

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 83 (1990)
Heft: 3: The Hans Laubscher volume

Artikel: Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales
Autor: Steck, Albrecht
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-166604>

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: 09.07.2025

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

Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales

Par ALBRECHT STECK¹⁾

ABSTRACT

The main deformation structures due to the Tertiary continental collision in the Western Swiss Alps are ductile shear zones. Four main shear zones can be recognized on the structural map, each characterised by a different shear direction. The first D I shear zone with a X I, SE (transverse) stretching direction has been created during the underthrusting towards the SE of the European plate under the Adriatic plate. This took place mainly by ductile deformation of the upper part of the European continental basement with the formation of the external massifs basement folds and the Penninic foldnappes. The second D II shear zone (Simplon ductile shear zone) is characterised by a X II stretching, dipping from 0 to 30° to the SW (longitudinal stretching). It is approximately 10 km wide, and crosses the Alpine nappes in an oblique direction. It corresponds to a relative SW transport direction of the upper units together with the Adriatic plate. This dextral transpression zone is also responsible for the stretching parallel to the elongation of the Alpine belt. The third D III shear zone is made of mylonites with a steep stretching direction and corresponds to the hanging wall of the Canavese reverse fault. The D IV shear zones, dextral wrench zones combined with underthrusting movement, are characterised by a W and SW stretching direction. They were formed during and after the S facing backfolding which for instance made the Mischabel fold and the Boggioleto fold. Actually it occupies two narrow areas of more ductile rocks between the Mischabel backfold to the N and the Monte Rosa nappe to the S and along the Canavese Line. These dextral shear zones represent probably the western continuation of the Tonale Line dextral wrench fault. The D I to IV ductile shear zones were formed under greenschist and amphibolite facies conditions during the Tertiary orogenic metamorphism. Their regional distribution is limited to the metamorphic ductile zone representing the deep part of the Alpine belt, between 10 and 30 km depth. The emplacement and orientation of the shear zones was also directed by the geometry of the boundaries of the European and Adriatic plates. The analysis of the superposed Central Alpine shear zones permits thus to propose a model of the history of the relative convergent and wrench movements which took place between the European and Adriatic plates during the Alpine Tertiary continental collision.

RÉSUMÉ

Les principales structures de déformation liées à la collision continentale tertiaire dans les Alpes suisses occidentales sont des zones de cisaillement ductiles. Quatre principaux types de zones de cisaillement peuvent être mis en évidence sur la carte structurale de la planche 1; chacun caractérisé par une direction de cisaillement différente. La première zone de cisaillement D I, avec une linéation d'étirement X I de direction SE (étirement transversal), a été créée lors du sous-charriage, dans une direction SE de la plaque européenne sous la plaque adriatique, qui s'est produit principalement par une déformation ductile de la partie supérieure de la croûte continentale européenne avec la formation des plis de socle des massifs cristallins externes et des plis-nappes penniques. La seconde zone de cisaillement ductile D II (zone de cisaillement ductile du Simplon) est caractérisée par une linéation d'étirement X II plongeant de 0 à 30° vers le SW (étirement longitudinal). Cette zone de cisaillement, d'une épaisseur d'environ 10 km, traverse d'une manière oblique les nappes alpines. Elle est créée par un transport relatif en direction du

¹⁾ Institut de minéralogie et pétrographie, Uni Lausanne, BFSH2, CH–1015 Lausanne.

SW des unités supérieures et de la plaque adriatique. Cette zone de transpression dextre est également responsable de l'étirement de la chaîne alpine parallèlement à son allongement. La troisième zone de cisaillement D III correspond aux mylonites à étirement subvertical X III du compartiment supérieur de la faille inverse du Canavese. Les zones de cisaillement D IV sont des zones de transpression et de sous-charriage dextre à linéation d'étirement de direction W ou SW. Elles ont été formées pendant et après la création des plis de vergence S comme les plis de la Mischabel ou de Boccioleto. Actuellement elles constituent deux zones de mylonites, la première entre le pli de la Mischabel au N et la nappe du Mont Rose au S et la deuxième le long de la ligne du Canavese. Ces zones de cisaillement dextre représentent probablement la continuation vers l'W du mouvement décrochant dextre de la ligne de Tonale. Les zones de cisaillement ductile D I à D IV ont été formées sous les conditions des faciès schistes verts et amphibolite au cours du métamorphisme orogénique tertiaire. Leur étendue régionale est limitée à la zone métamorphique ductile représentant la partie profonde, entre 10 et 30 km, de la chaîne alpine. L'emplacement et l'orientation des zones de cisaillement a également été contrôlée par la géométrie des bordures des plaques européenne et adriatique. Ainsi, l'analyse des zones de cisaillement ductiles des Alpes centrales permet de proposer un modèle de l'histoire des mouvements relatifs convergents et décrochants qui ont eu lieu entre ces plaques lors de la collision alpine tertiaire.

Historique

La plupart des géologues alpins du début de ce siècle ont été des chercheurs de terrain et de remarquables observateurs. Certains d'entre eux se sont distingués par une profonde intuition des mécanismes de la déformation des roches. TERMIER (1903) et HEIM (1919/1922) ont par exemple reconnu une linéation d'étirement indiquant la direction principale de flux et de mise en place des nappes profondes. Il faut attendre les années cinquante pour qu'apparaissent des travaux apportant un progrès significatif. A cette époque WENK (1955) et PLESSMANN (1958; PLESSMANN & WUNDERLICH 1961) établissent des cartes des linéations des Alpes centrales et distinguent, pour la première fois, l'existence de linéations superposées orthogonales. Pour ces chercheurs, l'interprétation de ces structures reste néanmoins obscure. Cela est dû en partie aux modèles et aux idées dogmatiques de l'école de SANDER (1948/1950). MILNES (1968) confirme l'existence de régions à deux linéations, déjà signalée par WENK & PLESSMANN. Ce phénomène n'a pas non plus échappé à nos observations (STECK 1968) et nous a conduit à entreprendre une recherche systématique dans le but de comprendre la signification de ces structures. Nous avons ainsi découvert que dans le massif du Simplon, les linéations d'étirement appartiennent à deux grandes zones de cisaillement ductile d'âge tertiaire se développant successivement. Le premier étirement X I, de direction SE, a été créé lors du chevauchement vers le NW de l'empilement des nappes penniques et helvétiques (Eocène tardif-Oligocène). Le deuxième étirement X II, de direction SW, caractérise une seconde zone de cisaillement ductile, traversant obliquement la chaîne alpine dans la région du Simplon. Sa formation est le résultat d'une compression oblique à composante dextre du domaine ductile, située entre les deux blocs rigides, apulien et européen (STECK 1980, 1984, 1987, DOLIVO 1982). Ces déformations D II, caractérisées dans la Valle Vigezzo par des paragenèses du faciès amphibolite, ont commencé avant le fort refroidissement de cette région, daté d'environ 26 Ma par HURFORD (1986) et peut-être déjà à l'Oligocène inférieur. Actuellement, l'existence de deux zones de cisaillement superposées est confirmée par de nombreux travaux structuraux (BUGNON 1986, BURKHARD 1986, DIETRICH & DURNY 1986, LACASSIN 1984, MANCEL & MERLE 1987, MERLE 1987, MERLE et al. 1986, MERLE et al. 1989, SARTORI, sous presse, SCHMID et al. 1987).

Nos observations confirment les idées de LAUBSCHER (1973) relatives à la trajectoire des unités penniques moyennes. Des travaux récents dans les Alpes autrichiennes (RATSCHBACHER 1987) mettent en évidence une tectonique semblable lors de la phase crétacée de la collision continentale alpine.

Au cours des dernières années, nous avons accumulé de nombreuses observations nouvelles et il nous paraît important de publier l'ensemble de ces données. La nouvelle carte structurale présentée ici (pl. 1) est donc plus complète que celles que nous avons

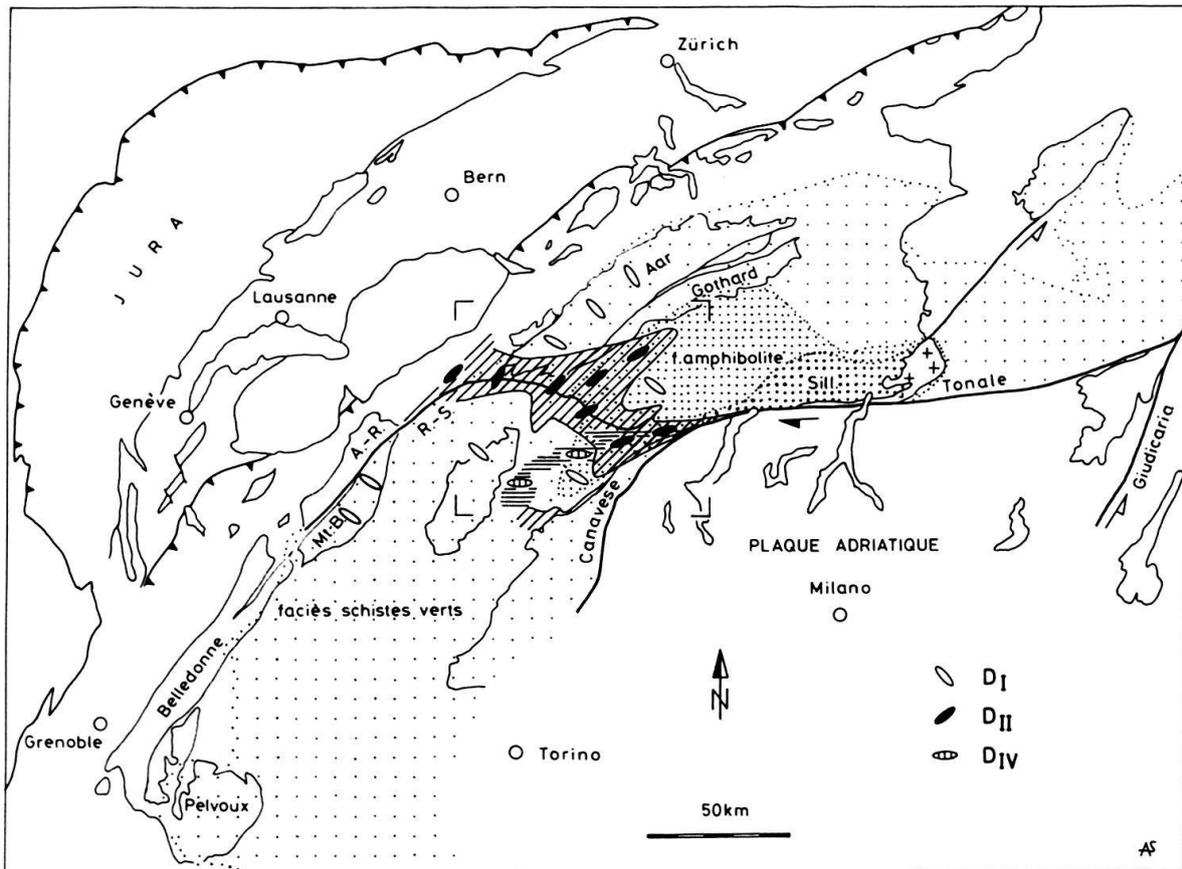


Fig. 1. Cadre tectonique de la région étudiée dans les Alpes centrales. (A.-R. = massif des Aiguilles-Rouges, Mt.-B. = massif du Mont-Blanc, R.-S. = accident Rhône-Simplon, limites des faciès schistes verts et amphibolite et de la zone à sillimanite (Sill.) selon FREY et al. 1974).

