barr qui affecte le sommet de l'unité du Barrhorn. L'autre partie semble constituer les éléments dilacérés d'une série comportant des quartzites, des dolomies, des marbres jaunes d'âge inconnu et des marbres blancs du Malm (Les Diablons, Wängernhorn). L'emplacement initial de ce lambeau d'unité briançonnaise peu épaisse, décollée à la base des quartzites permo-triasiques, pourrait se trouver sur le socle de la nappe de Siviez-Mischabel dans la charnière ou dans le flanc renversé du pli en retour des Mischabel.

plis mégascopiques P1

Le *synclinal de Barr*, à coeur tertiaire, constitue le pli de phase P1 le plus aisément reconnaissable dans le paysage (fig. 37, 34, 46). Sa trace axiale peut être suivie en continuité sous la zone de chevauchement, mais la symétrie complète n'est réalisée qu'à l'Adlerflüe, dans le promontoire 3202m et au Bruneggorn.

Les autres plis mégascopiques de cette génération affectent l'accident Diablons-Distulgrat, mais ils se situent dans une zone très intensément affectée par les déformations ultérieures, de sorte qu'il faut avoir recours à un examen minutieux des traces axiales pour les mettre en évidence (fig. 38, 49).

Il s'agit des plis de l'Adlerflüe, considérés à tort comme des structures de phase D2 ("C") dans

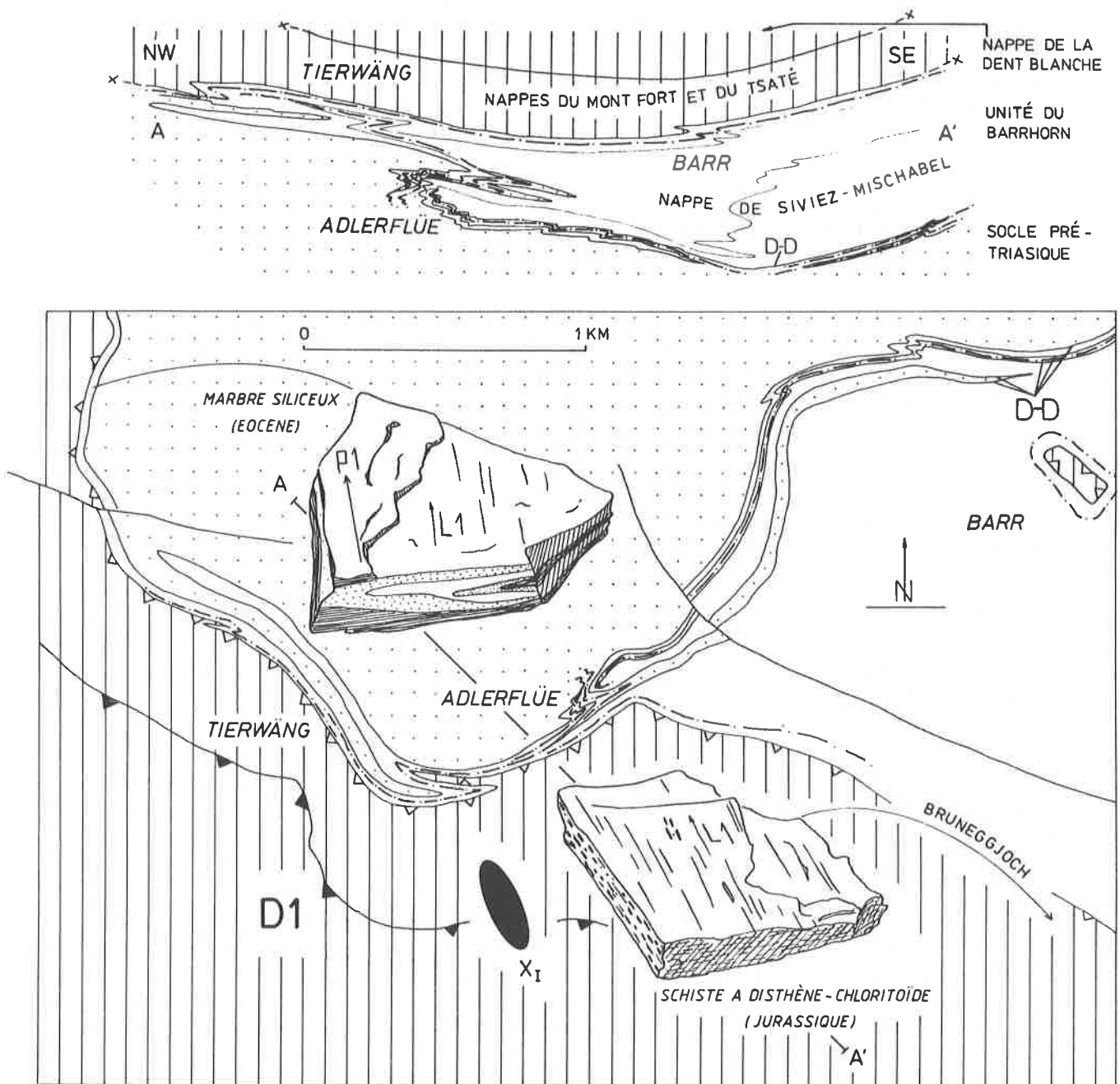


figure 38: Structures de phase D1 à l'extrémité du Turtmanntal. Localisation des mégastructures principales (plans de chevauchement des nappes, plis de Barr et de l'Adlerflüe). La schistosité S1 est ubiquiste et porte l'étirement transversal L1 (=X I de STECK 1984).

un premier modèle d'analyse structurale de la zone du Combin (SARTORI 1987b). Deux anticlinaux et deux synclinaux couchés et isoclinaux font suite vers le bas au synclinal de Barr. Le contact anormal D-D replissé forme un bon marqueur de ces déformations: le socle qui est pincé dans le coeur des anticlinaux se ferme dans l'Adlerflüe, respectivement à 2470m et 2720m. Il n'existe par contre plus qu'une seule charnière isoclinale au niveau du contact Couches Rouges-Flysch qui se situe dans le Tierwäng de l'autre côté du Turtmannletscher W. La direction axiale de ces plis, difficile à évaluer, est contenue dans un secteur NW à NNE.

petites structures connexes

Les plis décrits plus haut admettent comme structure de plan axial une schistosité (S1) qui est l'élément planaire ubiquiste dans toutes les unités tectoniques superposées. On désigne par le terme "schistosité principale" cet arrangement réalisé par les minéraux alpins. Les plis mésoscopiques intrafoliaux ne sont pas fréquemment visibles dans les unités de couverture de la nappe de Siviez-Mischabel (à l'exception des Couches Rouges métamorphiques et du Flysch noir), ils sont par contre monnaie courante dans bon nombre de niveaux du socle anté-triasique, tout particulièrement dans les bandes amphibolitiques et les paragneiss de l'ensemble de l'Ergischhorn.

Dans ces derniers, les plis de phase P1 déforment isoclinalement les minces rubans de quartz qui donnent au gneiss leur aspect caractéristique et qui expriment déjà la schistosité principale alpine. Deux schistosités sont alors visibles dans les charnières de ces plis isoclinaux, mais indiscernables parce que parallèles ou subparallèles partout ailleurs. Il s'avère donc que ce qui est désigné par le vocable "schistosité principale" (S1) représente en réalité la somme de deux (ou davantage si l'on se réfère à certaines figures d'interférences observées) éléments planaires syn-schisteux qui relèvent de *déformations progressives*.

Cette "famille" de plans de schistosité principale est porteuse de linéations d'étirement matérialisées par des supports variés. Les plus fréquemment observés ont été:

- dans le socle anté-triasique: alignement d'amphiboles aciculaires alpines dans les amphibolites; étirement des grains de quartz dans les rubans marquant S1; linéations formées par l'association intime de quartz/albite/micas ou chlorite dans certains faciès quartzo-albitiques; alignements ou ombres de pressions développées à la faveur de reliques minérales anté-alpines (p.ex. grenats); étirement de conglomérats; étirement de paragenèses ignées (métagabbro).

- dans les couvertures mésozoïques à cénozoïques: étirement d'éléments figurés (fossiles, éléments de brèche ou de conglomérat...); orientations minérales dans certains faciès (disthène des niveaux bauxitiques); étirement de zones polychromes dans certains marbres, etc.

La pyrite est toujours nettement postérieure à la paragenèse syn-schisteuse définissant S1 et ne marque par conséquent pas cet étirement.

L'orientation des linéations d'étirement L1 (fig. 39) forme un champ bien réglé d'orientation NNW-SSE qui est perturbé et dévié au travers de zones de cisaillements associées à des déformations postérieures.

Il est généralement admis que la linéation d'étirement syn-schisteuse L1 exprime la direction de transport des nappes durant la phase principale de "pro-charriage". Dans le secteur considéré, elle est de direction moyenne NNW-SSE, mais son orientation à l'échelle régionale s'avère être plutôt NW-SE (STECK 1984), ce qui donne à penser qu'elle a été soumise localement à une réorientation ultérieure (Steck, comm. orale).

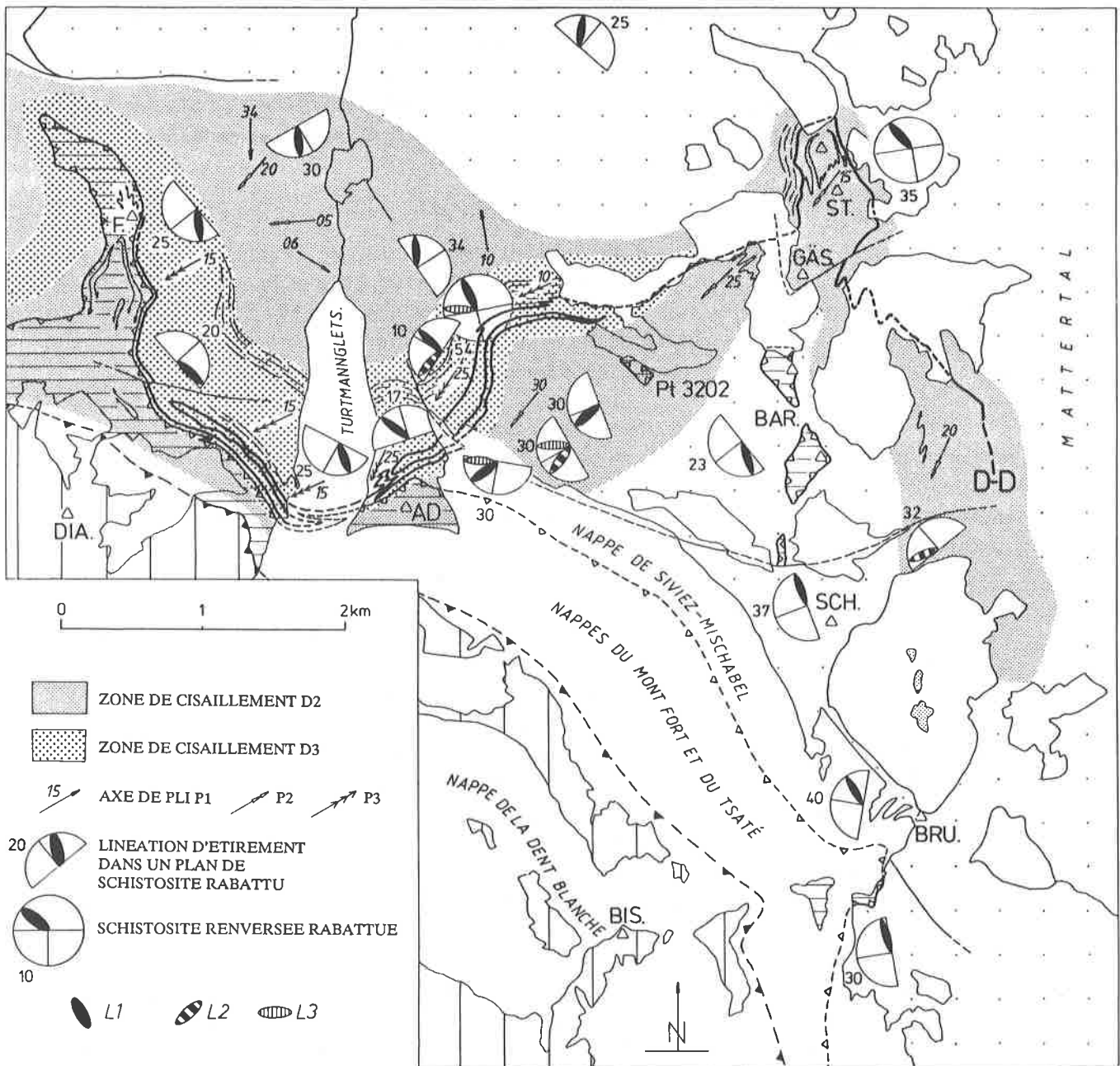


figure 39: Carte structurale d'un secteur du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel. La déformation D1 est présente partout alors que D2 et D3 sont développés principalement à l'intérieur de zones de cisaillement délimitées (grisés) F.= Frilihorn, DIA.= Les Diablons, ST= Stellihörner, Gäs.= Gässispitz, BAR.= Barrhörner, SCH= Schöllhorn, BRU.= Brunegghorn, BIS.= Bishorn.

Le sens SE - NW du mouvement cisailant D1 est attesté par la géométrie à grande échelle du système comprenant l'accident D-D. Initialement dotée d'un fort pendage vers le S ou le SE, cette paléofaille s'est couchée vers le N. Du fait de l'aplatissement subi par les roches, les critères de cisaillement à petite échelle, tels que des asymétries de queues de cristallisation ou des rotations de porphyroclastes, sont d'une interprétation délicate et non pas donné de résultats convaincants..

relations cristallisation-déformation

Les paragenèses minérales qui définissent la structure planaire S1 (cf chap. III) sont sans équivoque celles qui répondent aux paramètres pression/température les plus élevés qui ont été atteints régionalement lors du métamorphisme alpin. De nombreux exemples, aussi bien dans le socle que dans la couverture de la nappe de Siviez-Mischabel, permettent d'affirmer la *contemporanéité* du processus continu de déformation D1 avec la culmination du métamorphisme régional tertiaire.

a) dans le socle anté-triasique, les SOPA fournissent un bon enregistrement de l'évolution des relations cristallisation-déformation et particulièrement de certaines phases transitoires. Étudiés sous le microscope et à la microsonde électronique (SARTORI & THÉLIN 1987), ces schistes ocellés albitiques, d'âge présumé paléozoïque inférieur, relatent l'histoire tectono-métamorphique tertiaire de la façon suivante (fig. 40):

- L'assemblage minéral anté-alpin, qui a complètement disparu au cours de ces événements, comportait vraisemblablement la paragenèse métamorphique ancienne (I): quartz, plagioclase, muscovite, biotite et (?)grenat, minéraux dont il n'existe des reliques que dans un faciès congénère non ocellé (SNO).

- Dans un premier temps, une déformation produite dans un régime métamorphique prograde a probablement eu pour effet une réduction de la taille des grains de la paragenèse (I). (fig. 40a). On ne retrouve toutefois plus de témoins de ce stade présumé de la déformation.

- La recristallisation-néoformation de l'assemblage méso-alpin a débuté dans un contexte métamorphique prograde et sous une contrainte tectonique très marquée. La schistosité précoce relictuelle (Sint) en est le témoin (fig. 40b). Elle est formée de minéraux de petite taille (1/10 mm) définissant un parfait arrangement planaire. Elle comporte: quartz, mica blanc (phengite), biotite brune, grenat, allanite, et ilménite. Le grenat montre un zonage qui parle en faveur d'une évolution métamorphique prograde (appendice III).

- Au cours d'un processus qu'on a tout lieu de tenir pour rapide par rapport à l'ensemble de cette histoire cristallisation-déformation, des porphyro-poeciloblastes d'albite se sont développés autour de cette schistosité naissante (Sint) en la fossilisant. Les blastes d'albite résultent selon toute vraisemblance d'une mobilisation de sodium in situ catalysée par un apport extérieur d'eau (SARTORI & THÉLIN 1987). Leur disposition originelle suggère qu'ils ont crû préférentiellement dans les plans de schistosité naissants (fig. 40c).

- Dès la fin de leur croissance, ces porphyroblastes et leur schistosité interne ont encaissé la déformation passivement comme des porphyroclastes, subissant une rotation par rapport à la matrice dans laquelle la paragenèse alpine continuait de croître selon une schistosité Sext. Un étirement (L1) et un aplatissement des anciens porphyroblastes se sont traduits par la formation de queues de cristallisation et par une dissolution sous pression de l'albite (fig. 40d). Ici encore des critères texturaux permettent d'affirmer la parfaite continuité de ces mécanismes.

- La schistosité externe dans son aboutissement est formée des mêmes minéraux que la schistosité précoce (Sint). Leur taille est nettement supérieure (mm), mais leur chimisme diffère très peu: le grenat, en valeur absolue légèrement plus riche en molécule spessartine, présente néanmoins un zonage identique. Seule la tourmaline ne trouve place que dans cet assemblage uniquement. L'albite n'y

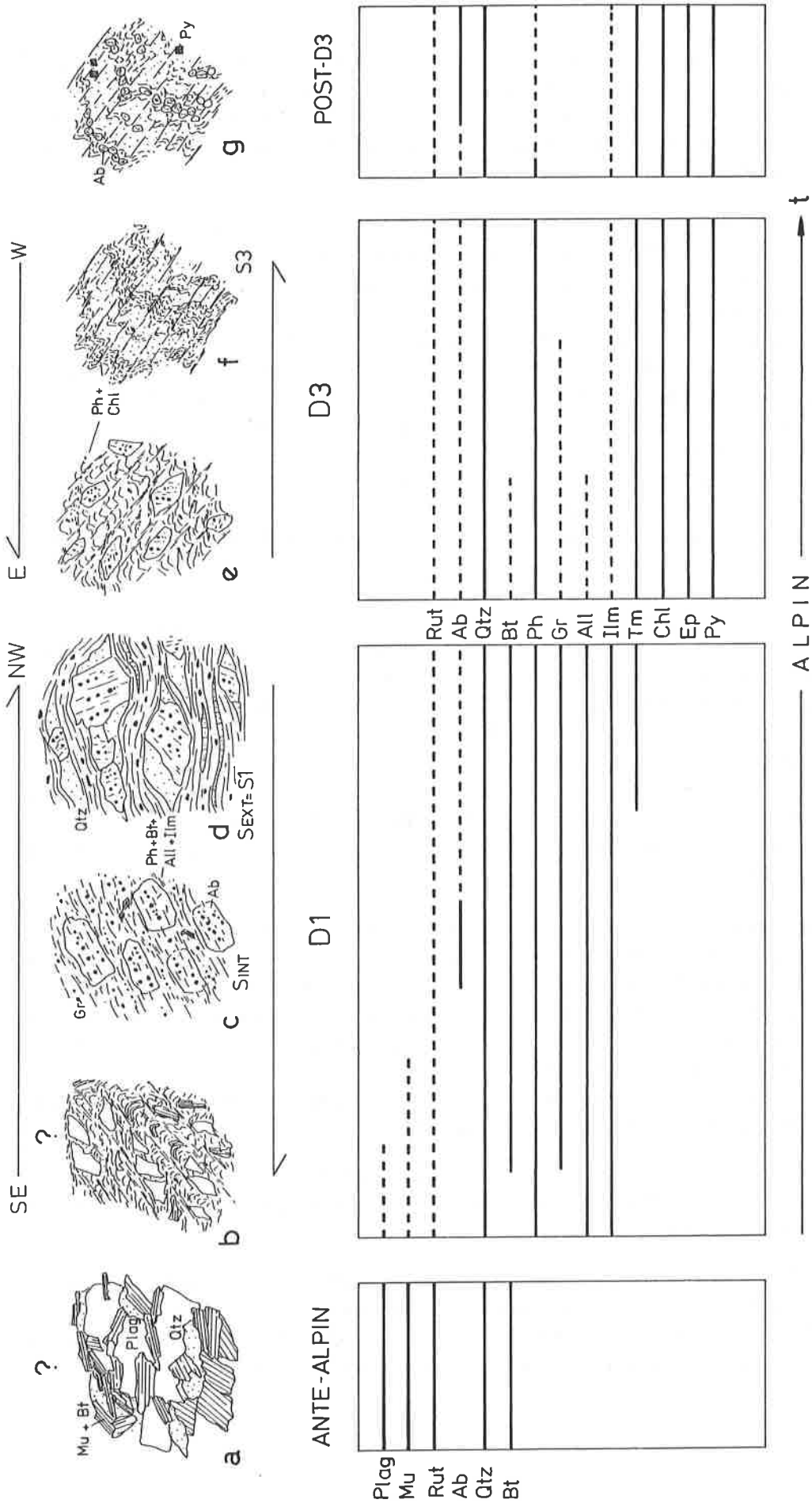


figure 40: Relations cristallisation-déformation au sein des schistes à macro-porphroblastes d'albite de l'ensemble de Barnezuza (SOPA). Leur texture illustre le caractère progressif de la déformation syn-schisteuse D1 (b-d)(réalisée dans les conditions correspondant au faciès schistes verts élevé). L'assemblage S1 (d) qui en est l'aboutissement est parfois détruit dans des zones de cisaillement de phase D2 ou D3 (e-f). Une blastèse post-cinématique clos localement le cycle des phénomènes de recrystallisation-néof ormation (g). La paragenèse anté-alpine (a-b) n'est observée que dans des schistes congénères non-ocillés.

croît presque plus, si ce n'est dans les queues de cristallisation où elle découle du processus de dissolution sous pression-recristallisation en zone abritée. La disposition planaire parfaite des micas, l'arrangement du quartz dans de fins rubans à texture "Plattenquartz", l'orientation des prismes d'allanite et d'ilménite ainsi que la forme allongée des grenats rappellent à l'évidence que la cristallisation s'est poursuivie sous des contraintes tectoniques sévères.

Au stade final de la déformation D1, les porphyroblastes d'albite sont étirés dans la schistosité principale (Sext) et les schistosités relictuelles qu'ils contiennent (Sint) sont nettement discordantes sur la première. Il est prouvé que *ces deux schistosités sont cogénétiques et découlent d'un processus cristallisation-déformation continu.*

Le mécanisme qui a produit cette déformation peut être assimilé en première approximation à un cisaillement rotationnel avec aplatissement agissant progressivement durant une certaine période.

La vitesse de déformation devait être lente par rapport au phénomène d'hydrolise et de croissance d'albite, ceci en raison de l'absence de figures sigmoïdales à l'intérieur des porphyroblastes (alors qu'ils sont relativement fréquents dans les queues de cristallisation). L'hypothèse que la croissance de ces porphyroblastes d'albite ait eu lieu de façon statique dans une période de relaxation momentanée des contraintes est certes envisageable, mais peu plausible en regard de la parfaite continuité de la schistosité interne (Sint) jusqu'en bordure des blastes et de quelques observations sporadiques de continuité entre Sint et Sext.

Si un accent particulier est mis sur la description de cette texture microscopique, c'est qu'on lui donne ici valeur d'exemple pour le phénomène de déformation continue tertiaire D1, phénomène valable également à l'échelle méso- et méga-scopique. Cette histoire tectono-métamorphique s'applique également aux gneiss, aux amphibolites, aux micaschistes, aux prasinites et aux quartzites des ensembles et formations du socle de la nappe de Siviez-Mischabel. Dans bien des cas, le cisaillement a revêtu un caractère plus hétérogène (plis isoclinaux intrafoliaux) et le phénomène de recrystallisation-néof ormation n'a pas été aussi performant (reliques anté-alpines). Ce fait découle pour l'essentiel de l'hétérogénéité primitive que présentaient les diverses unités, en particulier au point de vue des contrastes de compétence et de la perméabilité aux fluides, ce dernier facteur ayant joué, on le verra plus loin, un rôle important.

b) Dans la couverture mésozoïque-cénozoïque de la nappe, les roches ne montrent généralement pas une texture aussi complexe. Les marbres en particulier ont été le siège de recrystallisations post- ou tardi-cinématiques effaçant les témoins de stades antérieurs. Les micaschistes et quelques faciès carbonatés (par exemple dans le flysch noir) montrent néanmoins les traces d'une évolution comparable à celle documentée dans les roches du socle, avec parfois un stade de croissance de porphyroblastes d'albite syncinématique spectaculaire (planche III,1).

Les relations cristallisation-déformation les plus parlantes sont l'apanage des niveaux hyperalumineux méta-bauxitiques du Bruneggjoch (chapitre III):

-dans les schistes à disthène, ce minéral marque une nette foliation et les prismes montrent une orientation préférentielle NNW-SSE qui définit la linéation d'étirement minéral L1 (fig. 38). La matrice phylliteuse dessine la schistosité S1 (fig. 28b).

-dans le banc à disthène-chloritoïde, la texture planaire est plus ou moins marquée selon les cas. Les microphyllites et le disthène continuent de marquer une schistosité S1 qui serpente autour d'anciens pisolites (fig. 28c) au sein desquels le chloritoïde a pu croître en rosettes. Ce matériel a dû opposer une résistance farouche à la déformation, et certaines zones de ce banc à disthène-chloritoïde ont dû rester

entièrement à l'abri des contraintes cisailantes pour permettre la croissance du chloritoïde dans des conditions pratiquement statiques.

distribution de la déformation

Les structures de génération D1 sont distribuées de façon quasiment homogène dans toutes les unités, qu'il s'agisse de la nappe de Siviez-Mischabel ou des nappes sus-jacentes. Dans ces dernières, on ne peut pas affirmer toutefois qu'elle constitue la première structure pénétrative synschisteuse alpine.

Pour ce qui est de la nappe de Siviez-Mischabel, S1 est ubiquiste et détermine le tissu intime des roches à quelques exceptions près:

- Les dolomies massives contenues dans les formations triasiques ont résisté à la déformation et à la recristallisation. Des surfaces de stratification (par exemple des laminations algaires) restent reconnaissables. Elles sont intensément boudinées et affectées par une multitude de petites fractures d'extension.

- le banc à disthène-chloritoïde (cf ci-dessus) à résisté presque complètement à la déformation, mais pas à la recristallisation.

- Les éclogites des ensembles de Barneuza et de l'Ergischhorn (fig. 25) ont, à certains endroits, échappé totalement, tant aux déformations internes qu'aux transformations métamorphiques alpines. Ces roches jouxtent pourtant les SOPA dans lesquels les transformations métamorphiques se sont opérées radicalement. En plus du contraste de compétence très grand qui devait exister entre ces deux roches, le facteur perméabilité a certainement revêtu une grande importance, au point que les niveaux éclogitiques de la base de l'ensemble de Barneuza semblent avoir joué pour les fluides le rôle d'un "plancher d'étanchéité" lors des cristallisations-néoformations syn-schisteuses D1. Cette très faible perméabilité des éclogites s'est traduite par une circulation aqueuse particulièrement poussée dans les SOPA (et dans les roches sus-jacentes), favorisant les réactions minérales et particulièrement la blastèse d'albite, alors que les amphibolites rubanées et les paragneiss sous-jacents étaient épargnés en raison de la "sécheresse" du milieu (SARTORI & THÉLIN 1987).

On est en présence ici d'une des contradictions apparentes auxquelles le géologue alpin est confronté en permanence, c'est à dire l'existence côte à côte d'objets affectés à un degré extrême par les événements alpins et d'autres totalement épargnés. Cette caractéristique se retrouve à toutes les échelles et elle constitue sans nul doute un trait marquant de la géologie des unités penniques.

tentative de quantification de la déformation D1

a) objets déformés d'échelle centimétrique

De nombreuses méthodes, utilisant la forme, la répartition et l'orientation d'objets, ou de familles d'objets déformés, permettent d'exprimer cette déformation de façon quantitative. En cherchant à caractériser de la sorte la déformation alpine principale D1 subie par les roches de la nappe de Siviez-Mischabel, on se heurte à bon nombre de difficultés:

- La première est de nature très générale: elle a trait au but visé par cet essai de quantification. La déformation ne peut être considérée comme homogène que dans de très petits domaines et au sein d'une même lithologie, alors que prise à grande échelle elle se caractérise précisément par une très grande inhomogénéité, que traduit notamment l'abondance des structures plicatives. L'étude quantitative peut avoir pour but, soit de déterminer des paramètres "moyens" valables à l'échelle de la nappe ou d'une partie de celle-ci, et pouvant servir à reconstituer la géométrie initiale des roches qui la

forment, soit de s'attacher à décrire le plus précisément possible la forme de l'ellipsoïde de la déformation dans un affleurement ou un type de roche donnés. L'accent sera mis ici sur la première de ces possibilités.

