Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 67 (1987)

Heft: 1/2

Artikel: Le massif du Simplon : réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss

Autor: Steck, Albrecht

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-51585

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 12.07.2025

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

SCHWEIZ. MINERAL. PETROGR. MITT. 67, 27-45, 1987

Le massif du Simplon - Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss*

par *Albrecht Steck*[1]

Abstract

The Aar and Gotthard external massifs and the lower Pennine fold-nappes have been created by ductile folding of the upper part of the European continental basement. A cross section through the central Alps shows a sequence of wide gneiss anticlines and narrow elongated sedimentary synclines. Our interpretation goes against the widely accepted idea that a first phase of nappe emplacement by thrusting was followed by a ductile folding of the nappe pile. The emplacement of the gneissic folds and nappe-folds took place in a ductile shear zone of 10 to 20 km thickness underneath TERMIER'S "traîneau écraseur rigide". The latter being formed by the upper Pennine and Austroalpine fold- and thrust-nappes which reached a thickness of at least 10 km.

Detailed structural analysis of the ductile thrust zone shows the existence of two principal movement directions of the "traîneau écraseur", first towards the NW and finally to the SW. This anti clockwise change in movement direction corresponds to the relative displacement of the southern Alps in relation to the European plate during the late Eocene, the Oligocene and the Miocene.

Keywords: Nappe emplacement, ductile folding, continental basement, central Alps.

Introduction

Le massif du Simplon avec ses vallées profondément entaillées dans l'édifice alpin offre de belles coupes naturelles dans le spectaculaire empilement des nappes de gneiss penniques. Depuis la découverte de la nappe d'Antigorio par GERLACH (1869) et la mise en évidence des grandes nappes penniques de recouvrement lors du percement de la galerie ferroviaire (SCHARDT, 1903), de nombreux géologues ont continué d'explorer ces montagnes et d'étudier les roches en laboratoire, contribuant ainsi à une meilleure connaissance de cette région clé de la tectonique alpine. Le grand nombre de données sur cette région, concernant la stratigraphie, la géométrie et les structures de déformation, les relations cristallisation-déformation, la géothermométrie et -barométrie, les datations radiométriques et également les propriétés rhéologiques des roches sous des conditions métamorphiques impose des limites de manœuvre très précises lors de l'élaboration d'un modèle cinématique.

LUGEON et ARGAND (1905), ARGAND (1911, 1916) et HEIM (1919-22) dans leurs descriptions de la cinématique de la chaîne alpine («Mechanismen der Gebirgsbildung») proposent que les nappes helvétiques et penniques externes se sont développées dès le début dans un régime ductile par plissement. Cette idée, basée sur des observations de terrain, est confirmée par VOLL (1976, 1980) et NABHOLZ et al. (1963). Il explique le phénomène par les propriétés rhéologiques des roches à haute température. Ainsi la ductilité des roches de composition granitique (socle paléozoïque) est contrôlée par les mécanismes de déformation de ses composants

* En l'honneur du Professeur Ernst Niggli pour son 70e anniversaire.

[1] Institut de Minéralogie et Pétrographie, Palasis de Rumine, 1005 Lausanne.

quartz, feldspaths et micas, le type de mécanisme dépendant principalement de la température (et de la vitesse de la déformation). Une recristallisation syncinématique du quartz et des micas à des températures supérieures à 300 °C permet une déformation plastique de ces composants et contrôle le style de déformation du socle paléozoïque des massifs cristallins externes. Les feldspaths à leur tour recristallisent entièrement à des températures supérieures à 500 °C. Dans ces conditions de haute température, la recristallisation syncinématique de tous les minéraux de la roche explique la déformation très ductile des nappes de gneiss du front pennique.

En 1903 déjà, TERMIER déduit de ses observations dans les Alpes que l'étirement et le plissement ductile des roches a eu lieu dans une zone de cisaillement à un niveau profond de l'édifice alpin lors du charriage d'un empilement de nappes superficielles qu'il appelle le *traîneau écraseur*. Cette idée géniale de TERMIER a gardé toute sa valeur et doit être respectée dans un modèle cinématique des Alpes. Ainsi, à un stade avancé de la création de la chaîne alpine, on distingue dans la partie superficielle de l'orogène un couvercle plus rigide («orogenic lid», LAUBSCHER, 1983), d'une épaisseur de 10 à 15 km, posé sur une zone ductile s'étendant entre 10 et 20 km de profondeur. Dans cette zone ductile les réactions métamorphiques de déshydratation des sédiments mésozoïques produisent une pression de fluides (H_2O et CO_2) égale à la pression lithostatique et fournissent l'eau nécessaire aux processus de rétromorphose des éléments voisins du socle paléozoïque. La position de la zone ductile, dans des conditions de métamorphisme schistes verts et amphibolites et à forte pression fluide est contrôlée par les mouvements tectoniques, l'érosion, le flux géothermique et la présence et la migration de la phase fluide. Les conditions précises de pression et température dans cette zone à déformations synmétamorphiques ont été déterminées par FRANK (1979, 1983) et HAMMERSCHLAG (1985). On passe de 2-3 kbar et 300 °C au Lötschenpass, sur le massif de Gastern à 6-8 kbar et 600 °C dans la fenêtre de Verampio. (Des pressions de 8 kbar dans l'unité de Berisal [HAMMERSCHLAG] doivent être interprétées comme reliques d'un métamorphisme de plus haute pression.) Cette zone ductile se déplace progressivement dans l'édifice alpin et se trouve actuellement en profondeur. Elle correspond très probablement à la zone à petites vitesses des ondes sismiques (GIESE, 1968).

PLESSMANN (1958) et CHATTERJEE (1961) (école de BEDERKE), dans leur modèle cinématique simple et séduisant, décrivent la création des nappes en deux phases. La mise en place des nappes par écaillage et chevauchement d'éléments de socle paléozoïque a eu lieu dans une période précoce, provoquant un réchauffement géothermique des unités les plus profondes. Dans une seconde phase, les nappes profondes ont subi une déformation ductile, synmétamorphique, avec création de grands plis couchés et de schistosités de surface axiale associées. A un certain moment nous étions convaincus de la justesse de ce modèle (STECK, 1980); aujourd'hui nous pensons qu'il est faux. Le modèle de l'école de BEDERKE est proposé par de nombreux auteurs (voir synthèse de AYRTON et al., 1974 et MILNES, 1973, 1974 et 1978, MILNES et al., 1981 et LEU, 1986). Les reconstitutions palinspastiques «équilibrées» actuellement à la mode (BOYER et al., 1980, ROEDER, 1980) suivent également ce concept, en considérant les massifs cristallins externes et les nappes penniques comme écailles de socle. Il est évident que les calculs de distance de chevauchement proposés par ces auteurs n'ont pas de sens s'ils sont basés sur une fausse interprétation géométrique des nappes.

Avant de développer notre propre modèle nous devons encore soulever la question de la trajectoire des nappes. Jusqu'au début des années soixante la plupart des géologues ont partagé l'idée classique d'ARGAND, LUGEON et HEIM selon laquelle les principaux mouvements de mise en place des nappes sont des mouvements de procharriage, c.-à-d. dirigés des zones internes, ou méridionales, vers les zones externes, ou septentrionales, de la chaîne alpine. Ce concept est mis en doute par JOOS (1967). Dans une étude de la nappe de Lebendun, cet auteur postule que le premier chevauchement de cette unité a eu lieu dans une direction S. Cette conclusion découle logiquement de son hypothèse selon laquelle la patrie des conglomérats de Lebendun se trouve au nord, sur la bordure méridionale du massif du Gothard. Cette idée de JOOS est intégrée dans divers modèles tectoniques (BOLLI et al., 1980, HOMEWOOD et al., 1980 et LEU, 1986).

Structure plissée des massifs cristallins de l'Aar et du Gothard et des nappes du Pennique externe

En nous basant sur une carte tectonique détaillée, une coupe du massif du Simplon (fig. 1 et 2) et des observations structurales dans le massif de l'Aar déjà publiées (STECK, 1984), nous allons développer un modèle géométrique et cinématique qui confirme dans les grandes lignes les idées de TERMIER, LUGEON, ARGAND, HEIM et VOLL. En ce qui concerne la définition des unités tectoniques et la subdivision de la couverture mésozoïque (calcschistes) de la zone pennique externe nous suivons les propositions de la nouvelle synthèse de LEU (1986). Mais avant d'entreprendre notre propre analyse tectonique, nous montrons les principales différences existant entre notre écorché tectonique et d'autres travaux géologiques récents. Notre carte structurale diffère de l'écorche tectonique de LEU surtout au Gantertal, sur la rive gauche de la Taferna et au Nesseltal où cet auteur a compilé des levés de BURRI (1979), BOLLI et al. (1980) et de MANCKTELOW (1985). Dans cette région, nous distinguons un *ensemble du Furgguwald* (fig. 1), composé de roches sédimentaires mésozoïques et séparant les gneiss polymétamorphiques de Berisal des métaarkoses permo-carbonifères de la nappe du Monte Leone. Dans cet ensemble du Furgguwald nous attribuons une grande masse de métaarkoses à un Flysch du Versoyen. En différents endroits, cette roche contient des lentilles et des couches centrimétriques de marbre (LEU, fig. 19), interprétées ici comme des couches sédimentaires, des galets et des blocs étirés. Il est également possible que la zone contienne des olistolites (typiques du Versoyen) composés de roches permiennes. BURRI (communication personnelle) interprète une des bandes métasédimentaires, atteignant 50 m d'épaisseur, comme une continuation orientale de la zone houillère. Dans cet ensemble très hétérogène du Furgguwald il s'agirait de la seule roche représentant un équivalent des métagrauwackes des lambeaux de Visperterminen et de Stalden inférieur. Le fait que ces métasédiments contiennent du grenat et de la biotite et ceux de Visperterminen uniquement de la chlorite, n'est probablement pas lié à une origine différente de ces métasédiments, mais peut être expliqué par un changement du degré du métamorphisme de part et d'autre de la ligne du Simplon. Ces différences cartographiques impliquent un changement fondamental de la géométrie de la nappe du Monte Leone dans cette région et plus à l'E au Gantertal.

Quelles conclusions tirons-nous de notre analyse structurale (fig. 1 et 2)? La forme géométrique de la limite socle paléozoïque-couverture mésozoïque est principalement le résultat d'une série de plissements superposés (STECK, 1984). Ainsi, la limite socle paléozoïque-couverture triasique des massifs de l'Aar et du Gothard forme des plis simples à schistosité de surface axiale S2 (fig. 3 et 4 et STECK, 1984, fig. 4). S2 est la première schistosité dans le socle et la deuxième schistosité dans la couverture mésozoïque autochtone et allochtone, déjà déformée lors d'une phase précoce de chevauchement des nappes sédimentaires. La schistosité S1 ne pénètre que de quelques mètres dans la partie superficielle du socle. Une relation socle-couverture semblable est décrite par RAMSAY (1967, fig. 7-43) dans les Alpes de Savoie. Cet auteur présente la géométrie de l'interface socle paléozoïque-couverture mésozoïque des massifs de Belledonne et de Pelvoux comme exemple d'un plissement de deux matériaux de viscosité différente.