Les structures analysées D I, D II, D III se situent dans les zones des faciès schistes verts et amphibolite d'âge tertiaire des Alpes centrales. On remarque sur cette figure que:

Les massifs cristallins externes Aiguilles-Rouges – Mont-Blanc et Gastern – Aar sont des plis de socle se disposant en échelon. Mont-Blanc et Aar se situent sur la limite septentrionale de la zone du faciès des schistes verts.

La zone de cisaillement dextre ductile D II du Simplon s'enracine au S dans une zone décrochante dextre, une *paléozone insubrienne ductile*, antérieure aux accidents tardifs du Tonale et du Canavese (= *ligne insubrienne*) qui la recoupe. Cette racine verticale se situe dans la zone à sillimanite du métamorphisme tertiaire.

La zone de sous-charriage dextre D IV représente la continuation occidentale du décrochement dextre du Tonale. On voit ainsi que l'emplacement des zones de cisaillement D II et D IV est contrôlé par la géométrie de la bordure nord-occidentale de la plaque adriatique (Alpes méridionales).

Le rétrécissement de la chaîne alpine, dans la région du Simplon, entre le massif de Gastern et la ligne du Canavese, est un boudinage à très grande échelle, un *mégaboudinage*, développé dans une zone de transpression dextre (et d'extension) affectant la zone centrale et ductile des Alpes.

publiées antérieurement (STECK 1980, 1984, 1987), notamment en ce qui concerne la partie méridionale des Alpes centrales.

Cadre géologique

Dans les Alpes centrales affleurent des gneiss dont les paragenèses du métamorphisme tertiaire représentent les faciès schistes verts et amphibolite (fig. 1). C'est sous ces conditions de métamorphisme que se sont créées les structures de déformations des plis et plis-nappes du socle prétriasique, soit à des températures variant de 300° à 650° C et des pressions entre 2 et 8 kb qui correspondent à des profondeurs de 10 à 25 km (FRANK 1979, 1983, HAMMERSCHLAG 1985, COLOMBI 1988). A de telles pressions et températures, les roches de composition granitique sont déformées d'une manière ductile (VOLL dans NABHOLZ & VOLL 1963, VOLL 1976, 1980, STECK 1966, 1968, 1984, 1987). Ainsi les massifs de l'Aar et du Gothard et les plis-nappes penniques ont été formés par plissement ductile de la partie supérieure du socle continental européen. Cette interprétation rejoint des idées déjà émises par ARGAND (1916). Les datations radiométriques de JÄGER et al. (1967) et HUNZIKER (1974) permettent d'attribuer cet événement à la phase tertiaire de l'orogénèse alpine.

Le but de cette étude est de donner une image synthétique des principales structures de déformations superposées. Il s'agit des zones de cisaillement ductiles qui sont, selon nous, les structures de déformation les plus importantes du domaine profond de la chaîne alpine. L'analyse de ces structures nous a conduit à proposer un modèle cinématique de la phase tertiaire de l'orogénèse alpine.

La zone de cisaillement ductile à l'échelle de la carte structurale

Le but du présent travail n'est pas d'analyser le phénomène de la zone de cisaillement ductile en général, c'est pourquoi nous commencerons par préciser notre conception de ce type de structure.

A grande échelle, la zone de cisaillement ductile correspond à une tranche de roche déformée dans laquelle le sens de cisaillement prédominant est le même. En première analyse, cette déformation peut être schématisée par le processus du cisaillement simple (fig. 2). Une zone de cisaillement ductile est généralement séparée des domaines non déformés par deux surfaces plus ou moins parallèles. Dans le plan perpendiculaire à l'axe de la déformation rotationnelle (plan de la fig. 2), le sens de la rotation est déterminé par l'inclinaison de l'étirement X par rapport aux surfaces limites de la zone de cisaillement. Le sens de rotation dans les zones de cisaillement peut également être trouvé par l'étude géométrique des structures de cristallisation et déformation sur l'affleurement ou en lame mince (SIMPSON & SCHMID 1983 et PASSCHIER & SIMPSON 1986).

RAMSAY (1980) a décrit les propriétés géométriques de zones de cisaillement développées à l'échelle de l'affleurement, caractérisées par une schistosité unique; cette dernière est principalement créée par le processus du cisaillement simple. Cet auteur discute également les différentes possibilités de quantifier le phénomène. Dans les Alpes centrales, les zones de cisaillement possèdent généralement des structures plus com-

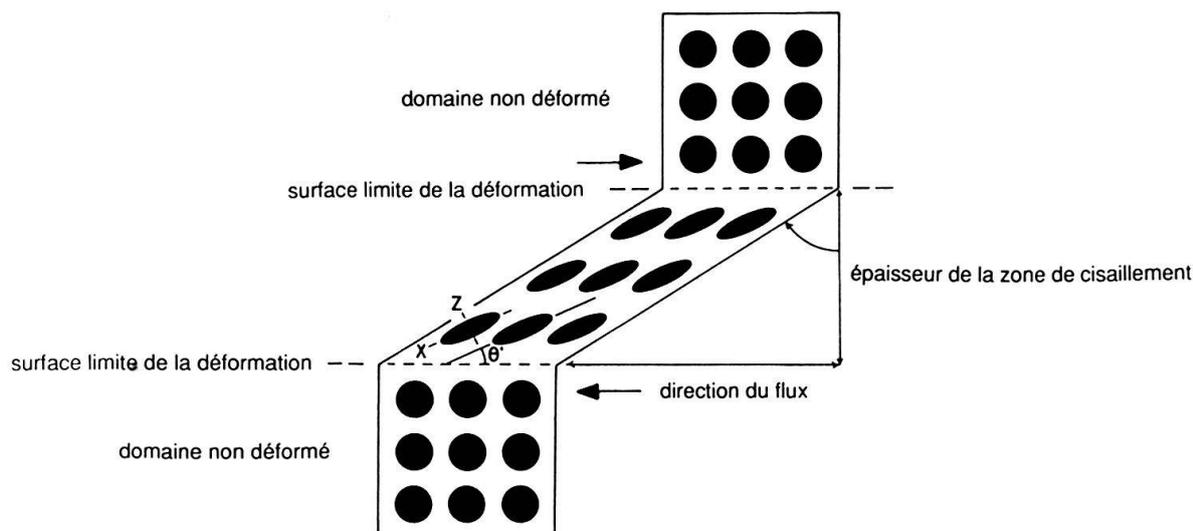


Fig. 2. Caractéristiques d'une zone de cisaillement simple (projection sur le plan parallèle à X et Z). La schistosité est définie par les deux axes X (grand) et Y (intermédiaire) de l'ellipsoïde de la déformation finie.

plexes que celles décrites par RAMSAY (1980). Dans une même zone, on distingue en effet différentes générations de schistosités et de plis, créées lors d'un processus de déformation progressive (NABHOLZ & VOLL 1963). Dans d'autres cas, des plans de cisaillement discrets et conjugués, associés à la schistosité principale (BERTHE et al. 1979) se développent.

Dans le cadre de notre synthèse structurale, nous avons procédé à une cartographie systématique des zones de cisaillement en distinguant les différentes zones de cisaillement selon leur orientation, leur sens de mouvement et leur âge. Dans ces zones de cisaillement, nous avons déterminé l'orientation spatiale:

- a) du plan XY (la schistosité principale) et de l'étirement X (axes de l'ellipsoïde de la déformation finie) et
- b) des traces des surfaces limites des zones de cisaillement.

Compte-tenu de la grande dimension des zones de cisaillement dans les domaines ductiles de la chaîne alpine et du passage graduel des zones aux roches non déformées, les traces de ces limites n'apparaissent qu'à l'échelle de la carte géologique et la détermination de l'orientation spatiale des surfaces limites n'est souvent qu'approximative.

Sur le terrain l'existence de plusieurs zones de cisaillement superposées se traduit par la présence de différentes linéations d'étirement X de directions variables, très souvent préservées sur un même affleurement grâce à l'hétérogénéité des déformations. Les structures d'interférence de plusieurs étirements et les relations cristallisation-déformation permettent également de déterminer leurs relations d'âge et d'étudier les conditions métamorphiques de chaque type de déformation. L'analyse de l'âge relatif des structures d'étirement et de leur distribution régionale nous a ainsi permis de reconnaître et de distinguer à l'échelle de la carte des Alpes centrales des reliques de structures d'étirement crétacées et quatre grandes zones de cisaillement ductile D I-D IV. Ces dernières se sont développées sous les conditions des faciès schistes verts et amphibolite du métamorphisme tertiaire.

Lors de l'établissement de la carte des zones de cisaillement ductile nous avons rencontré deux problèmes majeurs:

1. La distinction entre les structures D II et D IV n'est pas toujours évidente et elle devient impossible dans la région Val Loranco-Domodossola-Locarno.

2. La transposition d'anciennes linéations par des structures d'étirement plus jeunes rend souvent impossible l'évaluation de l'ampleur ou la simple distinction de deux étirements superposés.

Malgré ces difficultés, les figures d'interférence de structures de déformations, les relations cristallisation-déformation et les datations radiométriques montrent que ces quatre zones de cisaillement ont commencé à se développer dans la succession D I à D IV, mais les mêmes types de critères permettent également de démontrer que ces déformations sont en partie synchrones. Pour cette raison nous évitons d'utiliser le terme de *phase de déformation* lorsque nous parlons des quatre déformations D I–D IV. Nous reviendrons sur cette question lors de la description des quatre zones de cisaillement et dans le chapitre traitant de l'âge des zones de cisaillement ductiles.