- La seconde difficulté résulte de la superposition de déformations postérieures qui altèrent l'image de la déformation incrémentale D1. Ce problème surgit toutefois dans des zones spatialement délimitées (fig. 39).

- Les autres difficultés sont propres aux diverses méthodes d'analyse quantitative pressenties: - les macrofossiles sont soit trop intensément déformés pour qu'il soit possible de les identifier et donc de connaître leur forme et leurs dimensions originelles, soit reconnaissables mais très peu déformés parce que très résistants (tests dolomités) par rapport à la matrice qui les contient (marbre); - les brèches et les conglomérats les mieux distribués régionalement contiennent essentiellement des éléments dolomitiques dont la déformation est généralement plus faible que celle de leur matrice ou des autres roches qui les environnent.

Voici, à titre indicatif, les chiffres qui se rapportent à des brèches et des conglomérats à éléments dolomitiques. Les rapports qui sont donnés caractérisent la forme ellipsoïdale des éléments dont les axes ont pu être mesurés directement sur des affleurements favorables. Il ne s'agit donc pas des rapports exacts de l'ellipsoïde de la déformation finie puisque les objets étirés n'étaient pas de forme parfaitement sphérique au départ. Toutefois, ils peuvent en donner une grossière approximation, le but n'étant pas ici de déterminer très précisément la quantité de déformation enregistrée par chaque roche (cf plus haut), mais d'essayer d'en appréhender une valeur moyenne.

Eléments dolomitiques de brèches et conglomérats (Trias): R_x/y 2; R_y/z 3; R_x/z 6.

(Localités: Gässi 111.445/620.625 Pt 2694m; Bruneggjoch 109.100/623.750, 3360m; Bruneggjoch 109.000/622.950, 3330m; n=50)

Dans l'hypothèse que la déformation se soit opérée à volume constant, les "ellipsoïdes" (cf réserves émises ci-dessus) observés sont, suivant les cas, de type "constriction" ou "aplatissement" (RAMSAY 1967), mais ne s'éloignent que peu d'une "déformation plane" ou d'un cisaillement simple dans laquelle Y serait invariant.

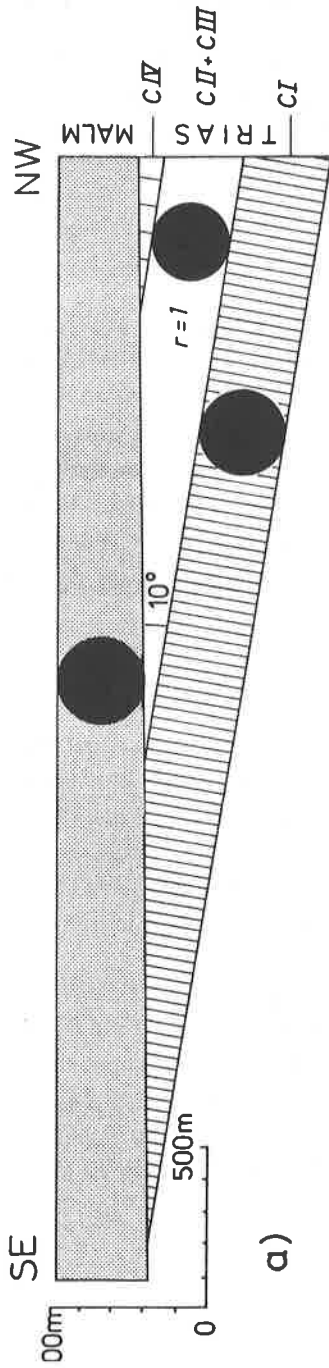
b) objets déformés d'échelle kilométrique

Pour contourner le problème de l'hétérogénéité de compétence manifestée par les différents type de roches en présence, il est tentant d'évaluer directement le changement de géométrie qu'une petite portion de la nappe a subi lors de la déformation D1. Cette façon de procéder semble partiellement applicable à l'unité du Barrhorn, moyennant quelques hypothèses de travail.

L'idée est de comparer, dans une section à peu près parallèle à la direction d'étirement L1, la géométrie des formations triasiques et jurassiques de l'unité du Barrhorn (image de la déformation finie) avec un modèle palinspastique (cf chapitre V) construit sur la base des épaisseurs qui sont connues pour les mêmes formations dans les Préalpes médianes (état peu déformé) (fig. 41). Plusieurs problèmes sont rencontrés dans cette démarche:

- le versant ouest du Mattertal fournit un bon profil nord-sud à travers toute l'unité du Barrhorn, à condition d'annuler les déformations postérieures à D1 et spécialement les plis de la région des Stellihörner (D2), ce qui n'est pas chose aisée (raccourcissement d'environ 3,5 km dans le sens NW-SE).

- le choix des épaisseurs initiales est relativement simple pour les formations méso-triasiques remarquablement constantes sur de vastes secteurs du domaine briançonnais, il est beaucoup plus



POUR $\gamma=1$ $R_{X/Z} \approx 13$ (MALM, TR, CI) ET Z (TR, CI+CI)

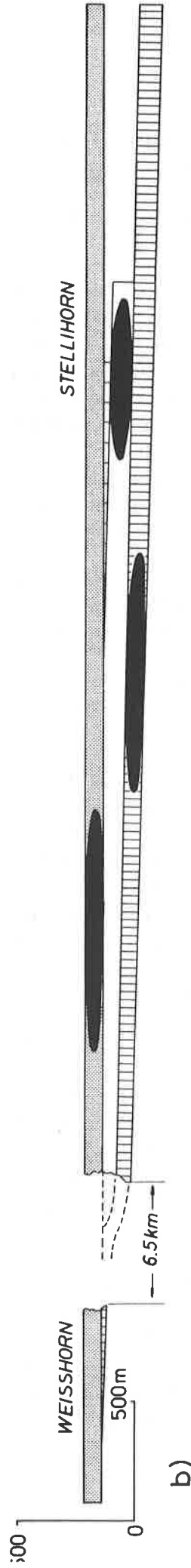


Figure 41: Estimation du rapport $R_{X/Z}$ de l'ellipsoïde de la déformation D1 basée sur une comparaison entre l'étendue et l'épaisseur des formations triasiques et jurassiques dans l'unité du Barrhorn (b) et celles des mêmes formations dans les Préalpes médianes rigides (a) (reconstitution paléogéographique schématisée: l'épaisseur des formations et l'angle de la discordance sont connus). Par hypothèse, γ reste inchangé.

spéculatif par contre pour les Calcaires Massifs du Malm.

- l'angle de la discordance angulaire liée au basculement et à l'érosion anté-bathoniens est un minimum.

-le comportement face à la déformation des différents terrains de la série a forcément été dissemblable.

En prenant comme limites de construction, au sud l'endroit marqué par la disparition du Trias carbonaté sous le Jurassique discordant, et au nord l'apparition sous ce même Jurassique de la séquence évaporitique CIVb du Trias supérieur, on obtient deux profils dont la comparaison permet de déterminer la section XZ de l'ellipsoïde de la déformation D1. Les valeurs obtenues correspondent pour le Malm et l'Anisien, dans l'hypothèse d'une déformation plane à volume constant, à un rapport $R_{x/z}$ de 13, respectivement de 7 pour les formations ladiniennes plus dolomitiques.

Estimée de cette manière, la quantité de déformation qu'auraient subie les roches du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel est plus grande que ce que montre en moyenne l'étirement des conglomérats dolomitiques. Cette valeur élevée est certainement plus proche de la réalité.

Pour ce qui concerne le flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel, le mécanisme de déformation qui correspond le mieux aux transformations géométriques qu'ont subies le socle et la couverture consiste en une "déformation plane unidirectionnelle".

corrélations et âge de la déformation D1

a) corrélations

Au niveau régional, la plupart des auteurs s'accordent à voir dans le chevauchement des unités penniques supérieures et austro-alpines inférieures sur la nappe du "Grand St-Bernard" au sens large le résultat de la phase principale "mésio-alpine" (TRÜMPY 1980, HOMEWOOD & al. 1980, MILNES & al. 1981, MÜLLER 1983, MARTHALER 1984, STECK 1984, 1987, ESCHER sous presse).

Les déformations D1 auxquelles il est fait mention dans le présent travail correspondent à celles qui ont été désignées par "meso-alpine crustal subduction" (Trümpy), "Ragno-Randa phase" (Milnes & al.), "D2" (Müller), phases 1 et 2 (Marthaler) et "déformation D I" (Steck). Les observations faites sur l'étirement L1 s'inscrivent parfaitement dans le cadre régional tracé par STECK (1987) à propos de l'étirement transversal X I.

b) âge des premières déformations D1

Ces auteurs situent tous le début de son activité relativement à l'âge du flysch terminal briançonnais, flysch dont la sédimentation a été interrompue par le chevauchement d'unités plus internes. Dans les Préalpes médianes, il est daté de l'Eocène moyen, ce qui permet de situer l'avènement des phénomènes tectoniques dans le domaine briançonnais dont elles sont issues à l'Eocène supérieur. BAIRD & DEWEY (1986) ne retiennent pas cet argument lorsqu'ils placent le chevauchement des unités de la zone du Combin sur le domaine pennique moyen au crétacé supérieur (100-70 Ma).

Même s'il n'en apporte pas la preuve micropaléontologique définitive, l'examen stratigraphique du flysch de la série du Barrhorn (p.68) conclut à son équivalence parfaite avec le flysch de la nappe des Préalpes médianes, notamment en ce qui concerne son âge. La série du Barrhorn étant restée solidaire de son socle anté-triasique, l'âge Eocène moyen probable des sédiments les plus jeunes qu'elle comporte demeure donc un jalon capital dans la datation des premiers événements tectoniques tertiaires à avoir affecté radicalement les unités penniques moyennes auxquelles appartient la nappe de Siviez-Mischabel.

c) durée des déformations D1

L'évolution structurale complexe et continue qui a façonné les objets tectoniques de phase D1 tels qu'ils apparaissent aujourd'hui s'est déroulée parallèlement à un métamorphisme prograde. Lorsqu'il est possible de lire cette évolution dans la texture et la composition des minéraux de certaines roches (par exemple les SOPA, p.99), on constate que les derniers stades de croissance de ces minéraux correspondent à la culmination du métamorphisme tertiaire dans le faciès schistes verts très élevé. La déformation intime des roches, et en particulier la blastèse syncinématique des minéraux de cette paragenèse, a donc cessé avant que ne décroissent les conditions de pression et de température. En toute logique, le blocage du processus de déformation D1 devrait donc être survenu peu avant les dates de 35-38 Ma (FREY & al. 1974) qui correspondent aux rapports isotopiques des micas blancs méso-alpins (K-Ar, Rb-Sr), ces résultats devant être interprétés en terme d'âges de refroidissement (cf TRÚMPY 1980, STECK 1987). La durée du régime de déformation D1, responsable de la translation principale des unités, est limitée dans cette partie du domaine briançonnais entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène basal. Elle ne semble donc pas avoir dépassé 4 à 6 Ma, mais il n'est pas encore possible de la cerner de manière plus exacte.

PHASE D2

plis mégascopiques P2

Les plis à grande échelle constituent le trait marquant de cette phase tectonique. Ils déforment la schistosité S1 ainsi que les plans de chevauchement des unités supérieures et présentent la particularité de s'inscrire dans un "couloir" de déformation relativement bien délimité (fig. 39). Cette zone de cisaillement traverse le flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel puis les nappes du Mont Fort et du Tsaté en les recoupant vers le haut d'est en ouest avec un angle faible. Ainsi les traces axiales des plis couchés mégascopiques P2, d'axe NE-SW et de vergence NW, se suivent-elles du versant est des Barrhörner (Distulberg, etc, fig. 42) où ces plis affectent le socle polycyclique et les couvertures paléozoïques supérieures, jusqu'au secteur Wängershorn-Frilihorn, où ils structurent la nappe du Mont-Fort. Elles passent par le massif des Stellihörner au niveau duquel les limites entre formations du Trias inférieur, du Trias moyen à supérieur et du Jurassique supérieur sont impliquées, et la région de Barr, où la limite des terrains jurassiques et crétacés à tertiaires ainsi que la zone de chevauchement de la nappe du Mont Fort sont vigoureusement déformées. *Les plis des Stellihörner* sont particulièrement représentatifs de cette génération de déformation (fig. 43, 44).

L'allure des plis P2 varie énormément en fonction de la ductilité des terrains affectés. Elle va de plis relativement ouverts (dolomies du Trias moyen à supérieur) à des plis isoclinaux (marbres purs du Malm).

Le pendage et l'orientation initiale de la zone de cisaillement D2, soumise à des basculements tardifs, devait être d'environ 30° vers l'ESE.

petites structures connexes

La schistosité S2, qui est la structure de plan axial de ces plis mégascopiques, se révèle plus ou moins pénétrative selon l'intensité de la déformation D2 et la rhéologie des roches affectées. Elle détermine généralement des microlithons dans lesquels subsistent les vestiges de la schistosité principale S1.

Cette phase de déformation est responsable des plis mésoscopiques qui sont particulièrement

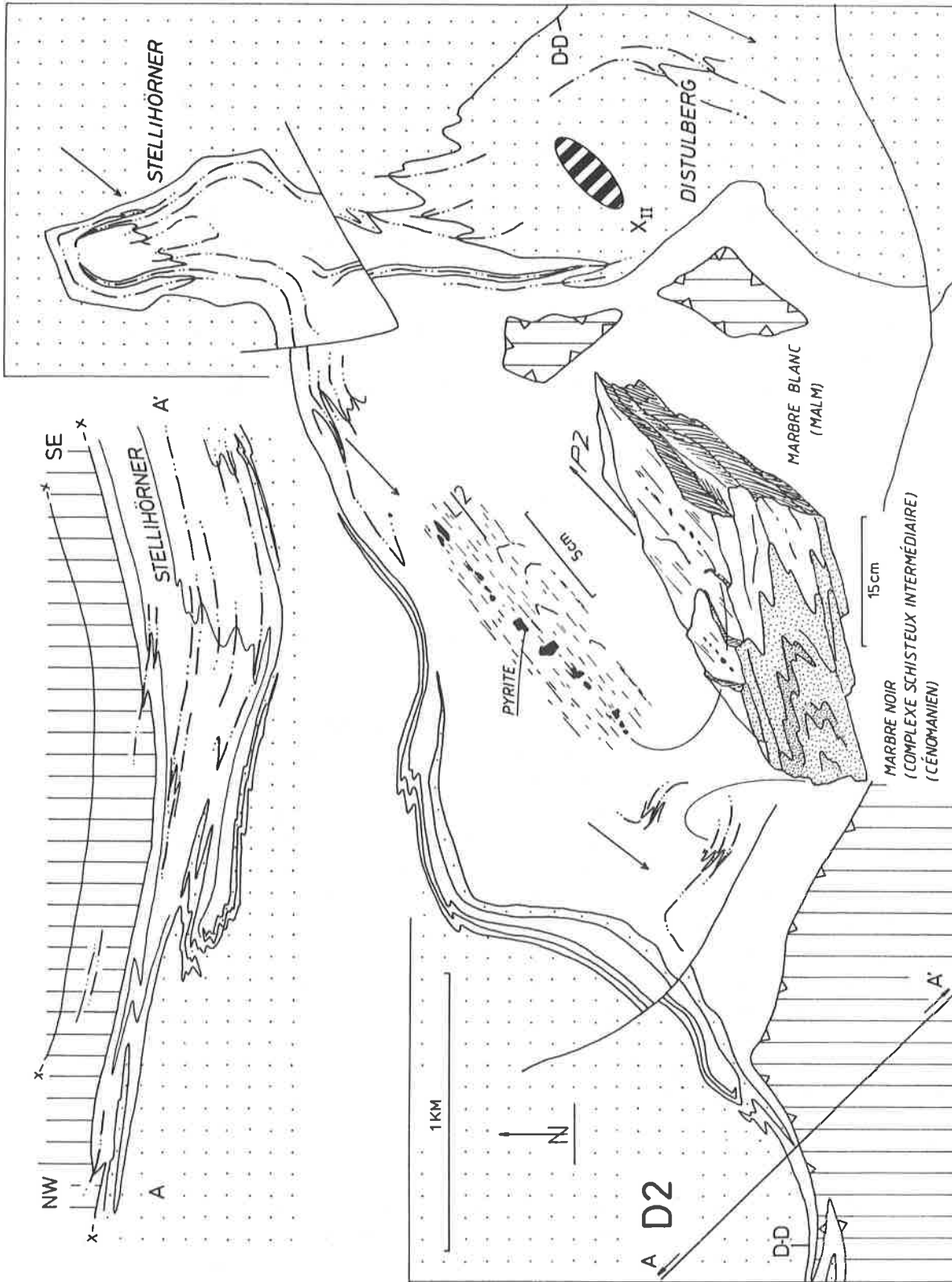


figure 42: Structures de phase D2 à l'extrémité du Turmtal. Les mégastructures principales de cette génération (plis des Stellhörner) appartiennent à une zone de cisaillement qui recoupe les surfaces axiales et les plans de chevauchement de phase D1. L'éirement L2 est longitudinal et correspond à X II (STECK 1984). (figurés id. fig. 38).

bien développés dans les paragneiss de l'ensemble de l'Ergischhorn au voisinage du lac de barrage sis à l'extrémité méridionale du Turtmanntal. On y relève une succession de plis décimétriques d'axe NE-SW, dont les flancs coïncident souvent avec de petites bandes cisailantes. On décèle une légère tendance à l'asymétrie. Le flanc renversé de ces plis dont le plan axial, soumis à des basculements tardifs, plonge en moyenne de 45 degrés vers le sud, est plus fréquemment cisailé que le flanc supérieur. La schistosité de plan axial, bien développée, a le caractère d'un clivage de crénulation.

A l'intérieur de la zone de cisaillement D2, la linéation d'étirement L1 est replissée, et les marqueurs de la déformation finie tels que les éléments de brèches et de conglomérats sont réalignés dans une direction NE-SW. Les modalités de ce phénomène n'ont toutefois pas été étudiées en détail. Les supports matériels susceptibles de marquer un étirement incrémental propre à D2 sont rares. Les observations les plus probantes portent sur des pyrites dont la croissance est post-D1 et dont l'étirement dans les surfaces S2 définit la linéation L2, ainsi que sur des porphyroblastes d'albite dans les SOPA. La direction définie par ces objets étirés selon L2 est NE-SW (fig. 42).

Sur le terrain et en lames minces, il n'a pas été observé de figures convaincantes permettant de définir le sens de cisaillement parallèlement à cette linéation L2. A l'échelle de la carte (fig. 39), le champ de la linéation L1 présente une distorsion à l'endroit où les zones de cisaillement ductile superposées D2 et D3 le recoupent. Elle définit un déplacement apparent sénestre (basculement ultérieur !) sans qu'il soit possible de l'attribuer de façon claire à l'une ou l'autre de ces deux phases de déformation. Par contre, la direction axiale et la vergence des plis P2 par rapport à l'orientation de la linéation d'étirement L2 ne s'expliquent aisément que par un mouvement dextre légèrement chevauchant (fig. 53f).

relations cristallisation-déformation

La schistosité S2 a, le plus souvent, le caractère d'un clivage de crénulation. La paragenèse des minéraux de recristallisation et de néoformation syncinématique est réduite: seuls le quartz, la chlorite, l'épidote et la calcite y participent toujours, alors que le mica blanc et la biotite verte, intensément microplissés et transformés en une pâte microphylliteuse, ne recristallisent pas systématiquement dans le plan de la schistosité S2. Le grenat alpin est rétrotransformé à la faveur de cet épisode de déformation et des suivants. Dans les roches mafiques, la réorientation des amphiboles alpines de phase D1 est avant tout mécanique, le quartz, l'épidote et la chlorite subissant, pour leur part, une nouvelle blastèse syncinématique.

Par rapport aux relations cristallisation-déformation présentées par la phase D1, celles qui peuvent être observées dans les structures D2 possèdent donc un style nettement différent. La blastèse des minéraux syn-S2 s'avère modeste et le processus de formation de cette schistosité procède d'avantage d'une crénulation et d'une réorientation mécanique des minéraux de S1 que de leur recristallisation orientée.

Pourtant, à l'exception du grenat qui semble subir une première rétrotransforme à cette occasion, la paragenèse minérale associée aux déformations D2 reste proche de celle prévalant auparavant. La biotite verte en fait notamment encore partie.

distribution de la déformation

La distribution des déformations attribuées à D2 est extrêmement hétérogène. Elles sont limitées à une zone de cisaillement ductile affectant une tranche de roche d'environ 400 mètres d'épaisseur (fig. 39). Cette affirmation est néanmoins quelque peu caricaturale, étant bien entendu que,

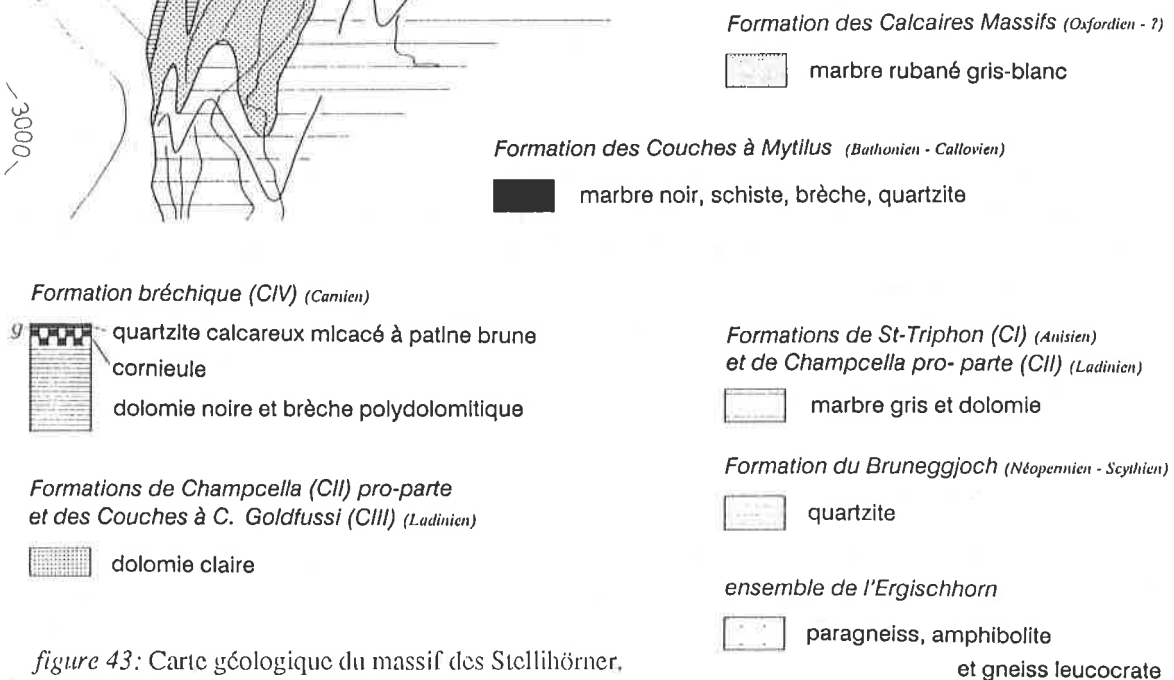
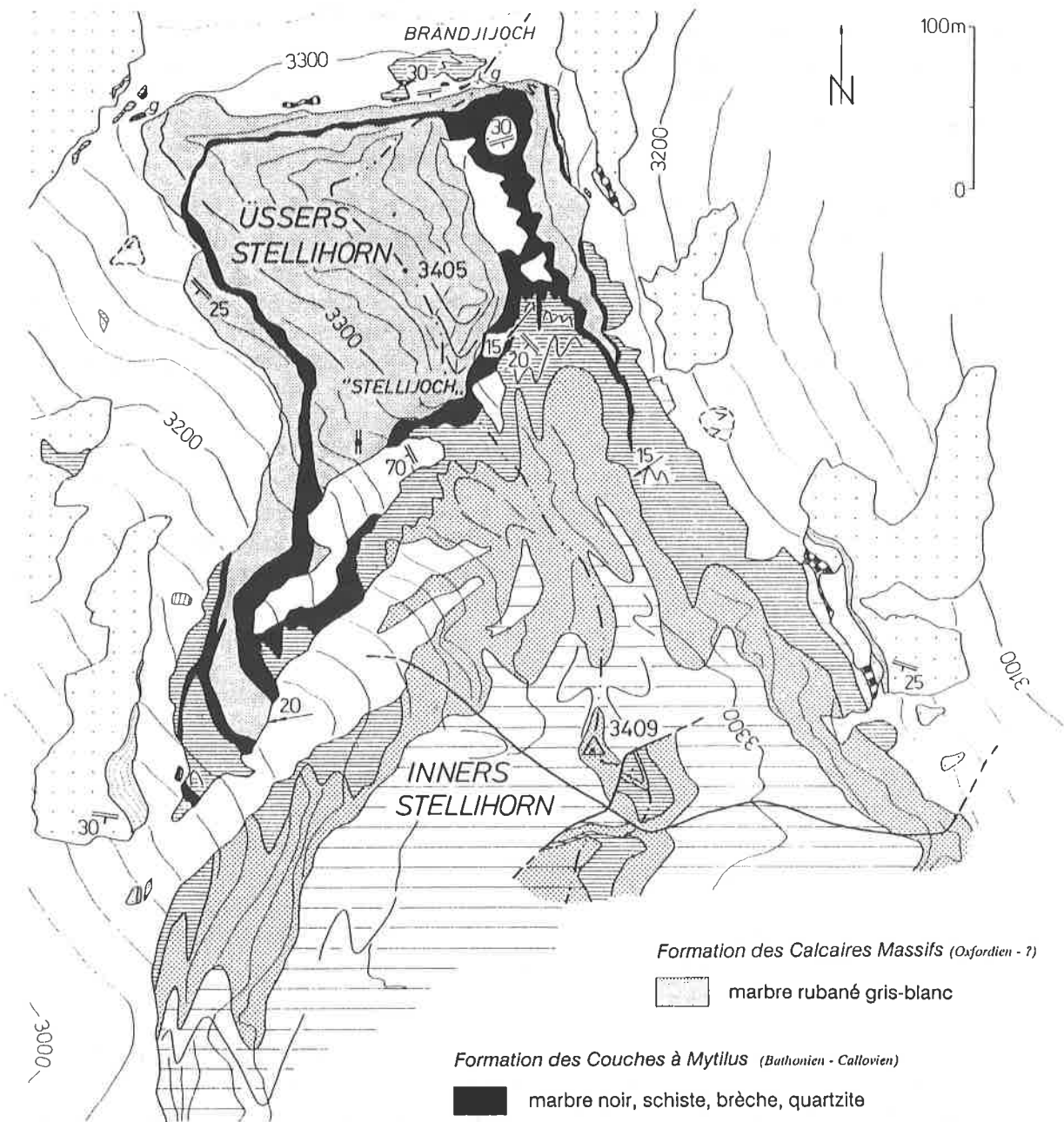


figure 43: Carte géologique du massif des Stellihörner.

figure 44: Le massif des Stellihörner vu de l'est. Les plis spectaculaires qu'on y observe sont de génération P2. ▶

N

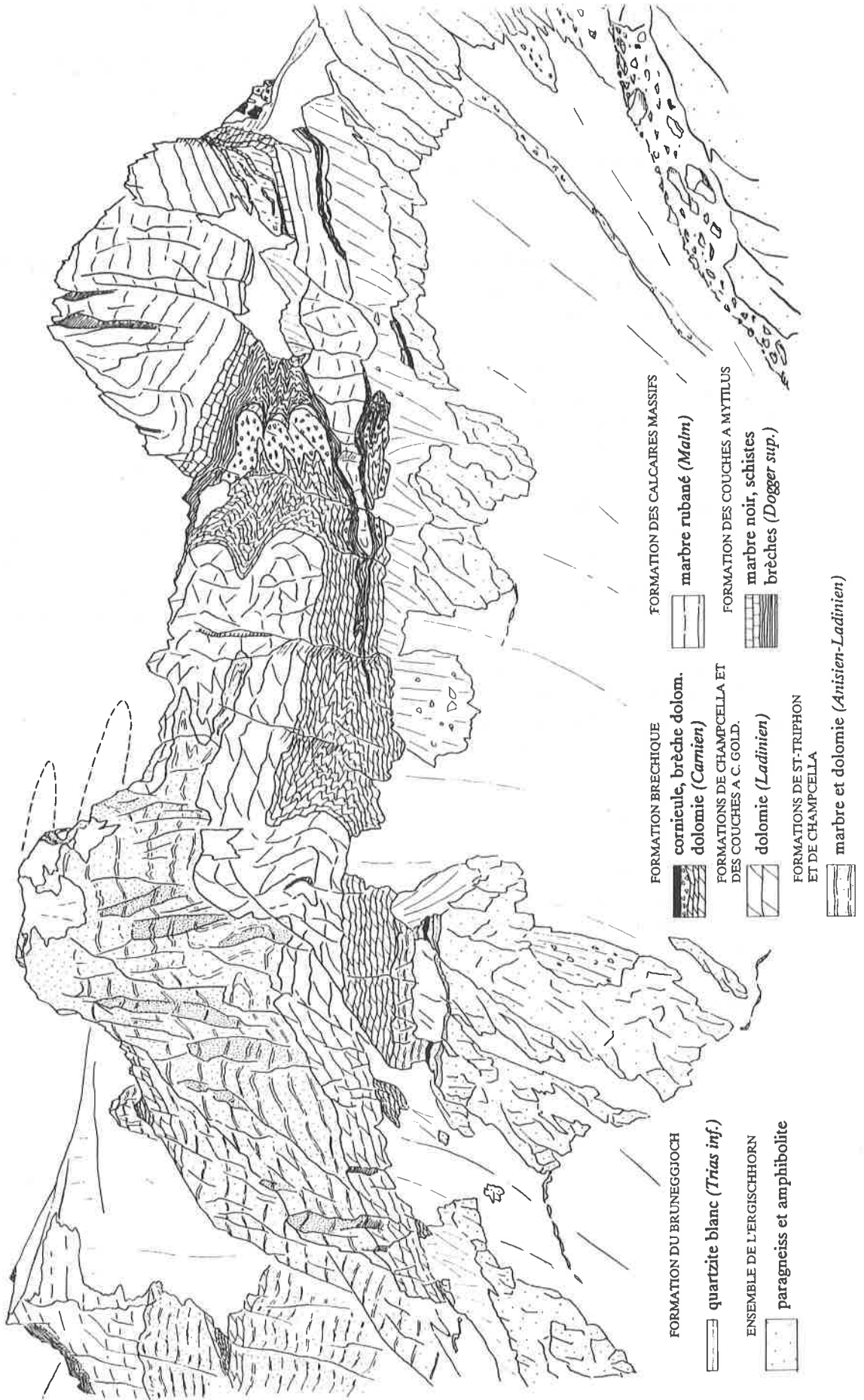
Üssers-
~Stellihorn

Stellijoch

Inners-
~Stellihorn

Gässispitz

S
Üssers-
~Barrhorn



sur le terrain, la limite de répartition des structures de cette génération ne peut pas toujours être fixée précisément.