La nappe d'Antigorio (à l'W du Toce) est également un simple pli couché avec une schistosité de surface axiale S2. Dans cette unité on observe également une schistosité S1 plus ancienne.

Sans tenir compte des plis de rétrocharriage tardifs, la nappe du Monte Leone forme un double-pli (P1 et P2) du type 3 de RAMSAY. JAQUIER (1986) a mis en évidence une zonation symétrique de cette nappe de gneiss dans la région du Saflischtal. Cela confirme la géométrie d'un grand pli couché P1, dont les deux flancs sont traversés obliquement, avec un angle très aigu et un plus fort pendage-S par la schistosité principale S2. Dans les unités de socle, représentées sur la carte et la coupe (fig. 1 et 2), on ne découvre aucun plan de chevauchement alpin qui aurait été formé avant le plissement. Et comme un écaillage antérieur au plissement n'est pas reconnaissable dans la nature, pourquoi l'inventer dans un modèle cinématique? Nous n'avons pas non plus nul besoin de supposer une zone de suture intercontinentale Rhône-Rhin, comme patrie de la nappe du Wildhorn (TRÜMPY, 1980), depuis que MASSON (MASSON et al., 1980) et WYSS (1986) ont donné d'excellents arguments pour un enracinement de cette unité helvétique au sud du massif du

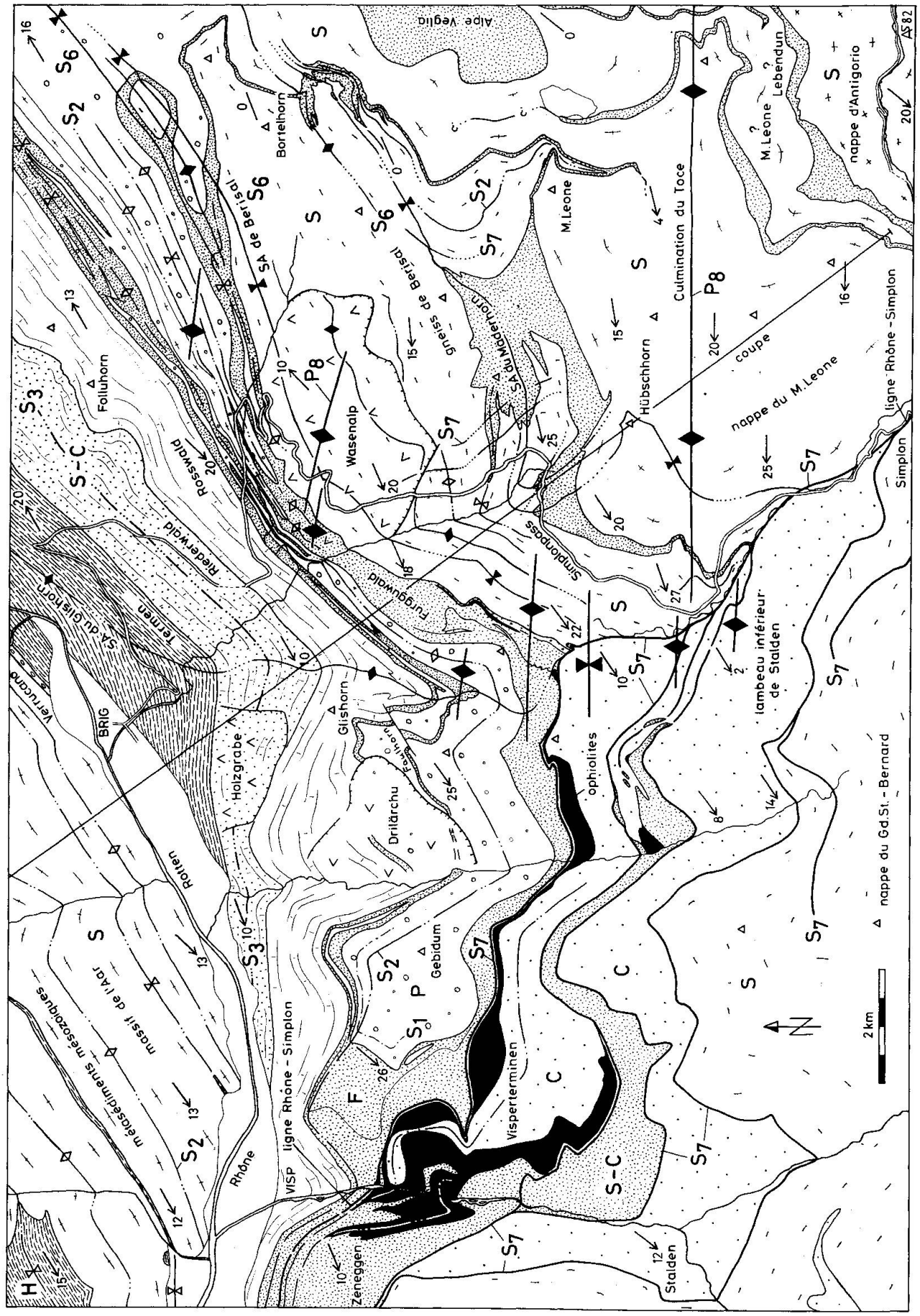


Fig. 1 Ecorche tectonique de la région du Simplon (legende p. 32).

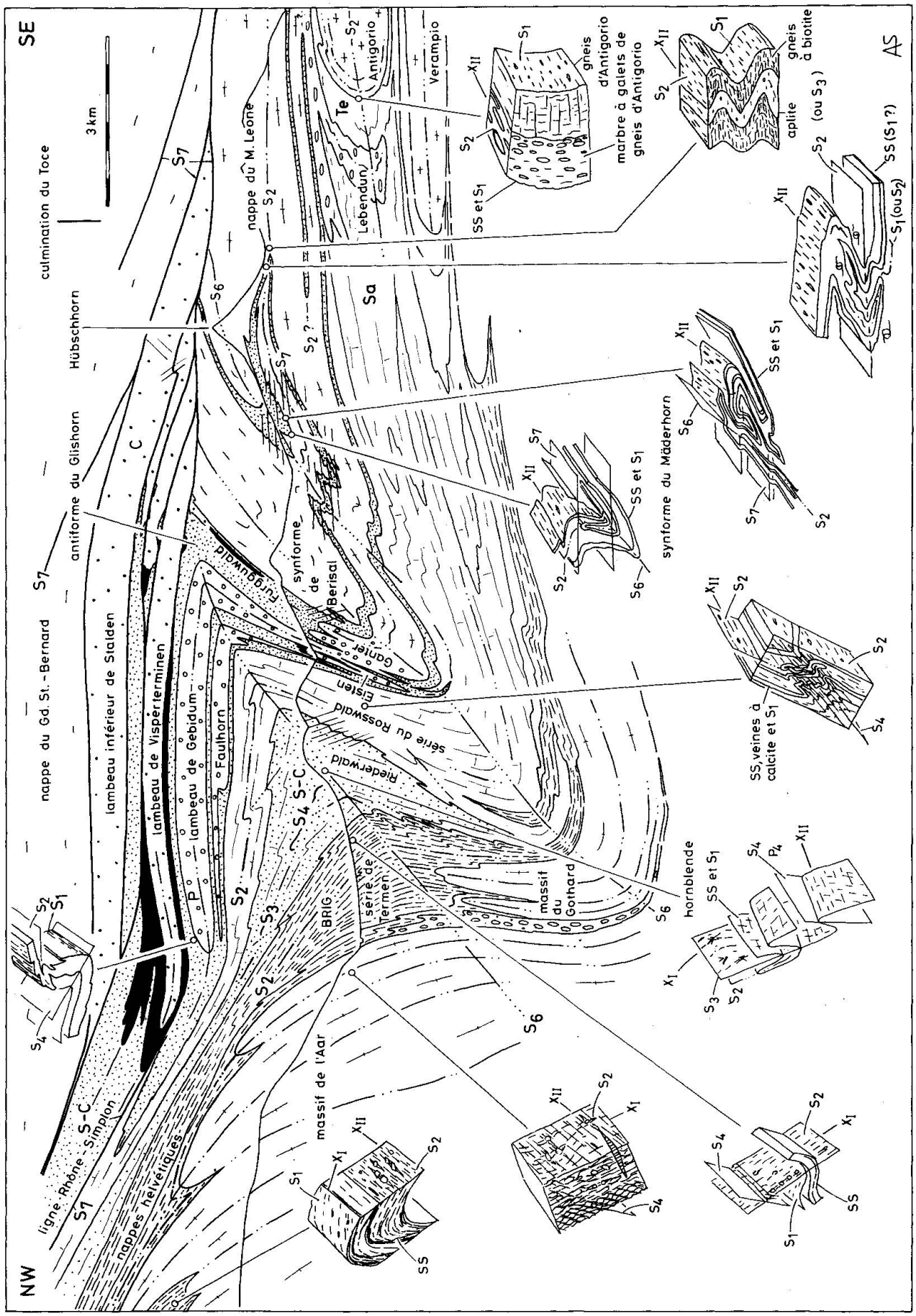


Fig. 2 Coupe structurale de la région du Simplon (legende p.32).

Gothard. Il y a des plans de chevauchement discrets, mais ces derniers ne sont développés qu'après le plissement de l'interface socle-couverture. Ainsi le massif de l'Aar est découpé par une famille de plans de chevauchement discrets qui suivent la schistosité tertiaire préexistante (STECK, 1968). Le développement de ces plans de décollement discrets est tardif. Il témoigne, d'une part d'une rotation progressive de la schistosité par rapport au champ des contraintes et d'autre part du passage d'une déformation ductile à une déformation plus cassante de la roche lors du refroidissement après la culmination du métamorphisme tertiaire (STECK, 1984, fig. 9, phases 3 et 4). La remobilisation d'une faille normale liasique en plan de chevauchement, puis en faille normale a été mis en évidence par DOLIVO (1982) dans la partie occidentale du massif de l'Aar (faille Rote Kuh-Gampel). Ce cas est isolé et la faille n'a pas donné naissance à une nappe ou un pli du socle. La plus spectaculaire zone de décollement tardive est la ligne Rhône-Simplon.

