



HAL
open science

Structures de déformation alpines dans le synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz (massif des Aiguilles Rouges, Valais)

Claude Pilloud

► **To cite this version:**

Claude Pilloud. Structures de déformation alpines dans le synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz (massif des Aiguilles Rouges, Valais). Tectonique. Université de Lausanne, 1991. Français. NNT: . tel-00923357

HAL Id: tel-00923357

<https://theses.hal.science/tel-00923357>

Submitted on 2 Jan 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF

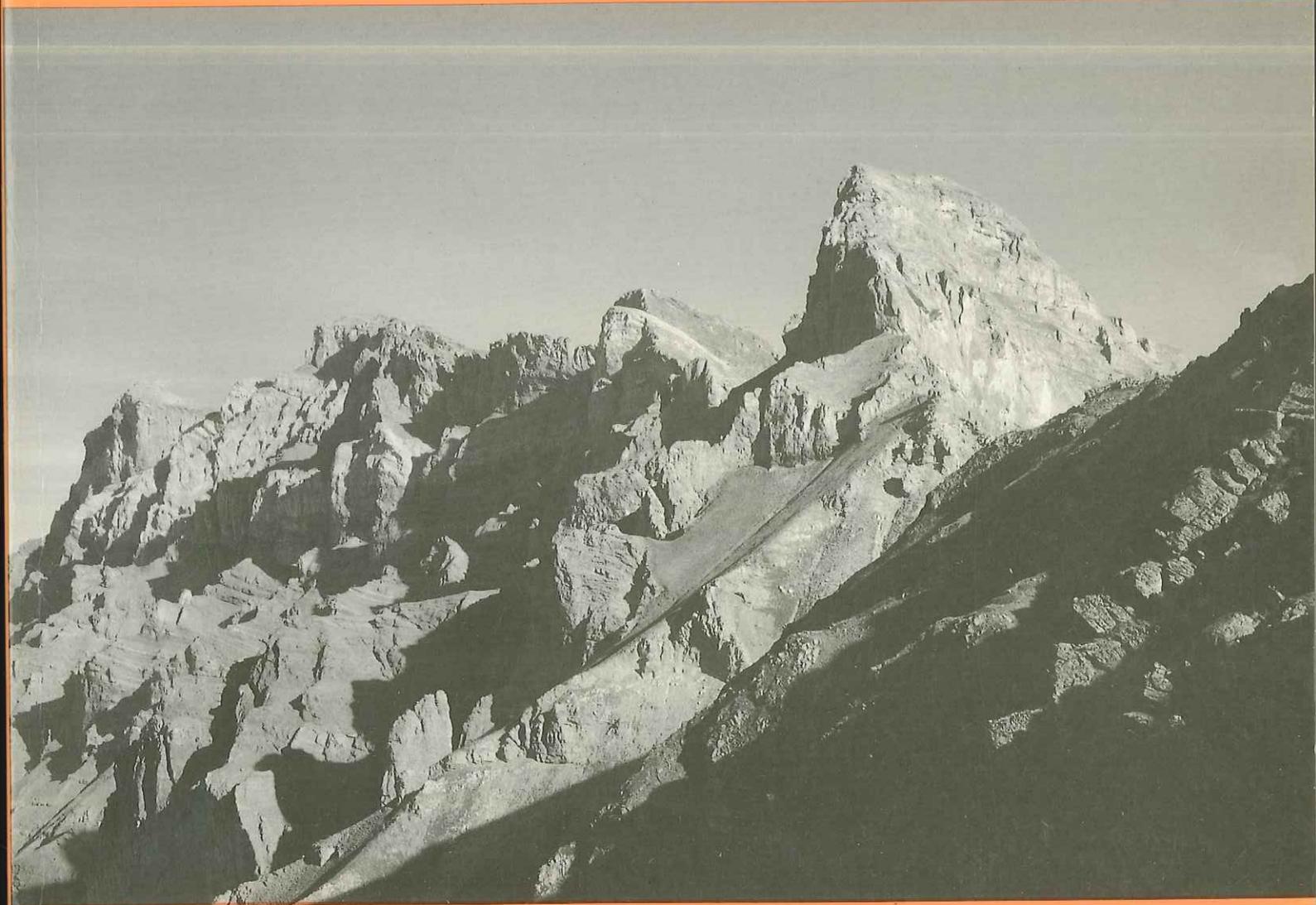


D

050 032917 0

**Structures de déformation alpines
dans le synclinal de Permo-Carbonifère de
Salvan-Dorénaz
(massif des Aiguilles Rouges, Valais)**

Claude Pilloud



Université de Lausanne
Faculté des Sciences

Institut de Minéralogie
et Pétrographie

**Structures de déformation alpines
dans le synclinal de Permo-Carbonifère de
Salvan-Dorénaz
(massif des Aiguilles Rouges, Valais)**

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

25 NOV. 1993

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

par **Claude Pilloud**

Jury de thèse:

Prof. A. Steck (Directeur)
Prof. M. Gailloud (Président)
Prof. H. Masson
Prof. J.F. von Raumer, Fribourg

Mémoires de Géologie (Lausanne) No. 9, 1991

10130198

Résumé

Une nouvelle interprétation structurale du synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz (massif des Aiguilles Rouges) révèle le rôle prépondérant joué par la déformation alpine dans le plissement du synclinal. L'évolution géologique comprend les stades suivants :

- a) Dès le Stéphaniens A et jusqu'à une date incertaine (Stéphaniens supérieur, Autunien (?)), des sédiments détritiques continentaux se déposent dans un fossé intramontagneux subsident orienté NNE - SSW. Des niveaux de coloration lie de vin définissent de longs cônes alluvionnaires imbriqués dans une série gréso-pélique sombre contenant des horizons charbonneux et deux minces bancs de calcaires lacustres.
- b) De faibles déformations affectent le bassin alluvionnaire durant la phase «saaliennne» (Permien); elles correspondent au réajustement d'un ensemble sédimentaire relativement plastique à des déformations cassantes du socle cristallin anté-stéphaniens.
L'arrêt de ces mouvements durant le Permien supérieur est suivi d'une pénéplation du massif. Les couches du Permo-Carbonifère sont recoupées, avec une faible discordance angulaire, par les dépôts transgressifs du Trias supérieur.
- c) Les déformations alpines débutent durant l'Eocène supérieur; une première phase enregistre la formation des écaillés parautochtones et le chevauchement de la nappe de Morcles. Le départ des écaillés parautochtones semble lié à une déformation précoce du contact socle-couverture.
- d) Lors d'une deuxième phase, le socle pré-triasique du massif des Aiguilles Rouges se déforme à grande échelle et le Permo-Carbonifère, plus ductile, se plisse violemment (formation du synclinal de Salvan-Dorénaz).
Pour deux raisons, (a) la poursuite du mouvement de chevauchement vers le NW de la nappe de Morcles, (b) les disharmonies qui apparaissent dans le Trias autochtone, le plissement du Permo-Carbonifère n'affecte que faiblement le plan de chevauchement de la nappe de Morcles.
Le degré du métamorphisme régional se situe à la limite anchizone-épizone.

Abstract

A new structural interpretation of the *Salvan-Dorénaz* syncline (Aiguilles Rouges massif) is proposed; it proves that this syncline, filled with Permo-Carboniferous sediments, is mainly an alpine structure. The geologic evolution comprises the following stages :

- a) Stephanian A - unknown date (Upper Stephanian, Autunian (?)): continental detrital sediments fill a NNE-SSW intramountainous trough in subsidence. Red layers define long alluvial fans imbricated in a dark sequence of sandstones and mudstones, with coals and lacustrine limestones.

Photo de couverture:

Le massif des Dents-de-Morcles vu du col du Demècre; la première pointe est celle du "Six Tremble", avec à son aplomb les plis dessinés dans les pentes d'éboulis par les niveaux de base de l'écaillé parautochtone du Vêlar.

- b) Weak deformations occur during the «Saalic» tectonic phase (Permian). They correspond to the readjustment of relatively "plastic" sedimentary layers to brittle deformations that affect the underlying pre-Stephanian basement.
The progressive cessation of these movements during late Permian is followed by a "peneplanation" stage. The Permo-Carboniferous beds are cut by the transgressive Triassic deposits along a low-angle unconformity.
- c) Alpine deformations start during Upper Eocene times; a first phase records the formation of the "parautochthonous slices" and the emplacement of the Morcles nappe (large recumbent fold). The separation of the "parautochthonous slices" is probably connected with early deformations of the basement-cover contact.
- d) During a second phase, the pre-Triassic basement of the Aiguilles Rouges massif is affected by deformation (large-scale folding) and the more ductile Permo-Carboniferous sediments are strongly folded (formation of the *Salvan-Dorénaz* syncline).
For two reasons, (a) the continuation of the translation towards the NW of the Morcles nappe, (b) the disharmonic folds that appear in the Triassic rocks of the autochthonous cover, the folding of the Permo-Carboniferous only affects moderately the basal thrust of the Morcles nappe.
The metamorphic grade reaches the anchizone-epizone limit.

Table des matières

Introduction.....	4
Situation géographique	4
Cadre géologique	4
Historique	6
Chapitre 1. Description des unités soumises à la déformation alpine.....	6
Le socle anté-stéphanien du massif des Aiguilles Rouges	6
Le bassin sédimentaire permo-carbonifère de Salvan-Dorénaz	10
La couverture mésozoïque autochtone du massif des Aiguilles Rouges	17
- Le Trias	17
- Le Jurassique	21
Chapitre 2. Structures à l'échelle de la carte.....	23
Chapitre 3. Structures de la déformation à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince dans le socle paléozoïque.....	28
Le Permo-Carbonifère	28
Déformations anté-alpines	28
Déformations alpines	30
Analyse de la déformation alpine D2	44
Le socle cristallin anté-stéphanien	49
Déformations tardi-varisques	49
Déformations alpines	49
Chapitre 4. Structures de la déformation à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince dans la couverture mésozoïque autochtone.....	60
Introduction	60
Déformations anté-alpines	60
Déformations alpines	61
Chapitre 5. Métamorphisme régional alpin.....	74
Le socle anté-stéphanien	74
Le Permo-Carbonifère	75
Les niveaux de base de la couverture mésozoïque autochtone	76
Chapitre 6. Synthèse et conclusions.....	78
Corrélations des structures de la déformation alpine entre le socle pré-triasique et la couverture mésozoïque autochtone	78
Déformation du plan de chevauchement de la nappe de Morcles	79
Histoire des déformations du synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz; corrélations avec les unités voisines	81
Bibliographie et annexes.....	87

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr
01 SEP. 2003

Historique

En 1779 déjà, DE SAUSSURE décrit dans ses « Voyages dans les Alpes » la coupe de la vallée du Rhône, où il distingue le "poudingue de Vallorsine" des roches métamorphiques encaissantes. Plusieurs articles sur les charbons du synclinal permo-carbonifère de Salvan-Dorénaz paraissent ensuite, dont ceux de BLANCHET (1849) et HEER (1852).

En 1890, RENEVIER présente le premier travail de synthèse sur la région; en 1916, MEYER donne une description détaillée des roches de l'extrémité septentrionale du massif des Aiguilles Rouges (profil Vernayaz-Salanfe), avec notamment une étude des mylonites de Miéville.

En 1937, LUGEON publie la première édition de la carte géologique «Saxon-Morcles» au 1 : 25000. Une description stratigraphique détaillée de la couverture mésozoïque et de remarquables coupes géologiques figurent dans la notice explicative.

Sur la rive gauche du Rhône, OULIANOFF décrit dans de nombreux travaux (1924, 1963, 1965) la géologie du massif des Aiguilles Rouges et donne une analyse détaillée du synclinal de Salvan (1924).

Les publications plus récentes de BELLIERE (1958), LAURENT (1968), BLANC (1976) et VON RAUMER (1981, 1984, 1987) s'attachent principalement à la description de l'histoire varisque et anté-varisque du même massif; VON RAUMER (1974) y détermine également les conditions du métamorphisme tertiaire.

En 1971 paraît la deuxième édition de la feuille «Dt de Morcles» (BADOUX et al.), suivie une année plus tard par l'ouvrage de synthèse régionale «Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne» (BADOUX). On y trouve un résumé des travaux de KRUMMENACHER (1959) sur le massif cristallin de Fully, et de SUBLET (1962) sur le synclinal permo-carbonifère de Dorénaz.

Au cours de ces dix dernières années, les efforts se sont portés sur l'établissement de reconstitutions palinspastiques de l'ensemble du domaine helvétique et de modèles cinématiques de mise en place des nappes (MASSON et al., 1980; STECK, 1984; GOURLAY, 1984; RAMSAY & HUBER, 1983, 1987; BURKHARD, 1988; STECK et al., 1989).