A l'intérieur même de la zone de cisaillement règne une très forte hétérogénéité dans l'intensité de la déformation. Il en découle une abondance particulière de plis mégascopiques et l'existence de bandes cisailantes très bien définies canalisant une partie importante de la déformation.

corrélations et âge de la déformation D2

a) corrélations

Le résultat principal de cette étude structurale est probablement la mise en évidence de grandes structures d'échelle kilométrique appartenant à une phase de déformation d'importance régionale, postérieure à la mise en place des nappes et antérieure aux phases de plis rétro-déversés classiques (SARTORI 1987b). Les grands plis de cette génération jouent un rôle de premier plan dans la géométrie actuelle des nappes, en formant notamment avec les plis "en retour" P3 des figures d'interférence complexes de grande dimension. Leur existence est peu à peu reconnue dans d'autres secteurs de la zone du Combin (ALLIMANN 1987).

Jusqu'ici, les charnières qui leur correspondent, et qui sont souvent très visibles dans le paysage, avaient été attribuées, suivant l'endroit, à des plis "en avant" (Turtmanntal, MARTHALER 1984) ou "en retour" (Trift-Zermatt, MÜLLER 1983).

Se basant sur l'étude des linéations d'étirement, STECK (1984) était déjà arrivé à la conclusion qu'une grande zone de cisaillement simple dextre affecte les nappes penniques inférieures et moyennes ainsi qu'une partie interne des nappes helvétiques et du massif de l'Aar. Cette phase de déformation (D II), antérieure aux différentes structures rétro-déversées, est caractérisée par un étirement longitudinal de direction NE-SW.

Nos déformations D2, qui sont inscrites dans une mince bande de cisaillement affectant le dos de la nappe de Siviez-Mischabel ainsi que les nappes du Mont Fort et du Tsaté, correspondent parfaitement, du point de vue de leur âge relatif, de la direction d'étirement, des relations cristallisation-déformation et vraisemblablement du sens de mouvement, avec cette grande zone de cisaillement simple dextre.

b) âge de la déformation D2

Cette étude locale ne donne d'indications que sur l'âge relatif des déformations de phase D2 par rapport au métamorphisme tertiaire. Les relations cristallisation-déformation montrent que les conditions P/T pouvaient être déjà rétrogrades (grenats alpins rétro-morphosés ?), mais que l'isograde de la biotite n'avait en tout cas pas été franchie vers le bas.

STECK (1987) discute ce problème sur des données régionales et considère la zone de cisaillement simple dextre du Simplon comme d'âge oligocène inférieur.

PHASE D3

plis mégascopiques P3

Les plis de cette génération ne sont développés à grande échelle que dans une zone relativement bien définie (fig. 39, 45) qui court le long du Barrwang, de l'Adlerflüe, du versant nord des Diablons, et qui traverse la crête Turtmantal-Anniviers dans la région du Frilihorn.

Ce sont eux qui rendent si complexe la géométrie des affleurements situés de part et d'autre du Turtmangletscher W, endroits où ils perdent leur allure habituelle de plis relativement ouverts pour adopter celle de plis isoclinaux extrêmement laminés. Les plis de Güssi sont développés au front de la grande masse calcaro-dolomitique triasique de l'unité du Barrhorn. Le pli principal détermine un encapuchonnement de ce Trias par le socle cristallin contre lequel les éléments de la série du Barrhorn sont en contact anormal (D-D). Les parois du Barrwang coupent systématiquement cette charnière parallèlement à son axe dont la direction fluctue (210 à 245, fig. 45). Elle affleure à la base des parois de l'Adlerflüe (fig. 46) dont elle constitue l'un des traits structuraux essentiels. Elle avait été observée par ARGAND (1908, 1911) qui fût le seul à comprendre que le socle anté-triasique était replissé à l'intérieur de la série carbonatée sus-jacente. Cette structure n'apparaît plus dans les levés géologiques d'Iten et de Bearth.

A ce synclinal de phase D3 font suite une série de plis isoclinaux qui s'inscrivent dans une bande cisailante anticlinale développée dans les marbres du Malm, sur et parallèlement au toit de la masse dolomitique (fig. 45, 46). La direction axiale des plis qu'elle abrite est approximativement NE-SW et leur vergence, avant les basculements tardifs dont ils ont été l'objet, était SE.

Dans le Turtmantal, d'autres petites zones de cisaillement D3 parcourent le socle pré-triasique. La principale longe d'abord le contact socle-couverture à l'est de l'Adlerflüe avant de s'enfoncer davantage dans le socle au NW (fig. 39). Elle ne dépasse pas 30 mètres d'épaisseur, mais la déformation y est intense et se traduit par la mylonitisation des différents types de roche affectés. Le résultat est un gneiss sombre à grain très fin, parcouru par de petites veines parallèles extrêmement régulières de quartz à texture "Plattenquarz" qui peuvent être localement microplissées. Il présente pratiquement le même aspect quel que soit le type de roche dont il résulte par mylonitisation, paragneiss ou SOPA par exemple. La déformation progressive de ces derniers est particulièrement spectaculaire et peut être observée à Wanne, 200 mètres plus haut que la cabane CAS Tourtemagne.

petites structures connexes.

Les petites structures de troisième génération sont très largement répandues dans le massif, mais elles atteignent un développement tout particulier dans la zone de cisaillement qui traverse l'extrémité sud du Turtmantal (fig. 39) et dans la zone de chevauchement qui supporte la nappe du Mont Fort.

Les plis mésoscopiques sont fréquents, leurs axes montrant une direction ENE-WSW. En règle générale, les plans axiaux plongent faiblement vers le S ou vers l'W à la suite de basculements tardifs (p.116). Leur pendage originel devait être en moyenne de 30° vers le N à NW. La schistosité S3, plus ou moins serrée, déterminant de simples crénulations ou isolant des microlithons, est l'expression d'une déformation certes pénétrative, mais relativement peu poussée.

Son intensité est beaucoup plus grande dans les plis laminés de Güssi (fig. 45) et les petites structures qu'on y relève permettent de se faire une idée sur les mécanismes qui ont concouru à leur formation. Chacun des anticlinaux couchés déversés vers le SE ("en retour") correspond à une zone de cisaillement isoclinale au sein de laquelle des roches du socle, des marbres et des calcschistes sont

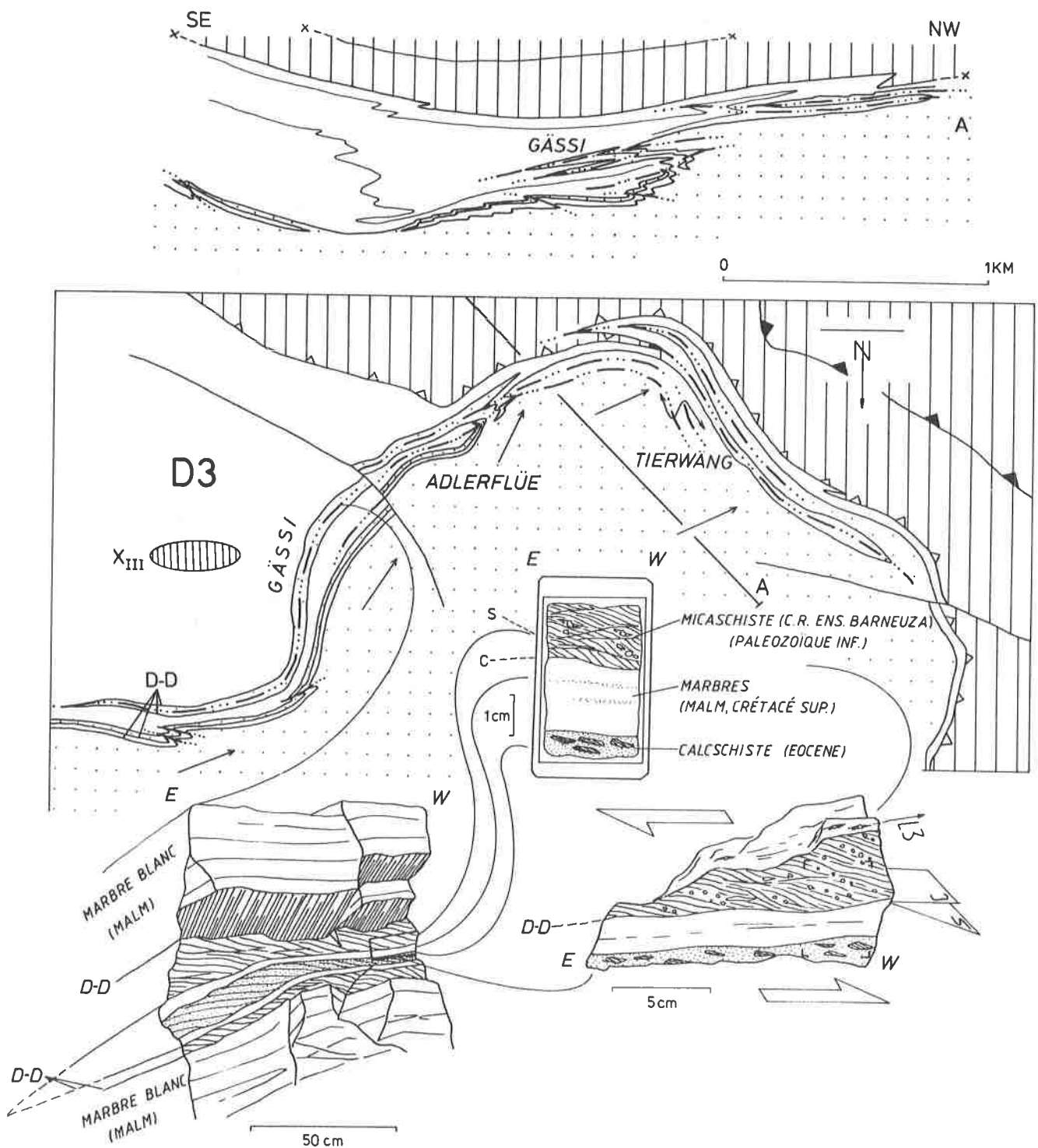


figure 45: Structures de phase D3 dans le haut Turtmanntal. Des plis couchés à vergence sud-est sont inscrits dans une zone de cisaillement originellement dextre à pendage nord, mais rendue sénestre à pendage sud sous l'effet d'un basculement tardif. L'orientation des surfaces S et C qui se sont développées lors de ces déformations exprime le sens de cisaillement parallèlement à l'étiement latitudinal L3 (X III de STECK 1984)(figurés id. à la fig. 38).

replissés isoclinalement dans les marbres purs du Malm. Chaque type de roche a réagi différemment à la déformation et deux familles de structures planaires s'y sont développées.

a) le rubanement des marbres et la schistosité dominante des calcschistes sont parallèles aux flancs des plis et de la zone de cisaillement (surfaces "C").

b) dans les micaschistes, la schistosité est nettement oblique aux surfaces précédentes qu'elle recoupe toujours avec un angle aigu en remontant d'ouest en est (surfaces "S"). Dans les calcschistes, cette schistosité existe également, mais elle ne forme qu'un angle très faible avec les flancs des plis.

En lame mince, les plans "C" correspondent à un fin rubanement mylonitique dans lequel le quartz, les micas et la calcite (celle-ci étant toutefois partiellement recristallisée en sparite) sont extrêmement granulés. Les plans "S" constituent une schistosité fine définie par une nouvelle génération de micas et de quartz (Plattenquarz).

Une linéation d'étirement L3 d'orientation E-W est marquée dans ces calcschistes par de la calcite fibreuse qui a crû dans les ombres de pression des clastes de quartz (filonets boudinés avec fractures d'extension) et de certaines pyrites (la plupart des pyrites sont toutefois post-cinématiques). Dans les micaschistes (fig. 45), l'étirement L3 est marqué par la direction des fibres de quartz et de calcite qui ont cristallisé dans les ombres de pression de porphyroblastes d'albite de génération S1 et de "clastes" (filonets boudinés?) de quartz dans lesquels on observe de superbes figures de glissement intracrystallin.

Toutes ces structures sont cogénétiques et procèdent d'un mécanisme de cisaillement simple dont la direction est donnée par la linéation d'étirement L3 et le sens par l'angle que font entre-eux les plans "C" et "S" (BERTHÉ & al. 1979, PONCE DE LEON & CHOUKROUNE 1980). Les structures de phase D3 de Güssi ont donc été engendrées dans une zone de cisaillement dont le pendage actuel plonge vers le sud et dont le sens de mouvement est sénestre, mais qui formait avant son basculement tardif une zone de cisaillement à pendage nord et mouvement dextre selon une direction E-W.

La vergence et l'orientation axiale des plis mégascopiques qui ont été engendrés est compatible avec le mécanisme de cisaillement simple dextre invoqué (fig. 45). Il est même tentant de voir dans la légère dispersion axiale que l'on relève dans le secteur Adlerflüe-Barrwang (axes SSW à SW, vergence ESE à SE), l'illustration d'un phénomène de réorientation progressive des axes de plis dans une direction parallèle à la linéation d'étirement.

relations cristallisation-déformation

La paragenèse des minéraux de recristallisation et de néoformation syn-D3 n'est pas fondamentalement différente de celle qui s'est développée durant la phase D2. Le quartz, la chlorite et la calcite restent les minéraux dont la recristallisation syn-cinématique procure à la déformation un caractère pénétratif. La restauration post-cinématique de la calcite reste de règle, mais elle souffre pour D3 quelques exceptions. Le mica blanc ne recristallise parallèlement aux plans "S" de la schistosité S3 que dans la zone de cisaillement de Güssi où la déformation atteint son intensité maximale.

A cet endroit, le stilpnomélane fait son apparition dans des roches basiques (chapitre III). Ses fins feuilletés sont alignés dans la schistosité S3 (fig. 25a) qui est surimposée à un assemblage S1 contenant notamment une amphibole et de la biotite verte.

Un phénomène très répandu de croissance de porphyroblastes d'albite (fig. 40g) s'est déroulé après la fin des déformations D3. Il s'est manifesté dans tous les types de roches mais a été soumis à un contrôle structural: c'est essentiellement dans les zones intensément déformées antérieurement et au

voisinage des contacts anormaux importants qu'a eu lieu cette blastèse albitique dont le caractère est très nettement post-cinématique.

Les textures les plus spectaculaires de ce genre peuvent être observées dans les gneiss : les porphyroblastes d'albite de taille millimétrique ont crû aux dépens des lits micacés microplissés qu'ils poinçonnent et dans lesquels ils sont alignés en rangs d'oignons. Ils contiennent en inclusion de fines aiguilles d'ilménite qui miment les contours sinueux des micas remplacés (par exemple tout au long du contact anormal D-D).

Il s'agit d'un phénomène d'"albitisation" qu'il faut se garder de confondre avec celui qui donne leur aspect aux SOPA, ce dernier s'étant réalisé de façon syn-cinématique dans le cadre d'un métamorphisme prograde et sous un contrôle principalement lithologique, alors que celui dont il est question ici s'est produit de façon post-cinématique dans un cadre métamorphique rétrograde et soumis à un contrôle d'ordre tectonique (SARTORI & THÉLIN, 1987). Dans les deux cas toutefois, il semble qu'un apport important d'eau ait catalysé la croissance in situ de ces albites.

distribution de la déformation

Alors que la distribution spatiale des déformations P2 correspondait à une zone de cisaillement unique et bien définie recoupant la limite des unités et les grands contacts anormaux, celle des déformations D3, tout aussi hétérogène, se superpose à des structures préexistantes. Cette distribution illustre à quel point la déformation D3 s'est propagée le long de plans de faiblesse convenablement orientés, par exemple la zone de chevauchement de la nappe du Mont Fort, ou concentrée au front d'obstacles plus rigides capables de perturber cette propagation, par exemple la masse triasique de la série du Barrhorn à l'extrémité du Turtmanntal.

corrélations et âge de la déformation D3

a) corrélations

Une des particularités structurales du domaine pennique réside dans l'existence de plis de grande ampleur déversés dans le sens opposé (sud) aux premiers mouvements de charriages des nappes. Ces "plis en retour" ou "plis de rétrocharriage" jouent déjà un rôle considérable dans le modèle cinématique d'ARGAND, modèle exposé brillamment, entre autres, dans "La géologie des environs de Zermatt" (1923). Le pli en retour "de la Mischabel" en constitue l'exemple le plus classique et se situe à la limite sud de la zone étudiée.

Les modèles récents comportent plusieurs générations de grands plis rétro-déversés. Dans le secteur du domaine pennique moyen dont il est question ici, MILNES & al. (1981) distinguent notamment une "Mischabel phase" d'une "Vanzone phase" plus tardive. Un modèle plus complet est discuté par STECK (1984) qui associe certaines de ces déformations (DIII) à des zones de cisaillement simple dextre. Ces couloirs de déformation DIII ne sont pas toujours distincts des zones actives durant DII mais ils recèlent une troisième linéation d'étirement d'orientation E-W.

Dans le Turtmanntal, les plis rétro-déversés D3 de Güssi font manifestement partie d'une zone de cisaillement simple dextre qui s'est développée au sein d'une bande de roches déjà affectée précédemment par D2. La linéation d'étirement minérale L3 que porte la schistosité S3 trahit un mouvement relatif de la partie supérieure de la pile de nappes vers l'E. Des plis déversés vers le SE se sont formés au front d'une grande masse dolomitique préexistante, leur direction axiale étant largement imposée par celle de ce corps encapuchonné. Il faut entendre ici que, si les plis P3 apparaissent bien comme rétro-déversés par rapport à la direction NNW à NW de charriage principal des nappes (D1), ils ne marquent pas pour autant un mouvement vers le S de la partie supérieure de l'édifice de nappes.

Ces structures D3 peuvent être assimilées aux épisodes précoces de la déformation D III de

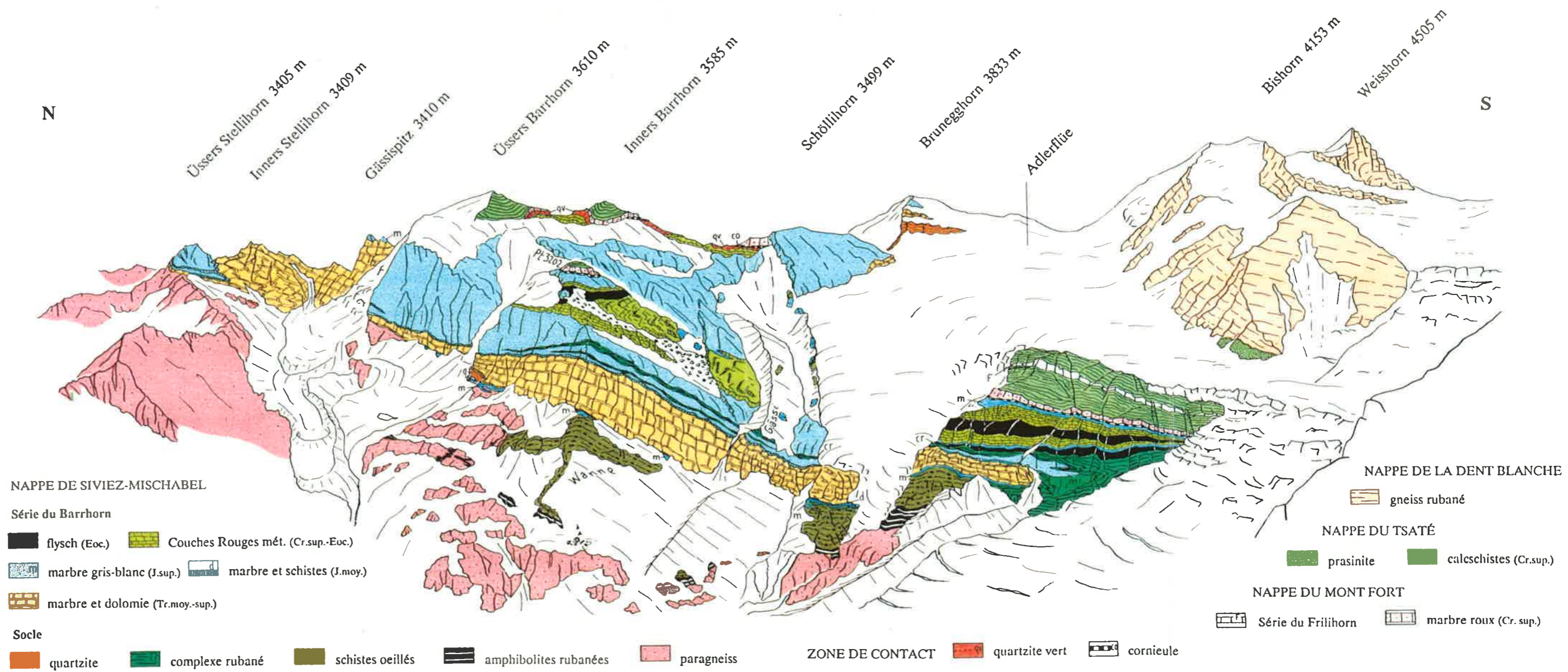


figure 46: Le versant oriental du haut Turtmannal vu du Frilihorn.

Steck, et peuvent être corrélées avec le grand pli en retour de la Mischabel ("Mischabel phase" de Milnes & al.). Sur ce dernier point, il est important de noter que rien dans la structure de la zone du Combin entre le Turtmanntal et Zermatt ne semble confirmer l'hypothèse formulée, notamment par ELLENBERGER (1953b) et par MÜLLER (1983), d'un rétrocharriage de grande ampleur de la série du Barrhorn lors de la formation du pli de la Mischabel.

Pour ce qui est de cette phase de plis en retour, l'étude détaillée des relations socle-couverture dans le Turtmanntal montre que ni le mécanisme, qui semble être un cisaillement simple ductile affectant une épaisse tranche de roches, ni la direction de mouvement relatif des compartiments délimités par cette zone, qui fût E-W, ne s'accordent avec l'affirmation de Müller: "Die Barrhorn-Serie als fragilisches Parautochton der Siviez-Mischabel-Decke wurde während der "Rückfaltung" um mehrere Kilometer gegen Süden verschoben". Le mécanisme de "Block-Scherung", invoqué par cet auteur pour expliquer la formation du pli de socle de la Mischabel et des couvertures mésozoïques qui l'entourent, n'a pas de réalité géologique dans ces dernières. La complexité structurale du secteur Zermatt-Mittelhorn-Trift provient de l'existence de déformations superposées (SARTORI 1987b) et non d'imbrications de séries par rétrocharriage.

b) âge de la déformation D3

Alors que se déroulaient les déformations de cette dernière phase syn-schisteuse, la biotite était en déséquilibre et le stilpnomélane cristallisait dans certaines roches à chimisme favorable.

Même à l'échelle régionale, les points d'accrochages permettant de dater tel ou tel épisode de "plis en retour" sont très rares. STECK (1987) prend en compte l'âge de l'accident du Simplon (10Ma.), qui constituerait l'une des dernières manifestation des mouvements rétro-déversés, pour les situer entre l'Oligocène supérieur et le Miocène.

c) Déformations post-schisteuses

La structuration du massif a été parachevée par des déformations non pénétratives mais qui ont donné naissance, d'une part à des plis et à des bombements de très grande amplitude, d'autre part à des systèmes de fracture relativement denses. Ces structures ressortent clairement sur la carte tectonique puisqu'ils ont déterminé de façon très évidente la morphologie du secteur, et notamment la forme de la klippe Dent Blanche.

"RÉTRO-FLEXURE" ESE-WNW

Le front nord-oriental de la klippe que forme la nappe de la Dent Blanche dans les Alpes valaisannes est déterminé par une flexure d'axe ESE-WNW qui induit un plongement brutal des unités vers le Sud entre le Val d'Anniviers et le Turtmanntal (fig. 47). Le toit de la nappe de Siviez-Mischabel est ainsi abaissé d'environ 1500m entre le Frilihorn et la région de Zinal. En relation avec cette dépression, une cascade de plis très ouverts affecte la série du Toûno dans le versant E du Val d'Anniviers. Le pendage moyen des unités vers le sud atteint 20°, il dépasse toutefois localement les 30°. Dans le Turtmanntal, cette flexure se marque dans le massif des Stellihörner, le Barrwang, l'Adlerflüe et le versant nord des Diablons. Elle engendre un fort plongement axial des plis de phase 2 et 3, et provoque le basculement de la zone de cisaillement qui porte les plis "en retour" de Gässi, faisant passer leur plan axial d'un pendage vers le NW à un pendage vers le S, et leur sens de cisaillement apparent de dextre à sénestre.