La ligne Rhône-Simplon (fig. 1, 2 et 9) est un accident tardif, découvert par BEARTH (1956). Les mylonites possèdent des paragenèses rétromorphes du faciès schistes verts. Entre le hameau de Bielti au Col du Simplon et Domodossola le tracé de la branche principale de cet accident est confirmé par des levés plus récents (AUBRY, 1984, MILNES dans STECK et al., 1980, MANCKTELOW, 1985, STECK, 1984). MILNES conteste avec raison la liaison des mylonites du Simplon, formées sous les conditions du faciès schistes verts, avec les kakirites de l'accident du Centovalli, créées dans une position plus proche de la surface terrestre. MANCKTELOW, à la recherche d'une continuation vers l'E des mylonites, les relie avec les mylonites du Val d'Isorno. Depuis la localité de Bielti, au col du Simplon, l'accident passe par la Nanzlücke et se poursuit vers l'W comme limite des deux couvertures mésozoïques du lambeau de Visperterminen (zone houillère de la nappe du S. Bernard) et du pli de Gebidem (nappe du Monte Leone) (HUNZIKER et al., 1969) pour disparaître près de Turtmann sous les alluvions de la plaine du Rhône. Sur la carte tectonique de la Suisse (SPYCHER, 1980) on note que cet accident suit sur de grandes distances la limite préexistante entre les nappes du Monte Leone et du S. Bernard. Elle y suit également la schistosité dominante S2. L'étirement d'orientation SW dans les mylonites du Simplon est parallèle à l'étirement XII associé à la schistosité S2 préexistante (fig. 8 et 9), formée sous les conditions de la culmination du métamorphisme tertiaire (AUBRY, 1984). D'autres étirements, indiquant des chevauchements tardifs vers le S ou le SE, sont localement développés dans les mylonites de l'accident Rhône-Simplon. Ces étirements, développés en relation avec les mouvements de rétrocharriage, sont moins importants que les linéations orientées SW.

Les effets de l'accident du Simplon, avec des plans de cisaillement parallèles (clivage S)

Légende de l'écorché tectonique (fig. 1) et de la coupe structurale (fig. 2).

L'écorché tectonique a été compilé d'après des travaux de diplôme inédits de l'Université de Lausanne (D. AUBRY, 1984, E. DOLIVO, 1978, M. GENOUD, 1978. J.-G. HAMMERSCHLAG, 1978, C. JAQUIER, 1986, P. JEANBOURQUIN, 1981, S. KELLER, 1977, M. MARREL, 1976, P. PALECZEC, 1976, et P. THÉLIN, 1976) et des levés géologiques personnels.

Drilärchu, Holzgrabe et Wasenalp désignent trois grands tassements.

Flèches = direction et pendage de l'étirement XII. Les plis P2 et P3 ont également cette direction.

S2-S6 = schistosités ou surfaces axiales de plis de 2e à 6e génération.

S7 = mylonites de l'accident du Simplon et clivage de crénulation parallèle à cet accident.

P8 = grandes ondulations tardives de direction E-W (p.ex.: culmination du Toce).

H = couverture mésozoïque helvétique.

Te = zone du Teggiolo (couverture mésozoïque des nappes de Verampio et d'Antigorio).

Sa = zone du Sabbione (couverture mésozoïque des conglomérats de Lebendun).

F (= zone du Fäldbach) et Rosswald (= série du Rosswald) composent la zone du Binntal, la couverture mésozoïque de la nappe du Monte Leone (LEU, 1986).

S-C = zone de Sion-Courmayeur, couverture mésozoïque de la zone houillère.

Furgguwald = ensemble sédimentaire mésozoïque, composé des couvertures des nappes du Monte Leone et de Berisal.

P = métaarkoses permiennes de la nappe du Monte Leone.

C = grauwackes de la zone houillère.

S = vieux socle du massif de l'Aar et des nappes penniques.

et à plus fort pendage SW (clivage C, selon BERTHE et al., 1979) que la schistosité préexistante S2 ou S3 et une rétromorphose sélective sous les conditions du faciès schistes verts, ne sont pas limités aux principaux accidents représentés sur les fig. 1, 2 et 9. On trouve des traces de cet événement tardif dans toutes les unités des Alpes penniques, depuis la fenêtre de Verampio à l'E jusqu'au-delà du Val d'Anniviers à l'W.

La surface de l'accident Rhône-Simplon forme, dans sa partie occidentale, une grande cuvette cylindrique parallèle à l'étirement et à la direction du rejet. Cette forme géométrique, du même âge ou plus tardive que la création de l'accident, explique que le décrochement dextre dans la vallée du Rhône passe graduellement à une faille normale au col du Simplon. Dans la région du Col, la ligne du Simplon coupe d'une manière discordante le pli de rétrocharriage de Berisal et met en contact discordant les gneiss polymétamorphiques de Berisal avec les métagrauwackes carbonifères du lambeau de Visperterminen (BEARTH). Cet acci-

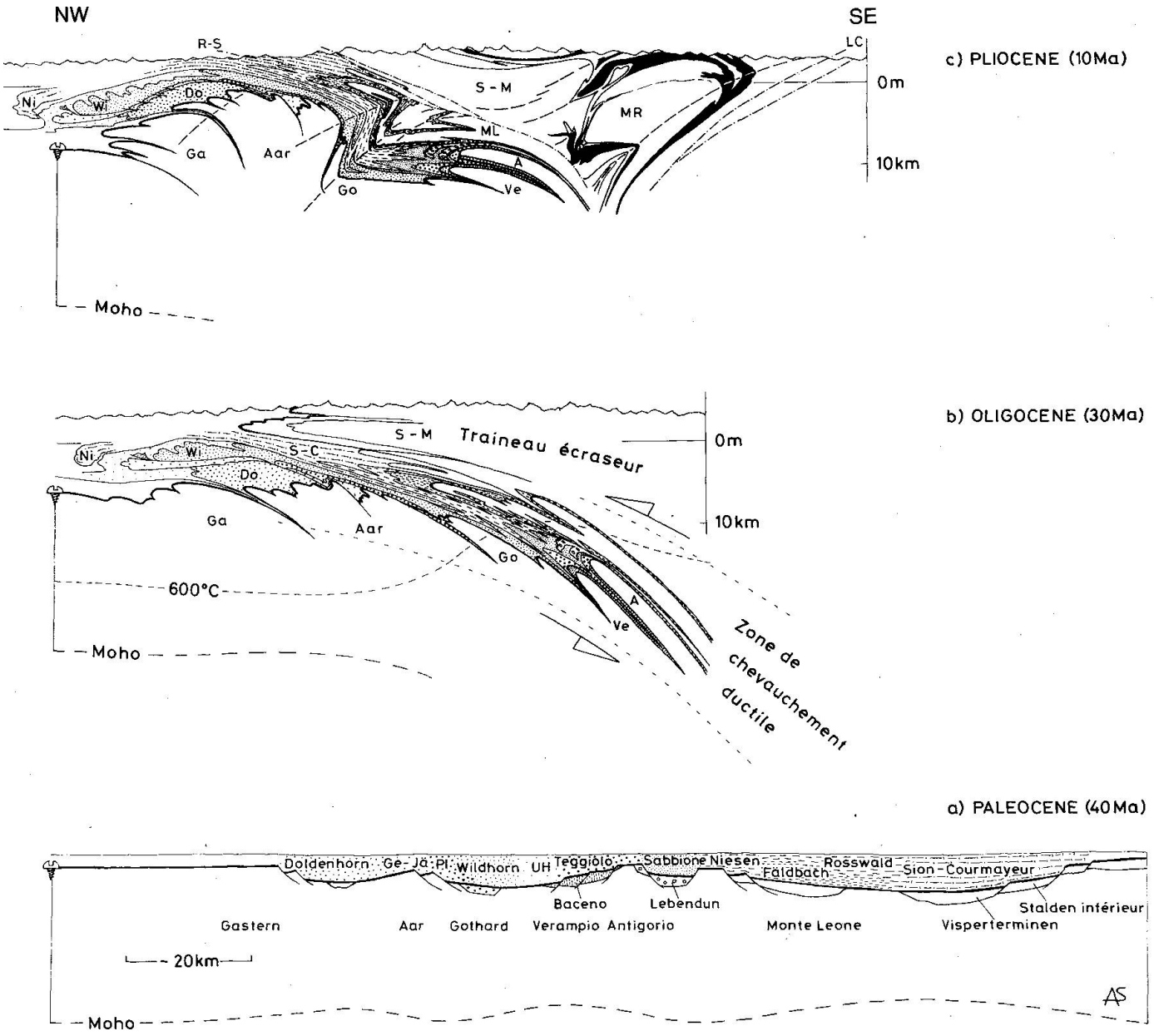


Fig. 3 Essai de reconstitution palinspastique des domaines helvétiques et penniques externes. Il s'agit d'un modèle alternatif à celui de LEU (1986, fig. 27). M-R = nappe du Mont Rose, R-S = ligne Rhône-Simplon, S-M = nappe de Siviez-Mischabel).

dent tardif déplace également les isogrades du métamorphisme alpin (fig. 9 et NIGGLI, 1960, WENK et KELLER, 1969, WENK et WENK, 1984). Le saut entre les âges radiométriques de part et d'autre de la ligne (HUNZIKER et al., 1969, WAGNER, REIMER et JÄGER, 1977) permet à MANCKTELOW de calculer un rejet de 12 km en faille normale («Abschiebung») et parallèlement à l'étirement des mylonites. Le passage du nord vers le sud de la zone à chlorite à la zone de biotite dans les mylonites près d'Engiloch (AUBRY, 1984) permet de déterminer pour l'accident du Simplon un âge de 10 Ma, en utilisant les âges de refroidissement de la biotite, déterminés par HUNZIKER et al. (1969) à cet endroit (STECK, 1984). Il s'agit de l'événement de refroidissement rapide au-dessous de 300 °C des régions situées à l'E de la ligne du Simplon, daté d'environ 10 Ma par FRANK et al. (1979) par les méthodes K–Ar et ^{39}Ar–^{40}Ar, K-mica blanc.

Modèle cinématique de la zone helvétique et de la zone pennique externe

L'absence de structures de rétrocharriage précoce nous conduit à proposer une reconstitution palinspastique différente de celle donnée par LEU (1986). Nous montrons la possibilité d'une mise en place des nappes uniquement par des mouvements de procharriage, c.-à-d. dans une direction générale NW, avec déformation et déplacement des éléments de socle principalement par plissement. Dans cette reconstitution palinspastique nous nous basons sur une coupe interprétative personnelle (fig. 3 et 4) qui tient compte de notre analyse structurale du massif du Simplon (fig. 1 et 2 et STECK, 1984).