CHAPITRE 1

Description des unités soumises à la déformation alpine

Le socle anté-stéphanien ¹⁾ du massif des Aiguilles Rouges

¹⁾ Cette dénomination, utilisée à titre de simplification, correspond à la situation géologique de la rive droite du Rhône où les plus anciens sédiments reposant sur ce socle sont datés du Stéphanien A (page 10). Des niveaux légèrement plus anciens (Westphalien D - Stéphanien A) décrits dans la partie méridionale du massif des Aiguilles Rouges (LAURENT, 1968) définissent pour ce socle un âge au plus anté-Westphalien supérieur.

MEYER (1916), OULIANOFF (1924, 1965), BELLIERE (1958), KRUMMENACHER (1959, 1965) LAURENT (1968), BLANC (1976), VON RAUMER (1974, 1981, 1984) ont successivement étudié le socle cristallin du massif des Aiguilles Rouges. Le texte qui suit est une synthèse de ces travaux et d'observations personnelles; il a pour but de présenter rapidement l'histoire varisque et anté-varisque de ce socle (VON RAUMER, 1987) et de donner un aperçu de sa pétrographie. Les événements plus récents seront examinés dans les autres chapitres.

Le socle cristallin anté-stéphanien du massif des Aiguilles Rouges est constitué d'un ensemble de roches ayant subi un métamorphisme de faciès amphibolite.

Une série lithologique d'âge Paléozoïque inférieur (Cambrien ? - Ordovicien ?), déposée dans un domaine de rift intracontinental ou de plate-forme, représente la couverture d'un socle mal connu. Elle comprend des roches sédimentaires [grauwackes, schistes argileux et alumineux (sous forme de gneiss à biotite et plagioclase, de micaschistes à grenat et sillimanite), grès (quartzites), roches carbonatées (marbres à diopside et calcite)] accompagnées d'inclusions magmatiques [granite et/ou roches volcaniques acides (gneiss ocellés à K-feldspath, gneiss fins à yeux de sillimanite), roches volcaniques basiques (amphibolites)].

L'évolution tectonique et métamorphique au cours du Paléozoïque est complexe; elle débute durant l'Ordovicien par la formation d'une croûte océanique (présence d'ultrabasites dans le massif des Aiguilles Rouges; VON RAUMER, 1987), puis par sa subduction. Des paragenèses éclogitiques apparaissent en profondeur (10 kb./780 °C).

Cette phase précoce de haute pression se poursuit au cours du Silurien-Dévonien inférieur par une phase tectonique compressive (collision) avec formation de nappes et écaillage de lentilles d'ultrabasites et d'éclogites. Elle est caractérisée par des paragenèses à disthène (8 - 10 kb./550 °C) enregistrées dans les métapélites et les zones de mylonites (*gneiss de Chéserys*; BELLIERE, 1958); les plus anciennes générations de plis et les mylonites à disthène sont subordonnées à un système de grands plis (échelle kilométrique) d'axe généralement vertical.

Au cours du Dévonien et du Dinantien, on observe une décroissance de la pression et l'établissement de gradients géothermiques plus élevés avec formation généralisée de paragenèses à sillimanite (4 - 5 kb./600 - 700 °C); les hautes températures atteintes en profondeur permettent la formation de migmatites et de magmas anatectiques à composition de granitoïdes à cordiérite. Ceux-ci migrent ensuite pour former des niveaux diffus (premier stade) ou des intrusions discordantes qui suivent les lignes tectoniques principales (stades plus tardifs). Le granite de Vallorcine est à considérer comme un produit de différenciation de ces événements régionaux. La déformation se marque par des plis d'axe NE-SW horizontal, dont les plans axiaux verticaux servent parfois d'éléments structuraux pour les intrusions des granitoïdes à cordiérite.

Le début du refroidissement est enregistré par la formation de fentes de tension à quartz-orthose-andalousite et de joints à muscovite-andalousite (VON RAUMER; 1983, 1984).

Par ailleurs, BELLIERE & STREEL (1980) ont démontré l'existence d'une série volcano-détritique d'âge Viséen supérieur à la terminaison méridionale du massif des Aiguilles Rouges. Une phase tectonique post-viséenne et anté-westphalienne (phase sudète) a affecté ces dépôts et leur substratum (métamorphisme de faciès schistes verts).

Dès le Westphalien supérieur (?) - Stéphanien inférieur, une sédimentation détritique continentale s'établit dans des dépressions subsidentes du socle (chapitre 2). Ces dépressions correspondent à un système de horsts et grabens qui découpe progressivement le socle varisque durant le Carbonifère supérieur et le Permien (ZIEGLER, 1984); les granites tardi-varisques se mettent en place. En rive droite du Rhône, un niveau de porphyre quartzifère souligne le contact entre le socle cristallin et les premiers niveaux détritiques.

Descriptions pétrographiques

Les amphibolites

Les amphibolites se présentent en bancs, lentilles ou boudins de taille variable, métrique à décimétrique, stratifiés dans les roches encaissantes (gneiss divers, migmatites, ...). Elles comprennent des amphibolites massives, des amphibolites rubanées, des couches lenticulaires de microdiorite, des gneiss à amphiboles ainsi que des mobilisats anatectiques formant des roches diffuses de composition granodioritique.

La paragenèse principale (faciès amphibolite) comporte l'association suivante :
hornblende + plagioclase \pm biotite \pm grenat \pm quartz \pm diopside.

Divers critères (composition minéralogique des roches, analyses chimiques, ...) indiquent que la plupart des amphibolites dérivent de roches magmatiques (filons de faible puissance mis en place en milieu continental) (VON RAUMER, 1987).

Les calcaires métamorphiques

Les calcaires métamorphiques ne forment que de faibles volumes de roche. Leur cartographie, parallèlement à celle des amphibolites, a pourtant permis d'esquisser, dans le massif de l'Arpille, les lignes directrices de la phase de déformation synchrone du métamorphisme principal (BLANC, 1976). Ce sont des bancs d'extension parfois assez grande (hectométrique). La roche est rubanée; des niveaux essentiellement calcitiques à grenat et idocrase alternent avec des marbres à graphite ou silicates (scapolites, humites), ainsi qu'avec des lits feldspathiques à diopside.

Paragenèse principale : calcite + diopside + plagioclase \pm graphite \pm dolomite \pm grenat \pm idocrase.

Les métapélites et métagrauwackes

Ces roches apparaissent comme une importante série de gneiss migmatitiques et de micaschistes d'aspect très changeant. Le type le plus fréquent est un gneiss à biotite de coloration brune ou violette à texture rubanée, oieillée ou schisteuse. Des textures sédimentaires [conglomérats, granoclassement (KRUMMENACHER, 1959); stratifications entrecroisées (?)(BELLIERE, 1958)] ont parfois survécu. On peut mettre en évidence la présence de niveaux centimétriques à métriques de quartzites. Ces roches prennent très souvent une coloration verte, due à une chloritisation générale de la biotite lors de la rétro-morphose alpine.

La paragenèse principale comporte : muscovite + quartz + plagioclase + biotite + sillimanite \pm grenat. Des reliques d'une paragenèse à haute pression (association disthène-staurotide, grenats zonés) ont été mises en évidence (VON RAUMER, 1984).

Les gneiss oieillés leucocrates

Les gneiss oieillés leucocrates (paragenèse : feldspath potassique + plagioclase + quartz \pm biotite \pm grenat \pm muscovite) sont bien représentés dans le massif des Aiguilles Rouges. Ils dérivent de roches diverses. Des indices permettent d'attribuer à certains niveaux lités dans les paragneiss une origine volcanique (roches acides - métarhyolites, tufs - intercalées dans les unités sédimentaires). D'autres gneiss oieillés à phénocristaux de feldspaths potassiques très abondants et accumulations de biotite pourraient être les dérivés de roches granitiques grossières.

Les migmatites et les granodiorites à cordiérite

Les migmatites forment des zones de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur s'enfonçant dans les granodiorites (massif de Fully). Bien que leur texture soit très variable (fluidale, rubanée), leur composition globale est granodioritique à dioritique-quartzique. La cordiérite apparaît sous forme de petits prismes verts plus ou moins arrondis (elle est toujours totalement transformée en pinite). Les granodiorites sont des roches homogènes, à texture non orientée; on y reconnaît, sur un fond quartzo-feldspathique grenu, des nodules ou des prismes centimétriques de pinite, de la biotite en voie de chloritisation et des porphyroblastes ovoïdes d'orthose ou plus rarement de quartz.

Granite de Vallorcine

Seule la terminaison nord-ouest du corps intrusif affleure dans la région étudiée. On y observe un granite à grain moyen de composition monzonitique, à texture parfois porphyrique, qui contient des enclaves avec andalousite, sillimanite et cordiérite pinitisée. La paragenèse principale comporte : quartz + oligoclase + feldspath potassique + biotite + muscovite. Les datations radiométriques effectuées sur ce granite ont fourni les résultats suivants: 302 Ma par la méthode Pb total sur zircon (LAURENT et al., 1967) et 286 ± 10 Ma par la méthode Rb/Sr sur biotite (BUCHS et al., 1962). Le contact nord est intrusif tandis que le contact sud montre des zones d'écrasement où le granite est transformé en une ultramytonite noire, d'âge discuté (MEYER, 1916; STECK & VOCAT, 1973; MASSON et al., 1980, p. 122).

Aplites

Ce sont des roches à grain fin, à patine claire, qui se présentent en filons à contacts nets ou en lentilles dans les gneiss et les migmatites. Leur épaisseur peut varier entre 10 centimètres et 50 mètres. Elles contiennent du quartz, des xéoblastes d'orthose perthitique, du plagioclase (An 10%), de la biotite chloritisée, et parfois des grenats.

Porphyre quartzifère

Le porphyre quartzifère forme, en rive droite du Rhône, un banc discontinu de 1 à 5 mètres d'épaisseur qui repose en discordance sur le socle anté-stéphanien. C'est une roche vert sombre qui présente une texture porphyrique très nette à l'affleurement (Plex; coord. 570.050/113.750). En lame mince, cette texture est dessinée par des phénocristaux millimétriques de quartz corrodés, d'andésine très faiblement séricitisée ou calcitisée, de feldspath potassique, de biotite chloritisée et d'apatite dans une pâte non déterminable (Fig. 37). Des analyses chimiques et une étude plus détaillée de ces porphyres quartzifères sont présentées dans l'annexe 1 (page 93). Ces roches témoignent d'une phase d'activité volcanique ayant précédé de peu (voire accompagné ?) les premiers dépôts détritiques du Stéphanien.

Le bassin sédimentaire permo-carbonifère de Salvan-Dorénaz

Les sédiments continentaux permo-carbonifères du massif des Aiguilles Rouges ont été étudiés en détail par OULIANOFF (1924) puis SUBLET (1962) dans le synclinal de Salvan-Dorénaz, et par LAURENT (1968) puis BELLIERE (1980) à l'extrémité méridionale du massif (région de Pormenaz, Haute-Savoie). Les descriptions lithologiques qui suivent seront donc succinctes. Pourtant, la reconstitution du bassin sédimentaire exposée dans ce travail diffère de celle présentée par SUBLET et reprise dans la notice explicative de la feuille 1305 «Dt de Morcles», ceci pour des raisons tant stratigraphiques que structurales.

La sédimentation, qui s'effectue dans une dépression subsidente d'orientation NNE-SSW, débute par des niveaux de conglomérats polygéniques très grossiers ("Poudingue de Dorénaz" de LUGEON, 1937). Elle se poursuit par une succession de séquences ("fining-upwards cycle") d'épaisseur métrique à décimétrique, formées par des conglomérats et des grès massifs de teinte grise ou verte (carrière de Salvan; coord. 568.550/108.550), passant à des schistes ardoisiers sombres, pélitiques ou gréseux (psammites), qui contiennent de minces horizons charbonneux (mine de Collonges, L'Au d'Arbignon).

Les galets des conglomérats dessinent souvent des stratifications entrecroisées. Les grès, immatures (> 5 % de matrice argileuse, éléments anguleux et mal triés), ont en général une composition d'arkose ou de subarkose (grès feldspathique), voire parfois de grauwacke feldspathique (classification selon FOLK, 1974).

On observe localement, à la base de la série uniquement, un faciès où des clastes d'origine volcanique (quartz corrodés, plagioclases en lattes idiomorphes peu altérées, fragments de roches volcaniques), accompagnés de quelques autres lithoclastes, sont dispersés dans une phase matricielle finement cristallisée, principalement quartzo-séricitique (tuf; coord. 570.660/111.150); ils proviennent soit de l'érosion des coulées de porphyre quartzifère, soit d'une activité volcanique synsédimentaire de même type que celle décrite dans le Carbonifère supérieur du massif de l'Aar (FRANCKS, 1968).