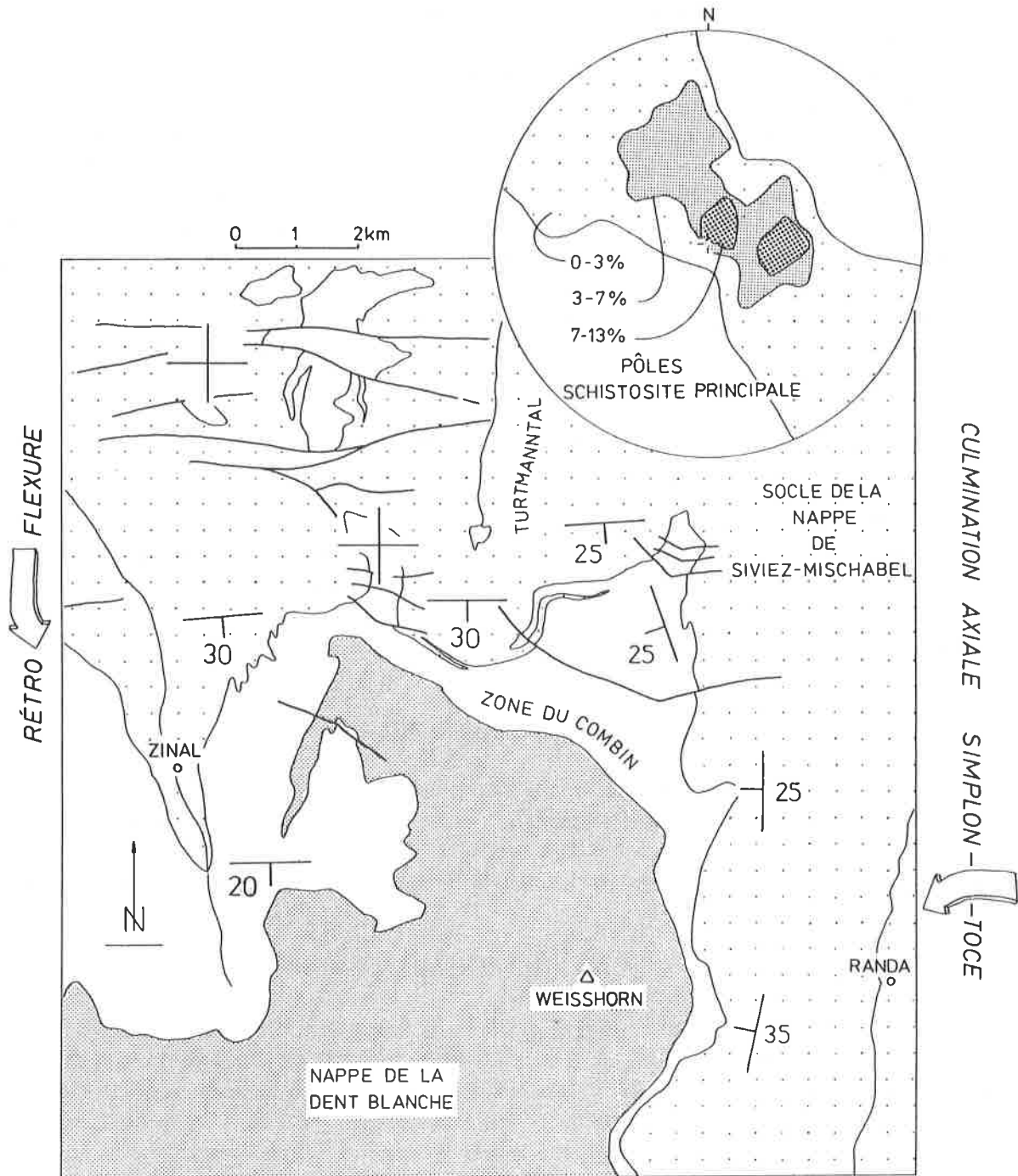


figure 47: Structures tardives au pourtour nord-oriental de la nappe de la Dent Blanche. Deux grandes flexures, l'une latitudinale, l'autre méridienne, déterminent une figure d'interférence en bassin. Une famille de fractures est-ouest affecte particulièrement les crêtes entre le Turtmantal et le Val d'Anniviers. Le stréréogramme de densité d'orientation des pôles de la schistosité principale (S1) met en évidence ces deux inflexions ainsi que l'effet des deux phases de plissement coaxiales P2 et P3 (axes NE-SW).

NAPPE DE SIVIEZ - MISCHABEL (SM)

série du Barrhorn

- flysch noir (*Ecône*), olistolite (ol)
- marbre phylliteux orangé (*Chamonien* & *Ecône*)
- marbre gris-blanc fétide (*Malm*)
- marbre noir fétide (*Dogger*)
- marbre et dolomie (*Trias moy. à sup. indif.*)

ensemble de Barneuza (Paléoc. inf.?)

- complexe rubané : gneiss chloriteux, amph.
- schistes ocellés albitiques, amphibolite (a)
- amphibolite rubanée, éciogite
- schistes non ocellés

ensemble de l'Erglischhorn (Proteroz. sup. à Paléoc. inf.?)

- paragneiss, gneiss leucocrate
- amphibolite, éciogite (b) fahibande (c)
- gneiss leucocrate pegmatitique

zone de chevauchement SM - MF

- cornieule, quartzite (*Trias inf.*)(q), dolomie (*Trias*) (d)

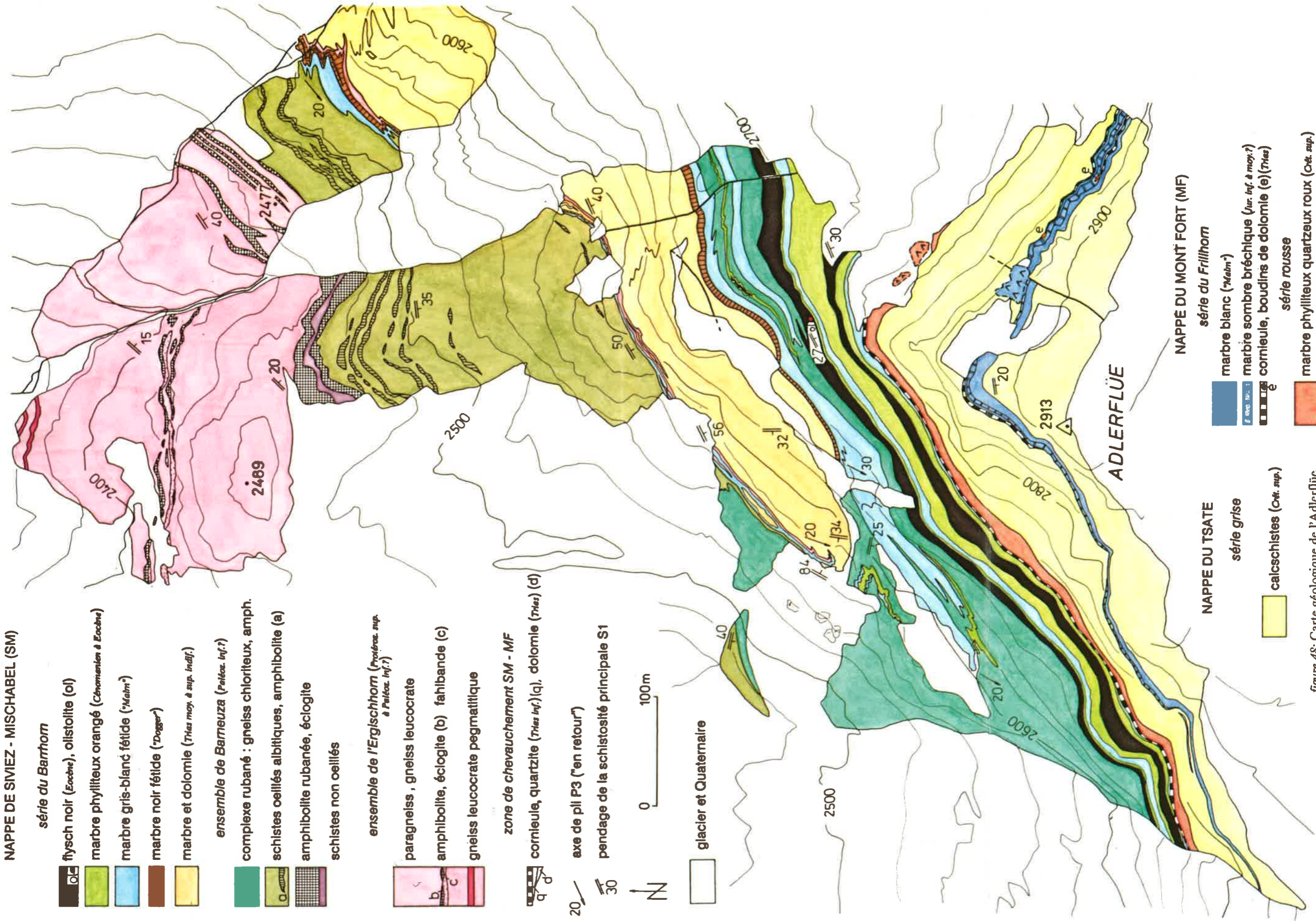
20 / axe de pli P3 ("en retour")

30 / pendage de la schistosité principale S1



0 100 m

glacier et Quaternaire



NAPPE DU MONT FORT (MF)

- série du Frillhorn*
- marbre blanc (*Malm*)
 - marbre sombre bréchique (*Jur. inf. à moy.?*)
 - cornieule, boudins de dolomie (e) (*Trias*)
 - marbre phylliteux quartzeux rouge (*Crét. sup.*)

NAPPE DU TSATE

- série grise*
- calcschistes (*Crét. sup.*)

figure 48: Carte géologique de l'Adlerflüe.

Cette inflexion d'axe est-ouest représente un pli rétro-déversé que son caractère post-schisteux rapproche des structures attribuées à la "Vanzone phase" (MILNES & al. 1981). On lui attribuera donc un âge miocène (MÜLLER, 1983, STECK 1987).

CULMINATION AXIALE SIMPLON-TOCE

Le Mattertal est entaillé dans la retombée occidentale de la grande culmination axiale Simplon-Toce qui a porté à l'affleurement les nappes penniques inférieures. Son effet se fait ressentir jusque dans le versant oriental du Turtmanntal où les unités sont affectées d'un plongement moyen de 25° vers l'ouest. Ce bombement tardif (il est postérieur à l'accident du Simplon) crée, avec la flexure décrite plus haut, la figure d'interférence en forme de bassin que représente la nappe de la Dent Blanche (fig. 47).

Des ondulations et des petites structures de type "kink bands" sont vraisemblablement à attribuer à ces plis de très grande amplitude, eux même recoupés par plusieurs familles de fractures.

DÉFORMATIONS CASSANTES

On se contentera de distinguer schématiquement deux familles de déformations cassantes :

- la première est formée de réseaux de diaclases et de failles subverticales à faible rejet d'orientation préférentielle NW. Les plans de failles portent des fibres de quartz et de chlorite indiquant très fréquemment une composante décrochante.

- la seconde est exprimée à plus grande échelle sous forme de grandes fractures d'orientation E-W (fig. 47) qui montrent principalement un rejet de faille normale, et qui délimitent des compartiments affaissés. Une composante décrochante peut être décelée souvent dans les miroirs de faille.

C) Exemple de déformations superposées à grande échelle ou: "le triangle des Bermudes", mythe ou réalité ?

Un affleurement, sis à l'extrémité du Turtmanntal, offre à lui seul la solution du gigantesque noeud gordien tectonique qui lie le socle et la couverture de la nappe de Siviez-Mischabel. Ce joyau du plus pur style pennique a pour nom: Adlerflüe (planche III,5), mais il porte le sobriquet de "triangle des Bermudes" depuis qu'A. Escher, le premier, s'est attelé à en percer les mystères les plus profonds. La métaphore n'est pas trop forte quand on sait que, sur une dénivellation d'à peine plus de 500 mètres, cette croupe rocheuse recèle trois nappes différentes: celles de Siviez-Mischabel, du Mont Fort et du Tsaté (fig. 48).

La première nommée comporte des terrains d'âge paléozoïque (ensembles de l'Ergischhorn et de Barneuza) à éocène (flysch noir de la série du Barrhorn), et certains niveaux stratigraphiques réapparaissent un nombre considérable de fois dans le même profil: sur 150 mètre de dénivellation, on rencontre, sans se lasser, 7 fois les marbres du Malm, autant de bandes de socle polycyclique et pas moins de 13 fois le contact anormal D-D qui représente la trace d'une paléofaille mésozoïque!

La solution tectonique de cet imbroglio géologique s'appuie sur trois constatations:

- a) un contact anormal majeur régit les relations socle-couverture à l'intérieur de la nappe de Siviez-Mischabel (deux-tiers inférieurs du triangle). Il s'agit précisément de l'accident Diablons-Distulgrat, qui met en contact différentes unités de socle anté-triasique dans le bloc nord-ouest (Toûno) et différents niveaux stratigraphiques de la série du Barrhorn dans le compartiment sud-est (supérieur). Cet accident est vigoureusement replissé par toutes les phases alpines.

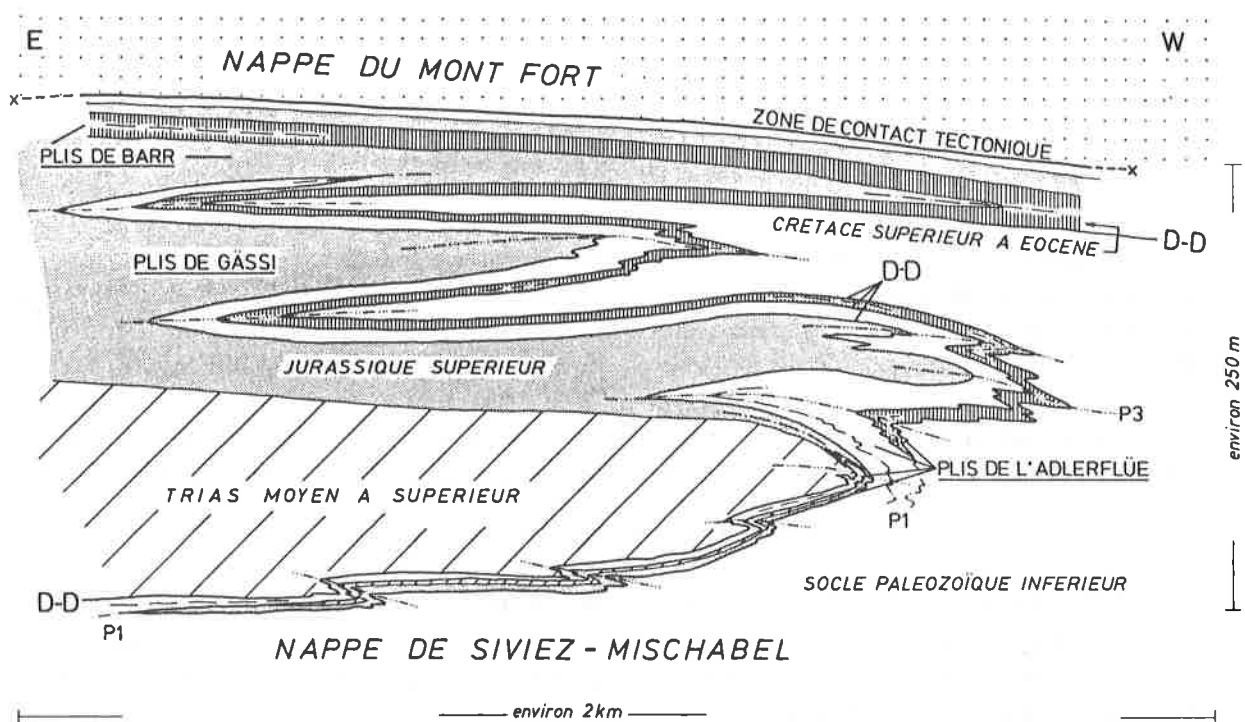


figure 49: Coupe tectonique caricaturale du front nord-occidental de l'unité du Barrhorn dans le haut Turtmantal. La complexité de ce secteur est dictée par la superposition de plis isoclinaux P1 et P3. D-D est un contact anormal assimilé à une paléofaille mésozoïque. Il est lui-même répété jusqu'à 13 fois dans un profil qui compte à peine 200 mètres de dénivellation. La représentation de ces structures - certains plis isoclinaux P1 sont d'épaisseur infra-métrique - pose d'énormes problèmes graphiques.

b) d'autres contacts anormaux marquent les plans de chevauchement des nappes penniques supérieures. Celui de la nappe du Mont Fort repose sur une zone de contact très laminée faite de terrains appartenant à l'unité du Barrhorn. Ce contact n'est pas replissé dans l'Adlerflüe mais dans son prolongement occidental et oriental.

Les nappes du Mont Fort et du Tsaté sont intriquées dans la partie sommitale de l'Adlerflüe, plus spécialement la série grise et la série du Frilihorn, alors que la série rousse n'est véritablement replissée avec elles que plus au nord-ouest.

c) son aspect spectaculaire, le triangle des Bermudes le doit à la superposition de trois phases de déformations plicatives. La figure d'interférence qui en résulte est extrêmement serrée et ne peut être représentée que considérablement dilatée (fig. 49). Quand bien même on reconnaît les trois générations de plis D1, D2 et D3 à l'échelle de l'affleurement, la structure mégascopique est ici déterminée essentiellement par la superposition des plis de phases D1 et D3.

Les traces axiales D1 (fig. 49) longent d'une part le plan de chevauchement de la nappe du Mont Fort (synclinal de Barr) et d'autre part le contact basal de la série du Barrhorn (plis de l'Adlerflüe). On recense deux anticlinaux à coeur de socle et deux synclinaux vermiculaires qui sont replissés autour des grandes charnières de phase D3.

Ces dernières (P3) ornent le coeur de la paroi et correspondent à des plis "en retour" qui encapuchonnent la proue dolomitique de la série du Barrhorn. Au toit de cette masse résistante, une zone de cisaillement ductile D3 accueille les flancs isoclinaux des plis de l'Adlerflüe et de l'accident D-D.

La figure d'interférence que dessinent ces structures se range dans le type 3 défini par RAMSAY (1967), les angles entre les directions déterminantes de chaque familles de pli étant très faibles.

Ainsi donc, la structure du triangle des Bermudes, apparemment si complexe, se résume à une superposition d'"objets tectoniques" parfaitement définis. C'est avant tout la disproportion des échelles horizontale et verticale manifestée dans les plis isoclinaux d'épaisseur métrique ou décimétrique et d'extension kilométrique qui dépasse l'imagination et affole l'observateur. Une fois encore, il faut souligner l'extrême ductilité avec laquelle ce matériel, socle et couvertures confondus, s'est déformé, et la continuité quasiment parfaite des niveaux stratigraphiques engagés dans les replis isoclinaux, continuité qu'il n'a souvent pas été possible de rendre visible sur la carte au 1:2500 !

Conclusions et remarques sur la structure du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel.

Au delà du côté spectaculaire qu'elle peut présenter, la structure de l'unité du Barrhorn est riche en enseignements de portée régionale:

- son étude montre clairement qu'il faut substituer à l'image classique d'une tectonique tertiaire essentiellement biphasée celle d'un enchaînement de trois phases de déformations majeures auxquelles répondent des objets tectoniques de grande échelle. De la plus importante de ces phases tectoniques (D1), il faut souligner la répartition homogène, le caractère très progressif et l'évolution prograde du métamorphisme épizonal qui l'accompagne. De la seconde (D2), dont l'importance mégascopique apparaît ici pour la première fois, il convient de noter la répartition en zones de cisaillement bien délimitées recoupant les limites de nappes déjà mises en place. De la troisième enfin, qui est qualifiée de phase de rétrocharriage (D3), il est primordial de constater que, *tout au moins dans le secteur examiné ici de façon très détaillée*, elle ne représente pas les effets d'un charriage vers le sud des parties hautes de l'édifice de nappe, mais du déplacement relatif dextre dans la direction est-ouest de compartiments délimités par des zones de cisaillement ductile qui plongent vers le N.

- cette étude permet aussi de juger à quel point chaque nouvelle structuration est influencée et conduite par la précédente, ainsi que le rôle primordial que joue la répartition des masses de compétence variées dans les transformations géométriques qu'ont subies ces unités. Ce phénomène joue déjà au Jurassique, lors de la phase distensive, dont certaines lignes pourraient être héritées de traits tardi-hercyniens (relations possible entre le "horst Toûno" et la localisation du corps granitique permien de Randa) et de façon plus évidente lors des déformations tertiaires. Dans ce dernier cas, c'est la géométrie d'une grande masse dolomitique (Trias moyen à supérieur) qui a exercé la plus grande influence sur la structuration de la couverture et du sommet du socle de la nappe de Siviez-Mischabel. Par contre, le rejeu des paléofailles normales en "rampe" permettant l'écaillage et la translation de la couverture n'a eu lieu que là où existait un niveau de décollement efficace au sein de la série briançonnaise. Celui-ci fait défaut dans les unités du Barrhorn et du Toûno.

- C'est sur un synclinal isoclinal affectant les terrains de l'unité du Barrhorn que repose en contact tectonique la nappe sus-jacente. Ce type de relations structurales entre unités de couverture chevauchées et chevauchantes n'est pas unique dans la zone pennique. Le "faisceau vermiculaire", formé

de minces bandes isoclinales de quartzites et de marbres (série du Frilihorn) placées généralement à l'interface des nappes du Mont Fort et du Tsaté, est fréquemment structuré en plis isoclinaux tronqués avec un angle faible par les contacts anormaux qui le délimitent (SARTORI 1987b). Les configurations internes synclinales (dolomies et marbres au coeur, quartzites en contact tectonique de part et d'autre avec des calcschistes) sont les plus répandues. Dans le cas de l'unité du Barrhorn, cette géométrie serait due à l'existence de plis formés à l'avant du front de la masse chevauchante, rabotés et étirés au passage de celle-ci. Le comportement extrêmement ductile qu'ont eu les terrains chevauchés à cette occasion semble indiquer qu'ils avaient subi un réchauffement préalable qui pourrait correspondre au passage de la nappe supérieure des Préalpes.

CHAPITRE CINQUIEME (V): ÉLÉMENTS DE PALÉOGÉOGRAPHIE ET DE CINÉMATIQUE ALPINE

1. La nappe de Siviez-Mischabel, patrie des Préalpes médianes rigides.

SCHARDT (1893, 1898, etc) ne se contenta pas de révolutionner le monde de la géologie alpine en démontrant l'allochtonie complète des terrains préalpins, son intuition lui permit également d'imaginer la provenance de la principale des nappes qu'il venait de définir : la future "nappe des Préalpes médianes". Il fut frappé par l'identité de faciès existant entre les calcaires des Pontis et le "Trias des Préalpes du groupe Rubli-Gummfluh-Spielgarten" (1907). Pour lui, cette ressemblance désignait la nappe de gneiss que LUGEON & ARGAND (1905) venaient de nommer "nappe du Grand St-Bernard" comme patrie probable de la nappe des Préalpes médianes.

D'autres solutions à l'enracinement des Préalpes médianes furent ensuite proposées par différents auteurs (voir à ce sujet le passionnant historique de MASSON 1976), mais au fur et à mesure que des progrès dans la connaissance stratigraphique et tectonique des unités préalpines et penniques furent réalisés, la solution que Schardt avait esquissée allait s'imposer. LUGEON & GAGNEBIN (1941) introduisirent la subdivision tectonique de la nappe des Préalpes médianes en "Médianes plastiques" et "Médianes rigides". Il fallait donc rechercher des patries voisines mais distinctes pour ces deux parties de la nappe que distinguent leur contenu stratigraphique, leur style de déformation ainsi que le passage d'un niveau de décollement situé respectivement au sommet (Carnien) et à la base (Spathien) des formations du Trias moyen. Un pas déterminant dans la solution de ce problème fut accompli lorsque ELLENBERGER (1953a) établit clairement la parenté existant entre les terrains du Briançonnais, de la Vanoise, de la partie radicale des Préalpes médianes et de la série du Barrhorn, série dont il élucidait du même coup la stratigraphie.

Depuis lors, il est devenu classique (TRÜMPY 1955 a,b) de voir dans les calcaires des Pontis (front de la nappe du Grand St-Bernard) le tégument méso-triasique des Médianes plastiques, et dans les gypses et les cornieules de la partie supérieure de cette même nappe du Grand St-Bernard le tégument éo-triasique des Médianes rigides.

Pour que davantage de précision puisse être donnée à ces concepts, il fallut encore attendre qu'apparaissent des reconstitutions paléogéographiques donnant une image globale de la stratigraphie des Préalpes médianes (BADOUX & MERCANTON 1962, BAUD & SEPTFONTAINE 1980) et que la structure complexe de la nappe du Grand St-Bernard soit peu à peu élucidée (SCHAER 1959, BEARTH 1961, BURRI 1983, ESCHER sous presse). En corollaire aux subdivisions qu'il a définies au sein de cette "nappe complexe", ESCHER (op. cit.) a mis en évidence les relations socle-couverture qui liaient primitivement les Médianes plastiques à la zone houillère et à l'actuelle nappe des Pontis d'une part, les Médianes rigides à ce qui forme la nappe de Siviez-Mischabel d'autre part. A l'issue des recherches détaillées qui se sont attachées à décrire la stratigraphie des séries du Toûno (MARTHALER 1984) et du Barrhorn (le présent travail), une solution précise peut être proposée à la question de l'"enracinement" de la *partie interne (rigide) de la nappe des Préalpes médianes*.

Ce cas doit d'ailleurs être tenu pour tout à fait exemplaire des critères permettant de rattacher une nappe de couverture à son substratum originel.

On trouve en effet dans le flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel (fig. 50):

- un tégument tectonisé, constitué de dolomie, de gypse et de cornieule, qui représente le

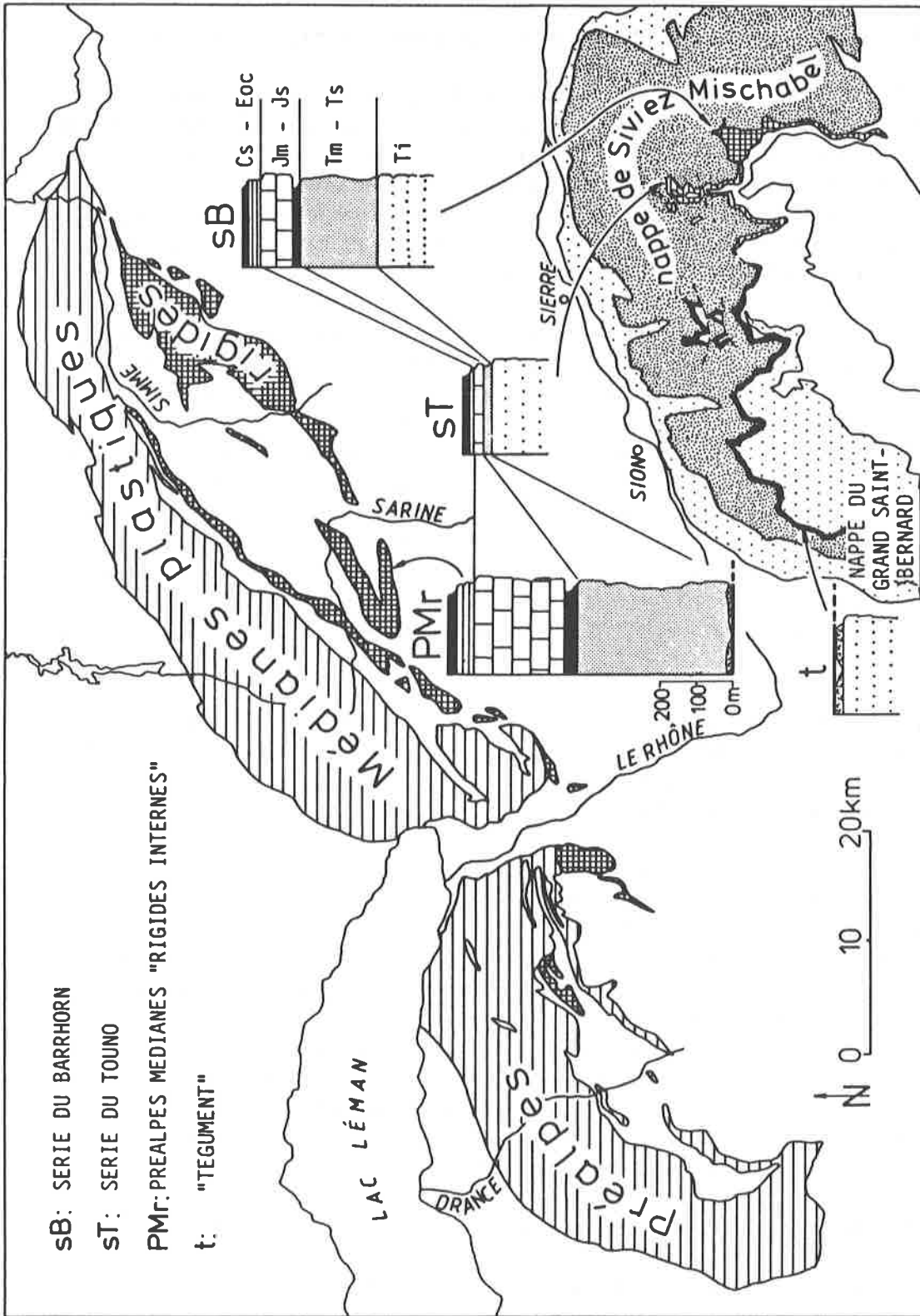


Figure 50: Répartition des couvertures briannonaises sur la transversale des Alpes nord-occidentales. TI: Quartzites du Trias inférieur TM-Ts: Calcaires et dolomies du Trias moyen à supérieur JM-Js: Schistes et calcaires du Jurassique moyen et supérieur CS-Eoc: Couches Rouges et flysch du Crétacé supérieur et de l'Eocène.

complément exact de la série stratigraphique des Médiannes rigides décollées à la base de la formation de St-Triphon (Spathien à Anisien). Ce tégument repose sur les quartzites de la Formation du Bruneggjoch. Dans quelques cas, des lambeaux de quartzite ont d'ailleurs été arrachés au substratum et emportés à la base de certaines écailles préalpines.