PALÉOCÈNE (SITUATION À ≈ 40 MA)

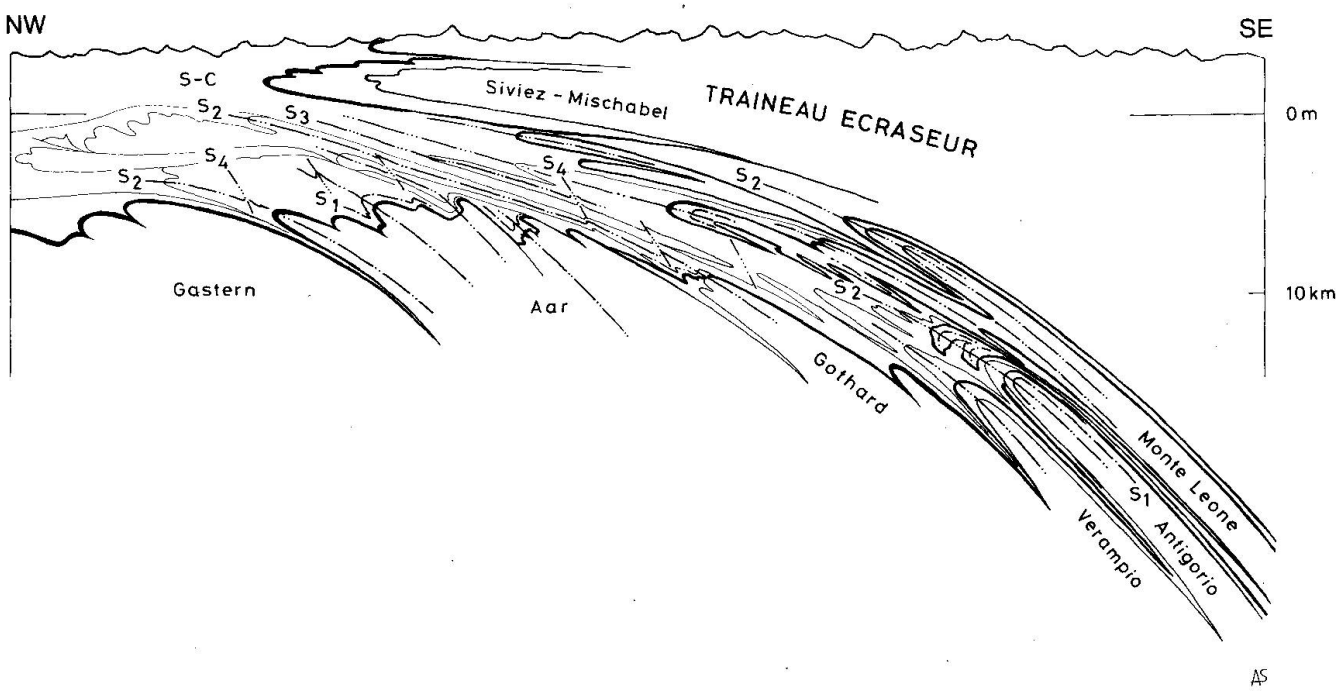
Dans cette reconstitution palinspastique (fig. 3a) les dimensions des bassins et les épaisseurs des couches sont approximatives. La distribution des patries sédimentaires des couvertures mésozoïques est légèrement différente de celle proposée par LEU. Les sédiments de la zone de Teggiolo forment la bordure méridionale du bassin helvétique et la patrie de l'unité de Sabbione et des conglomérats de Lebendun est imaginée entre le socle d'Antigorio et le bassin valaisan. Nous considérons les conglomérats de Lebendun comme permiens, même si cette attribution stratigraphique n'est pas du tout certaine (ESCHER et al., sous presse). Dans cette proposition les colonnes stratigraphiques, dont la composition indique une patrie voisine, restent regroupées. Des arguments pétrographiques et structuraux conduisent HUBER (1980) et HUBER-ALEFFI (1982) à une conclusion semblable. Selon ces auteurs les conglomérats de Lebendun sont à relier avec le socle de la nappe de la Maggia, une unité dont la patrie se situe entre les socles d'Antigorio et du Monte Leone.

OLIGOCÈNE (≈ 30 MA)

La géométrie des plis-nappes de gneiss et de couvertures mésozoïques résulte d'une déformation dans une zone de cisaillement simple à la base d'un empilement de nappes plus rigides («traîneau écraseur») (fig. 3b et 4). Le changement entre des plis de gneiss simples dans les massifs de l'Aar et du Gothard et dans la nappe d'Antigorio à des double-plis dans les nappes de Lebendun et du Monte Leone correspond au passage d'une zone moins déformée à une zone avec une histoire de déformation plus longue. L'augmentation de l'amplitude et la diminution de l'épaisseur des plis couchés du N vers le S s'explique également par l'augmentation de la ductilité des gneiss granitiques lors du passage du faciès schistes verts au faciès amphibolite au S du massif du Gothard (VOLL, 1976).

PLIOCÈNE (≈ 10 MA)

La longue période de 20 millions d'années, couvrant l'Oligocène supérieur et le Miocène est caractérisée par le développement de plusieurs générations de plis de rétrocharriage, de l'accident du Rhône–Simplon et des mouvements chevauchants sur les bordures septentrionale et méridionale de la chaîne alpine (fig. 3c). Il s'agit au N de la dernière progression du front helvétique et du chevauchement Molasse-Jura et au S des chevauchements dans les Alpes méridionales (LAUBSCHER, 1985) et de l'accident de Canavese (SCHMID et al., 1987). Tous ces événements ont lieu en relation avec une compression oblique, à composante dextre, de la chaîne alpine (fig. 10).



	Gothard Aar	Nappes helvétiques	Antigorio Verampio	Siviez-Mischabel Monte Leone Lebendun	Sion-Courmayeur (S-C)
Clivage de crénulation	S_4	S_4	S_4	S_4	S_4
Schistosité	S_2	S_2	S_2	S_2	S_3
Etirement	$X_I + X_{II}$	$X_I + X_{II}$	$X_I + X_{II}$	X_{II}	X_{II}
Schistosité		S_1	S_1	S_1	S_2
Etirement		X_I	X_I	X_I	X_I
Schistosité					S_1
Etirement					?

Fig. 4 Zone de chevauchement ductile Eocène supérieur et Oligocène inférieur (situation à 30 Ma) et structures de déformation (schistosités, étirements et plis): dans cette phase la zone ductile est formée par les unités helvétiques et penniques externes. Le traîneau écraseur rigide est composé des nappes penniques internes et austro-alpines. L'étirement XI est orienté NW-SE (parallèle à la coupe) et l'étirement XII est perpendiculaire à la coupe (NE-SW).

Modèle cinématique de la chaîne alpine

Le modèle proposé montre la différence fondamentale dans la formation des nappes de part et d'autre de la suture alpine. Les nappes austro-alpines ont été créées dans un premier temps par écaillage du socle des Alpes méridionales au-dessus de la zone de subduction éoalpine, tandis que les nappes penniques et les massifs cristallins externes se sont développés par plissement ductile de la partie supérieure du socle européen sous l'empilement des nappes plus rigides, austro-alpines et penniques. La datation des événements de cette reconstitution palinspastique est basée sur des arguments stratigraphiques, structuraux et des âges radiométriques (TRÜMPY, 1980). La datation d'un événement tectonique (structure de déformation, métamorphisme) et des corrélations d'âge à grande distance demeurera tou-

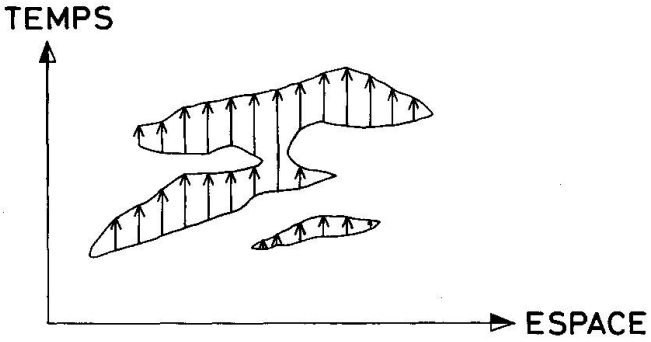


Fig. 5 Diagramme illustrant le développement spatio-temporel possible d'un événement géologique. Cet événement peut être une schistosité (p.ex. S2), un plissement (p.ex. P6) ou un événement métamorphique (p.ex. le métamorphisme lépontin). Ce diagramme montre l'une des principales difficultés de la datation d'un événement géologique. Le même phénomène n'a généralement pas le même âge dans tout son domaine de répartition.

jours une tâche difficile. Cela provient entre autre du fait qu'une «phase» ou un «événement» est en réalité un phénomène, qui évolue à la fois dans le temps et dans l'espace (fig. 5). En datant un «événement» à un endroit précis, on ne connaît pas son âge à un autre. Dans l'évolution progressive de la chaîne alpine, nous distinguons les phases suivantes (fig. 6):

CRÉTACÉ INFÉRIEUR

Une phase d'extension de la croûte terrestre avec création du bassin helvétique-pennique-externe sur une croûte continentale amincie et du bassin piémontais à croûte océanique se termine à la fin du crétacé inférieur (Albien).

PHASE DE SUBDUCTION ET DE COLLISION DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR (100-70 MA)

Cette phase est caractérisée par les phénomènes suivants:

- subduction de la partie externe de la croûte océanique piémontaise (zone Zermatt-Saas Fee) et de la marge méridionale du socle européen;
- accrétion d'une écaille de la croûte océanique (nappe du Tsaté) au continent africain (SARTORI, sous presse);
- écaillage de la bordure de la croûte continentale des Alpes méridionales avec entraînement en profondeur de la zone Sesia;
- métamorphisme haute pression-basse température.

La phase éoalpine se termine avec l'obduction de la zone Sesia, dans le cadre du chevauchement progressif des nappes austro-alpines.

PALÉOCÈNE ET ÉOCÈNE INFÉRIEUR

Période calme à faible activité volcanique basique (grès de Taveyanaz, Eocène tardif). La position tectonique de la source magmatique de ce volcanisme est inconnue.