Les schistes anthraciteux fossilifères de l'Au d'Arbignon, étudiés par HEER (1852) puis par RENEVIER (1890), ont fourni de nombreux restes de plantes. Les espèces *Annularia stellata* SCHL., *Neuropteris ovata* HOFFM., *Sphenophyllum oblongifolium* GERM., *Pecopteris polymorpha* BGT., *Pecopteris lamuriana* HEER., *Odontopteris brardi* BGT. et *Taeniopteris cf. multinervis* WEISS permettent de dater le niveau du Stéphanien A (JONGMANS, 1960). Cette couche fossilifère s'est déposée environ 100 à 150 mètres au-dessus du socle cristallin (Fig. 2).

Les séquences sédimentaires caractérisées par des variations latérales de faciès très brusques, par la présence de stratifications entrecroisées et de chenaux entaillant les strates sous-jacentes et remplis de galets mal triés, les débris végétaux grossiers (troncs, rameaux) sertis dans les bancs gréseux (BURRI, 1969) et les nombreux horizons charbonneux indiquent des dépôts de type limno-fluvial, effectués lors d'une période d'abondante végétation. L'épaisseur considérable des niveaux gréseux suggère un rapide épaissement vertical dû à une stabilité des chenaux (MATTER, 1987).

Si la nature des sédiments déposés dans la partie sud-est du bassin (moitié droite de la coupe schématique de la figure 2) reste identique au cours du temps [alternance monotone de bancs massifs gréseux à teinte grise et de pélites sombres parfois charbonneuses (mine de la Méreune)], un brusque changement de la sédimentation apparaît dans la partie nord-ouest (Fig. 2).

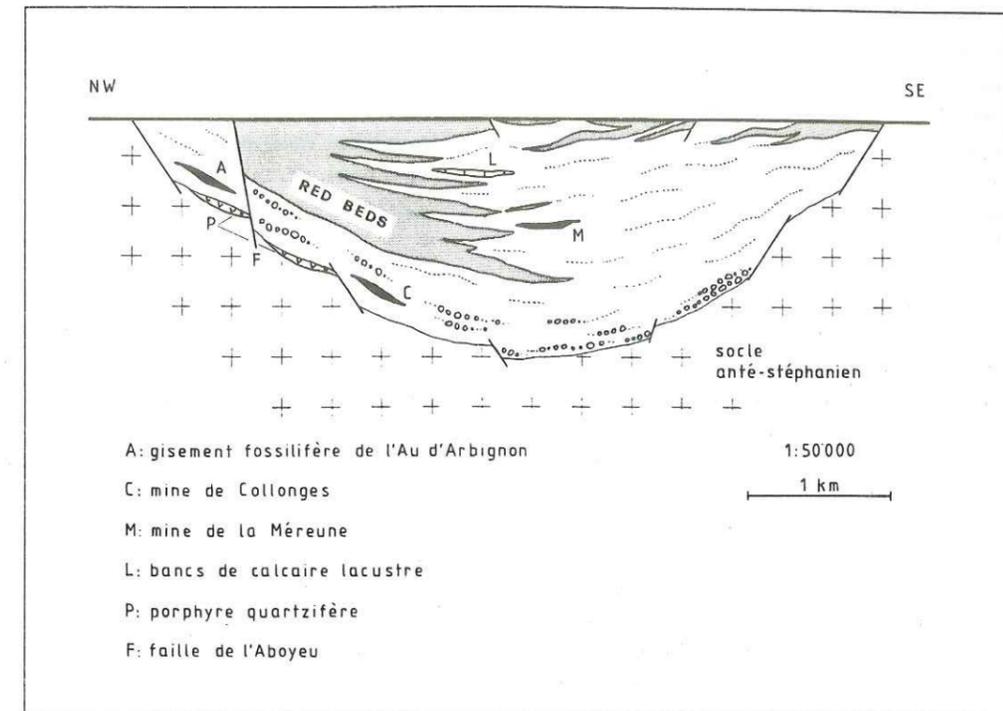


Fig. 2. Coupe schématique du bassin sédimentaire permo-carbonifère; reconstitution au Trias. (construction du bassin, voir page 28)

Dans la moitié NW du bassin, les sédiments de coloration grise sont relayés verticalement par une importante série colorée, concordante, à caractère de "red beds" («detrital sedimentary rocks with reddish-brown ferric oxide pigment on grains, filling pores, or dispersed in clay matrix»; VAN HOUTEN, 1973). Elle débute par un niveau de transition de teinte verte, discontinu et d'épaisseur très variable, constitué par 50 mètres de conglomérats et de grès à la Fontaine à Moïse (coord. 570.600/114.400) puis diminuant rapidement d'épaisseur vers le sud-est et passant latéralement à des argilites massives (1 à 2 mètres d'épaisseur sur la route d'Allesse (coord. 570.050/111.600) en-dessous de laquelle elles disparaissent en biseau). La sédimentation se poursuit sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur par des dépôts grossiers, brèches, conglomérats et grès de couleur lie de vin (violette) et par quelques niveaux métriques d'argilites vertes (Fig. 5).

Ces roches, inégalement colorées, forment quatre importants cônes sédimentaires imbriqués vers le sud-est dans les sédiments sombres; vers le sommet de la série, elles se répartissent sur toute la largeur du bassin, d'abord sous forme de minces niveaux à l'intérieur des sédiments gris (Tête de la Croix; coord. 572.550/113.850), puis comme éléments essentiels de la sédimentation sur toute la largeur du bassin.

SUBLET (1962) avait interprété ces alternances de couches grises et lie de vin comme des répétitions tectoniques entre deux formations : « 3 plis couchés superposés : les couches ayant cependant une allure isoclinale » (page 39), et « 3 bandes synclinales permienne jalonnant l'importante masse carbonifère entre la Montagne de Malève et la base du Grand Chavalard » (page 40). Nous nous opposons à cette interprétation pour deux raisons :

- la première est d'ordre stratigraphique. L'observation des figures sédimentaires telles que stratifications entrecroisées, granoclassements, load-casts à la base des bancs gréseux et convolute-bedding dans certains microgrès, même si elle est rendue difficile dans ces dépôts grossiers et souvent assez chaotiques, permet néanmoins de s'assurer que la polarité des couches reste normale lorsque l'on traverse les zones de coloration violette (Tête de la Croix, par exemple). De plus, on peut observer au Creux de la Margotte (coord. 573.825/115.000), la disparition latérale de la coloration violette au sein du même ensemble de bancs.

- la seconde d'ordre tectonique. En effet, on n'a relevé la présence d'aucune schistosité de surface axiale liée à ces "plis" pourtant décrits comme isoclinaux, ni d'aucune charnière là où la coloration violette disparaît, structures qui n'auraient pu échapper à l'observation, dans ces roches sédimentaires bien stratifiées et peu affectées par les effets du métamorphisme resté faible dans ces unités (Chapitre 5).

- d'autre part, un profil étudié dans le synclinal de Salvan montre que la position des couches de coloration violette ne correspond pas exactement à la position de la charnière synclinale (Fig. 6).

Les niveaux de coloration lie de vin ne peuvent donc être considérés comme des plis d'un faciès "permien" dans un faciès "carbonifère" (OULIANOFF, 1924; SUBLET, 1962), mais font au contraire partie d'une série continentale dont la polarité reste constamment normale (hypothèse déjà envisagée par LAURENT, 1968b). La composition du matériel très grossier constituant ces cônes d'alluvions (Fig. 4 et SUBLET, 1962) et leur position dans la partie septentrionale du bassin montrent qu'ils se sont accumulés suite à l'érosion très rapide des roches cristallines situées principalement au nord, et mises à jour par un regain de l'activité tectonique.

La coloration violette des roches, même s'il est difficile d'en connaître l'exacte origine, reflète probablement le climat chaud et humide qui régnait durant la période de sédimentation, provoquant la formation de sols qui livrent un matériel enrichi en minéraux ferrugineux et en argiles colorées par des hydroxydes de fer. La présence de séquences sédimentaires complètes indique d'autre part que les précipitations étaient encore suffisantes pour maintenir un apport continu de matériel et entretenir un régime de rivières actives dans le bassin.

Dans ce type de dépôts fluviaux, la partie fine de la séquence, toujours fortement colorée en violet, correspond généralement à des accumulations de plaines d'inondations tandis que la partie conglomératique peu ou pas colorée relève d'un dépôt dans des chenaux graveleux (Fig. 5). Les parties grossières auraient ainsi été colorées *in situ* par l'altération en milieu oxydant des éléments instables de la roche (certains éléments, gneissiques notamment, présentant probablement déjà une coloration marquée lors de leur dépôt), tandis que la partie fine aurait été pigmentée par la transformation en hématite, par déshydratation, des hydroxydes de fer contenus dans la fraction argileuse (VAN HOUTEN, 1973).

Les sédiments de coloration grise ou noire se seraient déposés dans un environnement resté réducteur à l'intérieur du bassin (parties plus profondes, lacs, ...).

La cartographie effectuée a permis de mettre en évidence la présence de calcaires qui n'ont encore jamais été décrits. Ils forment deux minces niveaux intercalés dans les sédiments grésopélitiques sombres. Le banc principal (coord. 571.250/113.275) mesure 40 - 80 centimètres d'épaisseur (Fig. 3), et il se développe sur 500 mètres de longueur. Il est constitué d'un calcaire fin, homogène, gris bleu sombre et plus ou moins schisteux.

En lame mince, la roche est une dismicrite fossilifère. On y observe quelques rares éléments détritiques (quartz, paillettes de micas, opaques) et des débris organiques. Les fossiles y sont rares et ce sont essentiellement des bioclastes phosphatés (apatite) correspondant à des débris de vertébrés (os et dents), accompagnés d'une section d'un ostracode. Ces maigres débris, ainsi qu'un fragment d'os de quelques

millimètres, n'ont pu être déterminés plus précisément (une étude par cathodoluminescence n'a pas fourni d'informations supplémentaires). Ces calcaires, qui tranchent avec le matériel détritique déposé par le système fluvial, se sont formés dans des plans d'eau calmes et peu profonds (10-15 m); leur apparition est sans doute liée à un processus de précipitation par différence de température entre les eaux des lacs, plus chaudes, et les eaux plus froides des cours d'eau parfois torrentiels qui s'y jettent, ainsi qu'à l'influence des organismes (bactéries, ostracodes) (TOUTIN-MORIN, 1985).

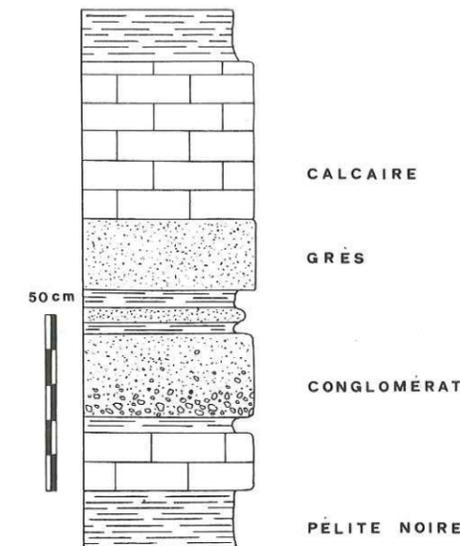


Fig. 3. Coupe stratigraphique des bancs de calcaire lacustre. Grand Couloir (coord: 571.250/113.275, 2050 m)

En l'absence de nouvelles données paléontologiques, la datation des formations du synclinal de Doré naz ne peut être donnée de façon précise. En accord avec SUBLET (1962), TRÜMPY (1966), TRÜMPY & DÖSSEGER (1972), il faut admettre un âge compris entre le Stéphanien A (schistes d'Arbignon) et l'Autunien supérieur (?), confirmé par la présence de *Lebachia piniformis* (Sternbg.) d'âge Stéphanien ou Permien inférieur, anciennement découverte dans la prolongation sud-ouest du synclinal de Salvan-Doré naz près du col de Balme et citée par HEER (1877). L'apparition des faciès "red beds" et la présence des niveaux de calcaire d'eau douce, même si elle est fréquemment observée dans le Permien inférieur (Rotliegenden du nord de la Suisse, Permien de Glaris), ne peut être utilisée pour des corrélations entre les différentes régions; des faciès colorés apparaissent en effet dès le Stéphanien A dans le fossé intramontagneux de la Saare, ainsi qu'au Stéphanien moyen dans le bassin houiller briançonnais (MERCIER & BEAUDOIN, 1984). Bien qu'il soit fort probable que l'ensemble des formations décrites soient d'âge Stéphanien, l'absence d'un marqueur chronologique dans les niveaux les plus jeunes déposés dans le bassin nous incite à conserver la nomenclature adoptée jusqu'à ce jour pour ces formations et à continuer de les désigner comme Permo-Carbonifère.

La situation est mieux connue dans le bassin permo-carbonifère de Weiach (nord de la Suisse) où la datation des niveaux par la palynologie a permis de définir une succession allant du Stéphanien A moyen à l'Autunien (HOCHULI, 1985) avec apparition des faciès rouges au Saxonien (MATTER, 1987). Des pollens n'ont par contre pas encore été trouvés dans les formations du Carbonifère sup. - Permien inf. du massif des Aiguilles Rouges (BELLIERE, comm. orale; LAURENT, 1968; LOX, 1983).