Le progrès des recherches structurales dans les Alpes centrales nous a obligé d'abandonner la numérotation des zones de cisaillement utilisée dans nos publications. Notre nouvelle énumération est résumée dans le tableau 1.

Présent travail	STECK (1980, 1984, 1987, 1989)
a): D I et X I	D I et X I
b): D II et X II	D II et X II
c): D III et X III	
d): D IV et X IV	D III et X III

Tab. 1: Correspondance entre les codes utilisés dans la présente étude, et ceux de STECK (1980–1989). a) = structures liées au charriage vers le NW, b) = zone de cisaillement ductile dextre du Simplon, c) = zone de rétrocharriage du Canavese et d) = zones de décrochements dextres tardives.

Reliques de structures d'étirement crétacées

Les datations radiométriques de HUNZIKER (1974) et de FREY et al. (1974) donnent un âge minimal de 100 à 80 Ma (Crétacé supérieur) pour les paragenèses des faciès éclogite et schistes à glaucophane de la zone de Zermatt-Saas. Dans la région Pfulve-Spitzfluh et du cirque glaciaire du fond de la vallée de Täsch affleurent des métabasites à paragenèses des faciès éclogite et schistes à glaucophane, qui ont échappé à une rétro-morphose sous les conditions du faciès schistes verts. Ces éclogites et schistes à glaucophane possèdent une belle schistosité synmétamorphique à étirement de direction W, parallèle à l'étirement tertiaire X IV dans les roches qui entourent ces affleurements. Nous proposons deux modèles pour expliquer cette orientation W de l'étirement des paragenèses à haute pression.

1. La direction W de la linéation d'étirement éoalpine correspond réellement à l'orientation de cette linéation durant le Crétacé supérieur.

2. Par rotation externe, les déformations tertiaires ont réorienté, parallèlement à l'étirement X IV, un complexe de roche de forme lenticulaire, allongé selon sa structure interne d'étirement éoalpine.

Il est difficile de trancher entre ces deux hypothèses, mais l'existence d'importants chevauchements vers l'W d'âge crétacé dans les Alpes orientales (RATSCHBACHER 1987) est un bon argument en faveur de la première.

Dans les roches à paragenèses éclogitiques (d'âge crétacé?) du Valtournanche et de la région d'Alagna, nous avons observé des linéations d'étirement de direction SE et S. Il n'est acutellement pas possible de savoir, s'il s'agit de reliques d'anciennes directions d'étirement crétacées ou de structures reorientées lors des déformations tertiaires.

Reliques d'autres structures d'étirement

Il est évident que dans les zones mylonitiques très fortement déformées et dans les roches à déformations multiples, les structures les plus anciennes peuvent être déformées de façon si intense qu'elles ne sont plus reconnaissables ou que les anciennes directions d'étirement ne sont plus déterminables. Quelques observations nous font penser que les tectonites des nappes de Tsaté et du Mont Fort sous la nappe de la Dent Blanche à l'W de Zermatt correspondent à une telle situation. Nous y avons analysé les galets déformés des quartzites triasiques du pli d'Arben (nappe du Mont Fort, SARTORI 1987, faisceau vérmiculaire, ARGAND 1923). Dans ces affleurements, on voit que les galets de quartz ont déjà été étirés ou aplatis, puis replissés avant la formation de l'étirement X I, qui représente la structure dominante dans ces roches et dans les mylonites à la base de la nappe de la Dent Blanche. Nous déduisons de cette observation que, avant le grand chevauchement D I en direction du NW de tout l'empilement des nappes penniques et austroalpines, il y a eu une déformation ductile avec une direction de mouvement différente et non déterminée. De même, VANNAY & ALLEMANN (1990) démontrent qu'aux Cimes Blanches, dans le Val Tournanche, la superposition des nappes de Tsaté, du Mont Fort et de Zermatt-Saas doit être antérieure au développement de l'étirement X I de direction NW. Il est d'autre part important de rappeler que les premières déformations de basse température, lors de la fermeture du bassin piémontais au Crétacé supérieur, se traduisent plus probablement par des plans de chevauchement discrets que par des zones de cisaillement ductile.

La zone de cisaillement D I à étirement X I de direction SE

Les structures les plus importantes de la tectonique tertiaire sont des schistosités à étirement X I de direction SW (transversale à la chaîne alpine). La direction du cisaillement indique un chevauchement du compartiment supérieur vers le NW. Cette structure de déformation se retrouve dans toutes les nappes alpines depuis le front helvétique au N jusque dans les gneiss de la zone de Sesia au S. La limite septentrionale de la zone de cisaillement est parallèle aux isogrades du métamorphisme tertiaire et se situe dans les gneiss du socle prétriasique dans la zone du faciès préhnite-pumpellyite. La limite méridionale est plissée et recoupée par les structures de rétrocharriage du Canavese. Cette zone de cisaillement D I résulte du chevauchement tertiaire des nappes dans une direction NW. L'importance de cette structure de déformation dans la genèse des plis-nappes alpins a été reconnue pour la première fois par HEIM (1919–22), puis a été analysée d'une manière remarquable par VOLL dans NABHOLZ & VOLL (1963). Dans son étude de la couverture liasique à l'E du massif du Gothard, VOLL décrit deux

schistosités principales développées lors d'une déformation progressive et rotationnelle. Dans des argillites très ductiles, il arrive à distinguer exceptionnellement jusqu'à quatre plissements et leurs schistosités associées. Les quatre schistosités sont caractérisées par le même étirement subparallèle à une direction constante de transport des nappes vers le N. Sur la transversale Gastern-Ossola, les structures de déformation sont semblables. Dans les plis et plis-nappes de gneiss des massifs cristallins externes, nous ne distinguons qu'une seule schistosité, alors que nous en distinguons deux dans les plis-nappes penniques. On notera que la deuxième schistosité au S correspond à la première au N. Cette situation indique un développement et un déplacement progressif des schistosités à étirement transversal X I du SE vers le NW (STECK 1984, 1987). Les massifs cristallins externes Aiguilles-Rouges–Mont-Blanc et Gastern–Aar sont deux grands plis de socle créés lors de la déformation D I. Ce sont deux plis de premier ordre en échelon dont les sept anticlinaux de seconde ordre de l'extrémité occidentale du massif de l'Aar et les deux anticlinaux du massif du Mont-Blanc ne se raccordent pas. Les bordures septentrionales des deux massifs (synclinaux de Chamoni et de la Jungfrau) correspondent à la limite faciés préhnite-pumpellyite–faciés schistes verts du métamorphisme tertiaire. D'autre part on constate que l'orientation de ces plis de socle en position en échelon est perpendiculaire à la direction de chevauchement X I de la déformation D I. Il est donc probable que la position des plis en échelons (limite NW des massifs du Mont-Blanc et de l'Aar) est contrôlée par la rhéologie des gneiss du socle prétriasique lors de la déformation synmétamorphique tertiaire (fig. 1 et STECK et al. 1989).

Le développement progressif de cette zone de cisaillement a commencé pendant et après le dépôt des derniers flyschs de l'Eocène moyen dans la série du Barrhorn (couverture autochtone de la nappe de Siviez-Mischabel (SARTORI 1987 et ESCHER 1988) et de l'Oligocène inférieur dans les nappes helvétiques (BUGNON 1986). Il s'est poursuivi jusqu'au début du Pliocène, daté par le plissement du Jura au N (TRÜMPY 1980). Le développement progressif de deux schistosités de la zone de cisaillement D I du SE vers le NW suggère que la création de la zone de cisaillement D I a été contrôlée par un ramollissement progressif des gneiss du socle européen sous le «traîneau écraseur» formé par les écaïlles austro-alpines du front de la plaque adriatique (STECK 1987).

La zone de cisaillement D II à étirement X II de direction SW (zone de cisaillement ductile du Simplon)

La zone de cisaillement D II possède une étendue régionale plus restreinte. Elle traverse obliquement tout l'empilement des nappes helvétiques, penniques et austro-alpines depuis la zone verticale de Domodossola-Locarno à l'E jusque dans la région Sion-Martigny à l'W. Son épaisseur est d'environ 10 km. Ces schistosités sont caractérisées par un étirement X II de direction SW (ou NE), longitudinal par rapport à l'axe de la chaîne. Les critères de cisaillement montrent que les compartiments méridionaux et supérieurs ont glissé dans une direction SW. Il s'agit de la zone de cisaillement ductile dextre du Simplon décrite par DOLIVO (1982), STECK (1980, 1984, 1987) et BURKHARD (1988). Très souvent, le cisaillement D II reprend une schistosité à étirement transversal X I préexistante en la transposant sans la replisser (D II n'engendre donc pas nécessairement une schistosité nouvelle). La schistosité S 2 de surface axiale de la

nappe d'Antigorio et la schistosité principale S 2 de la nappe du Monte Leone sont des exemples d'une telle transposition. Dans d'autre cas le deuxième étirement est associé à une nouvelle schistosité avec développement de nouveaux plis de vergence NW. Généralement, on ne compte qu'une seule schistosité développée dans cette deuxième zone de cisaillement ductile. L'accident Rhône-Simplon (BEARTH 1956) représente une manifestation tardive au centre de la zone de cisaillement ductile du Simplon.

L'accident Rhône-Simplon

Des structures particulières se sont développées localement lors d'une rétro-morphose à des températures d'environ 300 °C (isograde de la biotite et zone à chlorite dans la séquence quartzofeldspathique), correspondant à un régime plus rigide. Sous ces conditions, on observe le développement de bandes de cisaillement C discrètes (BERTHE et al. 1979) plus fortement inclinées vers le SW que la schistosité S dominante. Cette situation s'observe en particulier le long de *l'accident tardif du Simplon* (BEARTH 1956, AUBRY 1984, MANCKTELOW 1985), qui s'est développé sous des conditions de rétro-morphose, il y a environ 10 Ma. Il s'agit d'une manifestation tardive et limitée à une zone étroite au centre de la *zone de cisaillement ductile du Simplon*. Dans la région du Col du Simplon, cet accident (faille normale) recoupe les plis de vergence SE du Glishorn et de Berisal, qui replissent eux-mêmes la schistosité de la zone de cisaillement ductile D II préexistante (AUBRY 1984, STECK 1984, 1987, MANCEL & MERLE 1987). Cela montre que, dans un stade tardif de la déformation D II, les plis à vergence NW (de procharriage) sont relayés par des plis de vergence SE (rétrodéversés). Il existe toujours une différence entre notre interprétation des structures du Simplon et celle que MANCKTELOW propose. Dans son modèle, MANCKTELOW (1985) considère arbitrairement que, seules les mylonites à linéations d'étirement de direction SW se trouvant au-dessous ou à l'E de cet accident appartiennent à la ligne du Simplon; il interprète les structures du même type située à l'W ou au-dessous de cet accident comme étant plus anciennes. Dans notre travail, nous tenons compte de l'ensemble des structures tertiaires portant une linéation d'étirement de direction SW et postérieures à la déformation D I. Nous proposons que les déformations de la zone de cisaillement ductile du Simplon et de celles de l'accident tardif Rhône-Simplon appartiennent à une succession de déformations progressives, caractérisées par des paragenèses de la culmination du métamorphisme lépontin, puis par des paragenèses rétrogrades. Elles s'étalent sur une période d'environ 30 Ma (p. 612 ff et fig. 3).