PHASE DE COMPRESSION DE L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR ET OLIGOCÈNE INFÉRIEUR

Premier plissement ductile de la nappe du Mont Rose et chevauchement des nappes d'ophiolites et austro-alpines sur le domaine pennique. La large zone de phyllonites à paragenèses du faciès schistes verts à la base de la série d'Arolla et de la zone de Sesia témoigne à la fois de l'obduction éoalpine et de ce chevauchement mésoalpin précoce. Sous un empilement de nappes austro-alpines d'au moins 10 km le réchauffement géothermique des roches granitiques de la croûte pennique (métamorphisme lépontin du type disthène-sillimanite) crée une zone ductile, favorable au développement d'une zone de chevauchement. Et sous l'avancement des nappes supérieures plus rigides («traîneau écraseur», TERMIER, 1903) se forment les grands plis-nappes penniques. Avec le chevauchement progressif des unités internes sur les unités externes, le front de la zone chaude et ductile se déplace vers le N permettant la création successive des plis-nappes du pennique externe et des plis de socle des massifs cristallins externes. La schistosité de surface axiale des plis de première génération de l'Aar et du Gothard correspond à une deuxième schistosité dans les plis P2 des nappes helvétiques et dans les nappes de gneiss du front pennique. L'orientation d'une première linéation d'étirement XI et d'une deuxième linéation d'étirement XII nous indique un premier chevauchement des nappes dans une direction NW suivi d'un mouvement du «traîneau écraseur» dans une direction SW,

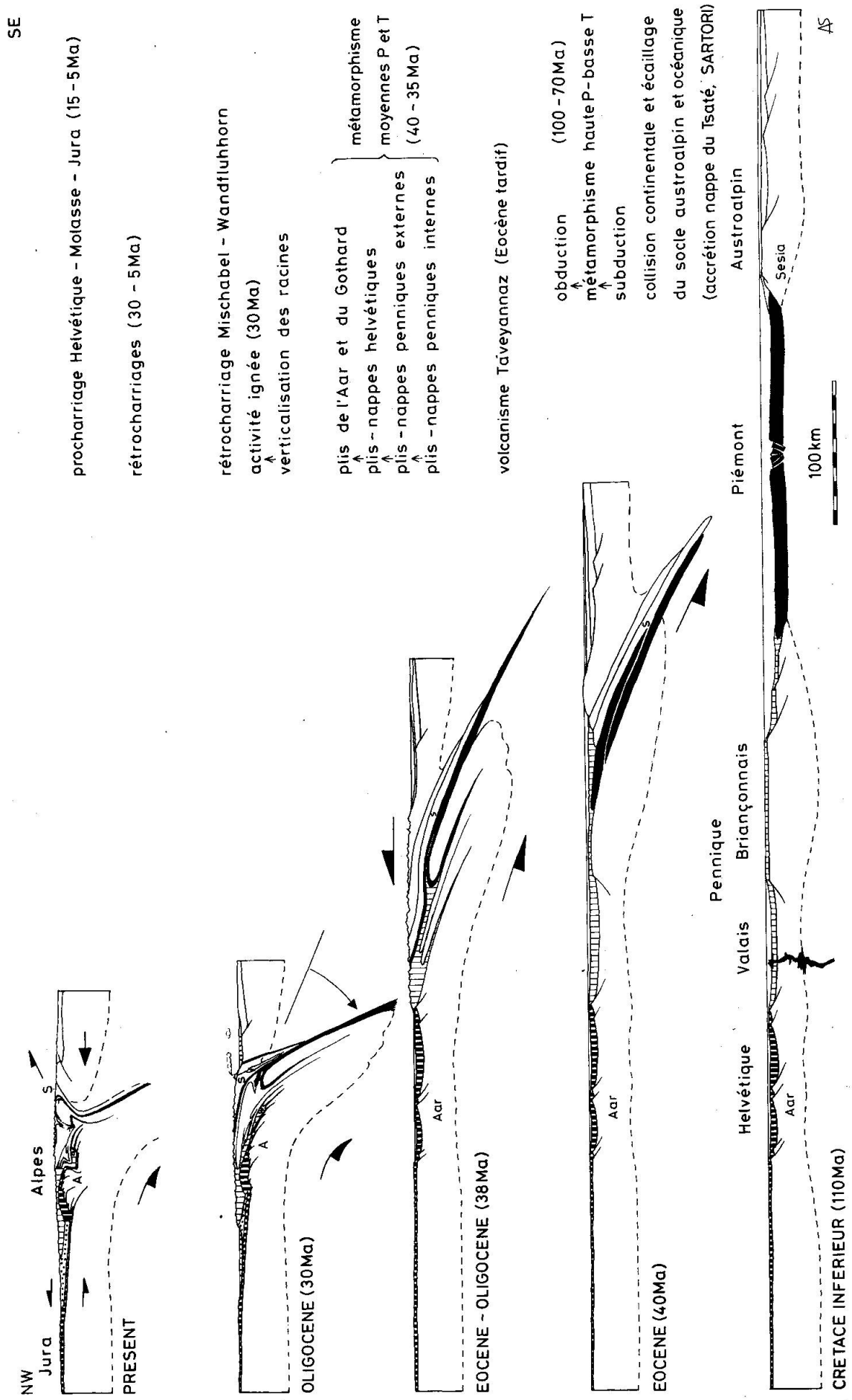


Fig. 6 Reconstitution palinspastique des Alpes centrales selon une coupe NW-SE à l'W du Simplon.

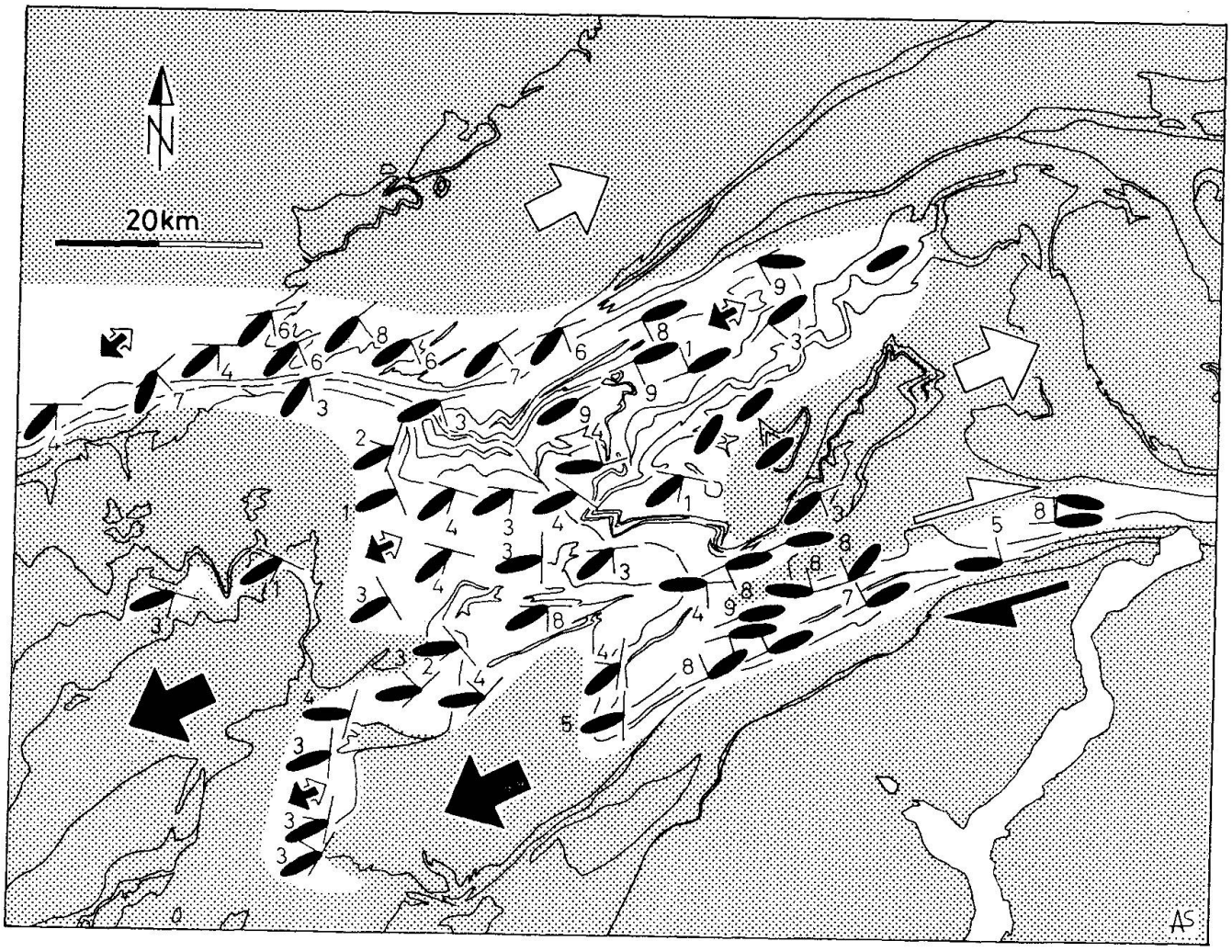


Fig. 7 Schistosités et étirements transversaux XI (rabattus) des Alpes centrales: ces structures ont été créées lors du chevauchement Eocène-Oligocène (40–35 Ma) des plis-nappes vers le NW. Les Alpes méridionales (trame) ne sont pas touchées par cette déformation.

lié au développement d'une large zone de cisaillement simple dextre traversant la chaîne alpine dans la région du Simplon (fig. 7, 8 et 10 et STECK, 1980 et 1984). Ces mouvements sont postérieurs au dépôt des flyschs éocènes et antérieurs à la dernière cristallisation des paragenèses de la culmination du métamorphisme lépontin (staurotides et tremolites postcinématiques dans la racine Mont Rose et dans la région située entre la fenêtre de Verampio et le massif du Gothard) et à l'intrusion de pegmatites post-cinématiques. Il est possible (mais pas certain) que ces pegmatites post-cinématiques sont du même âge que les pegmatites de la zone des racines datées par JÄGER et al. (1967) de 30 Ma. L'interprétation des âges radiométriques des Alpes lépontines (BRADBURY et al., 1985, HUREFORD, 1986) révèle un premier refroidissement sous les conditions du faciès amphibolite il y a 25–20 Ma. Ce modèle fixe une limite inférieure de l'âge des schistosités à étirement transversal XI et longitudinal XII, créées sous les conditions du faciès amphibolite. Malgré l'incertitude dans la datation précise des événements tectoniques, nos réflexions montrent que la zone ductile de cisaillement simple dextre du Simplon s'est déjà développée lors d'une compression Oligocène ou à la limite au Miocène inférieur, bien avant les décrochements dextres de la ligne du Canavese et de l'accident tardif du Simplon (fig. 9), ce dernier étant daté de 10 Ma (STECK, 1984).

Le fort pendage de la «zone des racines» pennique et austro-alpine s'est développé pendant ou juste après la première phase de cisaillement simple dextre.