Faciès gris/noir	Faciès "red beds"
<p>Conglomérats polygéniques</p> <p><u>Éléments:</u> 2mm-80cm, subanguleux</p> <ul style="list-style-type: none"> -Gneiss divers, souvent rubanés -Aplites -Granites, dont celui de Vallorcine -Galets de quartz -Micaschistes et mylonites -Plagioclases -Pélites noires, remaniées <p><u>Matrice:</u> grès, verdâtre à gris</p>	<p>Conglomérats et brèches polygéniques</p> <p><u>Éléments:</u> 2mm-10cm, plutôt anguleux</p> <ul style="list-style-type: none"> -Gneiss divers -Aplites -Granites et granodiorites -Galets de quartz, parfois rubéfiés -Micaschistes et mylonites -Rhyolites et diorites quartzifères -Argilites vertes, remaniées <p><u>Matrice:</u> grès lie de vin à vert, souvent incolore à la base des bancs</p>
<p>Grès feldspathiques, arkoses</p> <p><u>Clastes:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> -Quartz -Feldspaths (orth, micr, plagio Al-Ol) -Biotite et muscovite -Tourmaline, apatite, zircon -Rutile (sagénite), sphène, ilménite -Pyrite -Débris anthraciteux <p><u>Matrice:</u> quartzo-micacée, pyrite et pigment organique, leucoxène</p> <p><u>Min. d'alt.:</u> chlorite, séricite, calcite oxydes Fe/Ti</p>	<p>Grès feldspathiques, arkoses</p> <p><u>Clastes:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> -idem que dans faciès gris, avec: -pyrite à bordure d'alt. en hématite -absence de débris organiques -clastes de feldspaths et de micas pigmentés ± par l'hématite <p><u>Matrice:</u> quartzo-micacée, pigment diffus d'hématite, grains d'hématite</p> <p><u>Min. d'alt.:</u> idem que dans faciès gris</p>
<p><u>Pélites:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> -Quartz+musc-ill±chlorite (RX) -Pigment de matière organique <p><u>Anthracite</u></p>	<p><u>Pélites:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> -Quartz+musc-ill+chlo+hématite±albite <p><u>Argilites vertes:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> -Quartz+musc-ill+chlo±albite (RX) -Pyrites hématitisées, leucoxène
<p><u>Calcaires lacustres:</u> cf. texte</p>	

Fig. 4. Pétrographie des roches du Permo-Carbonifère (en partie d'après SUBLET, 1962)

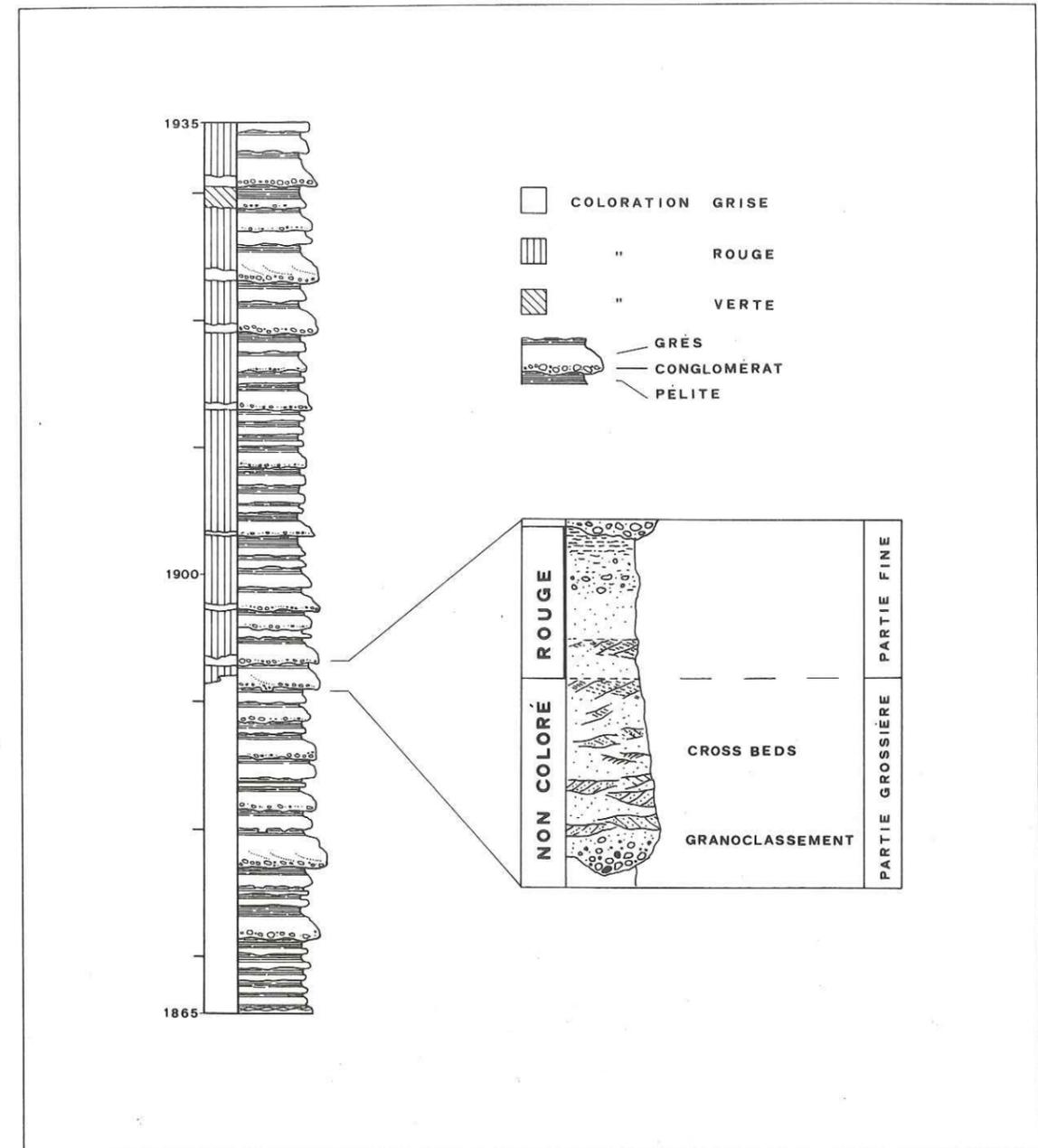


Fig. 5. Coupe stratigraphique dans le Permo-Carbonifère; Grand Couloir, 1865 m - 1935 m. (Coord. 571.250/113.275)

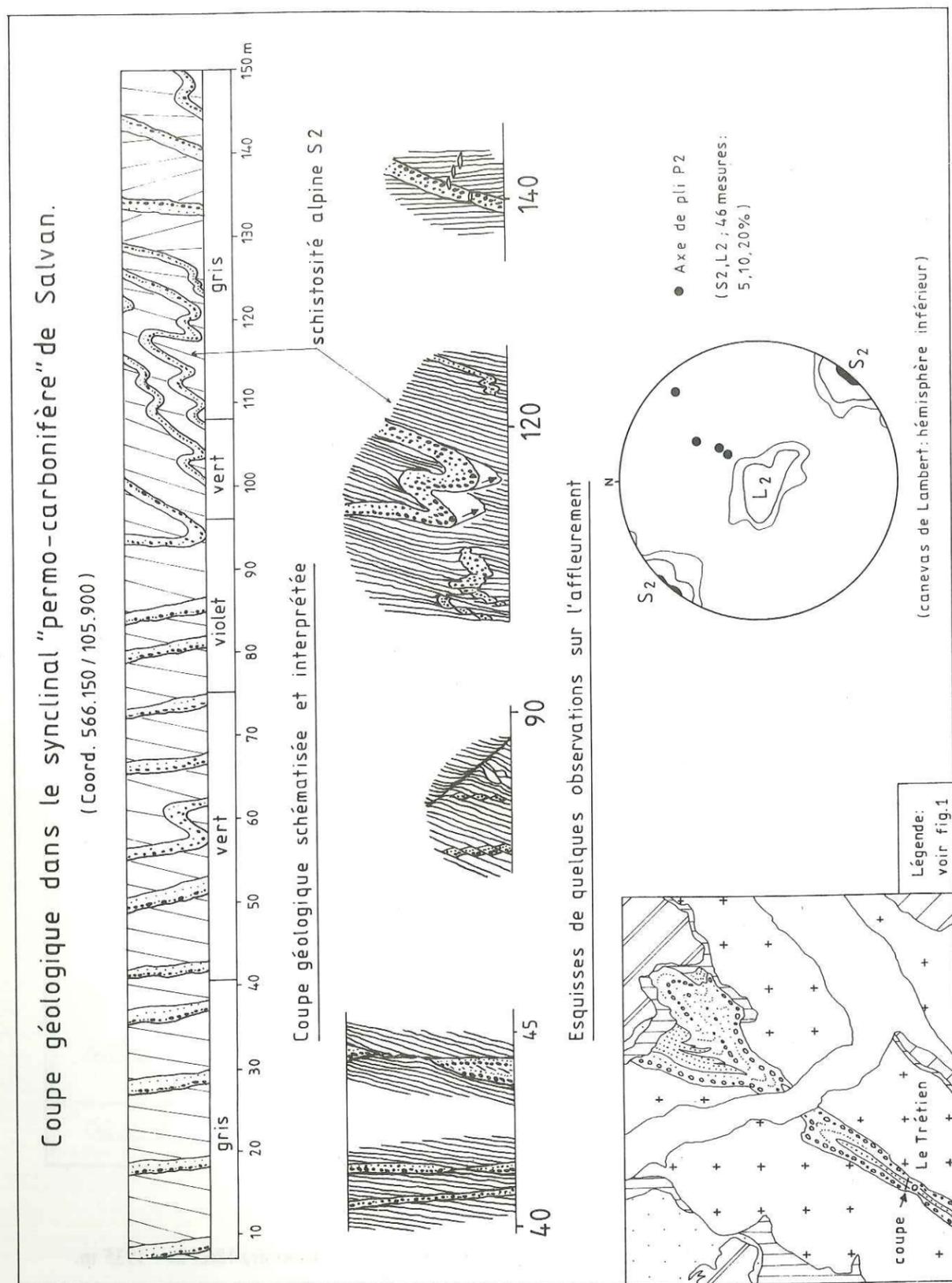


Fig. 6. Coupe géologique et structures de déformation alpines dans le synclinal "permo-carbonifère" de Salvan.

La couverture mésozoïque autochtone du massif des Aiguilles Rouges

La succession stratigraphique la plus complète de la couverture autochtone (Trias-Malm) s'observe dans la région de l'Au d'Arbignon. Dans les zones plus internes, la lacune stratigraphique du Lias, la formation des écaillés parautochtones et le chevauchement de la nappe de Morcles ont profondément modifié l'ordonnance des couches (BADOUX, 1972). Au nord, près du village de Morcles (région qui sort du cadre de notre étude), la couverture est réduite à une série constituée par du Trias, du Malm et du Berriasien-Valanginien recouvert de Tertiaire (Priabonien).

Le Trias

Le Trias s'observe de façon presque continue tout au long du bombement du socle depuis Saillon à l'est jusqu'à Lavey à l'ouest. De l'Erié (coord. 576.400/113.350) au Lac-Devant (Sorgno) il forme une bande régulière de 10 à 20 mètres d'épaisseur, mais la série n'est pas complète car les niveaux supérieurs ont été arrachés lors du chevauchement de la nappe de Morcles. Dans la région des Lacs de Fully et jusqu'au torrent du Pouajeur (premier torrent au sud de l'Au d'Arbignon) son épaisseur est très variable, car elle est influencée d'une part par le plissement du Permo-Carbonifère (notamment les synclinaux pincés dans lesquels le Trias est impliqué), d'autre part par l'écaillage de la série autochtone. Plus au nord, le Trias repose sur les gneiss peu déformés du cristallin, jusqu'au village de Morcles où les plis frontaux qui se développent dans la couverture modifient de nouveau son ordonnance.

On distingue les terrains suivants (Fig. 7):

Arkoses conglomératiques à ciment dolomitique: niveau décimétrique de couleur verdâtre à brunâtre qui succède graduellement au socle fortement arénisé et imprégné par des nodules dispersés de dolomie brune (chemin l'Erié-Sorgno). Ces arkoses sont souvent remplacées par une dolomie ferrugineuse brune et spathique qui forme des croûtes difficiles à observer, mais localement fort utiles pour situer le contact entre le Permo-Carbonifère et le Trias. Ces roches ont déjà été décrites dans le massif des Aiguilles Rouges par COLLET (1943) et AMBERGER (1960). Selon ce dernier, elles reflètent probablement l'existence d'un paléosol développé sous un climat aride avant que ne s'installe la transgression triasique. Leur âge est inconnu (Permien ? ou plus probablement Trias; DEMATHIEU & WEIDMANN, 1982) mais ces roches ont été réunies avec le Trias car elles ne se rattachent pas structuralement à celles du synclinal de Permo-Carbonifère.