La zone de cisaillement D III à étirement X III de direction NW

La zone de cisaillement D III correspond à une zone de mylonite dont l'épaisseur varie entre 1 et 2 km. Elle est liée à l'accident de rétrocharriage du Canavese et au flanc renversé de plis de vergence SW dans les gneiss de la zone de Sesia. L'étirement X III, parallèle à la direction de mouvement de l'accident du Canavese, est fortement incliné vers le NW (SCHMID et al. 1987). Selon ces auteurs, le rétrocharriage de la zone Sesia sur les Alpes méridionales, avec un rejet d'environ 10 km, a été suivi par des mouvements décrochants dextres avec la création d'un étirement d'orientation SW, représenté avec le symbole de X IV sur notre carte structurale (planche 1).

Zone de cisaillement D IV à étirement X IV de direction W ou SW

Une zone D IV s'est développée dans un couloir limité au N par le flanc renversé du pli de la Mischabel et les gneiss du Portjengrat et au S par le pli du Stockhorn et les gneiss du Mont Rose. Il s'agit d'une zone de cisaillement dextre qui affecte les ophiolites de la zone de Zermatt-Saas et d'Antrona et les métasédiments de la zone de Furgg. Cette structure s'étend depuis le glacier de Zmutt à l'E jusqu'au Val d'Ossola à l'W. Entre Domodossola et Locarno, l'étirement X IV est généralement confondu avec l'étirement X II; ils sont difficiles à distinguer sur le terrain. Il est donc probable qu'il existe un lien direct entre une zone de cisaillement Zermatt-Domodossola-Locarno et le décrochement dextre de la faille du Tonale situé plus à l'est (fig. 1). La relation entre la formation des plis de vergence S du type Mischabel et le développement de la zone de cisaillement dextre Zermatt-Domodossola n'est pas simple. A Zermatt la zone de cisaillement dextre s'est développée principalement dans les ophiolites de la zone de Zermatt-Saas, situées dans le flanc renversé du pli de la Mischabel et, localement, au cœur de la charnière de ce pli, dans les unités du Tsaté et du Mont Fort (STECK 1989). On peut imaginer deux scénarios pour expliquer ces structures:

a) Il y a eu tout d'abord création du pli de rétrocharriage par un mouvement N-S, puis décrochement dextre dans le flanc renversé du pli.

b) La création du pli déversé vers le S et le cisaillement dextre sont de même âge.

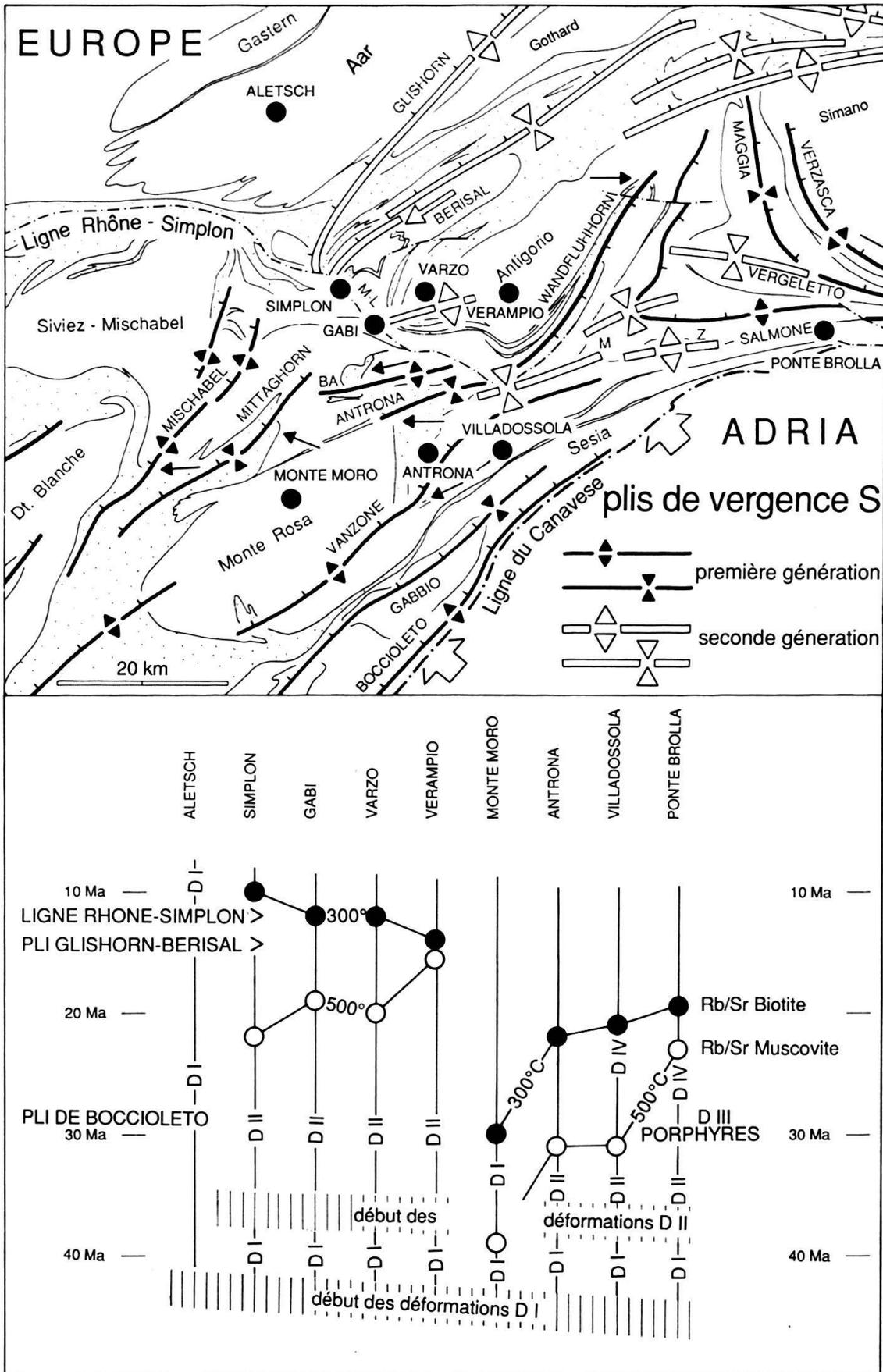
Le premier modèle explique facilement l'important déversement de la charnière du pli de la Mischabel vers le S. Le deuxième modèle est soutenu par l'existence de plis similaires de rétrocharriage dans des marbres de la Monte Preja (Val Locarno), dont la direction a (a = ligne d'intersection entre la surface axiale du pli similaire et les plans définis par des linéations X I ou X II replissées, RAMSAY 1967, p 649 ff) est orientée parallèlement à la direction W de l'étirement X IV (JABOYEDOFF 1986).

Histoires des déformations tertiaires (ages des zones de cisaillement ductiles)

Le schéma de la figure 3 illustre le développement dans le temps des différentes zones de cisaillement dans 9 localités. Le schéma a été établi sur la base des observations suivantes:

- relations cristallisation (degrès du métamorphisme) et déformation,
- relations entre sédimentation des flyschs tertiaires et déformation,
- âges radiométriques Rb-Sr de la muscovite et de la biotite interprété comme âges de refroidissement ou de fermeture à 500 °C, respectivement à 300 °C (JÄGER et al. 1967, HUNZIKER 1974, HURFORD 1986) et
- relations entre mise en places des filons porphyriques oligocènes et des déformations.

Fig. 3. Histoire des déformations tertiaires pour 9 localités des Alpes centrales. La partie inférieure de la figure donne les relations chronologiques entre les différentes déformations et, d'une part, la cristallisation tertiaire (âge de refroidissement Rb-Sr) de la muscovite et de la biotite (données de HUNZIKER 1969, 1974; HUNZIKER & BEARTH 1969; JÄGER et al. 1967 et HURFORD 1986), d'autre part, l'intrusion des filons de porphyres (REINHARDT 1966 et KLÖTZLI 1988).