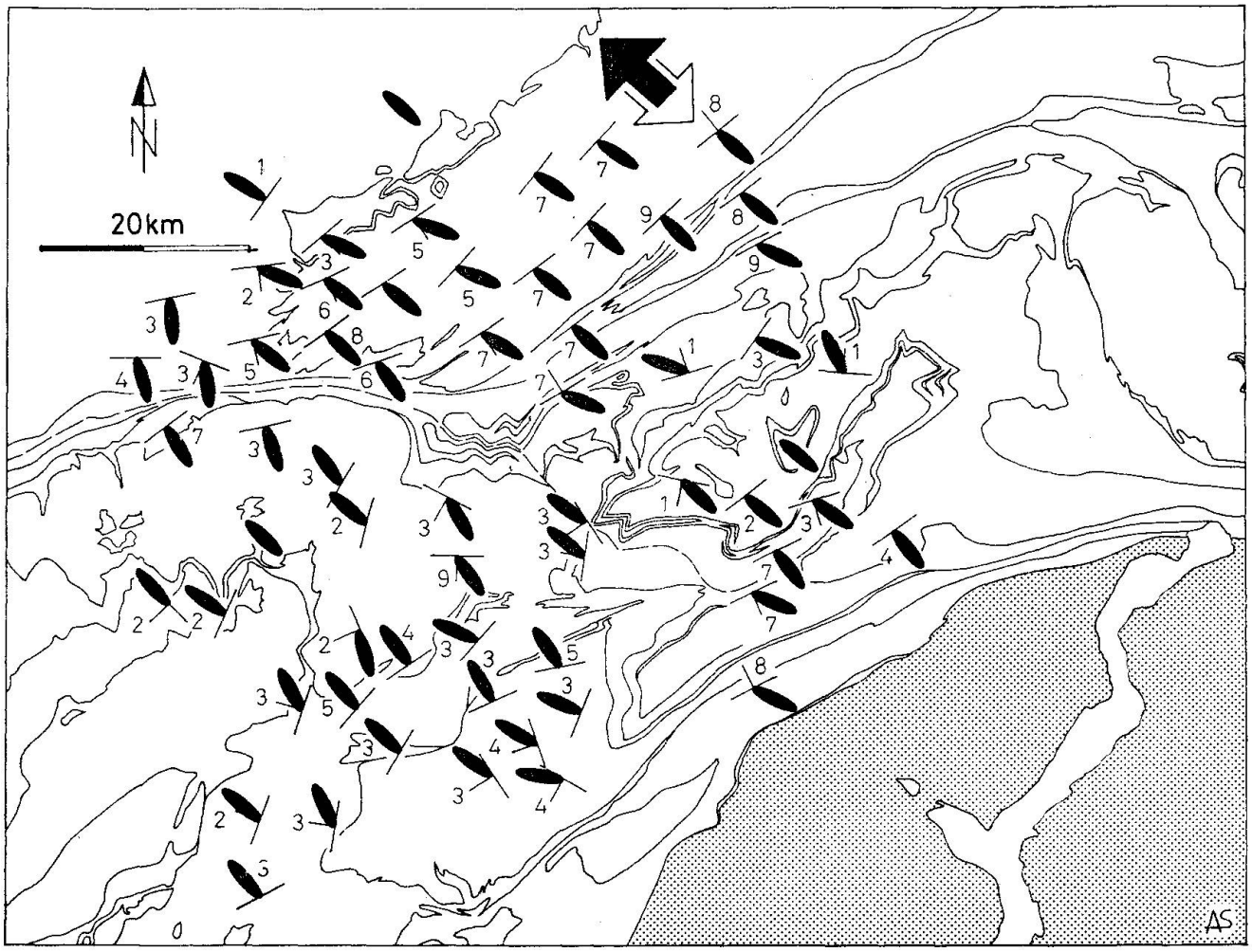


Fig. 8 Schistosités et étirements longitudinaux XII (rabattus) des Alpes centrales. Les chiffres 1 à 9 (= 10°-90°) indiquent le pendage de la schistosité. Les régions touchées par la déformation DII sont laissées en blanc. La zone de cisaillement ductile s'enracine au S, dans la zone verticale (zone de cisaillement dextre Villadossola-Malesco-Centovalli). Ces structures de la déformation DII ont été créées lors du charriage du traîneau écraseur dans une direction SW (antérieur à 20 Ma).

OLIGOCÈNE (30 MA)

Une brève période magmatique témoigne d'une phase d'extension Oligocène. Il s'agit de l'intrusion des granodiorites et tonalites du Bergell, des pegmatites, fréquentes dans la zone à fort pendage entre le Bergell et le val d'Ossola (STERN, 1966) et de la syénite de Biella et des andésites dans la zone de Sesia (HUNZIKER, 1974). On peut distinguer deux générations de pegmatites. Un premier groupe est déformé par la schistosité à étirement XII alors que dans les mêmes affleurements un autre ensemble de pegmatites recoupe cette schistosité sans être déformé. Les deux générations traversent toutes les roches de la zone des racines. On ne peut donc pas douter de l'âge tertiaire de ces pegmatites. Il est possible que la flexure des structures dans la zone des racines soit responsable de l'ouverture de fissures profondes et du magmatisme oligocène. Il s'agirait d'une cinématique semblable à celle imaginée dans le cas de la création des arcs insulaires au-dessus d'une zone de subduction. Ainsi, dans les Alpes, la verticalisation de la racine lithosphérique froide en subduction serait responsable du recourbement des racines, aurait créé les fissures d'extension avec une faible activité ignée et aurait développé des failles d'extension dans les unités austro-alpines superficielles, jusqu'à présent rigides et reliées au socle des Alpes méridionales.

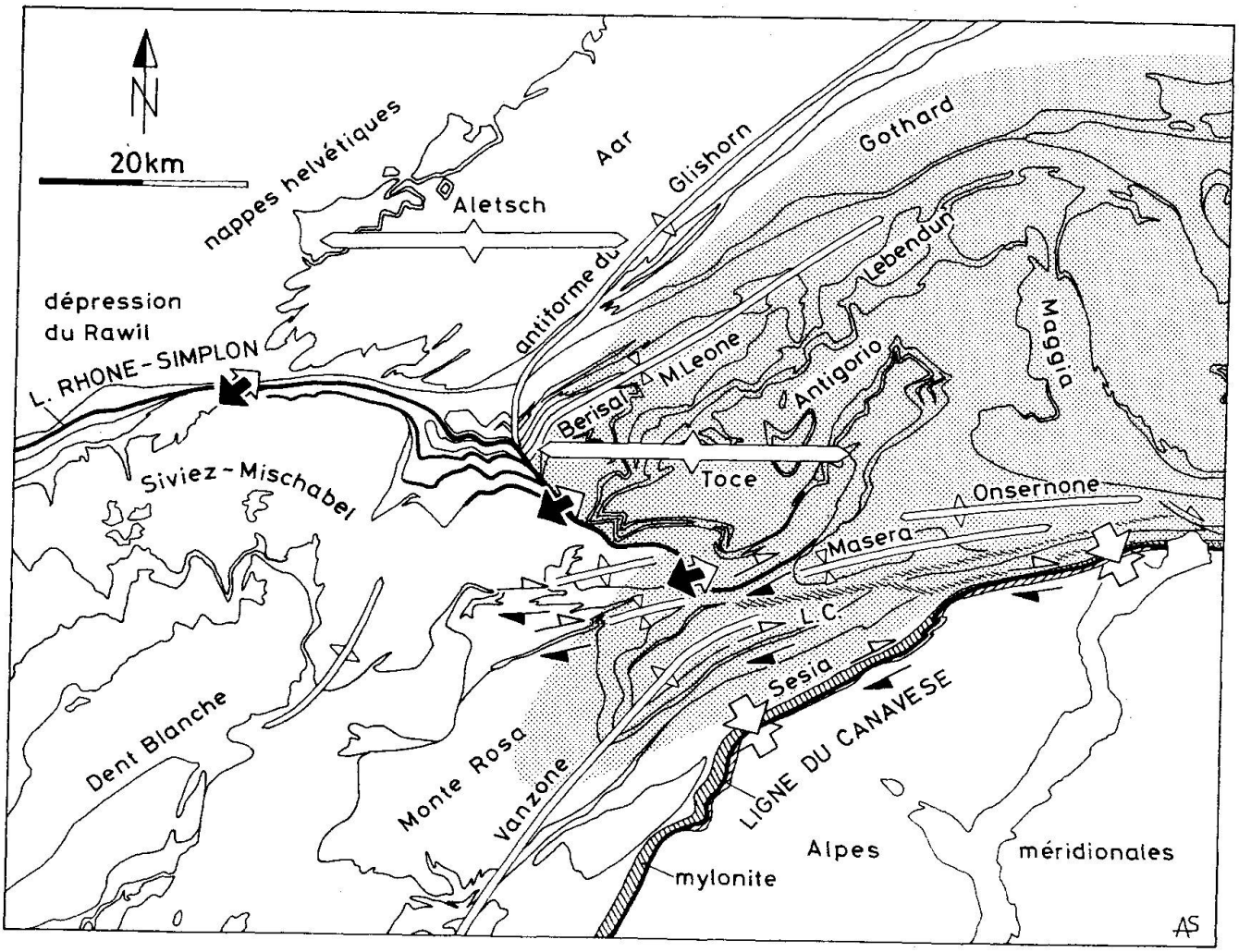


Fig. 9 Structures miocènes des Alpes centrales. Les observations de SCHMID et al. (1987) sur la ligne du Canavese sont intégrées dans ce schéma. Les régions à faciès amphibolites sont représentées par une trame. On distingue des structures développées lors de deux phases de déformations successives:

a) les structures de rétrocharriage (phase insubrienne d'ARGAND, 1916): les plis du Glishorn, de Berisal, d'Onsernone, de Masera et de Vanzone et le rétrochevauchement de la ligne du Canavese,

b) les structures d'extension NE-SW et de décrochement dextre plus jeunes: la ligne du Simplon, un accident en faille normale, en partie discordant et en partie parallèle à la foliation préexistante et déplaçant les isogrades et les décrochements dextres de la ligne du Canavese, de Villadossola, des vals d'Isorno et de Loranco et du Zwischenbergental. Les culminations du Toce et d'Aletsch ont été créées pendant et après l'accident du Simplon (voir fig. 1).

PHASE DE COMPRESSION OLIGOCÈNE SUPÉRIEUR ET MIOCÈNE

Une telle déstabilisation du «couvercle» orogénique rigide au nord des Alpes méridionales et un abaissement relatif de celle-ci (deux phénomènes contrôlés par des processus endodynamiques) sont probablement responsables du soudain développement des plis de rétrocharriage: plis du Wandfluhhorn, de la Mischabel, de Vanzone, l'accident du Canavese et les plis de rétrocharriage des massifs cristallins externes (plis du Glishorn et de Berisal, fig. 9). ARGAND (1916, fig. 13) dessine la situation lors de la «phase insubrienne», le coin des Alpes méridionales rigide s'enfonce dans la zone ductile du cœur de l'orogène. Ces idées confirment un modèle proposé par ROEDER en 1973 et abandonné en 1980. Cet auteur s'est imaginé que le passage des mouvements de procharriage aux rétrocharriages est contrôlé par le basculement de la racine lithosphérique en subduction. D'autres modèles sont proposés par LAUBSCHER (1983) et SCHMID et al. (1987).

D'importants mouvements décrochants dextres sont associés à la formation des structures de rétrocharriage (LACASSIN, 1984, STECK, 1984, SCHMID et al.). Ces déformations ont eu lieu lors d'une rétromorphose après la culmination du métamorphisme lépontin, principalement sous les conditions du faciès schistes verts. L'accident du Simplon («Simplon-Abschiebung»), vieux de 10 Ma. (STECK, 1984), date de cette période (fig. 9). Un dernier procharriage du front helvétique (Ruchiphase, MILNES et al., 1977), le chevauchement et plissement du Jura et la création des nappes de vergence S dans les Alpes méridionales (LAUBSCHER, 1985) datend également de cette période de compression tardive.

Conclusions

Rappelons les points les plus importants de la discussion sur la cinématique des nappes de gneiss alpines.