Arkoses (quartzites feldspathiques; voir annexe 2): à part le premier banc d'épaisseur métrique, conglomératique à la base sur 10 à 15 cm, les arkoses ne forment que de minces lits (2-15 cm d'épaisseur) en alternance avec des argilites vertes; la surface de ces niveaux est fréquemment ornée de rides d'oscillation bien marquées et certains contiennent des galets mous d'argilite. Des nodules centimétriques de barytine (concrétions) sont visibles, surtout dans le niveau de base, au Portail de Fully. En lame mince, on constate que la barytine est un constituant parfois important du ciment, habituellement quartzo-séricitique, de même que la calcite et plus localement la fluorine (Sorgno, Morcles). La barytine et la fluorine sont probablement d'origine diagénétique; elles proviendraient d'une minéralisation précoce des grès de base, caractéristique des vastes domaines de transgression pelliculaire sur, ou en bordure des massifs hercyniens (COUREL, 1982; BAUD, 1984). Ces minéraux ont ensuite été fortement remobilisés lors des déformations alpines et ont notamment pu migrer le long de failles réactivées (KRUMMENACHER, 1959; AMBERGER, 1960).

Sur le chemin l'Erié-Sorgno, une dalle d'arkose permet de mettre en évidence deux ou trois faibles empreintes (Fig. 8) qui pourraient correspondre aux traces de reptiles découvertes dans la région d'Eposson et qui ont permis d'y dater la couche à empreintes du Ladinien sup.- Carnien (DEMATHIEU & WEIDMANN, 1982).

Argilites: elles sont vertes à la base et deviennent successivement jaune beige, contenant des intercalations centimétriques d'arkose ou de dolomie brune, puis au sommet elles prennent une coloration violette très semblable à celle observée dans les schistes du Permo-Carbonifère.

L'épaisseur de cet ensemble (formation du Vieux Eposson; EPARD, en prép.) correspondant à des dépôts de plage et de lagune, est de 3 à 4 mètres au Portail de Fully, mais elle diminue en direction du nord. L'absence du niveau conglomératique de base dans la région du col de Fenestral, ainsi que la disparition complète des niveaux d'arkoses et d'argilites dans la combe du Creux de la Margotte pourraient être dues à la présence d'une petite zone émergée (voir page 63), ce qui ne serait pas surprenant dans le contexte plus général de dépôts peu profonds liés à la présence d'un important seuil («seuil vindélicien»; MEGARD-GALLI & BAUD, 1977). On retrouve les arkoses et argilites dans le flanc NE et sur l'arête du Lui Crève (1,5 - 2,5 mètres d'épaisseur), dans le torrent au NE du Chalet Neuf (1 à 2 (?) mètres d'épaisseur, affleurement signalé par LUGEON (1930) et récemment remis au jour par une forte crue du torrent), puis de façon continue sur le socle cristallin de Collonges (voir page 57).

A partir de ces niveaux restés plus ou moins solidaires du socle (cristallin+Permo-Carbonifère) lors des déformations alpines, la succession des faciès ne peut plus être donnée avec certitude à cause de l'écaillage de la série.

Cornieules: la complexité des problèmes engendrés par l'étude des cornieules -variabilité des roches réunies sous ce terme, origine génétique, relations avec les roches environnantes, notamment les argilites et les dolomies- a été exposée, entre autres pour la région de Fully, dans le travail de thèse de JEANBOURQUIN (1986, 1988). Il est nécessaire de distinguer deux types principaux de cornieules:

- cornieule dolomitique monomictite: roche bréchique de teinte jaunâtre à blanche, massive ou cloisonnée en surface par suite de dissolution partielle, à éléments de dolomie ou de calcaire dolomitique réunis par un ciment sparitique calcaire peu déformé ou par une phase de liaison microbréchique carbonatée; des blocs importants de dolomie montrent encore des traces de stratification. Elle affleure soit sous forme d'un banc de 5-10 mètres d'épaisseur assez continu qui succède aux argilites (flanc sud et ouest du Chavalard, synclinal de la Tête du Portail, Lui Crève), soit au sein même des dolomies; elle n'apparaît plus dans la région de l'Au d'Arbignon.

Cette cornieule monomictite s'est développée par un processus de dissolution-cimentation, probablement assez récent, sur une dolomie singulière, fortement fracturée *in situ* (JEANBOURQUIN, 1986, p.101; MASSON, 1972; voir également page suivante). On observe par exemple ce phénomène dans le flanc inverse du synclinal de la Tête du Portail (coord. 572.900/111.850), sous forme d'un passage latéral (ou vertical) progressif des dolomies fracturées à la cornieule monomictite.

Dans le flanc sud du Chavalard, le banc de cornieule monomictite est traversé en plusieurs endroits par des poches de dissolution récente, où l'on trouve des éléments étrangers au Trias, surtout des marbres de l'Urgonien de la nappe de Morcles, cimentés dans une matrice microsparitique jaune ocre (brèche de pente).

- cornieule calcitique dimictite: roche microbréchique pulvérulente à patine ocre, à éléments millimétriques de calcite (rarement de dolomie), de quartzites et surtout d'argilites vertes ou violettes répartis dans un ciment de calcite microsparitique. Ces roches affleurent mal; on les observe dans le synclinal de Fenestral et le long du plan de chevauchement de l'écaillage du Vêlar (Lui Crève et Le Dzéman).

Une brèche calcitique polymictite à éléments centimétriques de Trias (arkoses blanches et fragments d'argilites vertes) et de Permo-Carbonifère (grès violets) affleure dans le flanc ouest du Chavalard (coord. 574.100/114.000; voir page 63).

Ces roches se sont formées par dissolution-cimentation sur des assises préalablement fortement tectonisées, soit par bréchification au toit des argilites et dans les premiers niveaux dolomitiques [fracturation hydraulique (MASSON, 1972) ou fracturation liée au contraste de compétence entre ces roches lors de la déformation ?], soit par développement d'importantes zones de cisaillement.

Dolomies et calcaires dolomitiques: les dolomies se présentent en bancs de 0,2 à 1 mètre d'épaisseur, découpés en parallélépipèdes séparés par des joints calcitiques. La roche est massive, à pâte fine et sa patine varie du jaune beige au brun ("dolomie capucin", Lac-Devant). Les dolomies très fortement bréchifiées (dolocataclasites) peuvent passer en continuité aux cornieules monomictites, mais plus généralement elles alternent avec des bancs de calcaire dolomitique à patine grise. En lame mince, ces roches correspondent à des termes variables tels "grainstone à pellets", "wackestone à pellets, crinoïdes, bivalves et algues (?)", caractéristiques d'une sédimentation carbonatée peu profonde.

Des brèches "fluidales" à éléments anguleux de dolomie (ou de calcaire dolomitique) répartis en rubans dans un ciment de calcite spathique blanche, rose ou grise s'intercalent dans cet ensemble. Cette texture pourrait s'être formée par un processus de cisaillement simple intense, affectant une alternance de dolomies et de calcaires (JEANBOURQUIN, 1986). On observe souvent, comme terme ultime, la formation de lits de marbres rubanés, dont l'épaisseur varie entre 20 centimètres et 1 mètre (Tête du Portail, base de l'écaillage du Vêlar).

Par endroits, les bancs de dolomies sont traversés par des diaclases postérieures à la cataclase principale et qui sont remplies (injection *per ascensum* ou dépôt karstique ?) par des calcilutites jaune ocre (flanc sud et ouest du Chavalard).

Au sommet de la série apparaissent localement des dolomies schisteuses grises et des schistes pélitiques verdâtres contenant des intercalations charbonneuses. Dans le flanc sud du Six Tremble, des bancs de conglomérat dolomitique (éléments dolomitiques subanguleux de plusieurs centimètres dans une matrice argilo-dolomitique) alternent avec des intercalations schisteuses noires. Le passage à la formation suivante est plus ou moins net.

Quartzites verdâtres: niveau de 4 à 5 mètres dans lequel s'associent des bancs massifs de quartzites finement grenus verdâtres à la cassure, des schistes pélitiques sombres et des grès ferrugineux à patine rouge. Ce niveau est surmonté par 3 mètres de schistes pélitiques contenant encore quelques bancs de quartzite et de calcaire dolomitique. Cet ensemble, visible seulement en contact avec le Lias, est attribué au Rhétien par analogie de faciès (LUGEON et al., 1937; TRÜMPY, 1945).

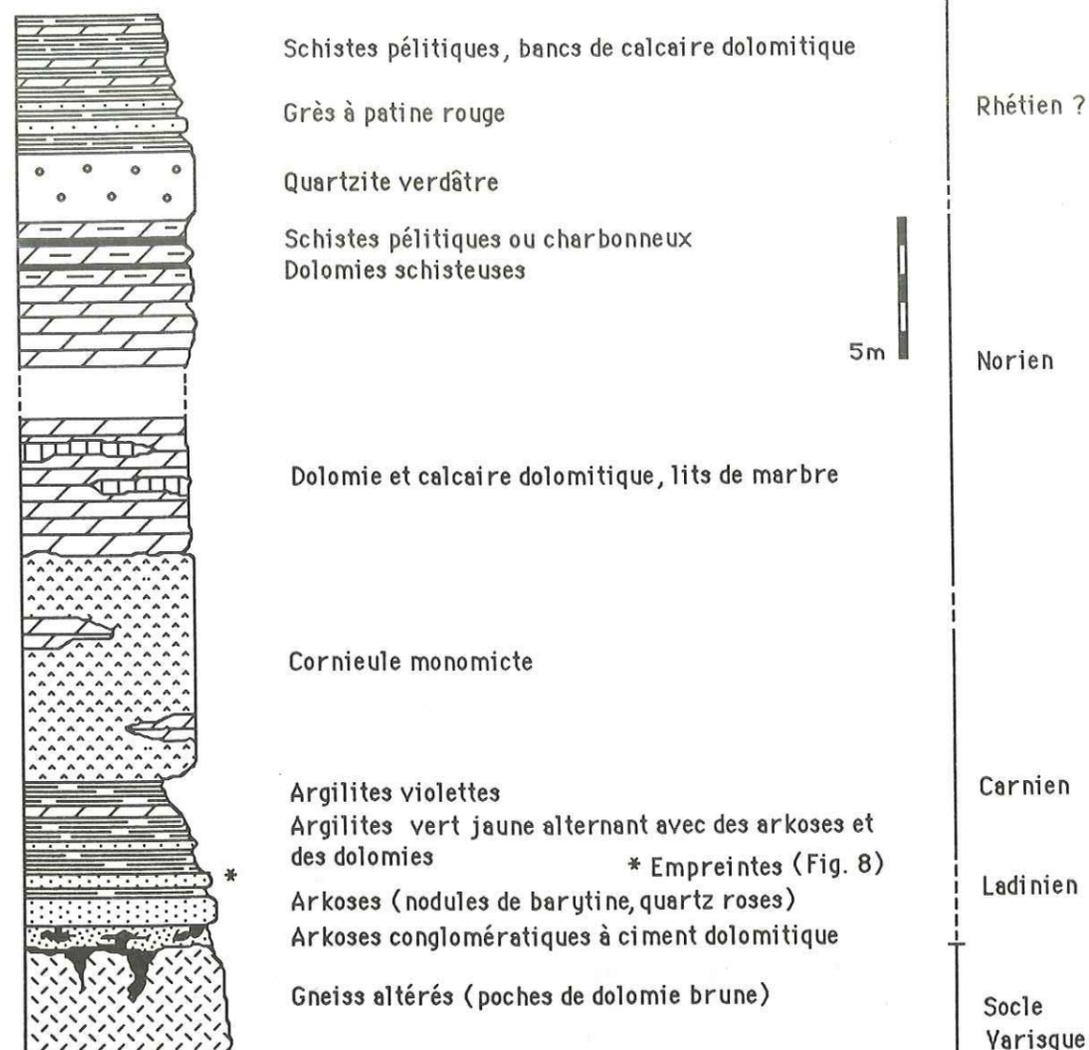


Fig. 7. Coupe stratigraphique schématique du Trias
(les épaisseurs sont approximatives; elles correspondent à des niveaux déformés)

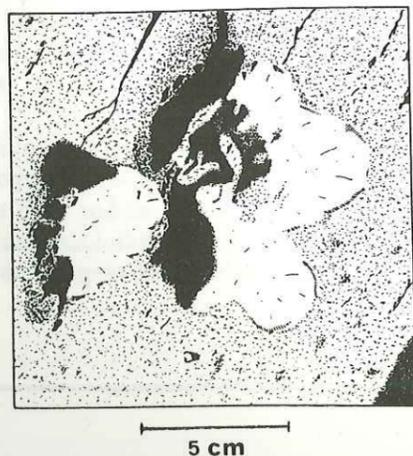


Fig. 8. Empreintes sur dalle d'arkose
Chemin l'Erié-Sorgno

Le Jurassique

C'est à TRÜMPY (1945) que l'on doit la description détaillée des faciès du Lias autochtone, uniquement préservés dans la dépression de l'Au d'Arbignon. En résumé, la série est la suivante (Fig. 9):