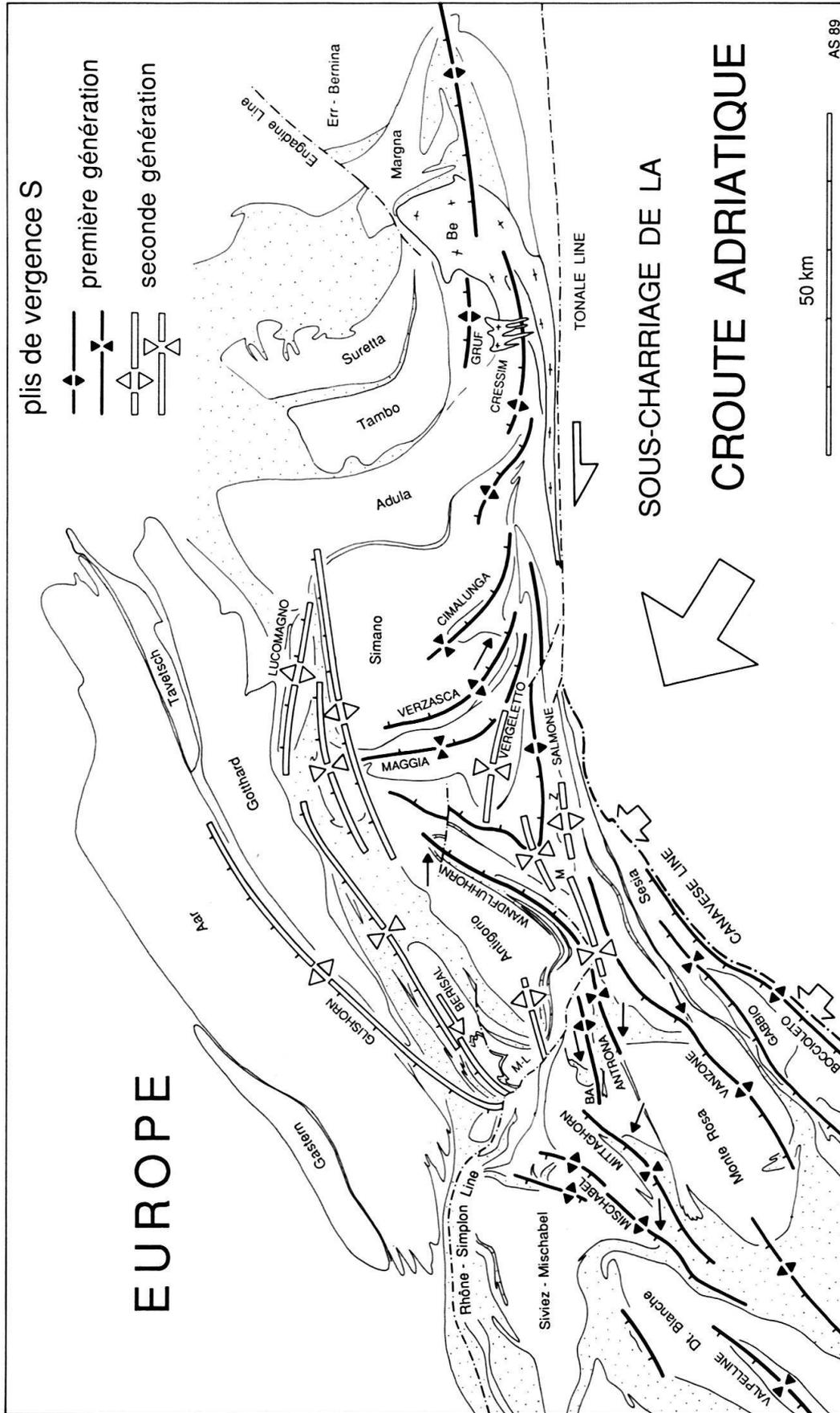


Nous avons représenté, sur la même carte structurale, les traces axiales des plis de vergence S. Dans le secteur situé à l'E du Simplon, on observe deux générations de plis. Ces derniers sont probablement le résultat du fort serrage de la chaîne alpine dans cette partie des Alpes et cela devant le promontoire de la plaque adriatique situé au S de Ponte Brolla, à l'endroit où la ligne de Tonale de direction W passe à la ligne du Canavese de direction SW. Ainsi, au Simplon, le domaine pennique a été raccourci à sa plus petite largeur de 40 km dans l'arc des Alpes occidentales (fig. 1).

La *déformation D I*, liée au charriage des nappes vers le NW est la déformation tertiaire la plus ancienne. Elle a probablement été active dès le dépôt des flyschs de l'Eocène moyen de la série du Barrhorn (SARTORI 1988) et de l'Oligocène inférieur des nappes helvétiques (BUGNON 1986). La linéation d'étirement X I est généralement synmétamorphique des paragenèses de la culmination du métamorphisme tertiaire (STECK 1968, 1984, MERLE et al. 1986, 1989, SARTORI 1988). La zonation de croissance prograde des minéraux du métamorphisme tertiaire, observée par HAMMERSCHLAG (1985) et MERLE et al. (1986) dans la région entre Brigue et Domodossola ne peut, pour le moment, être mis en relation avec l'histoire de l'étirement X I. Lors du développement des zones de déformation D II, D III et D IV, les mouvements de charriage vers le NW de D I ont été bloqués uniquement dans les roches affectées par ces déformations. En dehors de ces zones de cisaillement, l'étirement X I a continué à se développer, par exemple dans la région d'Aletsch (massif de l'Aar) lors de la rétro-morphose suivant la culmination du métamorphisme tertiaire (STECK 1968). Dans cette région, les mouvements de procharriage vers le NW ont continué alors que, plus au Sud, la zone de cisaillement ductile dextre du Simplon D II s'est développée (STECK 1984). Des structures d'interférence du type «tablette de chocolat», créées alternativement par les deux étirements X I et X II, s'observent dans la région du Faldumrothorn dans la bordure septentrionale de la zone de cisaillement D II (STECK 1984). Elles témoignent de la contemporanéité des deux types de cisaillement.

La *zone de cisaillement ductile dextre D II* se superpose, dans toute la région, à des structures de procharriage D I préexistantes. Dans la racine actuellement verticale de la zone de cisaillement ductile dextre D II (Valle Vigizzo), les premières déformations ont commencé avant la mise en place des roches filoniennes porphyriques tertiaires (REINHARDT 1966), datées de 30 Ma (29,6 Ma, K-Ar-biotite, «porphyrite» KAW 2741 du Val Loana, KLÖTZLI 1988) et de certaines pegmatites tertiaires. L'étirement X II près de Ponte Brolla est synmétamorphique des paragenèses du faciès amphibolite qui se sont refroidies en dessous de 500 °C il y a 23 Ma (HURFORD 1986). L'âge de 30 Ma de la «porphyrite» du Val Loana peut donc être interprété comme correspondant au refroidissement d'une biotite d'origine soit magmatique, soit métamorphique; dans les deux cas, il s'agit d'un âge minimal. L'égalité entre cet âge et celui des andésites et monzodiorites de la région de Biella (ZINGG et al. 1976) nous amène à l'interpréter comme représentant l'âge de la roche magmatique. Les déformations D II se sont très probablement poursuivies jusqu'à la création des plis rétrodéversés et de l'accident du Sim-

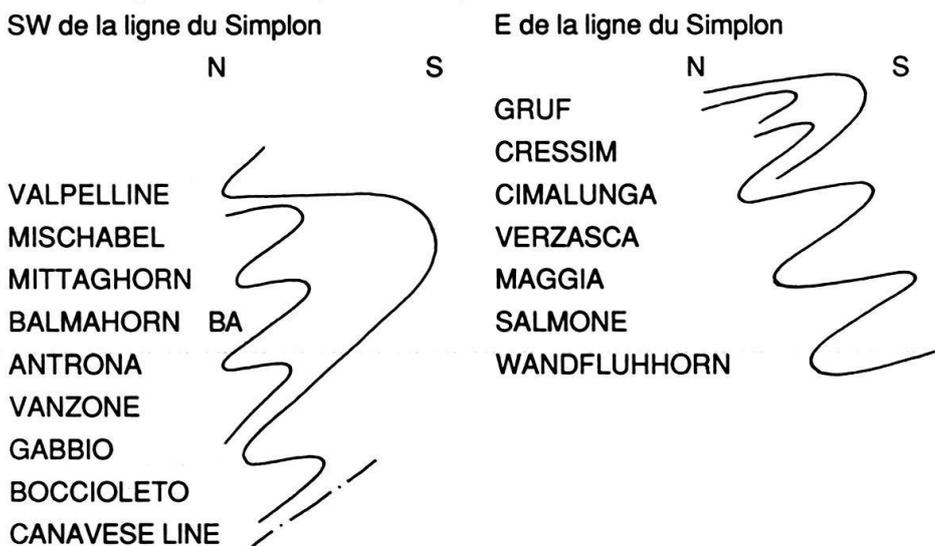
Fig. 4. Coupe horizontale à 2000 m des Alpes centrales avec les traces axiales de plis de vergence S et SE. La relation entre ces structures et les zones de décrochement dextres D IV (planche 1 et fig. 5) suggère que les deux générations de plis rétrodéversés se sont formées lors d'un souscharriage oblique de la croûte adriatique sous la chaîne alpine. (La signification des abréviations (BA = Balmahorn, etc.) est donnée dans le tableau de la fig. 5).



plon il y a 12 Ma. Les mouvements de la déformation D II sont progressivement bloqués par le développement des *plis rétrodéversés* ou *de vergence SE ou S* du Glishorn, de Berisal, de la Mischabel, du Mittaghorn, du Balmahorn et de Vanzone. Les plis de Gabbio et de Boccioleto, dans la zone de Sesia, font partie du même système de plis de vergence S (fig. 4 et STECK et al. 1989). La limite méridionale de la zone de cisaillement D II est replissée par l'antiforme déversée vers le SE de Vanzone. Ces plis rétrodéversés n'ont probablement pas le même âge: d'après les datations radiométriques ils sont plus vieux au S et à l'E et plus jeune au N.

HEITZMANN (1987) propose, pour le début de la formation du pli de CRESSIM (fig. 4 et 5), un âge de 25 Ma. D'après HURFORD (1986), la forte remonté des Alpes centrales par rapport aux Alpes méridionales a commencé près de Locarno (pli de SALMONE, fig. 4) il y a environ 26 Ma. Ce sont certainement des âges minimaux de la création des premiers plis rétrodéversés. Entre Antrona et Villadossola le refroidissement à 500 °C des paragenèses du faciès amphibolite si situe autour de 30 Ma. Cela nous amène à proposer un âge d'environ 30 Ma pour le début des rétrocharriages et rétroplissements.

Première génération de plis de vergence S



Seconde génération de plis de vergence S

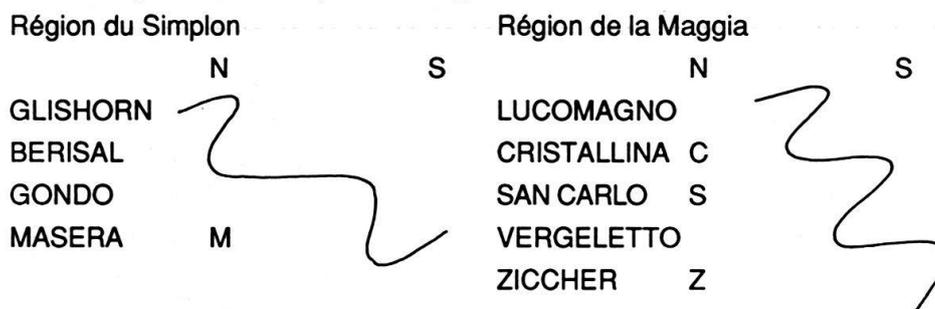


Fig. 5. Tableau des plis de vergence S des Alpes centrales. Les lignes sinusoïdales schématisent la géométrie initiale des anticlinaux et synclinaux dans des coupes verticales d'orientation N-S. Les abréviations (BA = Balmahorn, etc.) concernent la fig. 4.