NAPPES-ÉCAILLES ET PLIS-NAPPES

Il existe parmi les nappes de socle paléozoïque des Alpes deux types de nappes fondamentalement différents.

Les massifs cristallins externes et les plis-nappes penniques-externes ont été créés par plissement ductile du socle, les nappes austro-alpines par écaillage.

Les nappes penniques internes, avec une géométrie plus complexe, sont également interprétées comme plis-nappes par ESCHER (communication personnelle).

Les deux types de nappes sont situés de part et d'autre de la principale suture éoalpine, tracée par les nappes des ophiolites piémontaises.

a) Les plis de socle des massifs cristallins externes et les nappes de gneiss penniques externes sont induits par un plissement ductile de la partie superficielle de la croûte continentale. Dans ces unités, des plans de décollement discrets ne se sont développés qu'après le plissement et la formation de la schistosité pénétrative des gneiss.

b) Les écailles austro-alpines contiennent également une portion de la croûte inférieure, riche en intrusions de diorites et de gabbros, qu'on retrouve actuellement dans la partie septentrionale de la zone de Sesia inférieure entre Locarno et le val Sesia (carte géologique de HERMANN, 1937) et dans les gneiss d'Arolla.

«TRAÎNEAU ÉCRASEUR» ET ZONE DE CHEVAUCHEMENT DUCTILE

TERMIER (1903) définit le concept du traîneau écraseur. Il s'agit d'un empilement de nappes plus rigides, une super-nappe, qui lors de son chevauchement provoque l'étirement des roches dans une zone de cisaillement ductile en profondeur. Dans notre modèle, des nappes internes en obduction se déplacent d'une manière continuelle, avec le ramollissement progressif de la croûte continentale européenne du SE vers le NW. L'épaisseur de la zone de chevauchement ductile (zone de cisaillement simple) en profondeur est de 10–20 km, celle du traîneau écraseur dépasse les 10 km (fig. 3b et 4). Lors du chevauchement des nappes et de l'érosion du toit de la chaîne alpine, il y a accrétion des unités refroidies avec le bloc continental méridional, formant le traîneau écraseur. Ainsi ce traîneau écraseur est tout d'abord constitué par des écailles austro-alpines, puis également par des plis-nappes penniques (fig. 6). Des vitesses de collision variables créent ce qu'on appelle des phases de déformation. Il s'agit des phases de compression du Crétacé supérieur (Cénomanien et Turonien), Eocène supérieur–Oligocène inférieur et Oligocène–Miocène. Il est vraisemblable que les déformations de la phase Eocène supérieur–Oligocène inférieur ont eu lieu dans une même zone de chevauchement ductile, sans développement de deux zones de subduction distinctes, comme TRÜMPY (1980) l'imagine en proposant les phases (et subductions) méso- et néoalpine.

Ces épisodes du cycle orogénique alpin sont contrôlées par des événements endodynamiques du globe terrestre (SCHWAN, 1986).

LA TRAJECTOIRE DE LA DÉFORMATION (STECK, 1980, 1984)

Nous ne connaissons actuellement ni faits, ni arguments convaincants, prouvant l'existence de mouvements de rétrocharriage (vers le S ou le SE) antérieurs à la mise en place des nappes dans une direction NW, tels que les a

proposés LEU (1986). Parmi les structures de procharriage des zones helvétique et pennique on distingue deux étirements principaux. L'orientation de XI nous indique une première direction de chevauchement du traîneau écraseur dans une direction NW et l'orientation SW du deuxième étirement XII résulte d'un déplacement du traîneau écraseur dans cette deuxième direction SW (fig. 7, 8 et 10). Dans le dernier cas il s'agit de la large zone ductile de cisaillement simple dextre du Simplon. Le chevauchement dans une direction NW (DI) est de la phase Eocène supérieur-Oligocène inférieur. Le mouvement dans une direction SW (DII) a tout d'abord eu lieu sous les conditions du faciès amphibolites, donc après les datations radiométriques de HUREFORD (1986) avant 20-25 Ma, c.-à-d., à l'Oligocène ou au plus tard au début du Miocène. Un troisième étirement XIII, moins important et de direction W à SW, a été créé lors de mouvements coulissants dextres, liés aux rétrocharriages tardifs dans la zone des racines penniques et austro-alpines (LACASSIN, 1984, STECK, 1984). Dans le Val Loranco (Monte Preja), la direction de glissement des plis de rétrocharriage de type similaire est parallèle à cette direction W de XIII (JABOYEDOFF, 1986). De même, le rejet en faille normale de l'accident du Simplon (Simplon-Abschiebung, datée de 10 Ma) est associé aux décrochements dextres tardifs de la zone des racines et de la ligne insubrienne (fig. 9 et 10).

Ce changement des directions de chevauchement dans le sens inverse de l'aiguille d'une montre correspond au déplacement relatif des Alpes méridionales par rapport à la plaque européenne au cours de l'Eocène, Oligocène et Miocène (fig. 10). A plus grande échelle, ces données enregistrées dans les structures de dé-

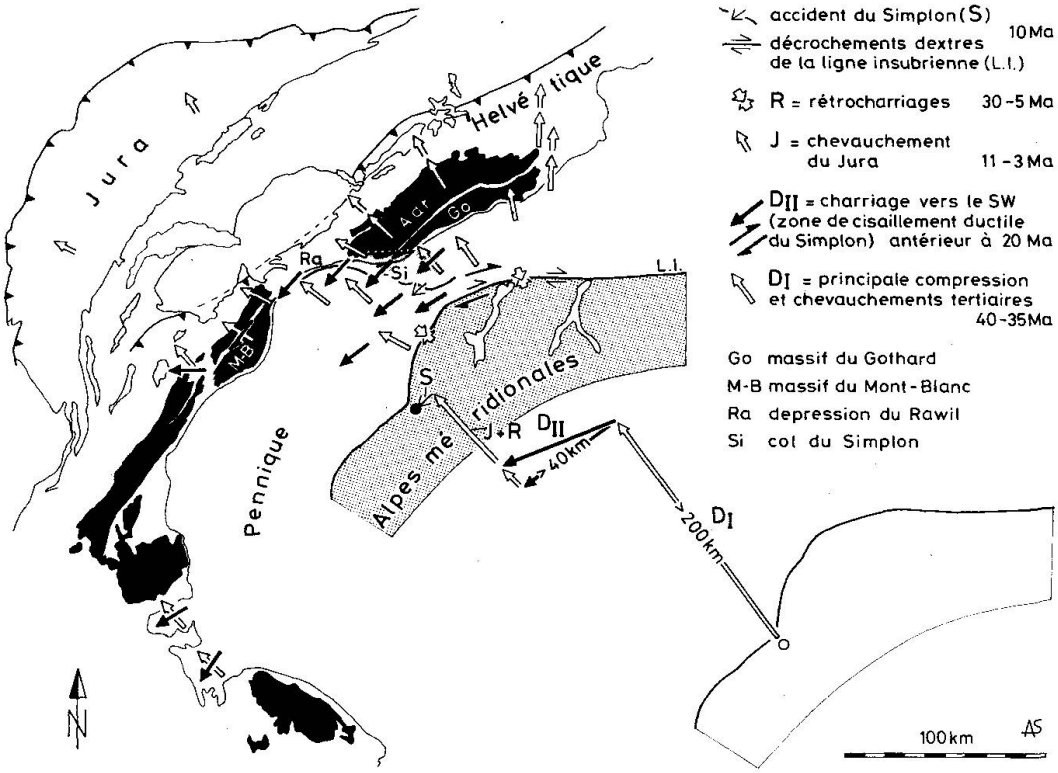


Fig. 10 Trajectoire tertiaire des Alpes méridionales déduite des structures de déformation du massif du Simplon. Les longueurs des flèches correspondent à des valeurs minimales estimées.
Cette carte montre également le déplacement relatif (en échelon) des massifs cristallins externes Aar-Gastern et Mont-Blanc-Aiguilles-Rouges et le fort raccourcissement NW-SE de la chaîne alpine dans le secteur du Simplon. Une relation génétique de ces deux phénomènes avec la zone de cisaillement ductile du Simplon (phase de déformation DII) est vraisemblable (STECK, 1984). La variation des directions de chevauchement tertiaires observées par GOURLAY (1984) entre les massifs Mont-Blanc, Aiguilles-Rouges et de Belledonne et de MERLE (1982) dans la nappe du Parpaillon au S du massif de Pellevoux sont également représentées sur cette carte. Le tracé du front helvétique est représenté selon SPICHER (1980) et H. MASSON et J.-L. EPARD (communication orale).

formation des plis-nappes de gneiss des Alpes centrales (STECK, 1980, 1984) confirment les mouvements rotatifs tertiaires des plaques dans la zone de collision de la Téthys, proposés par SAVOSTIN et al. (1986) et développés à partir de données paléomagnétiques et d'un modèle cinématique de l'ouverture de l'Atlantique.

RÔLE DE LA RACINE LITHOSPHÉRIQUE

Il est probable que dans un stade avancé de la création de la chaîne alpine, l'enfoncement de la racine lithosphérique froide et lourde a contrôlé une série de phénomènes superficiels, tels que:

a) la phase d'extension Oligocène (30 Ma) avec l'ouverture de fissures profondes servant de cheminée aux magmas calcoalcalins;

b) la verticalisation de la zone des racines et

c) le passage des mouvements de procharriage à des mouvements de rétrocharriage, avec un soulèvement relatif des Alpes centrales par rapport aux Alpes méridionales (30–10 Ma).

Références

ARGAND, E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) 31.

ARGAND, E. (1916): Sur l'arc des Alpes Occidentales. Eclogae geol. Helv. 14, 145–204.

AYRTON, S. et RAMSEY, J.G. (1974): Tectonic and Metamorphic Events in the Alps. Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 54/2-3, 609–639.

AUBRY, D. (1984): Diplôme inédit. Univ. de Lausanne.

BEARTH, P. (1956): Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. Eclogae geol. Helv. 49, 279–290.

BEARTH, P. (1972): Simplon. Geol. Atlas der Schweiz, Bl. 61.

BEARTH, P. (1973): Erläuterungen zu Blatt Simplon. Geol. Atlas der Schweiz, Nr. 61. Schweiz. geol. Komm., Basel.

BERTHE, D., CHOUCROUNE, P., et JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. J. Struct. Geol., 1, 31–42.

BOLLI, H., BURRI, M., ISLER, A., NABHOLZ, W., PANTIC, N., et PROBST, P. (1980): Der nordpenninische Saum zwischen Westgraubünden und Brig. Eclogae geol. Helv. 73/3, 779–797.

BOYER, S.E. et ELLIOTT, D. (1982): Thrust Systems. Americ. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 66/9, 1196–1230.

BUGNON, P.-C. (1980): Géologie des racines helvétiques dans la région de Loèche (Valais). Bull. Soc. vaud. Sci. nat. (359) 75, 201–206.