Hettangien-Sinemurien: ces deux étages n'ont pas été distingués. La série débute par une lumachelle siliceuse puis se poursuit par une alternance de schistes ardoisiers marno-argileux sombres et de calcaires bleutés qui deviennent progressivement plus siliceux, avec un litage mieux marqué. Ces niveaux sont riches en fossiles (bélemnites, lamellibranches, crinoïdes) et leur âge est déterminé par divers *Arietites*. Deux niveaux de schistes sombres à *Pecten* limitent la série. (40-50m d'épaisseur)

Lotharingien: les faciès nettement plus gréseux mettent en évidence une diminution de la profondeur du bassin et les influences terrigènes; la série devient plus néritique en direction du nord. Elle n'a pas livré de fossiles déterminables et se compose de calcaires sableux gris qui forment des dalles couvertes de pistes, d'une lumachelle schisteuse puis d'un niveau caractéristique de grès ferrugineux grossier à patine orange. (15-20m)

Pliensbachien: il débute par des calcaires gréseux et spathiques bruns foncés avec une couche à lamellibranches (*Cardinia*), puis se poursuit par une alternance de calcaires jaunes à entroques, de lumachelles à brachiopodes et de schistes marneux qui ont livré de nombreux fossiles dont *Gryphaea cymbium* LAM, *Androgynoceras maculatum* (Y&B), *Zeilleria numismalis* (LAM). (30-35m)

Bajocien (?): il est constitué par un niveau massif de 5 à 15 mètres d'un calcaire gris clair, par endroits spathique (entroques). Ce niveau est transgressif sur le Lias dans la région d'Arbignon et sur le Trias au nord et au sud (notamment dans l'écaille du Vêlar). Sa base est constituée d'une brèche à galets de dolomie du Trias ou de calcaires siliceux du Lias. C'est un repère important qui a permis de mettre en évidence la formation, pendant le Toarcien ou l'Aalénien, d'une dépression dans laquelle les niveaux du Lias ont été préservés de l'érosion pré-bajocienne. Il est surmonté par un calcaire schisteux verdâtre ou rougeâtre à oolites et par un calcaire lumachellique (âge inconnu, peut-être Bathonien ?).

Callovien: niveau à oolites de fer, très coloré (violet foncé, vert), débutant par une brèche. Cet horizon n'affleure que très localement dans l'écaille du Vêlar, et y souligne l'existence d'une petite dépression où a pu s'effectuer son dépôt. (40cm-3m)

Malm: il transgresse sur le Trias, le Bajocien et le Callovien (écaille du Vêlar), et constitue l'ossature des écailles paraautochtones. Succédant à un horizon bréchique, la série est formée de calcaires plaquetés ou schisteux, parfois noduleux, de teinte gris bleuté à jaune ("Argovien"), puis d'un calcaire clair massif bien stratifié, formant d'importantes parois (Malm supérieur). L'épaisseur totale est de 200-300 mètres.

(N.B.: le Malm est recouvert dans l'écaille de Bella-Crêta par un niveau peu épais de Priabonien transgressif).

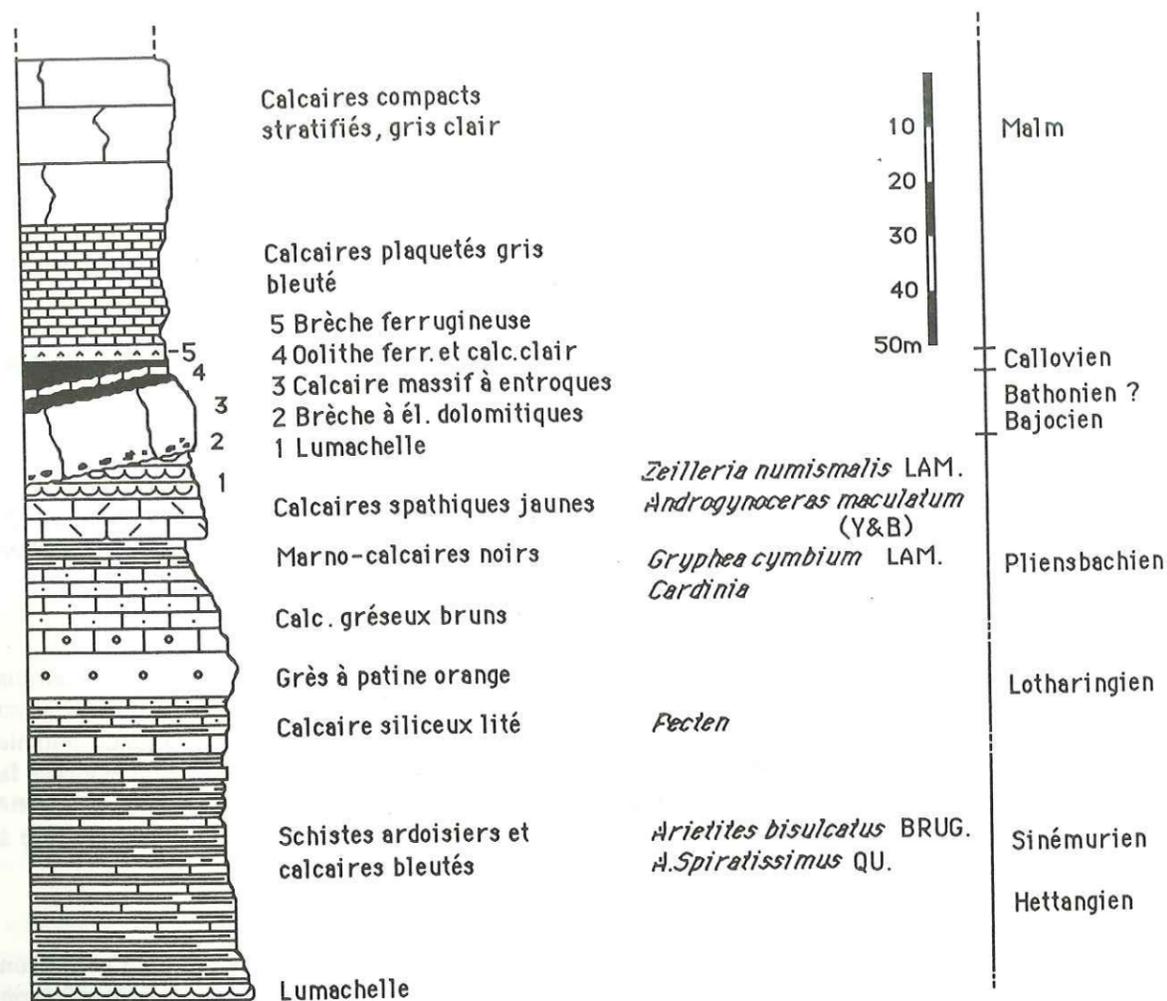


Fig. 9. Coupe stratigraphique du Jurassique (Autochtone et Parautochtone) (âges d'après TRÜMPY, 1945)

CHAPITRE 2

Structures à l'échelle de la carte

Le bassin sédimentaire permo-carbonifère, dont la formation est liée à la tectonique d'extension post-varisque (300-260 Ma; aspect au Trias: voir fig. 2) a été plissé durant la déformation alpine en une structure globalement synclinale, due à la poussée SE-NW du massif cristallin de Fully. Rappelons que l'ensemble du socle pré-triasique des Aiguilles Rouges, dont les flancs N et S plongent à 45°, forme un bombement culminant à plus de 2400 mètres, provoqué par un raccourcissement SE-NW estimé à environ 2,5 kilomètres (BADOUX, 1972).

Il est possible de suivre de façon presque continue la trace axiale de 1er ordre du synclinal depuis la charnière, bien marquée par un épais niveau conglomératique visible à 700 mètres d'altitude sous le téléphérique du village d'Allesse, jusqu'au contact avec la couverture autochtone (arkoses et dolomies du Trias) dans la région de Dzéman (coord. 571.600/114.200).

[N.B.: la situation géographique des nombreux toponymes cités dans le texte est illustrée à la fig. 10, page 24].

La courbure du pli, accentuée dans le fond et surtout dans la partie médiane du synclinal diminue rapidement à partir de 2000 mètres d'altitude, et cette atténuation s'effectue au profit de l'intense plissement qui se développe dans la zone comprise entre la Mine de la Méreune et les Lacs de Fully, c'est-à-dire au sud-est de la trace axiale principale (voir fig. 11 et carte structurale page 40). De très fortes disharmonies à l'intérieur du Permo-Carbonifère sont ainsi engendrées lors de la formation des plis. Dans les pentes qui dominent la vallée du Rhône, le plissement de la terminaison d'une bande de coloration lie de vin met particulièrement en évidence la structure synclinale (coord. 571.200/113.000).

Au nord de la trace axiale principale, les effets de la déformation alpine ne sont importants que le long du contact entre Permo-Carbonifère et socle cristallin (voir page 36) alors que l'ensemble très compétent formé par les épais niveaux grés-conglomératiques de coloration lie de vin n'est affecté que par de grandes ondulations. Les couches, inclinées vers l'est (35° vers 110°), sont pourtant interrompues à la hauteur du Torrent de L'Aboyeu (coord. 570.800/114.850) par une faille subverticale d'orientation SW-NE, mise à profit par le ruisseau pour entailler le socle cristallin (localisation; voir fig. 10). Cet accident, dont le rejet actuellement visible et considéré dans le sens vertical peut être estimé à 200 mètres au moins, ne se poursuit pas dans la couverture autochtone qui affleure cependant de façon discontinue, et s'inscrit comme une manifestation des mouvements encore actifs durant le Permien inférieur (mouvements "saaliens"), mais qui vont s'atténuer vers la fin du Paléozoïque.

Une faille de même orientation limite le Permo-Carbonifère 500 mètres plus au nord dans l'alpage de L'Au d'Arbignon (Fig. 10). Le rejet par montée de 100 mètres du compartiment nord-ouest (faille normale subverticale), bien visible dans le torrent à 1900 mètres d'altitude, affecte les couches de la couverture mésozoïque autochtone qui y dessinent une flexure prononcée. Il ne représente pourtant que la réactivation lors des déformations alpines d'une structure plus ancienne (faille synsédimentaire (?), ou plus probablement accident plus tardif lié à une déformation du bassin durant le Permien), car le Permo-Carbonifère, absent au nord de la faille, a une épaisseur d'environ 300 mètres dans le compartiment sud. Fautes d'arguments, l'origine de ces failles et la manière dont elles ont joué lors du Paléozoïque (failles normales, décrochements distensifs (pull apart) ou décrochements compressifs ?) n'ont pas pu être reconstituées avec précision.

Parallèlement aux plis développés dans le Permo-Carbonifère, on observe entre la plaine du Rhône au sud et l'Au d'Arbignon au nord, de profondes modifications dans la structure interne de la couverture autochtone. Sur le socle cristallin de Fully, elle est réduite à une bande régulière de 20 à 30 mètres d'épaisseur, constituée de roches du Trias (arkoses, argilites et dolomies), immédiatement surmontée par les marbres laminés du flanc inverse de la nappe de Morcles. Dans la région des Lacs de Fully elle se poursuit, formée d'une part par les arkoses du Trias restées solidaires du Permo-Carbonifère lors du plissement alpin, d'autre part par un mélange d'argilites, de cornieules et de dolomies fracturées qui forme le remplissage des synclinaux.

Le reste de la couverture (Dogger et Malm), voire localement la couverture entière avec quelques lambeaux de Permo-Carbonifère, s'est séparée de son substratum et s'est déplacée vers le NW pour former, au nord de l'anticlinal de Lui Crève, les écaïlles parautochtones (Fig. 13).

La première écaïlle, que nous nommerons "écaïlle du Vêlar" en raison de l'impressionnante cascade de plis qu'elle dessine dans les pentes du Vêlar, correspond à la série du Six Tremble de BADOUX (1972). La base de l'écaïlle, constituée de niveaux très déformés comprenant surtout des dolomies mais aussi des cornieules polymictes à éléments de Trias et de Permo-Carbonifère, est bien visible jusqu'au ravin de Pertuis. Le plan de chevauchement se prolonge 100 mètres plus au nord, puis il se perd dans les calcaires du Malm. L'écaïlle du Vêlar est surmontée dans sa partie frontale par celle de "Bella Crêta", formée en grande partie des calcaires massifs du Malm qui façonnent les parois dominant le cirque de l'Au d'Arbignon. Des bancs discontinus de dolomie soulignent par place le plan de chevauchement.