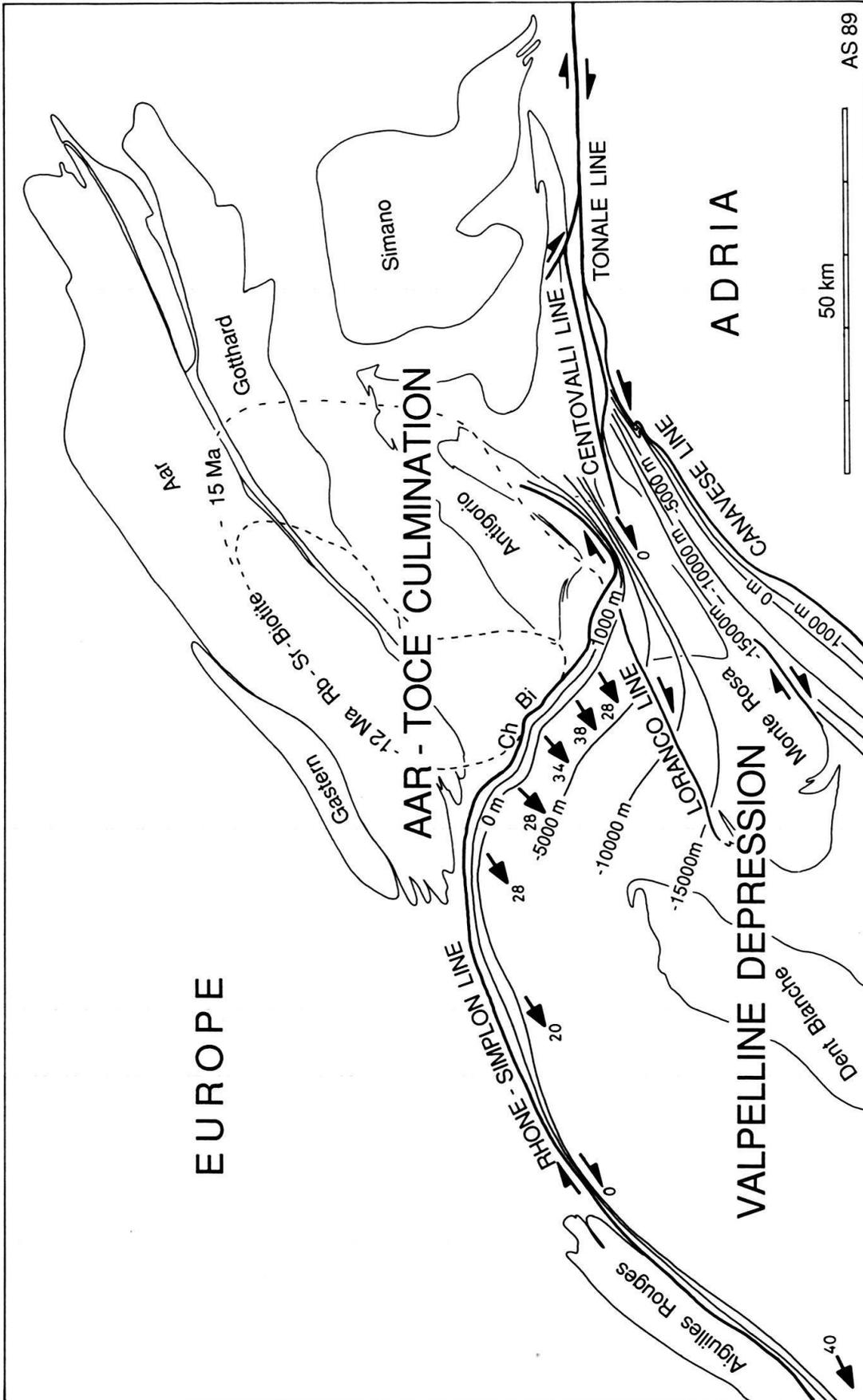
La zone de cisaillement *D III* (SCHMID et al. 1987) s'est développée dans le flanc renversé d'un grand plis déversé vers le SE de la bordure méridionale de la zone de Sesia. Ce pli de Boccioleto (une localité de la Valle della Sesia) replisse et bloque les mouvements de procharriage *D I* dans la zone de Sesia. D'autre part, on voit sur notre carte structurale, que la ligne du Canavese et les mylonites *D III* tranchent obliquement, entre Finero et Locarno, la racine de la zone de cisaillement dextre *D II*. Cette faille inverse rejette les isogrades du métamorphisme tertiaire d'environ 10 km et fait remonter les Alpes Lépontines par rapport aux Alpes méridionales. Il est donc raisonnable de corréliser cette zone de cisaillement avec le refroidissement rapide de la zone à structures verticales à Ponte Brolla (Valle Maggia), mise en évidence et datée par HURFORD (1986) d'environ 26–23 Ma.

Les filons andésitiques d'un âge oligocène (30 Ma, HUNZIKER communication pers.) de la Valle Vigizzo (Val Loana) recourent les structures *D II* et ne sont que très faiblement déformés par *D IV*. De même, les pegmatites à muscovite (+/-béryl) de cette région montrent des relations structurales semblables avec *D II* et *D IV*. Certaines pegmatites ne sont pas déformées et d'autres sont très schisteuses.

Entre Domodossola et Zermatt et le long de la ligne du Canavese se sont développées des zones de cisaillement ductile dextre *D IV* avec une linéation d'étirement subhorizontale *X IV* d'orientation W ou SW, caractérisée par une paragenèse rétrograde dans le faciès schistes verts (STECK 1989), qui se superpose d'une manière évidente aux structures plus anciennes *D I* et *D II* synmétamorphiques des paragenèses de la culmination du métamorphisme. Entre Crevoladossola et Locarno les structures *D II* et *D IV* sont identiques et ne se distinguent que par leur degrés de métamorphisme. Les kikirites de la ligne du Centovalli témoignent de déformations postmétamorphiques dans cette zone. Il est probable que la zone de cisaillement dextre tardive de la ligne du Canavese, mise en évidence par SCHMID et al. (1987), la zone de cisaillement Locarno-Domodossola-Zermatt et les mouvements tardives rétroformes de la ligne Rhône-Simplon sont environ du même âge et sont l'expression de mouvements de transpression dextre développés pendant, et surtout après, la création des plis rétrodéversés du Glishorn, du Berisal, de la Mischabel, de Vanzone et de Boggioleto. La création de la dépression de Valpelline et de la culmination Aar-Toce, soulignée par les âges de refroidissement de la biotite, est liée d'une manière évidente à ces déformations tardives. Il s'agit d'éléments caractéristiques d'une structure de «pull apart», créée dans un contexte de transpression dextre dans la zone de collision entre les plaques adriatique et européenne (fig. 6). La datation précise de ces structures tardives n'est pas évidente; elles ont probablement été actives dans un intervalle de temps entre environ 20 et 8 Ma.

Signification des zones de cisaillement dans la tectonique des Alpes centrales et conclusions

Lors de l'orogénèse Alpine, les roches qui affleurent dans les Alpes centrales ont été déformées à des températures comprises entre 300 °C environ au Lötschenpass et 700 °C à Locarno (FRANK 1983, HAMMERSCHLAG 1985, COLOMBI 1988). A ces températures supérieures à 300°, le quartz, constituant majeur des gneiss du socle prétriasique, s'est déformé d'une manière ductile. A plus haute température, d'autres minéraux s'ajoutent et contribuent à une diminution de la viscosité du socle (VOLL 1976).



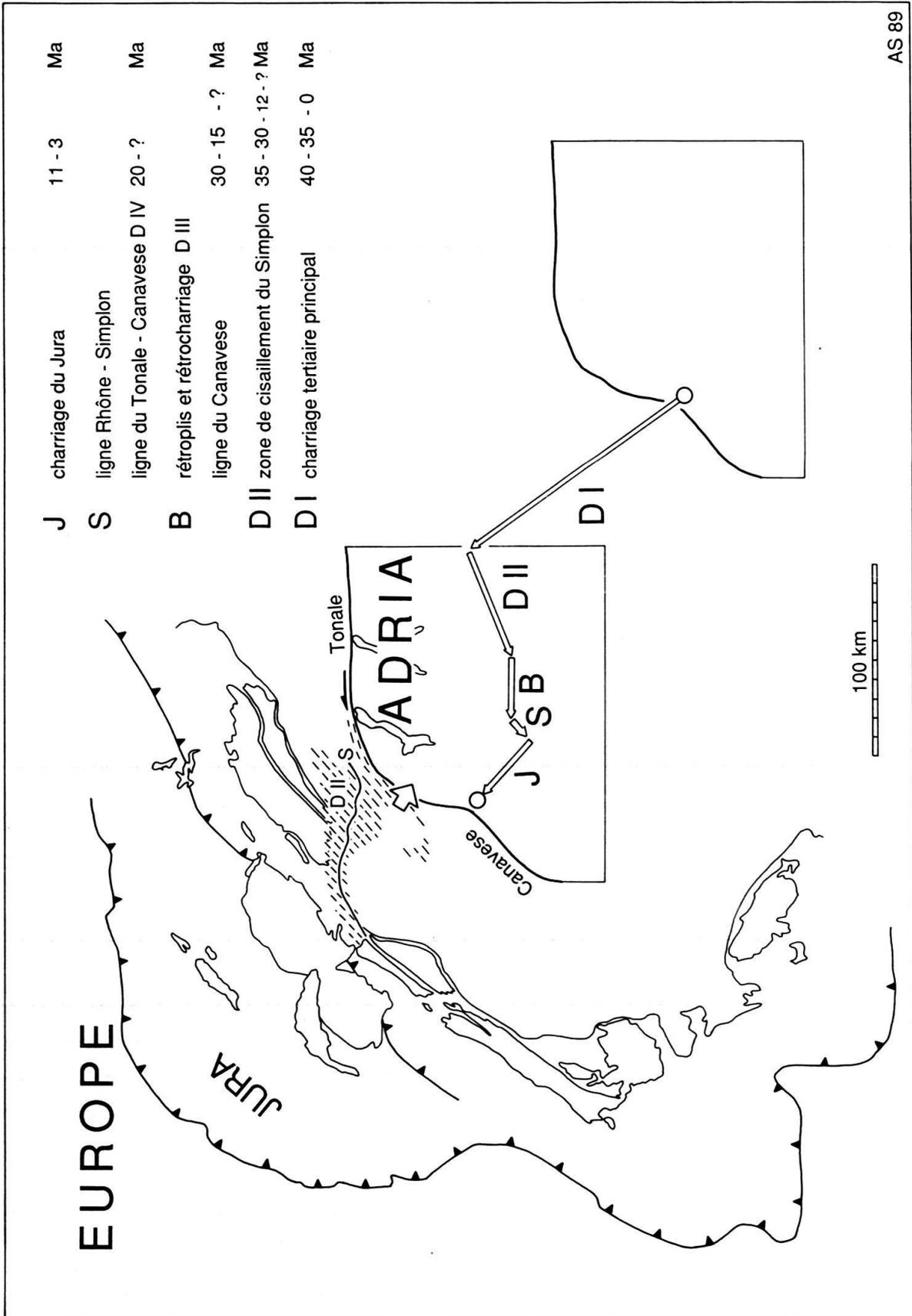
Cela signifie qu'à ces profondeurs, les plans de chevauchement et les plans de failles discrets sont remplacés par des zones de cisaillement ductile. Le processus dominant de déformation est alors le cisaillement simple à ellipsoïde de déformation fini de type plan. La présence d'ellipsoïde de type aplati ou de constriction dans des roches déformées à ces profondeurs peut très souvent s'expliquer par plusieurs cisaillements simples superposés. Cela a été démontré par BURKHARD (1986) dans les nappes helvétiques de la bordure occidentale du massif de l'Aar, dans une région où les zones de cisaillement D I et D II se croisent (BUGNON 1986, DOLIVO 1982, STECK 1980, 1984, 1987). Dans un tel contexte, il est clair que d'autres types de déformation (p.ex.: le cisaillement pur ou l'aplatissement) ont pu contribuer à la création de linéations d'étiement, mais de tels processus ne deviennent important que dans les niveaux superficiels d'une chaîne de montagne (RIDLEY 1986). Nous considérons ainsi le levé d'une carte des zones de cisaillement des Alpes centrales comme une démarche possible et utile pour reconstruire la trajectoire relative des deux blocs rigides européen et adriatique lors de la phase tertiaire de l'orogénèse alpine (fig. 7). Le schéma de la figure 7 appelle trois remarques:

- a) Les longueurs des flèches ne sont qu'approximatives et minimales (STECK 1984).
- b) Les diverses déformations, bien séparées dans ce schéma par des flèches successives, sont en partie contemporaines.
- c) Les périodes indiquées en Ma sont très approximatives (voire également fig. 4).

Des modèles semblables ont déjà été proposés par RICOU (1984), STECK (1987), MENARD (1988), COWARD & DIETRICH (1989), DIETRICH & CASEY (1989) et LACASSIN (1989). MENARD pense que nos mouvements décrochants dextre D II sont dus à un mouvement rotationnel de la plaque adriatique. Il s'agit d'une idée intéressante, déjà inspirée par GIDON (1974) et développée par VIALON et al. (1989). D'autres modèles proposent une seule direction de déplacement relatif de la plaque adriatique (CHOU-CROUNE et al. 1986 et MALAVIEILLE et al. 1984). PLATT et al. (1989) et LACASSIN (1989) constatent une contradiction entre les mouvements de l'Afrique par rapport à l'Europe (selon le modèle de DEWEY et al. 1973) et les directions de mouvements relatifs de la plaque adriatique déduits des structures des Alpes occidentales. Cela vient probablement du fait que la plaque adriatique a été détachée de l'Afrique et a subi un déplacement ou une rotation différente.

La géométrie et l'emplacement des zones de cisaillement des Alpes centrales ont été contrôlés par les conditions métamorphiques et les propriétés rhéologiques hétérogènes des roches, par l'ensemble des propriétés géométriques de la chaîne alpine, en l'occurrence la géométrie des deux bordures des blocs européen et apulien et par le type de mouvement relatif des deux blocs. La tectonique à l'échelle de l'arc alpin montre les relations géométriques entre les structures superposées des Alpes pennines et la ligne insubrienne. Cet accident tectonique majeur représente la limite septentrio-

Fig. 6. Isohypses des lignes Rhône-Simplon et du Canavese. La profondeur de l'accident Rhône-Simplon est en partie déduite de la ligne sismique du PNR 20 Stalden-Zermatt. Les flèches (chiffres = plongement) indiquent le mouvement relatif du bloc supérieur ou méridional. L'ensemble des accidents Rhône-Simplon, du Canavese, de Locarno, du Centovalli, de Tonale, ainsi que la dépression de Valpelline et la culmination Aar-Toce représentent les éléments géométriques d'une structure de «pull apart», créés dans la zone de transpression dextre et d'extension entre les deux plaques de l'Europe et de l'Adria en collision.



nale actuelle du bloc adriatique plus rigide (voire à ce sujet LAUBSCHER 1989 et ROEDER 1989). Au SW de la région étudiée il forme un coude entre la ligne du Tonale de direction W et la ligne du Canavese de direction SW. Cette géométrie particulière du bloc adriatique (actuellement limité par des failles tertiaires tardives) contrôle d'une manière évidente les structures d'interférence du domaine ductile des Alpes centrales (fig. 1 et STECK 1987).

L'analyse des déformations superposées nous a permis de distinguer une succession de mouvements de rapprochement, de décrochement dextre et de «transpression» dextre des deux blocs (fig. 7). Au cours de ces mouvements il y a eu tout d'abord création de nappes et de plis-nappes de procharriage vers le NW avec des mouvements de procharriage lors de D I et de transpression dextre lors de D II. Puis, vers la fin du cisaillement dextre D II, il y a eu des charriages et des plissements vers le S et le SW (zones de cisaillement D III et D IV), contemporains des procharriages du front helvétique et du Jura (STECK op. cit.). Ainsi, dans les Alpes centrales, lors de la création des plis rétrodéversés et de la zone décrochante dextre D III, se développe une structure comparable à une «structure en fleur» (flower structure), caractéristique de certaines zones décrochantes en compression (WILCOX et al. 1973, HARDING & LOWELL 1979).

Remerciements

Mes amis Jean-Luc Epard, Jean Guex, Arthur Escher, Johannes Hunziker et Henri Masson ont lu, critiqué et corrigé cet article. Je leur en suis très reconnaissant. La lecture critique de Martin Burkhardt, en qualité de «reviewer», nous a également été très utile. Cette étude a été partiellement financée par un subside du Fonds national suisse de la recherche scientifique (PNR 20, projet N° 4020-10906).

Fig. 7. Trajectoire de la plaque adriatique par rapport à l'Europe.

BIBLIOGRAPHIE

- ARGAND, E. 1916: Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae geol. Helv.* 14, 145–204.
 — 1923: La géologie des environs de Zermatt. *Actes Soc. helv. Sci. nat.* 104/2, 96–110.
- AUBRY, D. 1984: Les gneiss mylonitisés le long de la ligne du Rhône-Simplon. Diplôme inédit. Univ. Lausanne.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. 1979: Orthogneiss, mylonite and non-coaxial déformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.* 1, 31–42.
- BEARTH, P. 1956: Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. *Eclogae geol. Helv.* 49, 279–290.
- BUGNON, P.-Ch. 1986: Géologie de l'Helvétique à l'extrémité sud-ouest du massif de l'Aar (Loèche, Valais). Thèse Univ. Lausanne.
- BURKHARD, M. 1986: L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar. Thèse Univ. Neuchâtel.
- CHOUKROUNE, P., BALLEVRE, M., COBBOLD, P., GAUTIER, Y., MERLE, O. & VUICHARD, J.P. 1986: Deformation and motion in the western Alpine arc. *Tectonics* 5, 215–226.
- COLOMBI, A. 1988: Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (Géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). Thèse Uni Lausanne, (Mémoires de Géologie 4, Lausanne 1989, sous presse).
- COWARD, M. & DIETRICH, D. 1989: Alpine tectonics-an overview. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G.). *Geol. Soc. spec. Publ.* 45, 1–29.
- DIETRICH, D. & CASEY, D. 1989: A new tectonic model for the Helvetic nappes. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G.). *Geol. Soc. spec. Publ.* 45, 47–63.
- DIETRICH, D. & 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.
- ESCHER, A. 1988: Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard. *Rapp. géol. serv. hydrol. & géol. natl. suisse* 7, 1–22.
- ESCHER, A., ESCHER, J.C. & WATTERSON, J. 1975: The reorientation of the Kangâmiut dike swarm, West Greenland, *Canad. J. Earth. Sci.* 12, 158–173.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. 1988: Coupes géologiques à travers la partie centrale des Alpes occidentales suisses. *Rapp. géol. serv. hydrol. & géol. natl. suisse* 2, 1–11.
- FRANK, E. 1979: Metamorphose mesozoischer Gesteine im Querprofil Brig-Verampio, Thèse, Univ. Bern.
 — 1983: Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the Central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63, 37–93.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E. & NIGGLI, E. 1974: Alpine Metamorphism of the Alps – A Review. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 247–290.
- GIDON, M. 1974: L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire ?, *C. r. Acad. Sci. Paris* 278, 21–24.
- HAMMERSCHLAG, J.G. 1985: Métamorphisme progressif dans la séquence quartzofeldspathique – Profil Aar-Bergell (Alpes centrales). Thèse Univ. Lausanne.
- HARDING, T.P. & LOWELL, J.D. 1979: Structural Styles, Their Plate-Tectonic Habitats, and Hydrocarbon Traps in Petroleum Provinces. *Americ. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 63, 1016–1058.
- HEIM, ALB. 1919–1922: Geologie der Schweiz, Bd. II: Die Schweizeralpen. Leipzig.
- HEITZMANN, P. 1987: Evidence of late oligocene/early miocene backthrusting in the central alpine «root zone». *Geodynamica Acta (Paris)* 1, 183–192.
- HUNZIKER, J.C. 1969: Rb-Sr Alterbestimmungen aus den Walliser Alpen. *Hellglimmer- und Gesamtgesteinsalterswerte. Eclogae geol. Helv.* 62, 527–542.
 — 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. & BEARTH, P. 1969: Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen, Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. *Eclogae geol. Helv.* 62, 205–222.
- HURFORD, A.J. 1986: Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and age of vertical movement on the Insubric Fault Line. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 413–427.
- JABOYEDOFF, M. 1986: Géologie de la Monte della Preja, Val Loranco. Diplôme inédit. Lausanne.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. 1967: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.)* 134.
- KLÖTZLI, U. 1988: Petrographische und geochronologische Untersuchungen in der Ivrea-Zone der Umgebung von Cursolo (prov. Novara, Italien). Diplomarbeit Uni-Bern.