- une *couverture restée solidaire de ce socle*, la *série du Barrhorn*, dont le contenu stratigraphique est *identique* à celui des Médiannes rigides les plus internes, si ce n'est que les évaporites du Trias inférieur y font défaut. Il est même possible qu'il y ait eu, à l'origine, une continuité paléogéographique entre ces deux unités.

Le socle anté-triasique dont se sont désolidarisées les écailles tectoniques qui forment les Préalpes médianes rigides a ensuite été structuré en un vaste pli couché qui constitue l'actuelle nappe de Siviez-Mischabel. L'emplacement initial de cette couverture décollée est matérialisé par une surface dont l'intersection avec la topographie dessine une "cicatrice" qui traverse d'est en ouest les vallées latérales du Valais méridional. L'extension de cette surface de décollement est la suivante (fig. 52a):

- à l'est: elle est limitée dans le Val de Zinal par la présence des séries non décollées du Toïno et du Barrhorn.

- au nord: elle comprend la partie externe du flanc normal, le front et le flanc renversé de la nappe de Siviez-Mischabel.

- au nord-est: dans le front de la partie orientale de la nappe, il existe un tégument d'un type légèrement différent. Reposant sur les quartzites du Trias inférieur, il comprend des niveaux calcaro-dolomitiques préservés au coeur de profonds synclinaux isoclinaux. L'un d'eux est connu sous le nom de "Dolomit-Zug von Chandolin" (JÄCKLI 1950). Il ne semble contenir que des calcaires et des dolomies très déformés (probablement Trias moyen) qui reposent sur les quartzites, localement par l'intermédiaire de cornieules. (A. Escher, M. Marthaler, M. Weidmann, comm. orale).

- au sud: le plongement de la nappe de Siviez-Mischabel sous les nappes penniques supérieures et la nappe de la Dent Blanche ne permet pas de juger de cette limite.

- à l'ouest: le niveau de cornieules qui couronne le flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel peut être suivi jusque dans la région de Lourtier (Val de Bagnes, BURRI 1983). Vouloir poursuivre et déterminer l'emplacement de cette surface de décollement plus à l'ouest serait hasardeux avant de connaître les résultats des recherches en cours sur le raccord des unités de part et d'autre du Val d'Aoste (GOUFFON en prép.) A cet endroit, les zones de socle se relayent latéralement et il devient délicat de procéder à leur corrélation ainsi qu'à celle des couvertures ou des cicatrices qu'elles portent puisqu'il est vraisemblable que les domaines paléogéographiques paléozoïques et mésozoïques qu'elles représentent respectivement n'étaient pas parallèles (ESCHER sous presse).

Dans la zone très grossièrement délimitée ci-dessus, la surface de décollement est confondue avec le plan de chevauchement des nappes penniques supérieures, plus précisément avec le socle de la nappe du Mont Fort à l'ouest et avec les séries crétacées des nappes du Mont Fort et du Tsaté à l'est. Dans ce dernier cas, il y a donc eu *substitution de la couverture de la nappe de Siviez-Mischabel par des sédiments de provenance plus interne*.

2. Eléments de paléogéographie briançonnaise sur la transversale des Alpes nord-occidentales.

Les reconstitutions paléogéographiques auxquelles ce travail peut servir de base sont de deux ordres:

- On s'employera, en premier lieu, à retrouver l'image que composaient les séries du Toûno et du Barrhorn (ainsi que leur socle anté-triasique) avant les événements orogéniques tertiaires.
- On tentera, en s'intéressant ensuite aux Préalpes médianes rigides, de rassembler les morceaux d'un puzzle dont la tectogénèse alpine s'est appliquée à disperser les morceaux. Cette reconstitution de la fraction du domaine briançonnais qui avait pour substratum l'actuelle nappe de Siviez-Mischabel n'a de sens qu'en trois dimensions. Elle sera forcément schématique et devra s'appuyer sur davantage d'hypothèses simplificatrices.

a) Reconstitution palinspastique des unités du Barrhorn et du Toûno solidaires du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel.

Le long des crêtes du versant ouest du Mattertal, les ensembles et les formations du socle anté-triasique ainsi que les formations triasiques à tertiaires trahissent encore, de façon certes très distordue, la géométrie d'un bloc basculé limité au nord par une paléofaille jurassique (fig. 51a). Il faut avant tout, pour lui rendre son aspect premier, annuler l'étirement important que lui a conféré la déformation D1.

Dans l'impossibilité de chiffrer précisément la valeur de cette déformation, on a ramené l'épaisseur des formations et l'angle des discordances à ce que l'on observe couramment dans les unités homologues des Préalpes. Le pendage de la paléofracture est hypothétique.

Reconstitué dans son entier, ce dispositif paléotectonique a la géométrie d'un demi-graben à regard sud (le problème de l'orientation initiale du système sera abordé à la page ..). Le rejet vertical total de cette grande faille normale D-D, calculé en fonction des épaisseurs originelles présumées, atteindrait 1 kilomètre.

b) Hypothèses sur les relations originelles liant les séries du Toûno et du Barrhorn avec les Préalpes médianes rigides.

Dans le prolongement de la solution d'enracinement préconisée pour les Préalpes médianes rigides, deux questions méritent d'être soulevées:

Existe-t-il une relation étroite entre certaines des unités en position pennique et préalpine, et si oui, peut-on imaginer qu'elle furent initialement contiguës ?

Il existe une grande analogie entre la stratigraphie de l'unité du Barrhorn et celle des *Médianes rigides internes* (BAUD & SEPTFONTAINE 1980). En raison du degré du métamorphisme qui l'affecte, la série du Barrhorn n'offre que les critères de comparaison suivants:

- Le Complexe schisto-dolomitique basal du Carnien est la formation triasique la plus jeune qui soit préservée sous la discordance anté-bathonienne. Le basculement qui a précédé l'érosion méso-jurassique est suffisamment fort pour permettre la dénudation complète du Trias carbonaté au sud de l'unité.

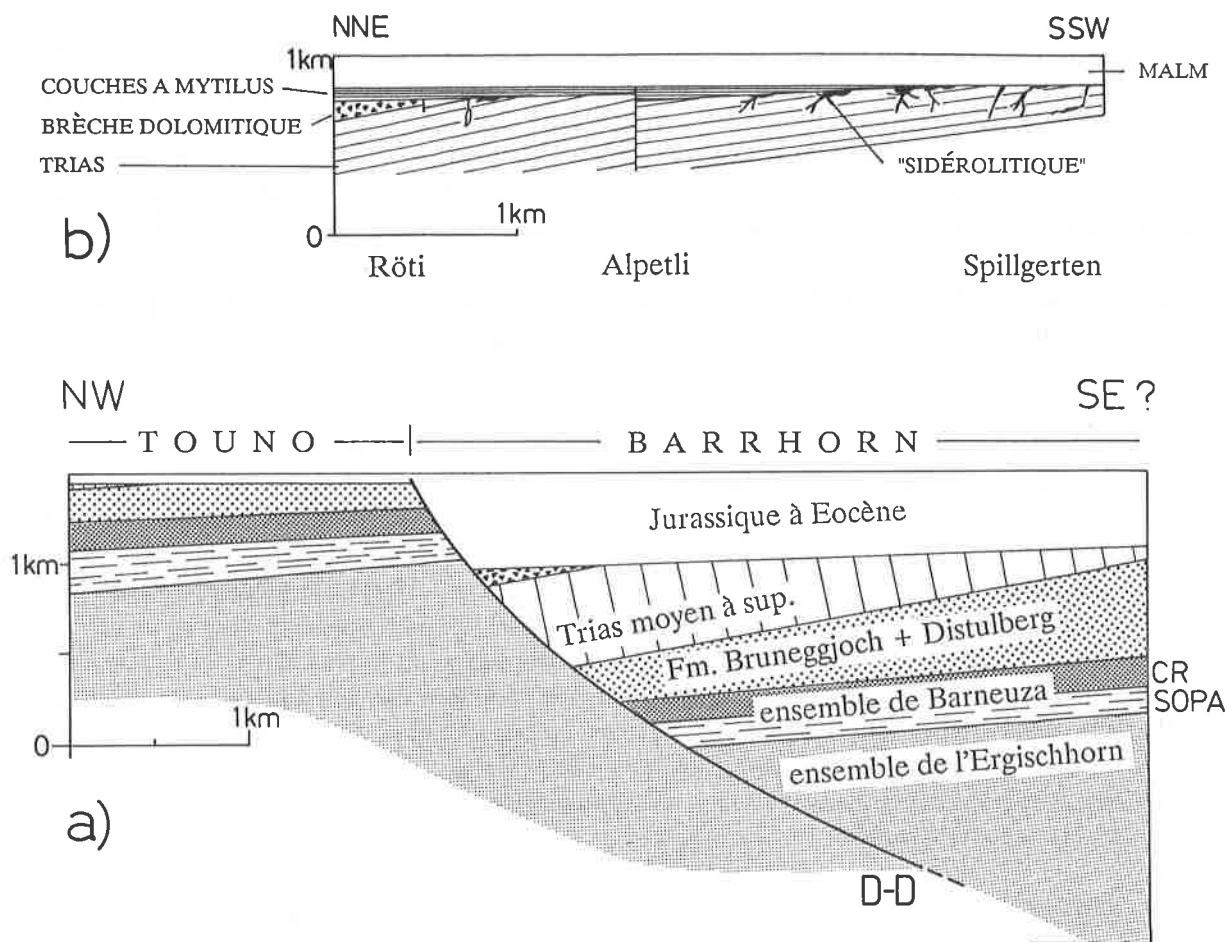


figure 51: a) Reconstitution palinspastique des domaines Barrhorn et Toûno à l'Eocène. Les épaisseurs des niveaux mésozoïques sont basées sur des comparaisons avec les unités préalpines équivalentes. Le pendage de la paléofaille D-D est hypothétique.

b) Représentation schématique des relations transgressives des Couches à Mytilus et du Malm sur le Trias basculé et érodé de l'écaille des Spillgerten d'après GENGE (1958).

- La formation des Couches à Mytilus est bien développée au nord de l'unité du Barrhorn. Elle est très riche en matériel détritique siliceux et dolomitique. La Formation des Calcaires massifs transgresse directement sur les termes triasiques dans la partie méridionale.

- Il subsiste quelques "flaques" de Complexe schisteux intermédiaire d'âge cénomannien à la base des Couches Rouges métamorphiques. Dans ces dernières, il se pourrait que seuls les faciès tertiaires soient représentés.

Parmi ces quatre traits caractéristiques de la série du Barrhorn, les trois premiers peuvent être envisagés comme également représentatifs de l'unité la plus orientale des Préalpes médianes rigides internes: l'écaille des Spillgerten. La représentation palinspastique qu'en donne GENGE (1958) (fig. 51b) ressemble à ce point au profil de la série du Barrhorn dans les crêtes du versant ouest du Mattertal que l'hypothèse selon laquelle ces deux unités proviendraient d'un même bloc basculé du seuil briançonnais est envisageable.

La stratigraphie des Couches à Mytilus apporte de l'eau au moulin de cette interprétation. Dans ses reconstitutions paléogéographiques du Jurassique des Préalpes médianes, SEPTFONTAINE (1983) met en évidence l'existence de chenaux gréseux qui traversent le secteur oriental du domaine à Mytilus au Bathonien et au Callovien (Membre du Col de Cordon). Il fait provenir ce matériel de l'est, c'est à dire de l'endroit où, dans l'hypothèse d'une continuité originelle Spillgerten - Barrhorn, les quartzites du Trias inférieur étaient soumis à l'érosion dans de vastes secteurs des unités du Toûno et du Barrhorn.

La seule différence qui tempère l'évidence de ce rapprochement provient de la stratigraphie des Couches Rouges, celles de l'écaïlle des Spillgerten comportant une croûte minéralisée de type Chenaux Rouges (GUILLAUME 1986) qui n'a pas été retrouvée dans les Couches Rouges métamorphiques de la série du Barrhorn.

Existait-il par rapport à cette écaïlle des Spillgerten, un prolongement vers l'est, maintenant érodé, des Médiannes rigides internes? La réponse est probablement négative, car même si sa bordure d'érosion orientale actuelle résulte d'un plongement axial vers l'ouest, on ne retrouve plus d'éléments équivalents là où la nappe des Préalpes Médiannes réapparaît sur l'autre rive du lac de Thoune.

La seule écaïlle qui présente une affinité "rigide" à côté des klippe de Médiannes plastiques est l'unité des *Giswilerstöcke* (BAUD 1984) qui appartient au groupe le plus proche du corps principal de la nappe. Cette unité présente comme particularité une troncature de la base de la Formation de St-Triphon. Les premiers niveaux méso-triasiques qu'on y observe appartiennent à la séquence S3 du cycle I, de sorte qu'on peut présumer l'existence, dans leur patrie d'origine, d'un tégument méso-triasique comprenant les niveaux calcaro-dolomitiques manquants. On ne peut s'empêcher, à ce point de la discussion, de penser aux niveaux triasiques du "Dolomit-Zug" de Chandolin (JÄCKLI 1950) au front oriental de la nappe de Siviez-Mischabel (p.124).

Résumant ces éléments de réponse, on posera comme hypothèse de travail:

- que l'écaïlle des Spillgerten, qui forme le bord oriental de la partie "rigide interne" de la nappe des Préalpes Médiannes, présente avec l'unité du Barrhorn une ressemblance qui va au-delà d'une simple coïncidence. Ces deux unités auraient formé les morceaux, respectivement occidental et oriental, d'un même panneau basculé du seuil briançonnais.
- que le lambeau le plus oriental des Médiannes rigides au sens large, soit l'écaïlle des *Giswilerstöcke* (Rigides externes inférieures), est à rattacher à un tégument comportant du Trias moyen basal, ce qui pourrait être le cas du ("Dolomit-Zug" de Chandolin) au front oriental de la nappe de Siviez-Mischabel.

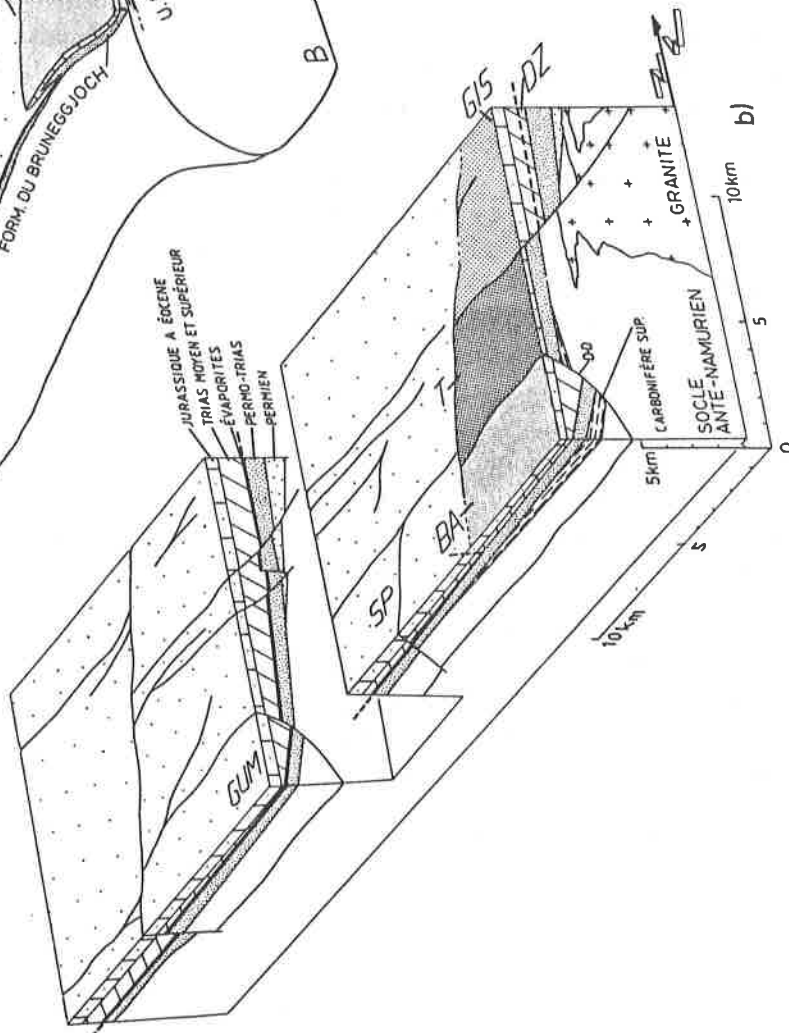
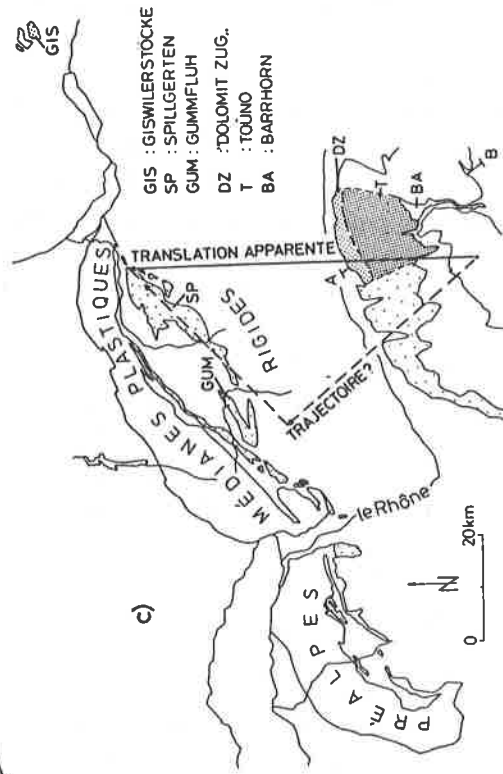
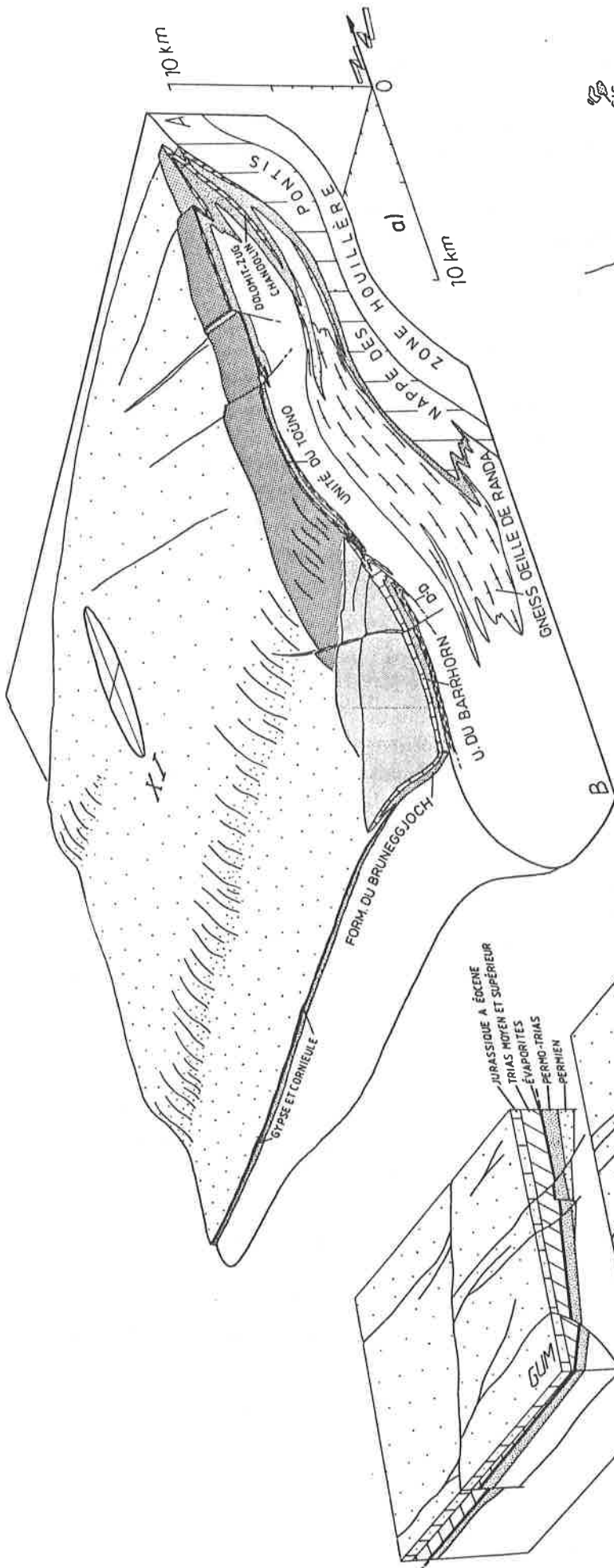
La dimension totale des unités de type Médiannes rigides réunies est-elle cohérente avec la surface de décollement que comporte la nappe de Siviez-Mischabel?

Malgré la somme immense d'approximations qu'elle implique, une tentative de reconstitution des surfaces et des volumes que devaient initialement occuper la nappe des Préalpes médianes rigides, le socle et les couvertures de la nappe de Siviez-Mischabel avant les déformations tertiaires répond au

figure 52: a) Stéréogramme de la nappe de Siviez-Mischabel (coupe inspirée d'ESCHER sous presse) et emplacement des unités de couverture briançonnaises. La partie pointillée représente la surface de décollement des Préalpes médianes rigides.

b) Reconstitution palinspastique schématique de la partie du domaine briançonnais correspondant aux Médiannes rigides (pointillé, profil inspiré de BAUD & SEPTFONTAINE 1980) et aux unités du Barrhorn et du Toûno.

c) Emplacement actuel des unités briançonnaises incriminées, translation apparente et trajectoire supposé des Médiannes rigides.



besoin de vérifier que l'échelle des objets qui ont été comparés est bien compatible.

Les *Préalpes Médiannes* ont fait l'objet de reconstitutions palinspastiques dans des profils transversaux (NW-SE). On retiendra ici celle de BAUD & SEPTFONTAINE (1980) qui accordent aux Médiannes rigides une extension transversale originelle d'environ 12 km.

Dans le sens longitudinal, elles s'étalent actuellement sur environ 60 km. Compte-tenu de l'effet cumulé de la déformation interne (étirement longitudinal) et des très importants réseaux de fractures (failles normales, décrochements) qui les affectent, leur extension originelle était probablement nettement inférieure à ce chiffre (de 30 à 50 % ??).

La *nappe de Siviez-Mischabel* est un objet tectonique dont la carte et les coupes d'ESCHER (sous presse) permettent d'apprécier les contours (fig. 52a). Entre les unités du Barrhorn et du Toûno à l'est et l'endroit où, à l'ouest (Val de Bagnes), disparaît le "tégument", la surface de décollement potentielle des Préalpes médianes rigides compte approximativement:

- dans le sens *transversal*, 25 km pour le flanc normal, 15 km pour le front et 30 km pour le front renversé
- environ 30 km dans le sens *longitudinal*, davantage si l'on prend en compte l'érosion d'une partie de la nappe.

Le choix d'un ellipsoïde de déformation qui permette de ramener cette surface à ces dimensions originelles est forcément arbitraire s'appuyant sur une étude quantitative à peine ébauchée. Les valeurs obtenues en analysant la déformation à l'échelle kilométrique dans la série du Barrhorn (p.103) devraient être les plus représentatives pour l'ensemble de la nappe, des preuves cartographiques permettant d'affirmer que le socle cristallin s'est comporté de manière aussi ductile que la couverture, à l'exception peut-être du corps granitique de Randa qui est responsable de la complexité du coeur et du flanc renversé de la nappe.

En choisissant pour Y une valeur unitaire (déformation plane $k=1$, dont s'approchent fréquemment les objets déformés mesurés), l'ellipsoïde de la déformation finie qui caractériserait l'état de déformation de la nappe de Siviez-Mischabel aurait un rapport $R X/Y$ de l'ordre de grandeur de 3,5 dans le flanc normal. Dans le front et le flanc renversé, cette valeur est certainement bien plus grande. Faute de données précises, on la chiffrera, par pure hypothèse, respectivement à 5 et à 7. La surface de décollement que l'on obtient en soustrayant de la sorte la déformation tertiaire principale représente environ 15 km dans le sens transversal sur 30 km dans le sens longitudinal.

Cette déformation a dû, en outre, avoir pour effet une rotation des linéaments, par exemple des paléofailles, des flexures et des limites de faciès, rotation tendant à les rapprocher de la direction d'étirement NNW-SSE à NW-SE. Dans ces conditions, les principales lignes structurales mésozoïques auraient subi *une rotation antihoraire* si leurs orientations initiales étaient très grossièrement comprises entre le NW à NNW et le NE à ENE.

Avec la prudence que nécessite l'interprétation de pareilles reconstitutions quantitatives, il semble probant que la surface de décollement que comporte la nappe de Siviez-Mischabel ait eu, avant les déformations alpines, une dimension du même ordre de grandeur que celle de la partie de nappe préalpine décollée que l'on tente ici de lui rattacher.

Une *reconstitution palinspastique* à l'Eocène peut dès lors être tentée (fig. 52b). Elle couvre le domaine des Préalpes médianes rigides (selon BAUD & SEPTFONTAINE 1980) à l'ouest, et celui des unités du Barrhorn et du Toûno à l'est. La limite entre ces deux portions du domaine briançonnais qui subiront plus tard un destin très différent correspond à un linéament sub-méridien dont la signification est double:

- il représente la limite d'extension vers l'est des évaporites du sommet du Trias inférieur.

- il correspond probablement à une paléofaille (Z-N) limitant le "horst Toûno" du domaine des futures Médiannes rigides. Des accidents méridiens de ce type, actifs au Jurassique (METTRAUX en prép.) et au Crétacé supérieur (GUILLAUME 1986), ont été détectés dans les Préalpes médianes.

Deux différences marquantes singularisent le profil palinspastique des unités de couverture briançonnaise Barrhorn-Toûno-Dolomit-Zug von Chandolin par rapport à celui, plus occidental, des Médiannes rigides. Elles sont susceptibles d'expliquer l'évolution tectonique très différente que ces unités ont suivie.

La première concerne, on l'a vu, l'absence complète de niveaux évaporitiques à la base de la Formation de St-Triphon.

La deuxième à trait à l'existence d'un horst puissant, dont on retrouve la trace dans la série réduite et condensée du Toûno qui forme une "île" au milieu des autres micro-domaines subsidents au Jurassique supérieur. Dans la mesure où cette reconstitution est cohérente, il semble y avoir coïncidence entre la position initiale du corps granitique de Randa et l'unité du Toûno. On peut soupçonner ainsi qu'il existe localement une corrélation entre la répartition et la géométrie des structures tardihercyniennes d'une part (fractures qui auraient contrôlé l'intrusion du corps granitique permien de Randa et grabens qui auraient piégés les sédiments détritiques carbonifères supérieurs de la Formation du Distulberg par exemple) et l'évolution tectonique de la marge passive mésozoïque d'autre part. Pour l'instant toutefois, les reconstitutions palinspastiques sont trop hasardeuses pour que de telles assertions soient prises au sérieux.

Ce modèle palinspastique appelle encore une remarque de nomenclature. S'il devait vraiment avoir une réalité paléogéographique, il poserait le problème de la définition du domaine ultrabriançonnais et de son usage, puisqu'une unité qui en présente manifestement les caractéristiques - la série du Toûno (érosion parfois complète du Trias carbonaté, série très peu épaisse et lacunaire, niveaux de socle régénérés, MARTHALER 1984) - ne formerait en réalité qu'un micro-domaine au milieu du domaine briançonnais s.s..

c) Du connu vers l'inconnu.

S'il est un sujet qui reste particulièrement ouvert à la discussion sur la transversale des Alpes nord-occidentales, c'est bien la reconstitution paléogéographique de la bordure sud de la marge européenne. La complexité est née au Jurassique lorsque s'individualisèrent de nombreux petits seuils et bassins donnant lieu à des profils stratigraphiques très variables. Elle s'est accentuée au Crétacé supérieur et au début du Tertiaire lorsque la sédimentation des flyschs a débordé le cadre des domaines paléogéographiques antérieurs, dont certains devaient d'ailleurs déjà être structurés (TRÜMPY, 1982).