Les niveaux de base de la couverture autochtone (arkoses, argilites et dolomies), localement interrompus au nord du col de Fenestral se retrouvent dans l'anticlinal de Lui Crève; l'ensemble de la couverture voit son épaisseur augmenter rapidement au nord de Dzéman (coord. 572.200/114.200) avec l'apparition du Lias. La base de la série est affectée par des plis d'axe N-S associés à de courts chevauchements. Ces structures se prolongent dans les roches marno-calcaires du Lias et du Dogger, par des plis d'axe NE-SW mis en évidence par les calcaires massifs du Bajocien (Fontaine Froide). Ce plissement s'amortit dans le Malm.

La couverture autochtone est surmontée par les écaïlles qui viennent d'être décrites, puis par le "Flysch parautochtone" (LATELTIN, 1988) et la nappe de Morcles.

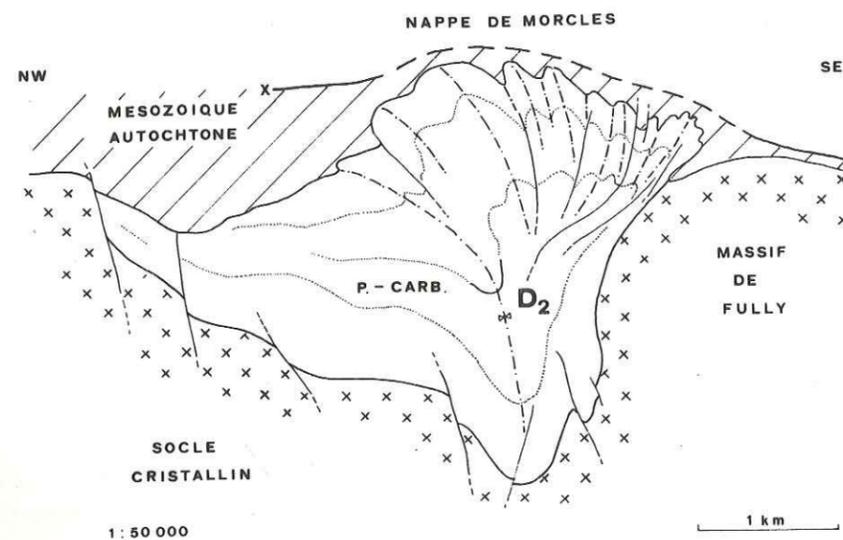


Fig. 11. Schéma structural du synclinal de Permo-Carbonifère de Dorénaz.

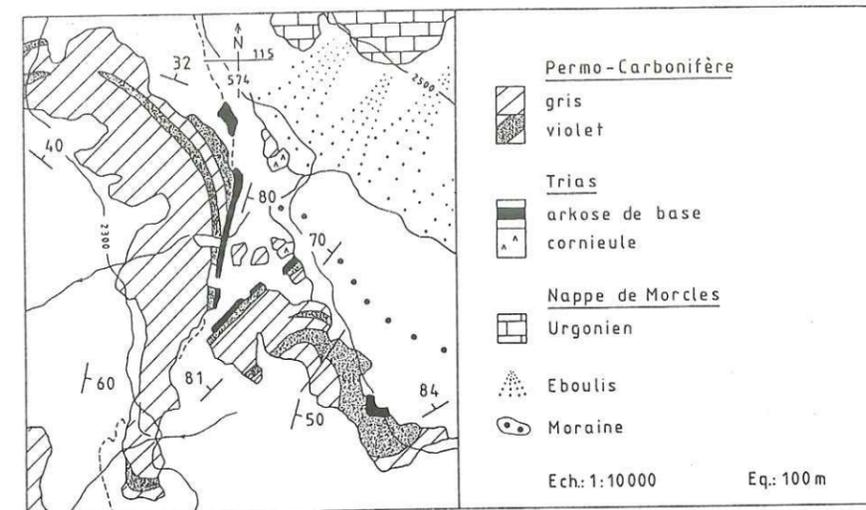


Fig. 12. Carte géologique du synclinal de Fenestral

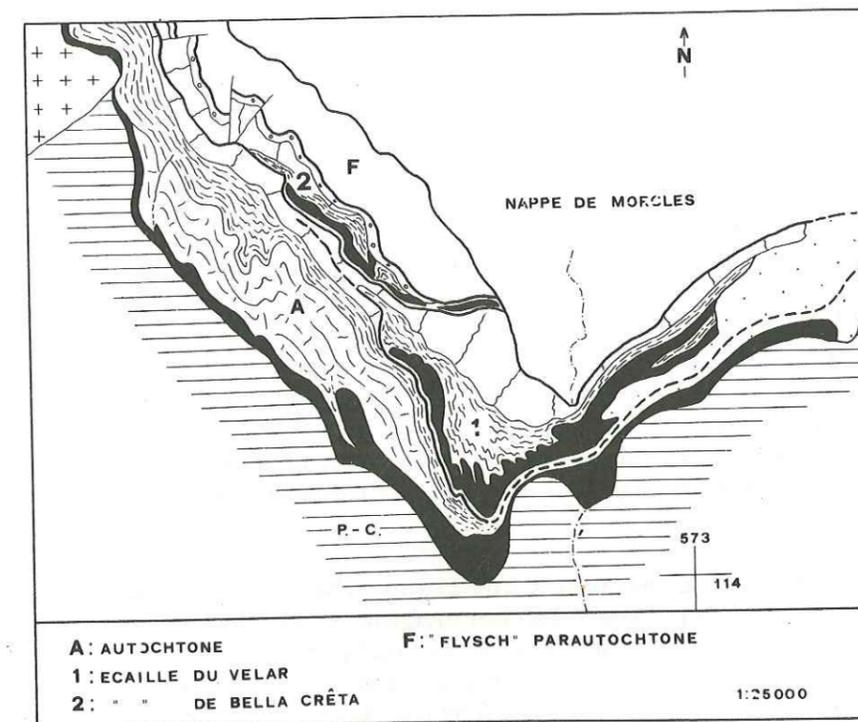


Fig. 13. Carte structurale des écaïlles parautochtones.

CHAPITRE 3

Structures de la déformation à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince dans le socle paléozoïque

Introduction

L'étude structurale de la région a montré la présence de plusieurs phases de déformation qui développent des structures très variables dans les unités principales (voir ci-dessous). Celles-ci réagissent en effet de manière très contrastée à la déformation, à cause de leurs lithologies très différentes. La description des structures de la déformation sera donnée successivement pour les trois unités concernées (chapitre 3: Permo-Carbonifère et socle cristallin anté-stéphanien; chapitre 4: couverture mésozoïque), et pour les phases de déformation suivantes:

déformations anté-alpines: tectonique d'extension tardi-varisque et "mouvements saaliens" dans le socle paléozoïque, déformations synsédimentaires (Trias-Eocène sup.) dans la couverture

déformations alpines D1 et D2: la phase D2 correspond au plissement du contact socle-couverture décrit au chapitre précédent; cette phase reprend une déformation plus ancienne (D1) qui se manifeste, notamment dans les argilites du Trias autochtone, par une schistosité S1 subhorizontale (voir page 69)

déformations alpines tardives: structures post-D2, à répartition géographique très locale.

Le Permo-Carbonifère

Déformations anté-alpines (Permien)

Selon LUGEON (1930, 1937) puis SUBLET (1962), la formation du synclinal de Doré naz date de la phase saalienne (d'âge Permien), la phase alpine n'ayant provoqué qu'un violent resserrement de la structure. Cette conclusion est essentiellement basée sur la naissance, lors de la première de ces phases, d'un plissement entre la formation lie de vin attribuée au Permien et celle du Carbonifère, avec comme conséquence l'apparition d'une discordance entre le Permo-Carbonifère et le Trias. Ce plissement n'existant pas pour les raisons invoquées au chapitre 2, il convient de réévaluer l'importance des déformations tardi-hercyniennes.

Les sédiments permo-carbonifères se sont déposés dans un bassin limnique subsident, préservé en partie après la forte érosion du massif pendant le Permien supérieur, et dont les dimensions au Trias peuvent être reconstituées en dépliant les structures dues à la déformation alpine. Cette reconstitution a été faite en tenant compte: a) de la longueur de l'interface socle - Trias, b) de la conservation de la surface, et c) d'une valeur de l'ellipsoïde de la déformation finie (1,68 : 1 : 0,59 pour la région située au SE de la trace axiale de 1er ordre du synclinal) compatible avec les observations de terrain (voir page 44). Les dimensions obtenues sont environ 5 à 5,5 km de largeur pour une profondeur de 1500-1700 mètres (Fig. 2).

Cette dépression est bordée à la fois par un système de failles normales d'orientation N10°E à N20°E (Plex, L'Aboyeu) et par des failles normales orientées N45°E (L'Au d'Arbignon). Sur une de ces failles bordières (coord. 570.450/114.700), on observe une brèche composée d'éléments du socle anté-stéphanien englobés dans une matrice argilo-charbonneuse noire. Les clastes anguleux de gneiss sont moulés par la schistosité alpine S2 qui paraît bien postérieure à la bréchification.

Ces failles témoignent de l'activité tectonique continue qui accompagne la sédimentation durant tout le Permo-Carbonifère, avec dans certains bassins des épisodes volcaniques intenses (FABRE, FEYS & GREBER, 1955). On les retrouve dans le massif de l'Arpille sous forme de failles comblées par des sédiments détritiques du Carbonifère supérieur (failles de la Preisa, coord. 565.500/102.500; OULIANOFF, 1924; BLANC, 1976). Les mouvements vont diminuer d'intensité dès le milieu du Permien, la faille de l'Aboyeu (voir page 23) étant la dernière manifestation visible dans la région étudiée.

L'épanchement de roches volcaniques acides (porphyre quartzifère de Plex; voir page 9 et annexe 1) semble lié à ces failles d'orientation NNE-SSW. La composition chimique de cette roche correspond bien à celle des associations magmatiques tardi-orogéniques qui se manifestent durant le Carbonifère supérieur en Europe occidentale (magmatisme alcali-calcique à caractère potassique; voir annexe 1). Ces résultats sont notamment comparables à ceux, plus détaillés, obtenus pour le volcanisme carbonifère supérieur du massif des Grandes Rousses (BANZET et al., 1985). Il semble d'une manière générale que les bassins intracontinentaux stéphano-permiens soient ménagés dans des zones où se recoupent des cassures d'orientations différentes (zones en distension locale), à la faveur desquelles s'épanchent les magmas (ZIEGLER, 1980).

Si la création du bassin permo-carbonifère de Doré naz paraît bien liée à une zone de distension dans le socle anté-stéphanien (failles normales, volcanisme), la courbure du contact entre le socle anté-stéphanien et le Permo-Carbonifère dans le fond du bassin, quoique plus hypothétique, suggère la combinaison d'un mécanisme de subsidence par gravité. Il est intéressant de signaler que MARRO (1986) propose également, dans le massif du Mont-Blanc, une tectonique tardi-hercynienne cassante et distensive.

Les caractéristiques de l'interface entre Permo-Carbonifère et Trias, notamment l'importance de la discordance angulaire, permettent d'estimer les déformations anté-alpines subies par les couches du Permo-Carbonifère. Le schéma présenté ci-dessous (Fig. 14) permet de constater que la discordance observée à l'affleurement est toujours faible; il est évident que l'angle de discordance a pu être modifié au cours du plissement alpin, mais l'intensité de la déformation dans la partie supérieure du synclinal (voir page 31) n'a pas été suffisante pour changer de façon significative les valeurs originales (sauf, peut-être, dans la partie sud i.e. Fournion, Tête du Portail).

NW	Le Dzéman 10° à 15°	Lui Crève 10° à 15° → 5°	Creux de la Margotte 5° à 7°	
	Syncl. Fenestral 5° à 10° → 0°	Fournion 10° à 20° (?)	Tête du Portail 0° à 5°	SE

Fig. 14. Valeur actuelle de la discordance angulaire entre les couches gréseuses du Permo-Carbonifère et les arkoses du Trias.

Les arkoses du Trias se sont donc déposées sur des assises permo-carbonifères peu déformées à l'échelle du bassin. Dans la région de Fournion (coord. 574.000/113.300, carte page 40), on observe cependant des variations rapides de l'épaisseur de la formation lie de vin sous le contact du Trias ainsi qu'une disharmonie dans certains plis entre les couches du Permo-Carbonifère et celles, légèrement moins déformées, du Trias. Ces structures mettent en évidence l'existence d'un plissement tardi-varisque local et modéré; les couches sédimentaires plastiques se sont déformées sous l'effet de mouvements qui se manifestaient encore dans le socle anté-stéphaniens, le long de failles préexistantes. Ces plis peu marqués ont par la suite influencé l'orientation des structures beaucoup plus intenses qui se développeront durant la phase alpine. Ils s'atténuent en direction du NW (col de Fenestral) où les minces niveaux "lie de vin", cartographiquement continus, suivent de façon presque parallèle le contact des arkoses du Trias (Fig. 23).