BUGNON, P.-C. (1986): Géologie de l'Helvétique à l'extrémité SW du massif de l'Aar. Thèse Univ. Lausanne.

BURKHARD, M. (1986): L'helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar. Thèse Univ. Neuchâtel.

BURRI, M. (1979): Les formations valaisannes dans la région de Visp. Eclogae geol. Helv. 72, 789–802.

BRADBURY, H.J. et NOLEN-HOEKSEMA, R.C. (1985): The lepontine Alps as an evolving metamorphic core complex during A-type subduction. Evidence from Heat flow, Mineral cooling ages, and tectonic modeling. Tectonics, 4, 187–211.

CHATTERJEE, N.D. (1961): The Alpine metamorphism in the Simplon area. Geol. Rundschau 51, 1–72.

DEBELMAS, J., ESCHER, A. et TRÜMPY, R. (1983): Profiles through the western Alps. In Profiles of orogenic belts. Geodyn. Series, 10, 83–96.

DIETRICH, D. et DURNEY, D.W. (1986): Change of direction of overthrust shear in the Helvetic nappes of western Switzerland. J. struct. geol. 8, 389–396.

DOLIVO, E. (1982): Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel. Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) 157.

DURNEY, D.W. et RAMSEY. J.G. (1973): Incremental strains measured by syntectonic crystal growth. In: Gravity and Tectonics edited by DeJong, K. and Scholten, R.). Wiley, New York, 67–96.

ESCHER, A. (sous presse): Structure de la nappe du Grand St-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. Rapp. géol. Serv. hydrol. et géol. natl.

ESCHER, A., ESCHER, J.C. et WATTERSON, J. (1975): The reorientation of the Kangâmiut dike swarm, West Greenland. Canad. J. Earth Sci. 12, 158–173.

ESCHER, A., MASSON, H. et STECK, A. (sous presse): Coupe géologique des Alpes centrales.

FRANK, E. (1979): Metamorphose mesozoischer Gesteine im Querprofil Brig–Verampio. Thèse, Univ. Bern.

FRANK, E. (1983): Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the Central Alps: occurence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. SMPM 63.

FRANK, E. et STETTLER, A. (1979): K–Ar and ^{39}Ar–^{40}Ar systematics of white K-mica from an Alpine metamorphic profile in the Swiss Alps. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 59, 375–394.

GERLACH, H. (1869): Die Penninischen Alpen. Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. 22.

GOURLAY, P. (1984): La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles-Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). Thèse Univ. Pierre et Marie Curie, Paris 6.

HAMMERSCHLAG, J.G. (1985): Métamorphisme progressif dans la séquence quartzofeldspathique – Profil Aar–Bergell (Alpes centrales). Thèse, Univ. Lausanne.

HEIM, ALB. (1919–1922): Geologie der Schweiz, Bd. II: Die Schweizeralpen. Leipzig.

HERMANN, F. (1937): Carta geologica delle Alpi nord-occidentali, 1:200000, Milano.

HOMEWOOD, P., GOSSO, P., ESCHER, A. et MILNES, A. (1980): Cretaceous and tertiary evolution along the Besançon–Biella Traverse (Western Alps). Eclogae géol. Helv. 73/2, 635–649.

HUBER, M. (1981): Geologisch-strukturelle Untersuchungen im obern Maggiagebiet (Tessin, Schweiz). Diss. ETH Zürich.

HUBER-ALEFFI, A. (1982): Strain Determinations in the Conglomeratic Gneiss of the Lebendun Nappe, Ticino, Switzerland. Geologica Rom. 21, 235-277.

HUNZIKER, J.C. (1974): Rb-Sr and K-Ar age determinations and the Alpine tectonic history of the Western Alps. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 31, 1-54.

HUNZIKER, J.C. et BEARTH, P. (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der Alpinen Metamorphose. Eclogae geol. Helv. 62/1, 205-222.

HUREFORD, A.J. (1986): Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and a age of vertical movement on the Insubric Fault Line. Contrib. Mineral. Petrol. 92, 413-427.

JABOYEDOFF (1986): Géologie de la Monte della Preja, Val Loranco. Diplôme inédit, Lausanne.

JÄGER, E., NIGGLI, E. et WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Beitrag geol. Karte der Schweiz (N.F.) 134.

JAQUIER (1986): Géologie de la région Saflischpass-Ritterpass (Valais). Diplôme inédit, Lausanne.

JOOS, M. (1967): Über die Herkunft der Lebendunserie. Eclogae geol. Helv. 60/1, 151-155.

LACASSIN, R. (1984): Etudes des mécanismes de déformation dans le versant nord de la nappe du Mont Rose (Alpes Suisses) et relation avec les grands chevauchements. Thèse 3e cycle, Univ. Montpellier.

LAUBSCHER, H. (1983): Detachment, shear, and compression in the central Alps. Mem. Geol. Soc. Am. 158, 191-211.

LAUBSCHER, H. (1985): Large-Scale, thin-skinned thrusting in the southern Alps. Kinematic models. Bull. Geol. Soc. Amer. 96, 710-718.

LEU, W. (1985): Geologie der Sedimentzüge zwischen Griessee und Passo del Corno (Nufenengebiet, Wallis). Eclogae geol. Helv. 78/3, 537-544.

LEU, W. (1986): Lithostratigraphie und Tektonik der nordpenninischen Sedimente in der Region Bedretto-Baceno-Visp. Eclogae geol. Helv. 79/3, 796-824.

LUGEON, M. et ARGAND, E. (1905): Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C.R. Acad. Sci. Paris.

MANCKTELOW, N. (1985): The Simplon Line: A major displacement zone in the western Lepontine Alps. Eclogae geol. Helv. 78/1, 73-96.

MASSON, H., HERB, R. et STECK, A. (1980): Helvetic Alps of western Switzerland, Excursion No. 1, in Schweizerische Geologische Kommission, ed., Geology of Switzerland, a guide-book: Basel, New York, Wepf & Co., 109-153.

MERLE, O. (1982): Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales). Thèse 3e cycle, Rennes.

MERLE, O. (1987): Histoire de la déformation dans les Alpes lépontines occidentales. Bull. Soc. géol. France, 1987, 8.

MERLE, O., LE GAL, P. et MANCEL, P. (1986): Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes Centrales). Eclogae geol. Helv., 79, 705-718.

MILNES, A.G. (1973): A structural reinterpretation of the classic Simplon tunnel section of the Central Alps. Bull Soc. Amer. 84, 269-274.

MILNES, A.G. (1974): Post-nappe folding in the western Lepontine Alps. Eclogae geol. Helv. 67/2, 333-348.

MILNES, A.G. (1975): On steep Isogradic Surfaces in the Simplon Area: a discussion. Contrib. Mineral. Petrol., 53, 65-68.

MILNES, A.G. (1978): Structural zones and continental collision, Central Alps. Tectonophysics, 47, 369-392.

MILNES, A.G., GRELLER, M. et MÜLLER, R. (1981): Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon-Pennine Alps. J. struct. Geol. 3, 411-420.

MILNES, A.G. et PFIFFNER, O.A. (1977): Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland. Eclogae geol. Helv. 70, 83-95.

MÜLLER, W.H., HUBER, M., ISLER, A. et LEBOTH, P. (1984): Erläuterung zur «Geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100000». Nagra techn. Bericht 84-25, Baden.

NABHOLZ, W.K. et VOLL, G. (1963): Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). Eclogae geol. Helv. 56/2, 755-808.

NIGGLI, E. (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizeralpen. Int. geol. Congr., Rep. 21 sess. Norden XIII, 132-138, Copenhagen.

PLESSMANN, W. (1958): Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum-Helvetikum. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, 7, 153-188.

RAMSAY, J.G. (1967): Folding and Fracturing of Rocks. - McGraw-Hill, New York.

RAMSAY, J.G. (1980): Shearzone geometry: a review. J. struct. Geol. 2, 83-99.

ROEDER, D. (1973): Subduction and Orogeny. - J. geophys. Res. 78/23, 5005-5024.

ROEDER, D. (1980): Geodynamics of the Alpine-Mediterranean system - a synthesis. Eclogae geol. Helv. 73/2, 353-377.

SCHARDT, H. (1903): Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon. Corbaz & Cie, Lausanne.

SCHMID, S., ZINGG, A. et HANDY, M. (1987): The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. Tectonophysics, 135, 47-66.

SARTORI, M. (sous presse): Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais). Eclogae geol. Helv.

SAVOSTIN, L.A., SIBUET, J.-C., ZONENSHAIN, L.P., LE PICHON, X. et ROULET, M.J. (1986): Kinematic Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triasic. Tectonophysics, 123, 1-35.

SCHWAN, W. (1986): The worldwide active middle/late Eocene geodynamic episode with peaks at +45 and +37 M.Y. B.P., and implications and problems of orogeny and sea-floor spreading. Tectonophysics, 115, 197-234.

SPICHER, A. (1980): Tektonische Karte der Schweiz. Schweiz. geol. Kommission, Basel.

STECK, A. (1966): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. Beitr. geol., Karte der Schweiz (N.F.) 130.

STECK, A. (1968): Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. Eclogae geol. Helv. 61/1, 19-48.

STECK, A. (1980): Deux directions principales de flux synmétamorphiques dans les Alpes centrales. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. (358) 75, 141-149.

STECK, A. (1984): Structures de déformation tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). Eclogae geol. Helv. 77/1, 55-100.

STERN, W. (1966): Zur Mineralchemie von Glimmern aus Tessiner Pegmatiten. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 46, 137-188.

STRECKEISEN, A., WENK, E. et FREY, M. (1974): On Steep Isogradic Surfaces in the Simplon Area. Contrib. Mineral. Petrol. 47, 81-95.

TERMIER, P. (1903): Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. Bull. Soc. géol. France 28, 411-433.

THÉLIN, P. (1983): Les gneiss œillés de la nappe du Grand Saint-Bernard, essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'hérédité prémétamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). Thèse, Univ. Lausanne.

TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, Part A. Wepf, Basel.

VOLL, G. (1976): Recristallisation of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological signification. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 641-647.

VOLL, G. (1980): Ein Querprofil durch die Schweizeralpen vom Vierwaldstättersee zur Wurzelzone - Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformationsmechanismen wichtiger Minerale. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 160/3, 321-335.

WAGNER, G.A., REIMER, G.M. et JÄGER, E. (1977): Cooling ages derived by Apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: The uplift and cooling history of the central Alps. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 30.

WENK, E. et KELLER, F. (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 49, 157-198.

WENK, E. et WENK, R. (1984): Distribution of plagioclase in carbonate rocks from the Tertiary metamorphic belt of the Central Alps. Bull. Minéral. 107, 357-368.

WYSS, R. (1985): Die Urseren-Zone - Lithostratigraphie und Tektonik. Eclogae geol. Helv. 79, 731-767.

Manuscrit reçu le 7 octobre 1986, manuscrit révisé accepté le 27 janvier 1987.