L'image classique qui en est donnée dans les profils paléogéographiques s'appuie sur la géologie des Préalpes: depuis SCHARDT (1898) le domaine de sédimentation de la nappe de la Brèche est placé directement au sud du domaine briançonnais dont sont issues les Préalpes médianes rigides (TRÜMPY 1957, 1960, LEMOINE in BOUILLOT & al. 1984).

Dans le Pennique des Alpes valaisannes, il est trop tôt pour prétendre reconstituer les paléogéographies successives de l'ancienne marge européenne. La déformation et le métamorphisme allant croissant dans les zones plus internes que celles qui ont été examinées ici, surgissent les problèmes de l'identification des niveaux stratigraphiques et de la dimension primitive des unités qui en sont

affectés. Les points suivants constituent quelques-unes des données du problème:

- il existe des séries de couverture mésozoïque associées à des socles (partie interne du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel, nappe du Mont Fort, nappe de Mont Rose) et d'autres complètement décollées et flottant à l'intérieur de la zone du Combin (série du Frilhorn rattachée à la nappe du Mont Fort mais constituant une entité indépendante).
- certaines séries (série du Frilhorn, fig. 4) présentent le même type de profils lacunaires et condensés que la série du Toûno et contiennent du Trias moyen à supérieur, du Jurassique et du Crétacé supérieur. Les différentes formations sont souvent déconnectées les unes des autres.
- certaines semblent être caractérisées par le fait que des terrains crétacés supérieurs surmontent directement un substratum très érodé dans lequel ne subsistent que quelques lambeaux triasiques (nappe du Mont Fort, ALLIMANN 1987).
- à certains endroits elles se limitent à des assises vraisemblablement triasiques (quartzites, marbres et dolomies) dont le caractère n'est plus aisément reconnaissable (nappe du Mont Rose).

En l'état actuel des connaissances, il s'avère que:

- aucune de ces séries ne rappellent, même de loin, les unités désignées comme "prépiémontaises" ou "piémontaises" (LEMOINE & TRICART 1986, ALLENBACH & CARON 1986) dans les Alpes occidentales. En particulier, aucune d'elles ne comporte une épaisse dalle dolomitique assimilable à la "Hauptdolomit" du Trias supérieur.
- on ne connaît pas la patrie de la nappe de la Brèche. Sur une transversale passant par la cicatrice des Préalpes médianes rigides (sur lesquelles s'appuie la nappe de la Brèche), la nappe du Mont Fort n'offre pas le tégument que l'on s'attendrait à trouver en complément de la série décollée: c'est à dire un Trias moyen complet surmonté d'un horizon de décollement carnien. Peut-être celui-ci existe-t-il dans la partie interne du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel, dissimulée à l'observation par le recouvrement des nappes sus-jacentes?
- sur une transversale passant par les séries briançonnaises non décollées (à l'est de la précédente), on ne trouve pas davantage de tégument auquel on pourrait rattacher de façon convaincante la nappe de la Brèche, pas plus que n'existent d'unités qui en constitueraient un équivalent resté en position pennique. D'autres considérations donnent à penser que le domaine de sédimentation de la série de la Brèche pouvait être limité latéralement et donc absent sur cette transversale:
 - dans la partie orientale des Préalpes, l'extension latérale de cette nappe ne dépasse pas celle des unités de Médiannes rigides
 - on est en droit de penser que si un hypothétique prolongement oriental de la nappe de la Brèche avait surmonté puis dépassé les unités du Barrhorn et du Toûno, il y aurait laissé des traces de son passage au contraire des nappes de flysch dont le mode de translation pourrait avoir été différent.

On retiendra donc comme hypothèse de travail que le fossé d'effondrement qui a vu se déposer les sédiments formant la nappe de la Brèche pouvait border au sud le domaine de sédimentation des futures Préalpes médianes rigides, mais ne se prolongeait pas vers l'est au droit des unités du Barrhorn

et du Toûno. On trouvera une représentation de cette solution dans le schéma paléogéographique que proposent WEISSERT & BERNOUILLI (1985)(cf fig. 53a) dans un article qui donne une grande importance aux mouvements décrochants dans la géométrie des marges de la Thétys.

3. Cinématique

L'hypothèse d'enracinement des Préalpes médianes rigides qui découle de l'étude stratigraphique et structurale de la nappe de Siviez-Mischabel porte en elle quelques implications cinématiques. La petite portion de domaine paléogéographique reconstituée présente la particularité de s'être fractionnée lors du processus orogénique qui a façonné la chaîne alpine. L'intérêt réside, d'une part, dans le fait que "deux points" initialement voisins (ou présumés tels: unités Spillgarten-Barrhorn) ont été séparés et considérablement éloignés les uns des autres. Leur identification doit donc permettre de juger de la translation apparente des Préalpes médianes rigides et d'émettre des hypothèses sur leur trajectoire (MASSON 1976). Il faut noter d'autre part que, bien qu'ayant subi des évolutions tectoniques très différentes, ces unités penniques et préalpines ont néanmoins en commun une période de leur histoire structurale, ce qui rend les reconstitutions cinématiques des unes et des autres indissociables.

Certains aspects de l'évolution structurale précoce d'une partie des unités préalpines seront donc abordés ici brièvement. Il convient de rappeler d'abord, que depuis plus d'un siècle, les idées sur ce que furent le moteur et les modalités du décollement, de la translation et de la mise en place des Préalpes médianes ont évolué par saccades. En schématisant à l'extrême, on peut dire qu'elles ont été polarisées de façon cyclique sur des modèles donnant la priorité à des forces gravitatives ou tangentielles (MASSON 1976).

Au cours de ces dernières décennies, un compromis entre ces tendances extrêmes a souvent été adopté (LEMOINE 1973, MASSON 1976, LEMOINE in BOILLOT & al. 1984). Il restreint l'action du moteur gravitatif à des phases précoces (nappes supérieures) et tardives (ensemble des nappes) de la translation des diverses unités.

L'âge et la dynamique des déformations internes qui affectent les Préalpes médianes, particulièrement les plis des Plastiques, sont encore très controversés. Pour les uns ils se seraient formés durant le glissement par gravité à la faveur des irrégularités de la pente (BADOUX & MERCANTON 1962) ou lors de leur arrivée sur la molasse subalpine (LUGEON & GAGNEBIN 1941), pour d'autres après leur mise en place dans un processus de "subduction mio-pliocène" (PLANCHEREL 1979). Les modèles les plus récents associent au contraire les déformations aux mécanismes tectoniques qui ont permis le détachement de ces unités et qui se rapportent donc à une phase précoce de leur évolution structurale (MOSAR 1988).

Les points d'accrochage les plus solides sont de nature stratigraphique: l'arrêt de la sédimentation n'a lieu au plus tôt qu'à l'Eocène moyen (voire la base de l'Eocène supérieur, C.CARON & al. 1980) dans le domaine briançonnais. D'autre part, l'arrivée des nappes charriées sur la molasse subalpine n'a pas eu lieu avant le sommet du Chattien inférieur, âge de la molasse la plus jeune impliquée.

La présente étude n'apporte que de modestes arguments à la discussion très délicate de la cinématique des Préalpes médianes:

- elle propose une localisation plus précise de la patrie d'origine des Préalpes médianes rigides.
- elle décrit l'évolution structurale d'unités non décollées équivalentes aux Médianes rigides, mais

dans lesquelles, suite aux déformations syn-métamorphiques, il ne reste que très peu de traces des stades précoces que ces unités auraient subi en commun.

- elle donne un référentiel aux unités préalpines, et de ce fait une mesure de leur translation apparente.

Ces éléments n'ont en eux-même pas grand poids dans le problème posé, mais ils arrivent en même temps que de nouvelles données sur la structure et le métamorphisme de certaines unités préalpines. Les travaux de MOSAR (1988, sous presse) sur la nappe des Préalpes médianes mettent en lumière les faits suivants:

- le métamorphisme (cristallinité de l'illite) va croissant de sa proue (Médianes plastiques) à sa poupe (Médianes rigides internes) dans laquelle il a atteint début de l'épizone. Ce métamorphisme est transporté. Son existence avait été décelée par BAUD & MASSON (1976) à la base de l'échelle de la Gummfluh et par BAUD (1984) dans le Trias moyen des Spillgerten et pressenti par KÜBLER & al. (1979) sur la base du pouvoir réflecteur de la vitrinite.
- les déformations principales sont polyphasées et syn-métamorphiques
- certains chevauchements dans les Médianes rigides sont assimilables à des rampes tectoniques et de nombreuses structures, aussi bien transversales que longitudinales, pourraient avoir été guidées par des paléofractures.
- la nappe de la Brèche, avec ses têtes plongeantes, trahit également un mécanisme de mise en place de type "fault bend folds".

Ce sont là quelques-uns parmi les arguments structuraux qu'utilise cet auteur pour proposer un nouveau scénario cinématique des nappes préalpines auquel le lecteur pourra se référer. Le modèle qui suit en emprunte une partie en tentant de la fondre avec les autres données sur lesquelles repose la reconstitution cinématique de la nappe de Siviez-Mischabel. *Il ne faut voir dans ces quelques lignes que l'image fugitive que donne de ce problème une interprétation des données cartographiques et des développements tectoniques récents.* Aucun éléments de datation biochronologique ou radiométrique nouveau n'est apporté à l'appui de ce modèle.

a) Sédimentation du flysch briançonnais (Lutétien-Bartonien?)

Le domaine briançonnais est soumis de façon généralisée au dépôt d'un flysch trahissant un contexte de collision continentale (HOMEWOOD & CARON 1982). De la présence dans ce flysch d'un olistolithe dont on peut soupçonner une origine sud-alpine, on déduit qu'il existait un front tectonique actif au sud des unités étudiées (Toûno-Barrhorn) et une pente plongeant vers l'extérieur de la future chaîne. Il n'est pas exclu que certaines fractures anciennes jouaient dans un régime de compression, par exemple les accidents subméridiens en décrochements.

b) Recouvrement du bassin par les nappes supérieures préalpines (Bartonien?- Priabonien?)

L'arrêt de la sédimentation du flysch des Médianes et de celui des unités du Toûno et du Barrhorn est dicté par le recouvrement des nappes de flysch que l'on retrouve actuellement au sommet de l'édifice préalpin (fig. 53c). Ces nappes de provenance sud-alpine, austro-alpine et piémontaise constituaient une masse gigantesque, particulièrement la nappe de la Simme comme le démontre

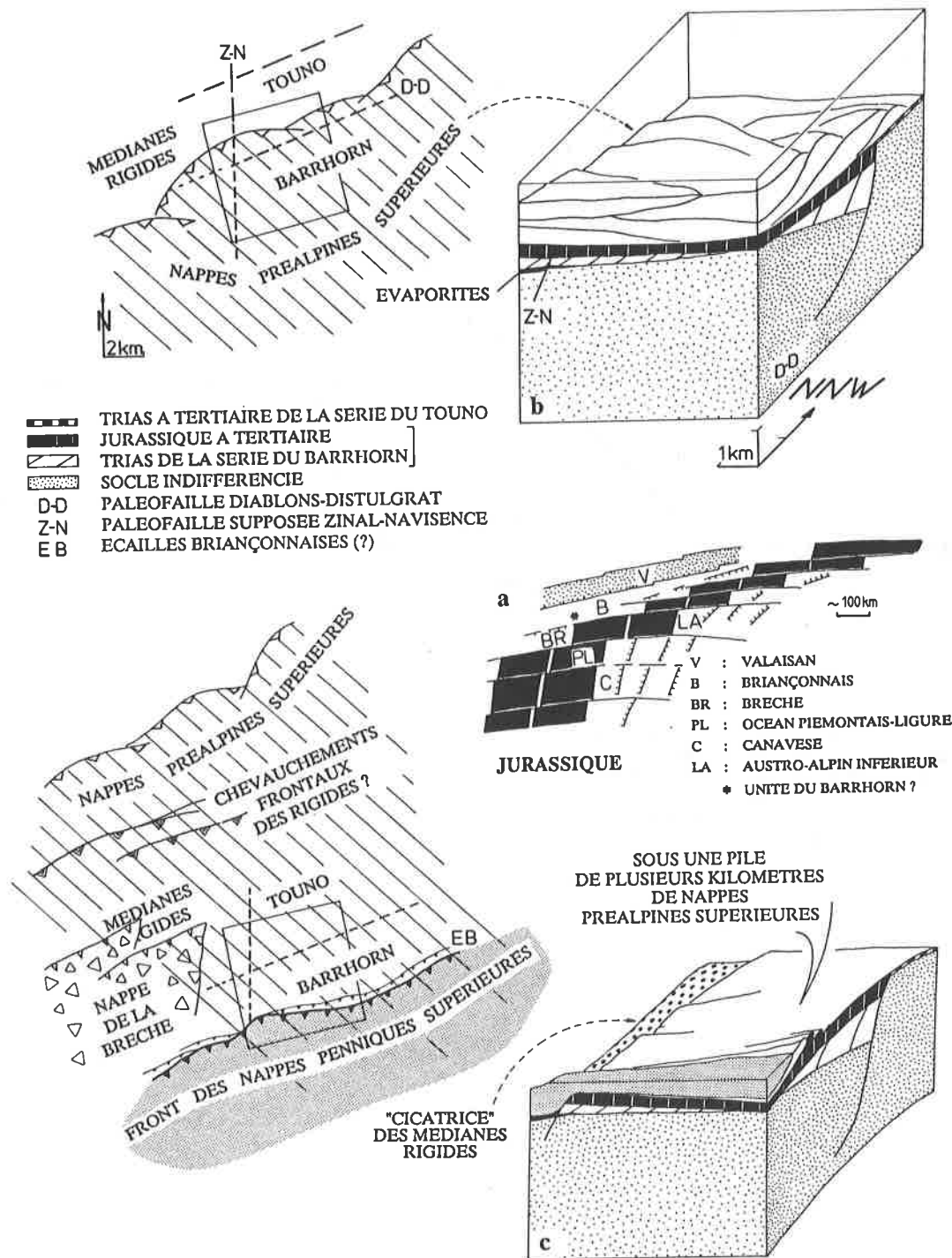


figure 53: Tentative de reconstitution tridimensionnelle de l'évolution alpine d'un secteur témoin du domaine Briançonnais.

a) Contexte paléogéographique jurassique d'après WEISSERT & BERNOULLI (1985).

b) Bartonien ? - Priabonien ? La carte schématise la position présumée des fronts de nappe par rapport au bloc témoin (section carrée) pris comme référentiel fixe.

c) Priabonien ?

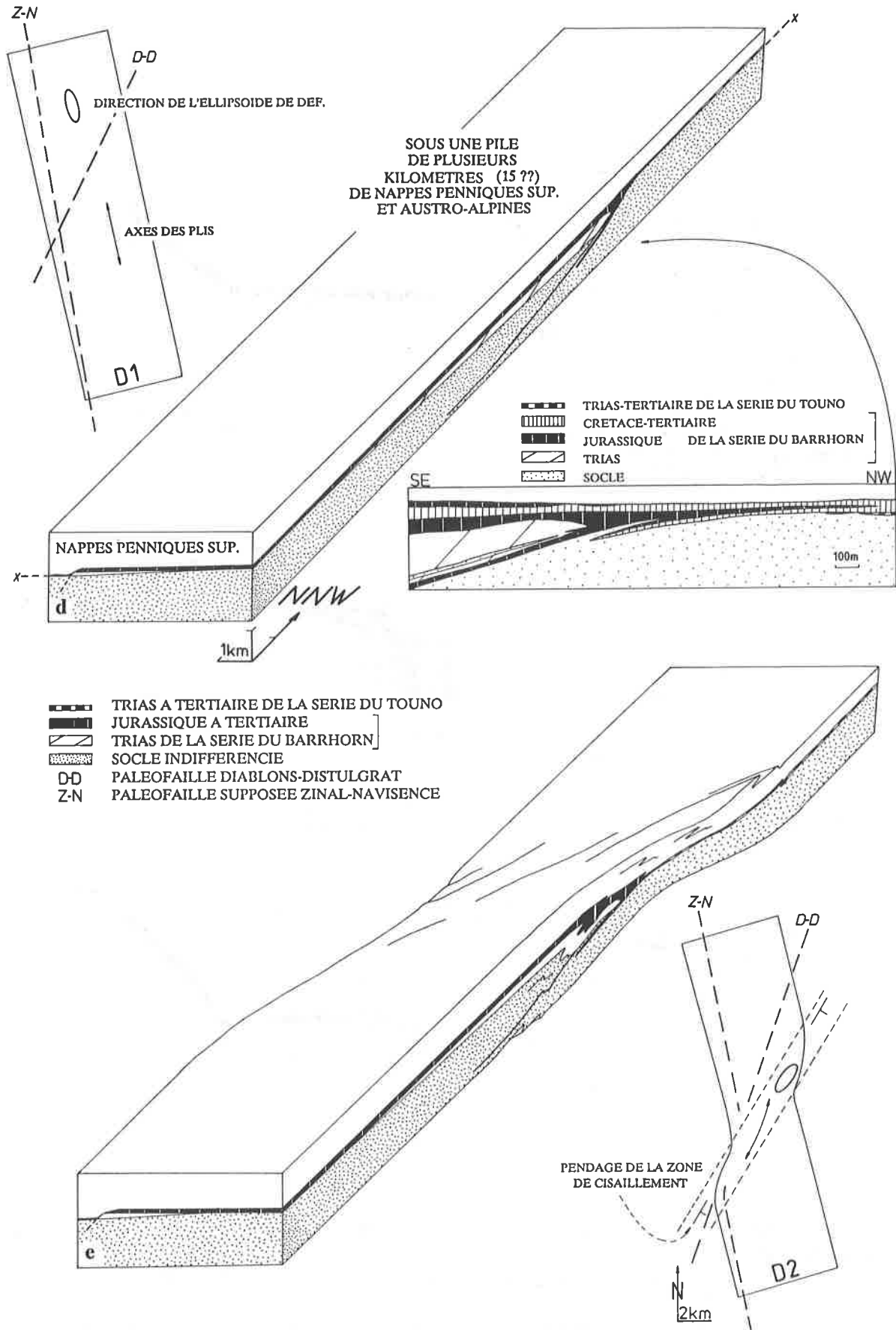


figure 53:d) Priabonien - Rupélien ? Déformation incrémentale D1. La carte illustre les transformations géométriques subies par le bloc témoin et l'orientation des principaux éléments structuraux.
 e) Rupélien ? Déformation incrémentale D2.

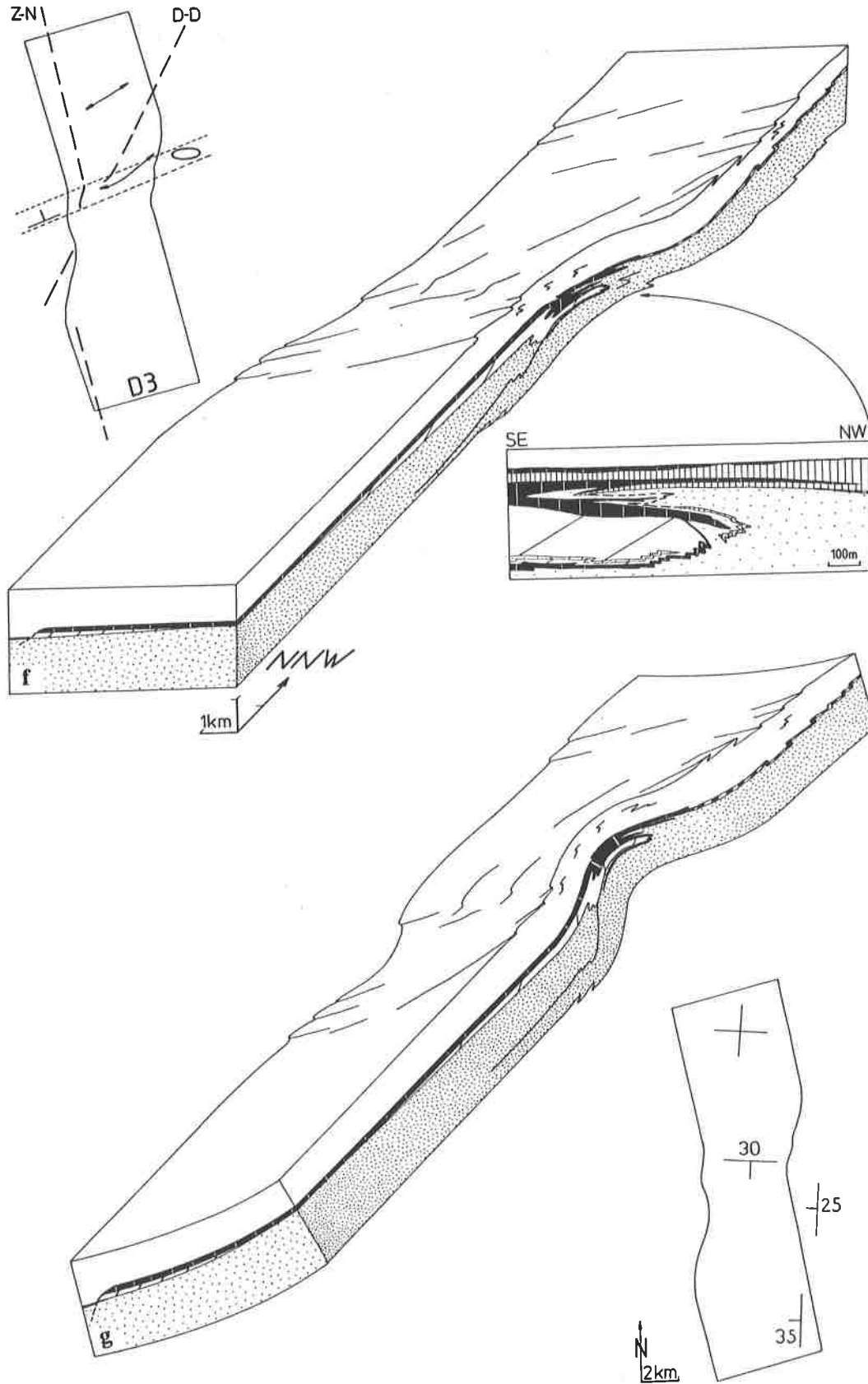


figure 53: f) Chattien ? - Miocène inf. ? Déformation incrémentale D2.
 g) Miocène ? Déformations post-schisteuses.

l'inventaire des conglomérats du Mont Pélerin dans la molasse chattienne (TRÜMPY & BERSIER 1954).

La nappe du Gurnigel (C.CARON & al. 1980) constitue dans les Préalpes l'élément basal de cette masse chevauchante, celle qui semble avoir été la première à recouvrir le flysch briançonnais. Ce contact mécanique n'a pas laissé beaucoup de traces dans le substratum, les sédiments non consolidés ayant joué le rôle de lubrifiant le long du plan de glissement.

C'est peut-être la raison pour laquelle il ne reste aucune preuve du passage de ces nappes sur les unités briançonnaises du Barrhorn et du Toûno. Au surplus, si quelques lambeaux de flysch, de type Gurnigel par exemple, étaient restés emballés dans le flysch noir briançonnais, ils auraient toutes les chances d'y passer inaperçus à la suite des déformations et des recristallisations dont ces séries ont été le siège.

c) Activation des surfaces de décollement, métamorphisme prograde (Priabonien?).

Le front de chevauchement actif des nappes austro-alpines et penniques internes (par opposition aux nappes de couverture en déplacement gravitatif "passif") progresse sur les socles cristallins internes. Là où la présence de niveaux de décollement potentiels (évaporites) le permet, les segments de couverture sont mobilisés progressivement à partir des zones internes (nappe de la Brèche, puis Médiannes rigides). Les paléofractures servent de guide à une tectonique en "rampes" qui peut encore être décelée dans certaines structures préalpines transportées (MOSAR 1988). La déformation interne (de cassante à ductile, syn-schisteuse) et le métamorphisme (début de l'épizone) atteignent leur paroxysme dans la partie interne des Médiannes rigides (MOSAR sous presse) qui sont alors surmontées par la nappe de la Brèche et les nappes supérieures des Préalpes (cf aussi BAUD & MASSON 1976, MASSON & al. 1980, BAUD 1984). Les arguments manquent pour pouvoir établir la chronologie relative des événements que constituent l'activation de la surface de décollement, la déformation interne et le métamorphisme. Les datations K/Ar de 56 à 57 Ma sur l'illite des calcaires du Trias moyen très déformés de la base de l'écaille de la Gummfluh (MASSON & al. op.cit., HUNZIKER 1986) ne peuvent pas être intégrées à ce modèle. Leur interprétation doit être revue, sur la base notamment de nouvelles données minéralogiques.

Sur une transversale plus orientale, les différences de configuration paléogéographiques (absence de domaine de type Brèche (?), présence du "horst Toûno") et surtout l'absence de niveaux évaporitiques au sein des séries briançonnaises, conduisent à une évolution structurale différente. Les unités du Barrhorn et du Toûno restent solidaires du socle pré-triasique sur lequel elle subissent d'abord le même type de déformations que leurs homologues préalpins: structures anté-schisteuses à syn-schisteuses, plis précoces qui seront accentués ultérieurement (fig. 53d).

d) Enfouissement des unités briançonnaises rivées à leur socle sous la masse d'un coin crustal complexe. (Priabonien ?-Rupélien ?)

Le socle briançonnais et les lambeaux de couverture qui lui sont restés adhérents s'enfoncent sous le rouleau compresseur que forment les unités de socle austro- et sud-alpines, ainsi que sous les nappes de couverture issues du bord interne de la marge européenne qu'elles poussent devant elles. La nappe du Mont Fort est en contact avec le flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel, elle-même en cours de structuration. Cette dernière est l'objet d'une substitution de couverture à l'endroit laissé libre par l'arrachement des unités préalpines. La déformation, intense et progressive, se déroule dans le cadre d'un métamorphisme prograde qui finit par atteindre la limite supérieure de l'épizone. Dans- et sous la zone de contact tectonique qui sépare Mont-Fort et Siviez-Mischabel, les structures précoces qui ont

affecté les unités briançonnaises (plis, écailles) sont étirées et rendues isoclinales (plis de Barr) (fig. 53d). D'autres plis isoclinaux se forment à l'interface socle-couverture, les roches du substratum présentant alors un comportement totalement ductile. L'étirement minéral L1 associé à la schistosité régionale S1 traduit un mouvement relatif vers le NW des masses chevauchantes (X I, STECK 1984).

e) Déformations syn-schisteuses "post-nappes" (Rupélien?-Miocène inférieur?)

Le mouvement de charriage NW se bloque alors que le métamorphisme régional atteint son intensité maximale. Deux épisodes de déformation ductile successifs replissent les contacts des nappes et leurs marqueurs internes. Les structures auxquelles ils ont donné naissance sont exprimées principalement à l'intérieur de zones de cisaillement d'épaisseur hectométrique. D2 se manifeste dans une zone à pendage est ou sud-est qui est le siège d'un cisaillement dextre à étirement nord-est/sud-ouest (X II, STECK 1984) sous des conditions métamorphiques encore sévères (en dessus de l'isograde de la biotite)(fig. 53e). D3 se rapporte à la phase de plis en retour "Mischabel" (MILNES & al. 1981) et a été, dans le secteur étudié, très directement guidée par les anisotropies résultant de la structuration antérieure. Elle trouve son expression la plus forte dans une zone de cisaillement dextre à pendage nord dans laquelle le mouvement s'opère dans une direction est-ouest (X III, STECK 1984)(fig. 53f). Dans l'intervalle de temps séparant D2 et D3 la biotite est devenue instable et les assemblages antérieurs sont partiellement rétomorphosés.

Les nappes préalpines poursuivent leur course vers le NW, dans une large mesure de façon passive sur le dos d'unités en cours de structuration (par exemple dans la zone helvétique). Dans l'hypothèse que les unités du Barrhorn et des Spillgerten fussent originellement contiguës, la mesure de leur translation apparente finale atteint 65 km. Le vecteur qui représente cette translation a une direction nord-sud.