- 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.
- 1989: Plate-scale kinematics and compatibility of crustal shear zones in the Alps. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G.). *Geol. Soc. spec. Publ.* 45, 339–352.
- LAUBSCHER, H. 1973: Alpen und Plattentektonik. Das Problem der Bewegungsdiffusion an kompressiven Plattengrenzen. *Z. dtsh. geol. Ges.* 124, 295–308.
- LAUBSCHER, H.P. 1989: The tectonics of the southern Alps and the Austro-Alpine nappes: a comparison. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G.). *Geol. Soc. spec. Publ.* 45, 229–241.
- MANCEL, P. & MERLE, O. 1987: Kinematics of the northern part of the Simplon line (Central Alps). *Tectonophysics* 135, 265–275.
- MANCKTELOW, N. 1985: The Simplon Line: A major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae geol. Helv.* 78, 73–96.
- MASSON, H., HERB, R. & STECK, A. 1980: Helvetic Alps of Western Switzerland. In: *Geology of Switzerland, Part B*, Wepf, Basel, 109–153.
- MENARD, G. 1988: Structure et cinématique d'une chaîne de collision – les Alpes occidentales et centrales. Thèse, Université Joseph Fourier de Grenoble.
- MERLE, O. 1987: Histoire de la déformation dans les Alpes lépontiennes occidentales. *Bull. Soc. géol. France* 8, 183–190.
- MERLE, O., LE GAL, P. & MANCEL, P. 1986: Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes centrales). *Eclogae geol. Helv.* 79, 705–718.
- MERLE, O., COBBOLD, P.R. & SCHMID, S. 1989: Tertiary kinematics in the Lepontine dome. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G.). *Geol. Soc. spec. Publ.* 45, 113–134.
- MILNES, A.G. 1968: Strain analysis of basement nappes in the Simplon Region, Northern Italy. *23e Congr. int. Geol. Prague* 6/3, 61–76.
- NABHOLZ, W.K. & VOLL, G. 1963: Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* 56, 755–808.
- PLATT, J.P., LISTER, G.S., CUNNINGHAM, P., WESTON, P., PEEL, F., BAUDIN, T. & DONDEY, H. 1989: Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the western Alps. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G.). *Geol. Soc. spec. Publ.* 45, 135–152.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. 1986: Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. of Struct. Geol.* 8, 831–843.
- PLESSMANN, W. 1958: Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum-Helvetikum. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-physik. Kl. IIa*, 7, 153–188.
- PLESSMANN, W. & WUNDERLICH, H.G. 1961: Eine Achsenkarte des innern Westalpenbogens. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* 4, 199–210.
- RAMSAY, J.G. 1980: Shearzone geometry: a review. *J. struct. Geol.* 2, 83–99.
- RATSCHBACHER, L. 1987: Strain, rotation, and translation of Austroalpin cover nappes, In: *Geodynamics of the Eastern Alps* (Ed. by FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.). Vienna, Deuticke, 237–243.
- REINHARDT, B. 1966: Geologie und Petrographie der Monte Rosa Zone, der Sesia Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 46, 553–678.
- RIDLEY, J. 1986: Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction – a model and observations. *J. of Struct. Geol.* 8, 647–653.
- ROEDER, D. 1989: South-Alpine thrusting and trans-Alpine convergence. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G.). *Geol. Soc. spec. Publ.* 45, 211–227.
- SANDER, B. 1948/1950: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 1. und 2. Teil. Springer, Wien.
- SARTORI, M. 1987: Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais). *Eclogae geol. Helv.* 80, 789–814.
- SARTORI, M. sous presse: L'unité du Barrhorn (zone pennique, Valais, Suisse) – Un lien entre les Préalpes médianes rigides et leur socle paléozoïque. Thèse Univ. Lausanne.
- SCHMID, S., ZINGG, A. & HANDY, M. 1987: The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics* 135, 47–66.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. 1983: An evaluation of criteria to deduce sense of movement in sheared rocks. *Bull. geol. Soc. Am.* 94, 1281–1288.
- STECK, A. 1966: Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. *Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.)* 130.
- 1968: Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. *Eclogae, geol. Helv.* 61, 19–48.

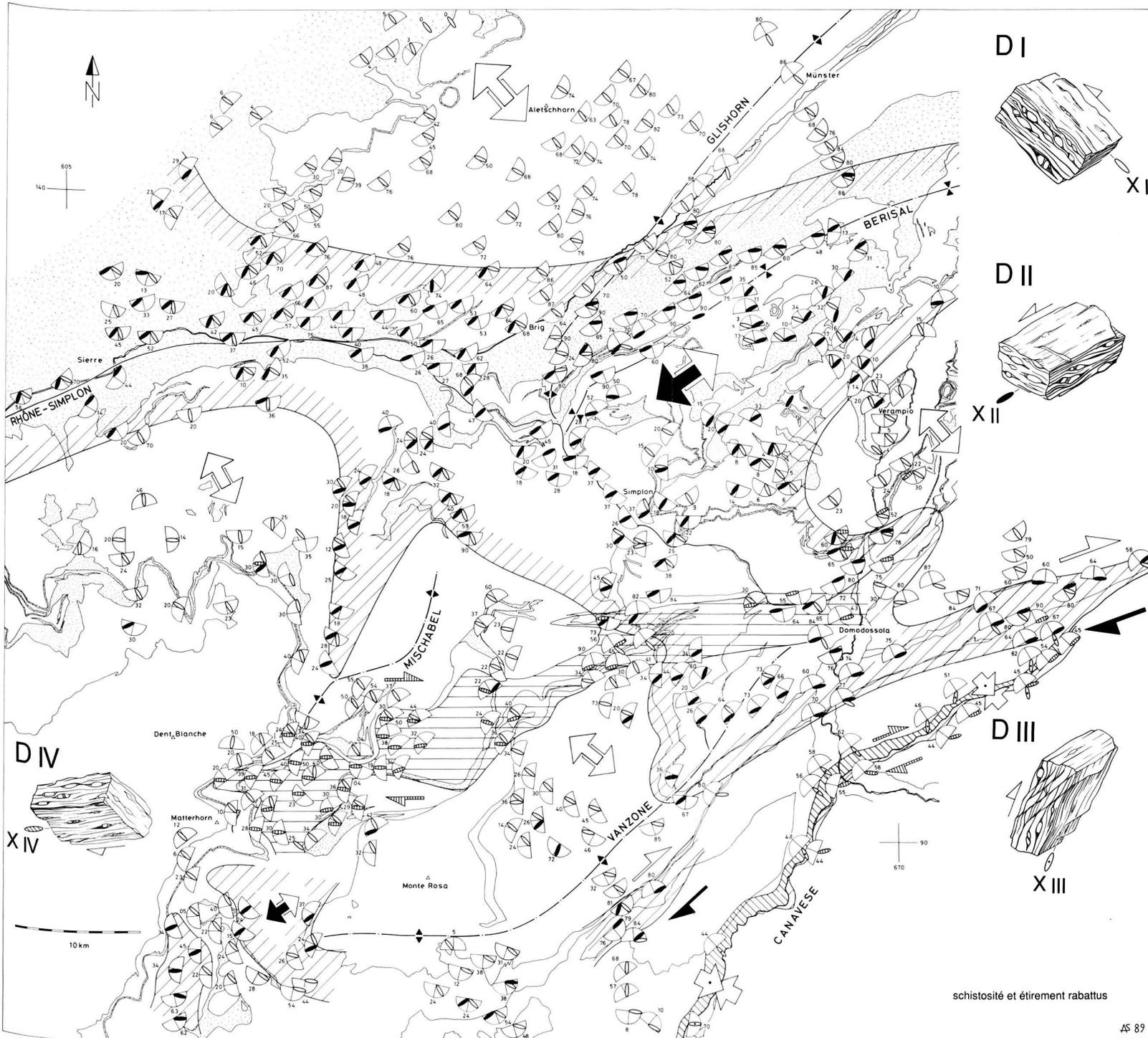
- 1980: Deux directions principales de flux symmétamorphique dans les Alpes centrales. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* (358) 75, 141–149.
 - 1984: Structures de déformation tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclogae geol. Helv.* 77, 55–100.
 - 1987: Le massif du Simplon – Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67, 27–45.
 - 1989: Structures de déformation alpines dans la région de Zermatt. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69, 205–210.
- STECK, A., EPARD, J.-L., ESCHER, A., MARCHAND, R., MASSON, H. & SPRING, L. 1989: Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. *Mémoires de Géol. Lausanne*, 5.
- TERMIER, P. 1903: Quatres coupes à travers les Alpes franco-italiennes. *Bull. Soc. géol. France* 28, 411–433.
- TIECHE, J.-C. 1976: Carte géologique de la région Zermatt-Mettelhorn. Document inédit Univ. Lausanne.
- TRÜMPY, R. 1980: *Geology of Switzerland*. Wepf & Co, Basel.
- VANNAY, J.-CL. & ALLEMANN, R. 1990: La zone piémontaise dans le Haut-Valtournanche (Val d'Aoste, Italie). *Eclogae geol. Helv.* 83, 21–39.
- VIALON, P., ROCHETTE, P. & MENARD, G. 1989: Indentation and rotation in the western Alpine arc. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G.). *Geol. Soc. spec. Publ.* 45, 329–338.
- 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.
- 1980: Ein Querprofil durch die Schweizeralpen vom Vierwaldstättersee zur Wurzelzone – Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformationsmechanismen wichtiger Minerale. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 160, 321–335.
- WENK, E. 1955: Eine Strukturkarte der Tessineralpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 35, 311–319.
- WILCOX, R.E., HARDING, T.P. & SEELY, D.R. 1973: Basic Wrench Tectonics. *Americ. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 57, 74–96.
- ZINGG, A., HUNZIKER, J.C., FREY, M. & AHRENDT, H. 1976: Age and degree of metamorphism of the Canavese Zone and of the sedimentary cover of the Sesia Zone. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 361–375.
- ZINGG, A. & HUNZIKER, J.C. 1990: Dating movements along the insubric line west of Locarno. *Eclogae geol. Helv.* 83, 629–644.

Manuscrit reçu le 1 septembre 1989

Révision acceptée le 20 juin 1990

Planche 1

Carte des schistosités et étirements des quatre types de déformation D I-D IV, et traces des surfaces limite des zones de cisaillement. Les schistosités et étirements sont rabattus dans le plan horizontal. Cette méthode, déjà utilisée par PLESSMANN (1958) et PLESSMANN & WUNDERLICH (1961), est la meilleure pour représenter l'orientation des axes de l'ellipsoïde de la déformation finie sur une carte structurale.



schistosité et étirement rabattus