En ce qui concerne leur trajectoire, la reconstitution cinématique des zones internes donne à penser que la direction de charriage principale, que ce soit celle suivie lors du transport actif ou passif, ait été essentiellement SE-NW. Cependant, lorsque la zone de cisaillement simple dextre du Simplon (STECK 1984) est devenue active, ces masses décollées se sont trouvées dans le bloc externe, alors que leurs racines se trouvaient dans le bloc interne délimité par cette large zone d'orientation est-ouest. La trajectoire des unités préalpines relativement à la zone pennique moyenne se décompose donc en deux vecteurs, d'orientation SE-NW puis SW-NE (fig. 52c), le second permettant de juger de l'ampleur du coulissage induit lors de cette épisode de cisaillement dextre. Le chiffre de 40 km que l'on obtient par cette voie a été retenu par STECK (1987) comme valeur minimale du déplacement relatif le long de la zone de cisaillement ductile du Simplon.

f) Structuration régionale post-schisteuse. (Miocène inférieur ?- Holocène)

Les étapes finales de la structuration de ce secteur pennique consistent en flexures de grande extension (fig. 53g) et en phases de déformations cassantes qui n'ont pas fait l'objet d'une étude approfondie. Ces structures et les stades successifs de dénudation du système de nappes n'en font pas moins partie intégrante de l'histoire alpine et représentent un terrain de recherche prometteur.

EPILOGUE

Quelques points méritent d'être mis en exergue en guise de conclusion à ce travail. Non pas qu'ils forment une suite de faits indéniables - leur caractère interprétatif et souvent conjectural a déjà été souligné dans le texte - mais ils donnent une image globale des questions que peut soulever l'étude cartographique de détail d'une unité pennique comme la nappe de Siviez-Mischabel.

Le socle anté-triasique de cette nappe se subdivise en deux parties que distinguent leurs statuts métamorphiques, respectivement poly- et mono-cyclique, et dont le contact est souligné par une discordance angulaire.

Le socle ancien a subi un métamorphisme anté-alpin polyphasé dont l'empreinte reste particulièrement visible dans certaines roches basiques. Une phase éclogitique, suivie d'une autre à caractère méso- à cata(?) -zonale ont une signature éo-hercynienne. Ce socle compte, dans sa partie supérieure, des niveaux cartographiques de grande extension (ensemble de Barneuza) dont la nature peut être aussi bien stratigraphique que tectonique (écaïlles, nappes hercyniennes??).

La partie monocyclique du socle pré-triasique se subdivise en deux formations d'âge respectivement carbonifère supérieur pour la première (Formation du Distulberg), et permien supérieur à scythien pour la deuxième (Formation du Bruneggjoch). Elles sont séparées par la classique discordance saalienne.

La couverture mésozoïque et cénozoïque du flanc normal de la nappe est préservée dans deux unités (séries du Barrhorn et du Toûno) dont les profils stratigraphiques contiennent les formations ainsi que les lacunes typiques du domaine briançonnais. Elles sont restées solidaires du socle pré-triasique comme le démontrent la nature stratigraphique de certains contacts basaux et l'existence d'un repère témoin recoupant socle et couverture: une paléofaille d'âge jurassique. Le profil et la configuration stratigraphique (bloc basculé) de la série du Barrhorn est directement comparable avec ceux des Préalpes médianes rigides. Elle offre une grande similarité avec l'écaïlle des Spillgarten, de sorte qu'il est proposé de considérer ces deux unités comme ayant constitué deux segments contigus d'un même bloc basculé du seuil briançonnais. De façon plus générale, il semble bien que la géométrie d'ensemble des Préalpes médianes rigides et celle du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel, déformations alpines soustraites, s'emboîtent comme les pièces adjacentes d'un puzzle géant. Le tégument qui surmonte le socle pré-triasique de cette dernière à l'ouest du Val d'Anniviers marque la patrie du bord radical (rigide) de la nappe des Préalpes médianes. Le principal facteur à avoir déterminé le décollement d'une partie seulement de la couverture briançonnaise est la répartition des évaporites du sommet du Trias inférieur. Leur rôle en tant que semelle de glissement est particulièrement net, les unités restées solidaires du socle en étant totalement dépourvues.

L'évolution structurale tertiaire de ce secteur du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel s'est articulée en trois phases de déformation principales. Les unités qui le compose n'ont pas été amenées à participer à une tectonique de nappes avant la fin de l'Eocène moyen, voire l'Eocène supérieur, qui est l'âge des sédiments les plus jeunes que comporte sa couverture. Durant les différentes étapes de la structuration syn-schisteuse, il peut être démontré de quelle façon l'existence de paléo-accidents et la répartition géographique de niveaux susceptibles d'avoir des comportements rhéologiques particuliers - niveaux évaporitiques plastiques sièges de surpressions fluides (?); assises dolomitiques à grande compétence jusque dans les conditions du faciès schistes verts élevé - a conduit la déformation et a prédestiné des terrains initialement contigus à des devenir très dissemblables.

Le métamorphisme tertiaire a développé, dans le flanc normal de la nappe, des paragenèses qui caractérisent le *faciès schistes verts élevé*. On peut citer à cet égard l'assemblage à biotite brune et grenat des schistes ocellés albitiques présents dans le socle anté-triasique et celui à disthène-chloritoïde propre aux niveaux metabasaltiques jurassique de la série du Barrhorn. Certaines roches (schistes albitiques cités plus haut) permettent de suivre partiellement l'évolution prograde et rétrograde de ce métamorphisme.

De façon générale *aucun indice* ne vient étayer l'hypothèse de l'existence d'un métamorphisme éo-alpin dans la nappe de Siviez-Mischabel, en particulier de faciès haute pression / basse température.

Arrivé au terme d'une réflexion sur des aspects aussi différents de l'histoire géologique d'une portion du dispositif alpin dont chacun s'accordera à reconnaître la complexité, il n'est pas de tâche plus importante que de remettre aussitôt en question les modèles qu'on a voulu soi-même imposer aux faits. Dans cet ordre d'idée, voici donc livrées à l'appréciation du lecteur quelques-unes parmi les nombreuses interrogations qui sont le germe de travaux futurs:

- Dans le Turtmantal, les relations entre socle et couvertures de la nappe de Siviez-Mischabel sont indiscutablement régies par un accident de grande envergure (D-D). L'interprétation en paléofaille normale qui en est donnée, si elle explique un maximum de faits d'observation, n'est pas pour autant la seule envisageable. Un modèle postulant un décrochement de grande envergure - d'âge crétacé supérieur ou paléogène - a pour avantage de simplifier l'image paléogéographique qu'il faut se faire du domaine briançonnais au Jurassique. Il offre également une ouverture vers des reconstitutions donnant davantage d'importance aux mouvements décrochants à un certain moment de l'évolution du dispositif téthysien.

- Dans la recherche d'une solution à l'enracinement des Préalpes médianes rigides, la notion de leur extension vers l'ouest est restée très vague. L'estimation de leur dimension longitudinale originelle est très spéculative, comme l'est également le fait de restreindre la surface de décollement qui puisse leur correspondre sur le socle de la nappe de Siviez-Mischabel à l'aire occupée par les cornieules et les évaporites tectonisées.

Il reste à comprendre s'il existait une continuité paléogéographique parfaite entre les unités à stratigraphie briançonnaise classiques (zone briançonnaise proprement dite, Vanoise méridionale et occidentale, Préalpes médianes, Barrhorn). Si tel était le cas, un segment de couverture compris à l'origine entre les positions qu'occupaient dans le dispositif paléogéographique les unités du Barrhorn et les unités de Vanoise occidentale a dû être translaté en position préalpine avant d'être en bonne partie érodé. La "cicatrice" qui marque sa surface de décollement devrait se prolonger au sein de l'une ou l'autre des zones de socle briançonnais du Val de Bagnes jusqu'en Vanoise septentrionale.

Mais il semble plus vraisemblable que la continuité paléogéographique supputée n'ait pas perduré jusqu'à la fin du Mésozoïque et qu'un seuil à stratigraphie très lacunaire et condensée (zone Val d'Isère-Ambin, ELLENBERGER 1958; couverture du massif de Valsavaranche, ELTER 1972) séparait les unités des Préalpes médianes rigides de celles de Vanoise occidentale. Dans ce cas, les écaillés les plus occidentales des Médianes rigides dans leur position actuelle (par exemple l'écaillé de la Mine d'or au Col de Cou qui présente précisément une affinité "ultrabriançonnaise") auraient constitué dès le départ la limite occidentale de la nappe des Préalpes médianes rigides.

CARTES GÉOLOGIQUES ET PROFILS.

- ARGAND, E. (1908): Carte géologique du massif de la Dent Blanche, 1:50 000. - Matér. carte géol. Suisse (N.S.) 23, carte spéc. 52.
- ARGAND, E. (1911): Les grands plis couchés des Alpes pennines. Planche IV: profils et stéréogrammes. Mat. Carte géol. Suisse N.S. 31.
- BEARTH, P. (1953): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, N°29: Blatt Zermatt. - Schweiz. geol. Komm.
- BEARTH, P. (1964): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, N°43: Blatt Randa. - Schweiz. geol. Komm.
- BEARTH, P. (1978): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, N°1308: Blatt St.Niklaus. - Schweiz. geol. Komm.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (sous presse): Coupes géologiques à travers la partie centrale des Alpes occidentales suisses. - Rapp. Serv. Hydr. Géol. Suisse.
- GERLACH, H. (1869): Geologische Karte der Penninischen Alpen, 1:200 000. - Denkschr. schweiz. natf. Ges. 23.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEMANN, R. & VANNAY, J.C. (1987): Géologie et pétrographie des unités penniques entre le Valtournanche et le vallon de Cortoz (Val d'Aoste, Italie du Nord). Diplôme inédit Univ. Lausanne.
- ALLENBACH, B. & CARON, J.-M. (1986): Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoïques de la bordure sud-ouest du massif d'Ambin (Alpes occidentales). - *Eclogae geol. Helv.* 79/1, 75-116.
- ALLIMANN, M. (1987): La nappe du Mont Fort dans le Val d'Hérens. - *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 78/4
- ARGAND, E. (1909): L'exploration géologique des alpes pennines centrales. - *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 166, 217-276.
- ARGAND, E. (1911): Les nappes de recouvrement des alpes pennines et leurs prolongements structuraux.- Mat. Carte géol. Suisse (N.S.) 31, 1-26.
- ARGAND, E. (1923): La géologie des environs de Zermatt. - *Actes Soc.helv.Sci.nat.* 104/2, 96-110.
- AUTRAN, A. & COGNÉ, J. (1980): La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne.- in 26 ème Congrès Géologique International, C6. - *Mém. du BRGM* 108.
- AYRTON, S. (1987): Bimodal magmatism and associated sedimentary facies with particular reference to the correlation between orogeny and regression. - *Geol. Rundsch.* 76/1, 51-79.
- AYRTON, S., VERNET, J.P., & WOODTLI, R. (1966): Sur l'existence de roches à diaspore dans la région de Mugla, SW de la Turquie. - *Bull. of Mineral Res. and Expl. Inst. of Turkey*, 67, 89-92.
- BADOUX, H. (1962): Géologie des Préalpes valaisannes.- Matér. Carte géol. Suisse N.S. 113.
- BADOUX, H. & DE WEISSE, G. (1959): Les bauxites siliceuses de Dréveneuse.- *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 126.
- BADOUX, H. & MERCANTON, C.-H. (1962): Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. - *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 135-188.
- BAIRD, A.W. & DEWEY, J.F. (1986): Structural evolution in thrust belts and relative plate motion: the upper pennine Piemont Zone of the internal Alps, southwest Switzerland and northwest Italy. - *Tectonics* 5/3, 375-387.
- BARD, J.P. (1980): Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques.- Masson Paris, 192 p.
- BAUD, A. (1972): Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes.- *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 43-55.
- BAUD, A. (1975), in LOMBARD, A., BAUD, A. & STEINHAUSER, N.: Notice explicative de la feuille Les Mosses (1265) de l'Atlas géologique de la Suisse (1:25000). - *Comm. géol. Suisse*.
- BAUD, A. (1984): Histoire naturelle des calcaires de Saint-Triphon. Thèse Univ. Lausanne.
- BAUD, A. (1987): Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France).- *Mém. lab. géol. Univ. Lausanne* 1.
- BAUD, A. & MÉGARD-GALLI, J. (1975): Modèle d'évolution d'un bassin carbonaté du domaine marin alpin durant la phase préocéanique: cycles et rythmes dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes.- 9ème Congr. int. Sédiment., Nice 5/1, 45-50.
- BAUD, A., & MASSON, H. (1976): Déformation ductile et bréchification le long du plan de chevauchement de l'écaille de la Gummfluh (Préalpes Médianes, Suisse). - *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 131-145.
- BAUD, A., MASSON, H., & SEPTFONTAINE, M. (1979): Karsts et paléotectonique jurassique du domaine briançonnais des Préalpes. - *Symp. sédimentation jurass. W-europ., Paris 1977, A.S.F. Publ. spéc.* 1, 441-452.

- BAUD, A. & SEPTFONTAINE, M. (1980): Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. - *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 651-660.
- BEARTH, P. (1953): Erläuterungen zu Blatt Zermatt. - *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, N°29.
- BEARTH, P. (1961): Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand St-Bernard dans le Valais (Suisse).- Livre à la mémoire de Paul Fallot. *Soc. Géol. France t.II*, 407-418.
- BEARTH, P. (1964): Erläuterungen zu Blatt Randa. - *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, N°43.
- BEARTH, P. (1967): Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. - *Beitr. geol. Karte Schweiz* 132, 1-130.
- BEARTH, P. (1980): Erläuterungen zu Blatt St-Niklaus. - *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, N°1308.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. - *Journ. of Struct. Geol.* 1/1, 31-42.
- BOCQUET, J. (1974): Il metamorfismo prealpino nella Vanoise (Savoia) e in altri settori dello zoccolo brianzonese.- *Mem. Soc. Geol. It.* 13/1, 271-284 .
- BOILLOT, G., MONTADERT, L., LEMOINE, M., BIJU-DUVAL, B. (1984): Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. - *Masson, Paris* 342 p.
- BURRI, M. (1983): Le front du Grand Saint-Bernard du Val d'Hérens au Val d'Aoste. - *Eclogae geol. Helv.* 76/3, 469-490.
- CARON, C. (1976): La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 297-308.
- CARON, C., HOMEWOOD, P., MOREL, R. & VAN STUIJVENBERG, J. (1980): Témoins de la Nappe du Gurnigel sur les Préalpes Médianes: une confirmation de son origine ultrabriançonnaise. - *Bull. Soc. frib. Sci. nat.* 69/1, 64-79.
- CARON, M. (1966): Globotruncanidae du Crétacé supérieur du synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes, Suisse). *Rev. Micropaléont.* 9/2, 68-93.
- CHOPIN, C. (1980): Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, 107-118.
- CHOPIN, C. (1985): Les relations de phases dans les métapelites de haute pression: approche expérimentale et naturaliste, conséquence géodynamique pour les Alpes occidentales. Thèse d'état, Univ. Paris 6.
- CHOPIN, C. & MONIÉ, P. (1984): A unique magnesiochloritoid-bearing, high-pressure assemblage from the Monte Rosa, Western Alps: petrological and Ar(40)-Ar(39) radiometric study.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 87, 388-398.
- CIARAPICA, G. & ZANINETTI, L. (1985): Le cas de "*Glomospirella friedli-Angulodiscus? gaschei*" (= *Aulotortus friedli*, Aulotortinae, Involutinidae, Foraminifère Trias): analyse structurale et révision taxonomique. - *Arch. Sc. Genève* 38/1, 71-86.
- COLEMAN, R., LEE, D., BEATTY, L. & BRANNOCK, W. (1965): Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. - *Geol. Soc. Am. Bull.* 43, 483-508.
- CRESCO, A. (1984): Géologie des unités penniques au NW de Zermatt (Valais). - Diplôme géol. inédit Univ. Lausanne.
- DELLA VALLE, G. (1988): Contribution à l'interprétation métallogénique des fahlbandes et des minéralisations du Val d'Anniviers et du Val de Tourtemagne. - Thèse Univ. Lausanne.
- DÉTRAZ, G. (1984): Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le Massif de Péclet-Polset (Alpes de Savoie).- Thèse, Grenoble.
- DEVILLE, E. (1987): Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales françaises, Savoie). - Thèse Univ. Savoie.
- DONDEY, H. (1986): Etude Géologique des Unités de Vanoise Méridionale de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie). Evolution sédimentaire et structurale.- Thèse Université Grenoble I, 235 p.
- ELLENBERGER, F. (1953 a): Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. - *Eclogae geol. Helv.* 45/2.
- ELLENBERGER, F. (1953 b): La Série du Barrhorn et les rétrocharriages penniques. - *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 236, 218-220.
- ELLENBERGER, F. (1958): Etude géologique du Pays de Vanoise (Savoie).- *Mém. Serv. Carte géol. France.*, 562 p.
- ELLIS, D.J. & GREEN, D.H. (1979): An Experimental Study of the Effect of Ca Upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg Exchange Equilibria. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 13-22.
- ELTER, G. (1972): Contribution à la connaissance du briançonnais et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du briançonnais et des schistes lustrés. - *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova* 28.
- ESCHER, A. (sous presse): Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard. - *Rapp. Serv. hydr. géol. Suisse.*
- ESCHER, A., MASSON, H., STECK, A. (sous presse): Coupes géologiques à travers la partie centrale des Alpes occidentales suisses. - *Rapp. Serv. hydr. géol. Suisse.*
- FELBER, P. (1984): Der Dogger der Zentral- Schweizer Klippen.- *Diss. ETH Zürich*, 256 p.
- FEYS, R. (1963): Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes Alpes). - Thèse Univ. Paris.

- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANCK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E. & NIGGLI, E. (1974): Alpine Metamorphism of the Alps. A review. - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 247-290.
- FURRER, U. (1979): Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes médianes.- *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 623-672.
- GANGULY, J. (1979): Garnet and clinopyroxene solid solution and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. - *Geoch. Cosmoch. Acta* 43, 1021-1029.
- GENGE, E. (1958): Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland). - *Eclogae geol. Helv.* 51/1, 151-211.
- GERLACH, H. (1869): Die Penninischen Alpen. - *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 23.
- GILLIÉRON, F. (1946): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Ni-Co-Lagerstätten Kaltenberg (Turtmanntal, Wallis).- *Matér. Géol. Suisse, Géotech.* 22.
- GOFFÉ, B. (1977): Présence de cookéite dans les bauxites métamorphiques du Dogger de la Vanoise (Savoie). - *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.* 100, 254-257.
- GOFFÉ, B. (1980): Magnésiocarpholite, cookéite et euclase dans les niveaux continentaux métamorphiques de la zone Briançonnaise. Données minéralogiques et nouvelles occurrences. - *Bull. Minéral.* 103, 297-302.
- GOFFÉ, B. (1982): Définition du faciès à Fe/Mg-carpholite-chloritoïde, un marqueur de métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux. - Thèse d'état, Univ. P. et M. Curie, Paris.
- GOFFÉ, B. (1984): Le faciès à carpholite-chloritoïde dans la couverture Briançonnaise des Alpes ligures: un témoin de l'histoire tectono-métamorphique régionale. - *Mem. Soc. Geol. It.* 28, 461-479.
- GOFFÉ, B. & SALIOT, P. (1977): Les associations minéralogiques des roches hyperalumineuses du Dogger de Vanoise. Leur signification dans le métamorphisme régional. - *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.* 100, 302-309.
- GOFFÉ, B. & VELDE, B. (1984): Contrasted metamorphic evolutions in thrustured cover of the Briançonnais zone (French Alps): a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages. - *Earth planet. Sci. Lett.* 68, 351-360.
- GOFFÉ, B. & CHOPIN, C. (1986): High-pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66, 41-52.
- GÖKSU, E. (1947): Geologische Untersuchungen zwischen Val d'Anniviers und Turtmanntal (Wallis).- Thèse ETH, Zürich.
- GORIN, G. & JAN DU CHENE, R. (1972): Le Carbonifère de Taninges (Haute-Savoie, France). - *Arch. Sc. Genève* 25/1, 129-147.
- GOUFFON, Y. (en prép.): Les socles de la nappe du Grand St-Bernard en Val d'Aoste. - Thèse Univ. Lausanne.
- GUILLAUME, M. (1986): Révision stratigraphique des Couches Rouges de la nappe des Préalpes médianes romandes. - Thèse Univ. Fribourg.
- GUILLOT, F. & RAOULT, J.F. (1985): Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale: données nouvelles et hypothèses (Zone Briançonnaise interne, Alpes françaises).- *Ann. Soc. Géol. Nord* 54, 183-192.
- GÜLLER, A. (1947): Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe. Mit Einschluss des Zmutt-Tales westlich Zermatt. - *Eclogae geol. Helv.* 40/1.
- HAWTHORNE, F.C. (1981): Cristal Chemistry of the Amphiboles. In VERBLEN, D.R.: Amphiboles- and Pyroboles-mineralogy. - *Min. Soc. Am.* 90.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W., WEDDIGE, K. (1987): Devonian basaltic volcanism and turbiditic sediments from the East Alpine Paleozoic, Northern Graywacke Zone (Tyrol/Salzburg, Austria): Implications for Paleozoic plate tectonics.- *Terra Cognita* 7/2-3, p.179.
- HEINZ, R. (1985): Mikrofazielle Untersuchungen des Massivkalkes (Malm) der Préalpes médianes im Querschnitt Moléson - Rübli/Gummfluh.- *Diss. Univ. Bern*, 190 p..
- HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Kataklasite, Mylonite - Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsfügen.- *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 273-286.
- HOMEWOOD, P., GOSSO, G., ESCHER, A., MILNES, A. (1980): Cretaceous and Tertiary evolution along the Besançonbiella traverse (Western Alps).- *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 635-649.
- HOMEWOOD, P. & CARON, C. (1982): Flysch of the Western Alps. In: *Mountain Building Processes*.- Academic Press London, 263 p.
- HUNZIKER, J.C. (1986): The Alps: a case of multiple collision. - In: *Collision Tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 19, 221-228.
- ITEN, W. (1948): Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmanntal (Wallis). - *Diss. Univ. Zürich - Birkhäuser*, Basel 246pp.
- JÄCKLI, R. (1950): Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabel-Decke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis).- *Eclogae geol. Helv.* 43, 31-93.

- JAILLARD, E. (1984): Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au Sud-Ouest de Pralognan (Savoie). Evolution sédimentaire et structurale.- Thèse Univ. Grenoble, 212 p.
- JAILLARD, E., DONDEY, H. & DEBELMAS, J. (1986): Reconstitution paléogéographique de la zone briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales): nouveaux arguments pour une origine intra-briançonnaise de l'unité de la Grande Motte. C.R.Acad.Sci. (Paris), Série II, 17, 1091-1094.
- JEANBOURQUIN, P. (1986): Les cornieules polymictes des Préalpes internes et de l'Autochtone helvétique en Suisse romande. Thèmes choisis liés aux cornieules en général. Thèse Univ. Lausanne.
- JONGMANS, W.J. (1960): Die Karbonflora der Schweiz.- Beitr. Geol. Karte Schweiz, (NS) 108.
- KLAUS, J. (1959): Le "Complexe schisteux intermédiaire" dans le Synclinal de la Gruyère (Préalpes Médiannes). Stratigraphie et micropaléontologie, avec l'étude spéciale des Globotruncanidés de l'Albien, du Cénomaniens et du Turonien. - Eclogae geol. Helv. 52/2, 755-851.
- KLAUS, J. (1964): Rubrique "Complexe schisteux intermédiaire". In: Lexique Stratigraphique International, 1/7c (Alpes Suisses et Tessin Méridional), 251-252 .
- KORNPROBST, J., BARD, J.P., BRIAND, B., CANTAGREL, J.M., GUITARD, G., KIENAST, J.R., LASNIER, B., LE CORRE, C., SANTALLIER, D. (1980): Le métamorphisme en France.- In: 26ème Congrès Géologique International, C7. - Mém. du BRGM 107.
- KÜBLER, B., PITTION, J.-L., HÉROUX, Y., CHAROLLAIS, J. & WEIDMANN, M. (1979): Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute-Savoie). - Eclogae geol. Helv. 72/2, 347-374.
- KUNZ, P. (sous presse): Ophiolites penniques dans la région d'Arolla (Val d'Hérens, Valais, Suisse). - Eclogae geol. Helv.
- LAIRD, J. (1978): AMPH3 and PYX3, FORTRAN IV programs for the normalisation of amphiboles and pyroxenes. - Progra libr. Petrol., ETH-Zürich.
- LAVANCHY, J.M. & BRUNNER, C. (1983): Etude géologico-minéralogique et pétrographique de la région de la Corne de Sorebois (Val de Moiry, Val de Zinal, Valais).- Diplôme inédit Univ. Lausanne.
- LEFEVRE, R. (1982): Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes Cottiennes méridionales.- Thèse Univ. Paris XI, Orsay, 435 p.
- LEMOINE, M. (1953): Remarques sur les caractères de l'évolution et de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. Bull. Soc. géol. France (6) 3, 105-121.
- LEMOINE, M. (1973): About Gravity Gliding Tectonics in the Western Alps. - In: Gravity and Tectonics. - Wiley, New York.
- LEMOINE, M. (1984): La marge occidentale de la Thétys ligure et les Alpes occidentales. In "Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France" (G. BOILLOT, coordin.), Masson éd., Paris, p. 155-248.
- LEMOINE, M. & TRICART, P. (1986): Les Schistes lustrés piémontais des Alpes Occidentales: Approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. - Eclogae geol. Helv. 79/2, 271-294.
- LEMOINE, M. & TRÜMPY, R. (1987): Pre-oceanic rifting in the Alps. - Tectonophysics 133, 305-320.
- LENGELER, R. (en prép.): Etude géologique et pétrographique de la région de Grimentz.- Diplôme Univ. Lausanne.
- LEU, W. (1986): Lithostratigraphie und Tektonik der nordpenninischen Sedimente in der Region Bedretto-Baceno-Visp. - Eclogae geol. Helv. 79/3, 796-824.
- LIÉGOIS, J.P., & DUCHESNE, J.C. (1981): The Lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges massif, Western Alps, France): evidence of crustal origin and metasomatism alteration. - Lithos 14, 35-48.
- LUGEON, M. & ARGAND, E. (1905): Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. - C.R. Acad. Sci. (Paris) 140, 1491-1493.
- LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. (1941): Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. - Mém. Soc. vaud. Sci. nat. 7/1.
- MARTHALER, M. (1981): Découverte de foraminifères planctoniques dans les "schistes lustrés" de la pointe de Tourtemagne (Valais). - Bull. géol. Lausanne 254.
- MARTHALER, M. (1983): Géologie des unités penniques entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne (Valais, Suisse). - Thèse Univ. Lausanne
- MARTHALER, M. (1984): Géologie des unités penniques entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne (Valais, Suisse). - Eclogae geol. Helv. 77/2, 395-448.
- MASSON, H. (1976): Un siècle de géologie dans les Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. - Eclogae geol. Helv. 69/2, 527-575.
- MASSON, H., BAUD, A., ESCHER, A., GABUS, J. & MARTHALER, M. (1980): Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse du 1 au 3 octobre 1979: coupe Préalpes-Helvétique-Pennique en Suisse occidentale. - Eclogae geol. Helv. 73/1, 331-349.

- MÉGARD-GALLI, J. (1972): Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briangonnaise entre Briançon et la vallée du Guil: conséquences tectoniques et paléogéographiques.- Géol. Alpine 48, 131-142.
- MÉGARD-GALLI, J. & BAUD, A. (1977): Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques.- Bull. BRGM, 2ème série 4/3, 233-250.
- METTRAUX, M. (en prép.): Sédimentologie, paléotectonique et paléoocéanographie des Préalpes Médiannes (Suisse romande) du Rhétien au Toarcien. Thèse Univ. Fribourg
- MILNES, A.G., GRELLER, M. & MÜLLER, R. (1981): Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon-Pennine Alps. - J. struct. Geol. 3/4, 411-420.
- MOSAR, J. (sous presse): Métamorphisme transporté dans les Préalpes. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.
- MOSAR, J. (1988): Structures, déformation et métamorphisme dans les Préalpes Romandes.- Thèse Univ. Neuchâtel
- MÜLLER, R. (1983): Die Struktur der Mischabelfalte (Penninische Alpen). - Eclogae geol. Helv. 76/2, 391-416.
- PELHATE, A. & MIROUSE, R. (1980): Formations sédimentaires synorogéniques de France: quelques exemples relatifs au cycle varisque.- In 26ème Congrès Géologique International, C7. Mém. du BRGM 107.
- PILLOUD, C. & SARTORI, M. (1981): Etude géologique et pétrographique de la région des Diablons (Val de Zinal). - Diplôme géol. inédit Univ. Lausanne.
- PIN, C. & VIELZEUF, D. (1983): Granulites and related rocks in Variscan Median Europe: a dualistic interpretation. - Tectonophysics 93, 47-74.
- PONCE DE LEON, M.I., & CHOUKROUNE, P. (1980): Shear zones in the Iberian Arc. - J. of Str. Geol. 2/1, 63-68.
- PLANCHEREL, R. (1979): Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. Implications cinématiques et dynamiques. - Eclogae geol. Helv. 72/1, 145-214.
- RAMSAY, J.G. (1967): Folding and fracturing of rocks. - MacGraw-Hill, New York 568 p.
- RÖTHLISBERGER, F. (1985): Etude géologique et pétrographique du cirque de Breuil.- Diplôme inédit Univ. Berne.
- SARTORI, M. (1987a): Blocs basculés briangonnais en relation avec leur socle originel dans la nappe de Siviez-Mischabel (Valais, Suisse). - C.R.Acad.Sci. (Paris) 305, 999-1005.
- SARTORI, M. (1987b): Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais). - Eclogae geol. Helv. 80/3, 789-814.
- SARTORI, M. & DELLA VALLE, G. (1986): La minéralisation en nickel et cobalt du Pipjittälli (Turtmantal, Valais). Eclogae géol. Helv. 79/3, 685-703.
- SARTORI, M. & THÉLIN, P. (sous presse): Les schistes ocellés albitiques de Barneuza (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse).- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.
- SCHAER, J.P. (1959): Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes. - Arch. Sc. Genève 12.
- SCHARDT, H. (1893): Sur l'origine des Préalpes romandes. - Arch. Sci. phys. nat. (3), 30, 570-583.
- SCHARDT, H. (1898): Les régions exotiques du versant N des Alpes suisses. - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 36, 147-169.
- SCHARDT, H. (1907): Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes. - Arch. Sci. phys. nat (4), 23, 356-385 et 483-496.
- SCHMUTZ, L. (1984): Mineralbildende Prozesse an einer Erzlagerstätte im Val d'Anniviers. - Diss. Univ. Basel
- SEPTFONTAINE, M. (1983): Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises.- Mém. Soc. helv. Sci. nat. 97.
- SEPTFONTAINE, M. & WERNLI, R. (1972): Contribution à la géologie des environs de Taninges (Haute-Savoie, France). - Arch. Sc. Genève 25/1, 113-128.
- STAUB, R. (1937): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. - Vjschr. natf. Ges. Zürich 82.
- STAUB, R. (1942a): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. - Vjschr. natf. Ges. Zürich 87.
- STAUB, R. (1942b): Über den Bau der Zone du Combin der Walliser Alpen. - Eclogae geol. Helv. 35/2.
- STAUB, R. (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. - Matér. Carte géol. Suisse N.S. 103.
- STECK, A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales. - Eclogae geol. Helv. 77/1, 55-100.
- STECK, A. (1987): Le massif du Simplon - Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 67, 27-45.
- STILLE, P. & TATSUMOTO, M. (1985): Precambrian tholeiitic-dacitic rock-suites and Cambrian ultramafic rocks in the Pennine nappe system of the Alps: Evidence from Sm-Nd isotopes and rare earth elements.- Contrib. Mineral. Petrol. 89, 184-192.
- THÉLIN, P. (1983): Les gneiss ocellés de la nappe du Grand Saint-Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritage pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse).- Thèse Univ. Lausanne.
- THÉLIN, P. & AYRTON, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmato-métamorphiques du socle antétriasique dans le domaine pennique (Valais). - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63, 393-420.

- THÉLIN, P. (1987): Nature originelle des gneiss ocellés de Randa (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais). - Mém. Soc. vaudoise des Sc. nat. 18/1.
- TIECHE, J.C. (1976): Carte géologique de la région Zermatt-Mettelhorn. - Document inédit Univ. Lausanne.
- TRÜMPY, R. (1955a): Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. - Bull.Soc.géol.France (6), 5, 217-231.
- TRÜMPY, R. (1955b): Wechselbeziehungen zwischen Paleogeographie und Deckenbau. - Vjschr. Natur. Ges. Zürich.
- TRÜMPY, R. (1957): Quelques problèmes de paléogéographie alpine. - Bull. Soc. géol. France (6), 7, 443-461.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps.- Bull. geol. Soc. Am. 71, 843-908.
- TRÜMPY, R. (1966): Considérations générales sur le "Verrucano" des Alpes suisses.- Atti Symp. Verrucano, Pisa. - Soc. tosc. sc. nat., p.212-232.
- TRÜMPY, R. (1973): The timing of Orogenic Events in the Central Alps. In . gravity and Tectonics. - Wiley, New York.
- TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland. Part A: an outline. - Wepf & Co, Basel.
- TRÜMPY, R. (1982): Alpine Paleogeography: a Reappraisal. In: Mountain Building Processes.- Academic Press, London 263 p.
- TRÜMPY, R. & BERSIER, A. (1954): Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pélerin. - Eclogae geol. Helv. 47/1, 119-166.
- VALLET, J.M. (1950): Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Héremence. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 30, 322-476.
- VANOSI, M., CORTESOGNO, L., GALBIATI, B., MESSIGA, B., PICCARDO, G. & VANUCCI, R. (1984): Geologia delle Alpi liguri: dati, problemi, ipotesi. - Mem. Soc. Geol. It. 28.
- WEIDMANN, M. (1974): Sur quelques récentes découvertes de fossiles en Valais.- Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne, 213.
- WEIDMANN, M. (1972): Le front de la Brèche du Chablais dans le secteur de Saint-Jean-d'Aulph (Haute-Savoie). Quelques remarques générales sur la nappe de la Brèche. - Géol. Alpine 48, 229-246.
- WERNLI, R. & BRÖNNIMANN, P. (1973): Le Verrucano et le Trias de Taninges (Haute-Savoie, France), lithologie et micropaléontologie. - Arch. Sc. Genève 26/1, 79-96.
- WEGMANN, E. (1922): Zur Geologie der St-Bernhard-Decke im Val d'Hérens (Wallis). Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 47, 3-63.
- WEISSERT, H. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. - Geol. Rdsch. 74/3, 665-679.
- WOODTLI, R. (1987): Prospection minière en Valais: le projet Uromine.- Matér. Géol. Suisse, Série Géotech., Livraison 72.
- ZIMMERMANN, M. (1955): Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry.- Eclogae geol. Helv. 48/1, 149-243.

UNITES	ROCHES	MINERAUX RELIQUES	PARAGENÈSES MESO - ALPINES
ENSEMBLE DE L'ERGISCHHORN	Gneiss à rubans de quartz Gneiss rubané Gneiss oeilé Gneiss hololeucocrate Amphibolite à grenat Retroéclogite Amphibolite à épidote Epidote Pegmatite Gneiss leucocrate à grenat	Gr I/Plag/Mu/Bt I/Fe.K Gr I/Fe.K/Mb I Fe.K/Mb I/Gr I Amp I/Gr I Omph/Gr I/Qtz/Rut/Mb I/Amp I /Ep I Plag/Amp I (Fe.K/ Mb I/Gr I) Fe.K/Gr I	Qtz/Ab/Chl/Pheng/Ep/Bt II/Tm Mb/Bt/Gr/Qtz/Ab/Chl Qtz/Ab/Mb II/Chl Qtz/Ab/Mb II Ab/Ep/Chl/Bt/Amp II/Sp Ep/Qtz/Amp II/Ab/Bt/Chl/Sp Amp II/Ab/Ep/Qtz/Chl Ep/Chl/Ab/Sp Qtz/Ab/Mb II/Tm Qtz/Ab/Mb II/Tm
B A R N E U Z A AMPHIBOLITES RUBANÈES	Eclogite Retroéclogite Amphibolite rubanée: lits hololeucocrates lits mélanocrates Amphibolite Gneiss hololeucocrate à grenat Micaschiste argenté à grenat (SNO)	Omph/Gr I/Qtz/Rut/Mb I Omph/Gr I/Qtz/Rut/Mb I/Amp I/Ep I Gr I/Plag Gr I/Amp I Gr I/Amp I/Rut Fe.K/Plag/Gr I/Mb I Mb I/Bt I/Plag	Ep/Qtz/Amp/Sp Ep II/Amp II/Ab/Qtz/Bt/Chl/Sp Ab/Qtz/Ep Amp II/Ab/Ep Bt/Chl/Ab/Amp II/Ep Qtz/Ab/Mb II Qtz/Ab/Gr II/Mb II/Bt II/Ep/Op/Chl

F N S E M B L E D E	S O P A	Schiste oeilé albitique (SOPA) Roche verte associée (RVA)			Ab/Qtz/Ph/Bt/Gr/Ep/Op/Ch1 Amp/Ab/Gr/Ep/Sp/Op/Qtz Amp II/Ep/Ab/Qtz/Sp/Bt/Ch1/Cc
	GNEISS	Rétroéclogite	Amp II/Gr I/Rut	Fe.K/Mb I	Ab/Qtz/Mb II/Cc
	OEILLES	Gneiss oeilé à microcline Gneiss hololeucocrate	Fe.K	Gr I	Ab/Qtz/Mb II/Cc/Sp
	C O M P L E X F R U B A N F	Gneiss chloriteux à grenat	Gr I	Gr I/Bt I/Plag/Sp I/ Ilm	Ab/Qtz/Bt/Ch1/Mb II/Op/Cc/Sp
		Gneiss à biotite-grenat	Amp I/Gr I	Amp I	Ab/Qtz/Bt II/Mb/Sp/Ep/Op/Cc
		Amphibolite	Mb I/Bt I/Gr I	Plag/ Gr I	Amp II/Ab/Qtz/Bt/Stilp/Op/Ep/Sp/Mb/Cc
		Amphibolite albitique			Amp II/Gr II/Ab/Ep/Sp/Op/Cc
	F O R M A T I O N D U D I S T U L B E R G	Micaschiste à grenat			Qtz/Ab/Mb II/Bt II/Ch1/Op
		Gneiss amphibolitique			Amp II/Ab/Ep/Qtz/Op/Sp
		Micaschiste graphiteux			Qtz/Mb/Ab/Op/Ch1
F O R M A T I O N D U B R U N E G G J O C H	Gneiss hololeucocrate			Qtz/Ab/Mb/Ch1/Sp/Ep	
	Ovardite			Ab/Ch1/Mb/Bt/Sp/Cc/Qtz/Ep	
	Schiste oeilé chloriteux			Ab/Mb/Ch1/Op/Qtz/Ep/Tm	
F O R M A T I O N D U B R U N E G G J O C H	Schiste noir graphiteux			Qtz/Mb/Graph/Op/Ch1	
	Quartzite phylliteux			Qtz/Mb/Ab/Ch1/Cc/Op	
	Conglomérat			Qtz/Mb/Ab/Fe.K/Cc/Ch1	
I N T R U S I O N S B A S I Q U E S (C Y C L E P E R M . S U P ?)	Quartzite franc			Qtz/Mb/Op	
	Métagabbro leucocrate			Amp II/Ab/Ep/Ep/Ch1/Qtz/Sp/Op/Gr	
	Hornblendite			Amp II/Ab/Ep/Ch1/Sp	
	Albite			Ab/Ep/Ch1/Sp	

appendice I : Inventaire des principales paragenèses reliques (métamorphiques anté-alpines; magmatiques) et méso-alpines (épizone) recensés dans le socle anté-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel.

NAPPE DE SIVIEZ-MISCHABEL

SOCLE ANTÉ-NAMURIEN :

E1, E2, GE :
ensemble de l'Ergischhorn

GM, GO :
ensemble de Barneuza

UNITE DU BARRHORN :

F664, F643 :
détritisme aluminé-quartz.

D422 :
remplissage de paléokarst

g.o. : gneiss oeilé

Mais un bon risotto au safran
se compose en moyenne de:

1.5% beur. 3% oign. 15% riz
10% vin bl. 60% H2O 1% bouil.
0.5% sel 0.2% safr. 0.2% poiv.
5% bol. 3% parm.
+ traces de doigts

ANALYSES CHIMIQUES (XRF) "Bulk Composition"

Roche	s o c l e a n t é - n a m u r i e n					Jurassique moyen			
	Ech. no	E1	E2	GE	GM	g.o.	F664	F643	D422
SiO2	46.87		48.86	52.62	48.76	74.35	38.53	34.59	5.30
TiO2	2.09		1.27	0.77	1.21	0.28	1.93	1.01	0.06
Al2O3	14.26		15.83	17.13	15.57	13.06	40.32	23.83	1.93
Fe2O3	3.78		5.02	2.20	2.18	1.98	9.42	4.71	27.99
FeO	9.19		5.69	4.11	5.92	0.35	0.09	2.69	0.00
MnO	0.23		0.20	0.11	0.16	0.04	0.03	0.02	40.75
MgO	7.37		8.56	6.66	7.95	0.47	0.20	2.01	3.12
CaO	11.74		10.37	8.97	12.12	0.42	1.74	16.07	9.87
Na2O	1.47		2.12	2.42	2.32	3.73	0.67	0.58	0.00
K2O	0.18		0.51	1.58	0.72	4.10	1.21	3.40	0.00
P2O5	0.17		0.11	0.12	0.11	0.08	0.02	0.18	0.42
H2O+	2.50		0.94	2.52	2.18	0.77	4.51	3.39	0.00
C02	0.31		0.39	0.31	0.29	0.52	0.96	6.77	12.59
TOTAL	100.16		99.87	99.52	99.49	100.15	99.63	99.25	102.03
				Traces (ppm)					
Zr	127.		82.	102.	85.	158.	379.	374.	39.
Sr	122.		146.	254.	309.	27.	322.	73.	523.
U	-		-	-	-	-	19.	-	24.
Rb	6.		20.	59.	25.	154.	39.	122.	5.
Zn	105.		87.	50.	53.	21.	346.	159.	961.
Cu	57.		34.	35.	23.	6.	6.	28.	70.
Ni	68.		131.	78.	83.	11.	31.	18.	1787.
Co	59.		57.	33.	42.	27.	20.	12.	312.
Cr	146.		412.	83.	837.	2.	166.	78.	142.
V	316.		191.	115.	228.	28.	263.	185.	376.
Ba	83.		125.	230.	212.	417.	119.	145.	2636.
S	125.		305.	146.	-	-	85.	-	525.

appendice II : Analyses chimiques par fluorescence X (majeurs et traces). (Centre d'analyse minérale de l'Université de Lausanne).

APPENDICE III

Analyses chimiques des minéraux par microsonde électronique

PYROXENES ET GRENATS DES ECLOGITES

(complexe rubané de l'ensemble de Barneuza, Adleflüe, éch. F663)

Minéral: Position:	Profil à travers un pyroxène						Profil à travers un grenat		
	bord - - - -		coeur - - - -		bord		bord - - - -		centre
SiO ₂	56.05	56.52	55.78	56.30	56.42	57.28	39.02	38.38	39.24
TiO ₂	0.05	0.03	0.07	0.09	0.03	0.03	0.03	0.13	0.07
Al ₂ O ₃	11.23	10.14	10.36	11.37	9.86	10.11	22.70	22.26	22.92
FeO tot	2.22	2.07	2.11	2.19	2.70	2.19	18.87	19.40	18.84
MnO	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.01	0.37	0.62	0.52
MgO	9.45	10.50	10.26	9.61	10.19	9.92	11.24	8.31	8.50
CaO	14.10	15.58	15.16	14.24	14.15	14.98	7.21	9.98	9.64
Na ₂ O	5.95	5.45	5.87	6.37	6.58	5.35			
Total:	99.05	100.35	99.64	100.18	99.95	99.87	99.44	99.08	99.73

End Member (%)

Mg ₂ Si ₂ O ₆	26.1	28.4	27.5	25.7	26.9	27.8				
Ca ₂ Si ₂ O ₆	24.7	27.6	26.9	24.8	25.9	27.0				
NaFe ₃ +Si ₂ O ₆	6.9	6.3	6.3	6.6	8.0	6.9				
NaAlSi ₂ O ₆	35.8	32.1	34.6	37.7	37.2	32.1				
							GROSSULAIRE	18.88	26.63	26.35
							PYROPE	40.95	30.86	32.33
							SPESSARTINE	0.77	1.31	1.12
							ALMANDIN	36.89	38.86	40.20
							ANDRADITE	2.51	2.34	0.00
							(tout le FE dans la molécule Almandin)			

AMPHIBOLES ET GRENATS DES MÉTAGABBROS

(ens. de l'Ergischhorn F682, ens. de Barneuza (CR) F635)

Ech. no minéral	F635 ampII	F635 ampII	F635 ampIII	F682 ampII	F682 ampII	F682 ampIII	F635 grenat	F635 grenat
SiO ₂	44.51	44.27	51.00	43.90	42.53	49.28	36.90	36.33
TiO ₂	0.39	0.33	0.19	1.17	2.51	0.19	0.11	0.11
Al ₂ O ₃	14.23	12.95	5.94	13.42	13.42	7.50	22.66	22.56
FeO tot	16.96	17.32	13.83	12.02	11.89	9.39	25.24	26.14
MnO	0.30	0.38	0.32	0.21	0.22	0.27	7.00	6.50
MgO	9.43	9.98	14.33	12.54	12.65	16.61	0.67	0.74
CaO	10.72	10.33	11.56	11.41	11.17	12.06	9.97	9.76
Na ₂ O	1.93	1.83	1.07	1.55	1.57	1.03		
K ₂ O	0.46	0.44	0.12	0.45	0.43	0.14		
H ₂ O (stoech)	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30		
TOTAL	101.23	100.13	100.66	98.97	98.69	98.77	102.55	102.14

							GROSSULAIRE	27.47	26.62
							PYROPE	2.57	2.81
							SPESSARTINE	15.25	14.02
							ALMANDIN	53.48	53.86
							ANDRADITE	1.22	2.69
							(tout le Fe dans la molécule Almandin)		

appendice III : Analyse par microsonde électronique du pyroxène et du grenat écolitique ainsi que des amphiboles et du grenat des métagabbros. (Département de micro-analyse de l'Institut de Physique de l'Université de Lausanne).

Planche I : Trias de l'unité du Barrhorn.

1. Articles de petits crinoïdes, probablement *Dadocrinus gracilis*. Plaquettes de dolomie jaune de la Fm de St-Triphon (Spathien?-Anisien)(séquence S1). Arête NE du Schöllhorn (109.200/623.240; 3405 m). - x 1,25.
2. "Calcaire vermiculé" de la Fm de St-Triphon (Spathien?-Anisien)(séquence S1). Même localité. - x 0,35.
3. Marbre gris à manchons d'algue dasycladacée dolomitisés, partiellement dégagés par attaque acétique. *Physoporella prealpina* (cf ELLENBERGER 1958 p.462). Eboulis au pied du Barrwang (111.850/620.575). - x 0,84.
4. Gastéropode à test dolomitisé, partiellement dégagé par attaque acétique, dans un marbre gris à accidents dolomitiques de la Fm de St-Triphon. Même localité. - x 0.35.
5. Dolomie à manchons d'algue calcaire. *Diplopora* sp.? Moraine du Pipjigletscher (112.625/621.050). - x 1,4.
6. Restes de bivalves apparaissant sous forme de lentilles calcaires étirées dans une dolomie. Dolomies du cycle C III (Ladinien)? Paroi nord de l'Ûssers Barrhorn (112.300/622.375; 3180 m). - x 0,65.



1



2



3



4



5



6

Planche II : Trias, Jurassique et Crétacé de l'unité du Barrhorn.

1. Brèche polydolomitique de la Fm brèchique (Complexe brèchique inf.)(Carnien). "Stellijoch" (113.120/623.190; 3280 m). - x 0,95.
2. Remplissage ferro-manganésifère d'une poche paléokarstique encaissée dans les dolomies triasiques. Paroi nord de l'Üssers Barrhorn (112.570/622.450; 3060 m). - x 0,65.
3. Conglomérat polygénique de la base de la Fm des Couches à Mytilus (Membre de Chavanette). "Stellijoch" (112.165/623.170; 3290 m). x 0,7.
4. Marbre noir fossilifère (bivalves, brachiopodes?) de la Fm des Couches à Mytilus (Membre du Rübli). Moraine du Pipjigletscher (112.605/621.850). x 0,75.
5. Marbre phosphaté à microfaune crétacée préservée. Sections de foraminifères planctoniques monocarénés et semis d'*Hedbergella* sp. (Albien sup. à Cénomanién inf.). Complexe schisteux intermédiaire. Bordure du Turtmannletscher E (110.840/621.175; 2800 m). x 21.
6. Détail de la préparation précédente. On reconnaît une section de *Rotalipora brotzeni* ? (coin sup. gauche) et de *Rotalipora appenninica* (bord droit). x 46.



1



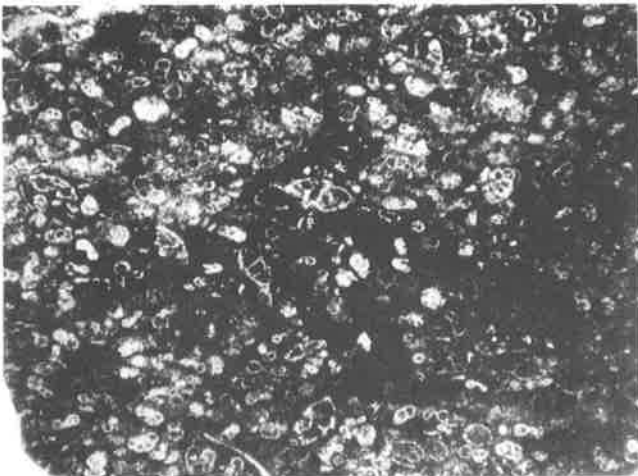
2



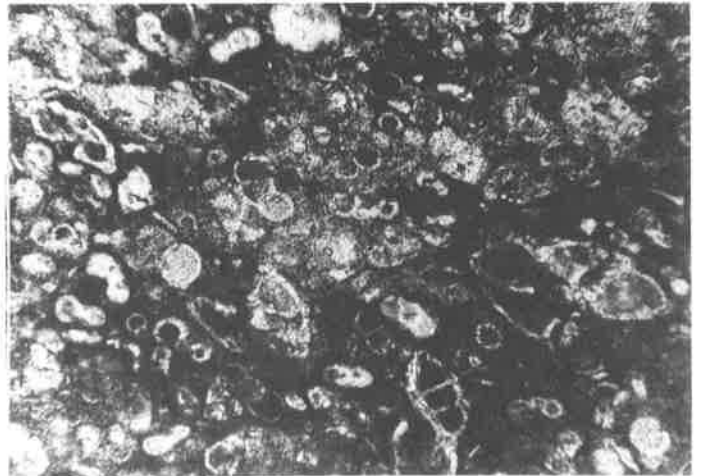
3



4



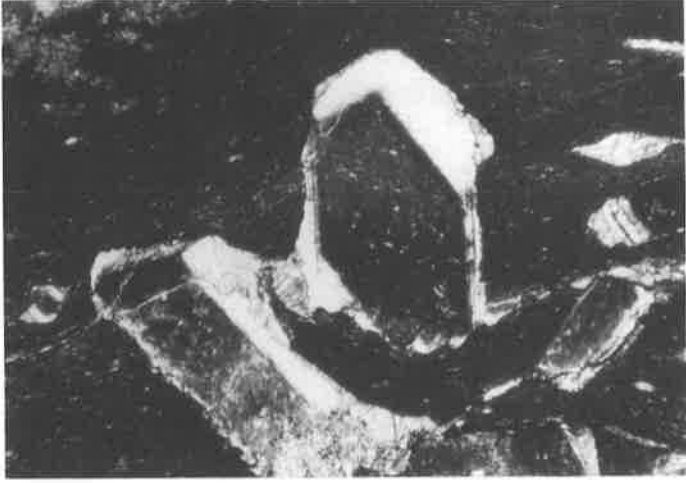
5



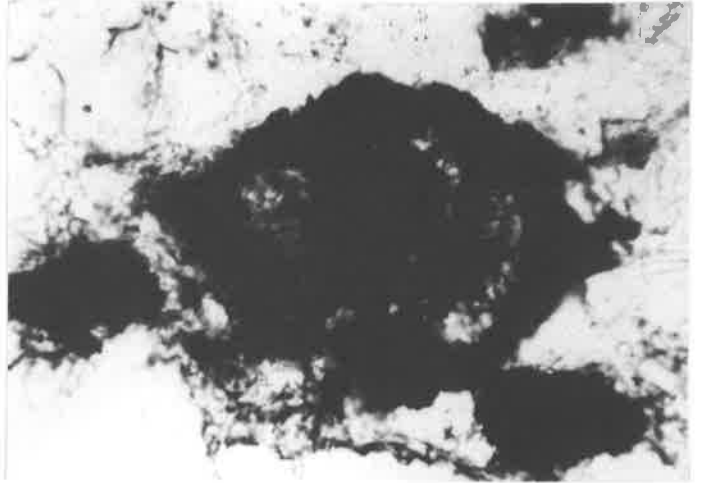
6

Planche III : Flysch noir de l'unité du Barrhorn.

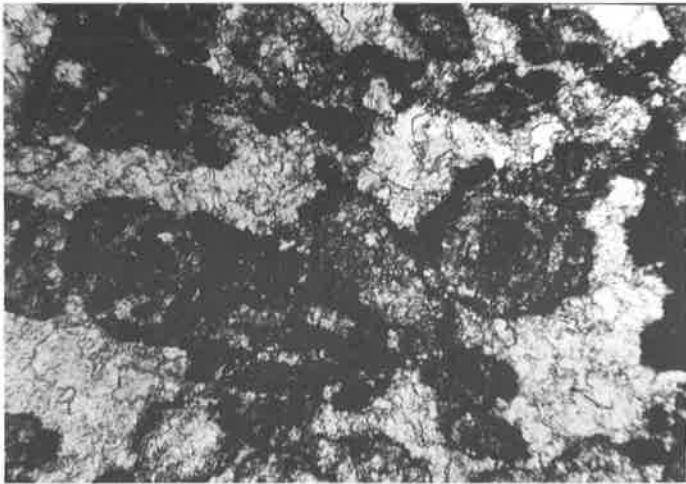
1. Idioblastes d'albite dans une mylonite calcaire à texture fluidale. Niveau de marbre dans le flysch noir (Eocène). "Crête de Barr" (= arête W de l'Üssers Barrhorn)(111.720/621.375; 3070 m). - x 18.
2. Cas présumé de pseudomorphose par l'ankérite d'un test de foraminifère planctonique. *Globorotalia* sp. ? Marbre quartzeux noir dans le flysch eocène. "Crête de Barr" (111.705/621.500; 3115 m). - x 180.
3. Sections de foraminifères triasiques *Aulotortus friedli* (Involutinidae)(Norien-Rhétien) dans une dolomie noire formant l'un des éléments d'une brèche polygénique. Cette brèche constitue elle-même un olistolithe sphérique de taille métrique dans le flysch noir éocène de l'unité du Barrhorn. Adlerflüe (110.855/620.160; 2720 m). - x 46.
4. Détail de la préparation précédente. - x 115.
5. Le triangle rocheux de l'Adlerflüe vu du versant nord des Diablons. L'observateur regarde vers le SE.



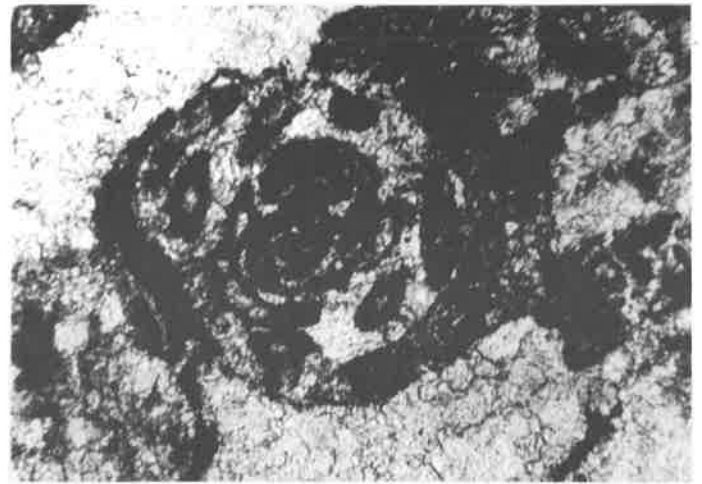
1



2



3



4



5