Durant ces déformations à caractère légèrement compressif, qui ont probablement comme conséquence une accentuation de la profondeur du bassin, les couches ont été fracturées et envahies par des filons quartzeux, parfois minéralisés (région d'Allesse; SUBLET, 1962). Dans la moitié nord du synclinal, quelques diaclases silicifiées d'orientation nord-sud (décrites également dans le Carbonifère supérieur de la partie méridionale des Aiguilles Rouges; LAURENT, 1968) et des fractures d'orientation N20°E sont encore visibles dans les bancs gréseux. Nous n'avons pas observé la schistosité floue d'orientation N10°E d'âge hercynien décrite par SUBLET (1962, page 68). (Cette orientation est localement acquise par la schistosité alpine S2 à la bordure nord du synclinal, sous l'influence de la direction des couches sédimentaires le long du contact entre socle et Permo-Carbonifère; voir page 32).

En conclusion, la formation du bassin permo-carbonifère de Dorénaz (bassin limnique subsident) s'inscrit dans un contexte plus général d'affaissement post-orogénique de la chaîne varisque en Europe (ZIEGLER, 1980); les "mouvements saaliens", probablement de type décrochements compressifs (faille de l'Aboyeu, amorce du coin cristallin d'Allesse ?) ne provoquent qu'une accentuation de la structure. L'allure du bassin au début du Trias devait être assez comparable à celle du bassin de Weiach (nord de la Suisse) qui n'a été que peu touché par la déformation alpine. Les sédiments permo-carbonifères y reposent dans un graben de quelques kilomètres de large et de 1000 à 2000 mètres de profondeur, disloqué par des failles saaliennes, et sont recouverts par un Trias légèrement discordant (d'après DIEBOLD, 1983).

Déformations alpines

Déformation D1

La phase de déformation D1 est peu marquée; elle se manifeste dans la partie supérieure du synclinal au sein des niveaux proches de la base du Trias (dans laquelle D1 est bien visible; voir page 62). On observe localement, là où les déformations ultérieures ne sont pas trop intenses, une schistosité S1 subparallèle à la stratification ou légèrement plus inclinée vers le sud-est (pli de Fenestral, coord. 573.900/114.850; fig. 16 et 17). Une obliquité de 15-20° entre SS et S1 est visible dans la région de Chalet Neuf; elle met en évidence les faibles déformations qui ont affecté les couches permo-carbonifères depuis leur dépôt (notamment au cours du Permien et du Jurassique). Il faut toutefois se garder de confondre S1 avec une structure de type "divergent-cleavage fan" (RAMSAY & HUBER, 1983) développée localement par S2 dans les niveaux pélitiques des charnières de plis P2.

Il y a plus fréquemment formation, dans les niveaux pélitiques, de plans de cisaillement longs de plusieurs mètres, replissés par P2, subparallèles aux couches gréseuses et sur lesquels cristallisent des fibres centimétriques de quartz et de chlorite qui marquent une linéation L1 d'orientation NW-SE (N120°E). Le mouvement relatif indiqué par les fibres est un déplacement du compartiment supérieur vers le NW. (La chlorite, analysée par RX, est une chamosite, avec $d/060=1,555$; voir page 37).

En lame mince, l'empreinte de la schistosité S1 est toujours faible; elle se manifeste sous forme de filonnets argileux noirs discontinus et de joints stylolitiques au contact avec les clastes de quartz, tous deux correspondant à des zones de dissolution sous pression. On ne peut toutefois exclure que la formation d'une partie de ceux-ci soit liée à la compaction diagénétique. La stratification (SS) se marque par le contact, souvent net, entre les zones micacées et les zones microgréseuses. Le granoclassement est rarement visible à cette échelle. Les longues paillettes détritiques (rapport des dimensions observées > 20:1) de biotite anté-alpine brune ou verte et de muscovite indiquent également, quoique de façon plus vague, l'orientation de la stratification.

Déformation D2

(phase principale de déformation du Permo-Carbonifère)

C'est la phase de déformation pendant laquelle se fait le plissement P2 responsable de la formation du synclinal et des grands plis décrits au chapitre 2. Les charnières des plis P2 sont rarement visibles dans les pentes qui dominent la vallée du Rhône. On en observe toutefois plusieurs à proximité de la mine de la Méreune (coord. 571.200/112.150) dont les axes plongent de 10° vers N60°E. Dans la région des Lacs de Fully, la direction des axes varie entre N30°E et N80°E (Tête du Portail) avec une faible inclinaison vers l'est (Fig. 15 et 16). Le style du plissement, contrôlé par les couches de grès, est du type parallèle (classe 1B selon RAMSAY, 1967) (régions Méreune, Lacs de Fully), mais évolue avec le resserrement vers la classe 1C dans les régions où la déformation est plus marquée (Fournion, Tête du Portail).

Les sédiments permo-carbonifères, soumis à un régime de déformation limite entre les domaines ductiles et cassants (voir page 45), présentent de fortes variations à toutes les échelles dans le style et l'intensité de leur déformation. L'hétérogénéité lithologique renforce encore cette tendance.

La schistosité S2 surface axiale s'inscrit dans les bancs gréseux comme un clivage espacé, souvent peu marqué. Dans les niveaux pélitiques, la texture développée par S2 est généralement un clivage schisteux pénétratif (slaty cleavage) qui donne à la roche un débit ardoisier plus ou moins net. Il est bien développé dans tout le fond du synclinal où l'on trouve de nombreuses exploitations d'ardoises.

Une faible linéation d'étirement est parfois visible dans les zones les plus fortement déformées, notamment dans les charnières des plis serrés (classe 1C) situés près de la bordure sud du synclinal. Par contre, dans les charnières anticlinales très ouvertes (plis parallèles, classe 1B) de la partie supérieure du synclinal (Lac sup. de Fully, Lui Crève, Bésery), la texture qui se manifeste dans les couches pélitiques est un clivage diffus avec formation de "pencils" d'intersection (de S2 avec S1/SS) plus ou moins réguliers, orientés parallèlement aux axes de plis, soit selon une direction SW-NE (Lac supérieur de Fully, sous le barrage). Dans certains plis (Fenestral, Lui Crève), la schistosité S2 n'est d'ailleurs presque plus visible. En conclusion, on observe une diminution importante de l'intensité de la déformation D2 dans les parties supérieures de la moitié nord-ouest du synclinal.

Le pendage de S2, fortement incliné vers le SE dans le fond du synclinal, devient moins raide dans le pli de Lui Crève tandis qu'il est vertical à la Tête du Portail (orientation moyenne de S2 sur 1075 mesures: N40°E; Fig. 15). Les effets de cisaillement dans les flancs des plis contrôlent l'orientation locale de la schistosité S2 qui se développe subparallèlement à la direction des couches gréseuses impliquant notamment une influence de la direction NNE-SSW du bassin, seulement sensible dans la partie nord-ouest du synclinal (orientation des failles bordières).

La *linéation d'étirement L2* se marque sur S2 par des amas allongés de micas, par des ombres de pression avec cristallisation de quartz et chlorite sur des grains détritiques, par des fentes de tension à fibres de quartz, par des amas charbonneux étirés et par des traînées colorées dans le calcaire de Sécheret. Dans les argilites violettes nous avons pu observer des taches de réduction de forme ellipsoïdale dont le grand axe X correspond à L2 (voir page 45). La linéation L2 plonge fortement vers le sud; une crénulation de même orientation ondule très localement S2 (Sorgno).

Les bancs massifs de grès sont déformés par des plis P2 d'allure le plus souvent parallèle (flexural folds). De nombreuses *fentes de tension* s'ouvrent, aussi bien dans les charnières (extension) que dans les flancs du pli (contraintes cisailantes). Les fibres de quartz et de chlorite qui s'y forment, perpendiculairement aux bordures, ont une orientation NW-SE. Elles constituent, avec les fibres de même composition qui cristallisent sur les cisaillements localisés à l'interface grès-schistes, la *linéation L2.1*.

Un système de fentes de tension subverticales à fibres d'orientation SW-NE découpe également les bancs gréseux (*linéation L2.2*); il est lié à un étirement parallèle à l'axe des plis et peut-être, pour certaines fentes très tardives, au bombement longitudinal du socle (Fig. 16 et 46). Une linéation subhorizontale très discrète est visible sur S2 dans la région fortement déformée de Sorgno; elle correspond à des fibres de quartz qui cristallisent tardivement dans un contexte de cisaillement dextre, probablement associé à la formation des structures de rétrocharriage (STECK; 1984, 1987).

En lame mince, la *schistosité principale* (S2) se présente, dans les zones gréseuses, comme un clivage espacé que dessinent les filonnets opaques des surfaces de dissolution. Le processus de dissolution-recristallisation en zones abritées (fibres de quartz et mica soulignant S2) est bien visible autour des clastes de quartz. Ce clivage espacé est relayé dans les zones pélitiques par un clivage de crénulation-dissolution très intense. La schistosité ardoisière, nettement mieux développée dans le fond du synclinal, se forme par recristallisation et/ou réorientation progressive des micas détritiques.

L'*étirement* (L2) provoque la rupture des éléments détritiques (quartz, feldspaths, tourmaline,...) et la formation d'ombres de pression dans lesquelles cristallisent, orientés selon L2, quartz, carbonates, séricite et chlorite; par ailleurs, on observe dans des roches fortement déformées du flanc sud du synclinal, des clastes de feldspaths ornés dans la direction de L2 d'une fine bordure recristallisée et limpide d'albite. La croissance de porphyroblastes de muscovite+chlorite, orientés plus ou moins perpendiculairement à la schistosité de crénulation et parfois moulés ou déformés par celle-ci, s'est effectuée autour de muscovites détritiques pendant la formation de S2, peut-être dans un stade précoce (BORRADAILE et al., 1982; page 458).

Dans les domaines où la déformation est forte, des "*clivages conjugués*" S2.1 et S2.2, associés à la schistosité S2, s'installent au sein des grès. Ils consistent en zones planaires d'environ 0.05-0.1 mm d'épaisseur et de quelques millimètres de longueur constituées par des phyllosilicates (séricite). Elles font entre elles un angle de 70°-90°, admettant comme bissectrice la direction indiquée par les filonnets de dissolution de la schistosité S2 (Fig. 19). Ces clivages conjugués pourraient correspondre à des zones de "dilatant shear" avec croissance des phyllosilicates, parallèlement à (001), selon la direction d'extension locale.

Les strates argileuses ou microgréseuses sont affectées par des contraintes cisailantes qui se manifestent par un clivage secondaire espacé (schistosité S2.1 et S2.2) recoupant S2 et donnant une texture fuselée à la roche; dans les cas extrêmes, un début de "mylonitisation" apparaît.

L'analyse géométrique de ces cisaillements -forme asymétrique des ombres de pression, relations entre S2 et S2.1/S2.2, plis d'entraînement dans les bandes mylonitiques- montre qu'ils se sont développés dans un régime de compression horizontale maximale d'orientation SE-NW (Fig. 20 et page 36).

Dans les zones les plus déformées du niveau calcaire, la schistosité S2, soulignée par des chapelets d'opaques au sein de la calcite finement recristallisée, est surface axiale de plis isoclinaux dessinés par des niveaux sparitiques. On observe de nombreuses charnières intrafoliales, avec des boudinages importants sur les flancs (étirement L2) (Fig. 18).

L'ouverture des *fentes de tension* s'est faite tout au long de la déformation. Ce sont le plus souvent des microfractures cimentées par du quartz, ouvertes selon le "crack-seal mechanism"; la plupart sont syn- à post-S2, mais certaines sont recoupées par les filonnets de dissolution de la schistosité S2 et sont vraisemblablement liées à la déformation D1. Des fissures de plus grande taille (0,5-1 mm d'épaisseur) sont remplies par des fibres syntaxiales de quartz et chlorite (L2.1).

Déformations tardives

Les phases de déformation tardives se manifestent par des structures de faible intensité qui ont un développement très local. Leurs relations chronologiques n'ont par conséquent pas pu être observées.

Dans le secteur "Fournion-La Maraiche" (SE du lac sup. de Fully), la schistosité S2 est déformée par une *crénulation P3* formée par des plis de type "contractional kink bands" (RAMSAY & HUBER, 1987). Le plan axial S3 a un faible pendage vers le NW et les axes P3 plongent faiblement au NE, ou parfois au SW. On n'observe souvent qu'une crénulation millimétrique de la schistosité S2.

Le long du flanc nord du synclinal, la schistosité S2 (pendage d'environ 50° vers 140°) est déformée par des *plis P4* en forme de "kinks", avec une surface axiale faiblement inclinée vers le SE et des axes plongeant vers le NE. Ils sont provoqués par des cisaillements dirigés vers le SE, liés à des mouvements de type faille normale le long du contact entre socle et Permo-Carbonifère (voir page 38); ces mouvements ont été engendrés lors de la phase de rétrocharriage du socle. On observe d'autre part dans la région de Finhaut (coord. 564.650/104.100) une *crénulation P4* dont les axes plongent assez fortement au SW; elle est liée à des mouvements de cisaillements dextres.

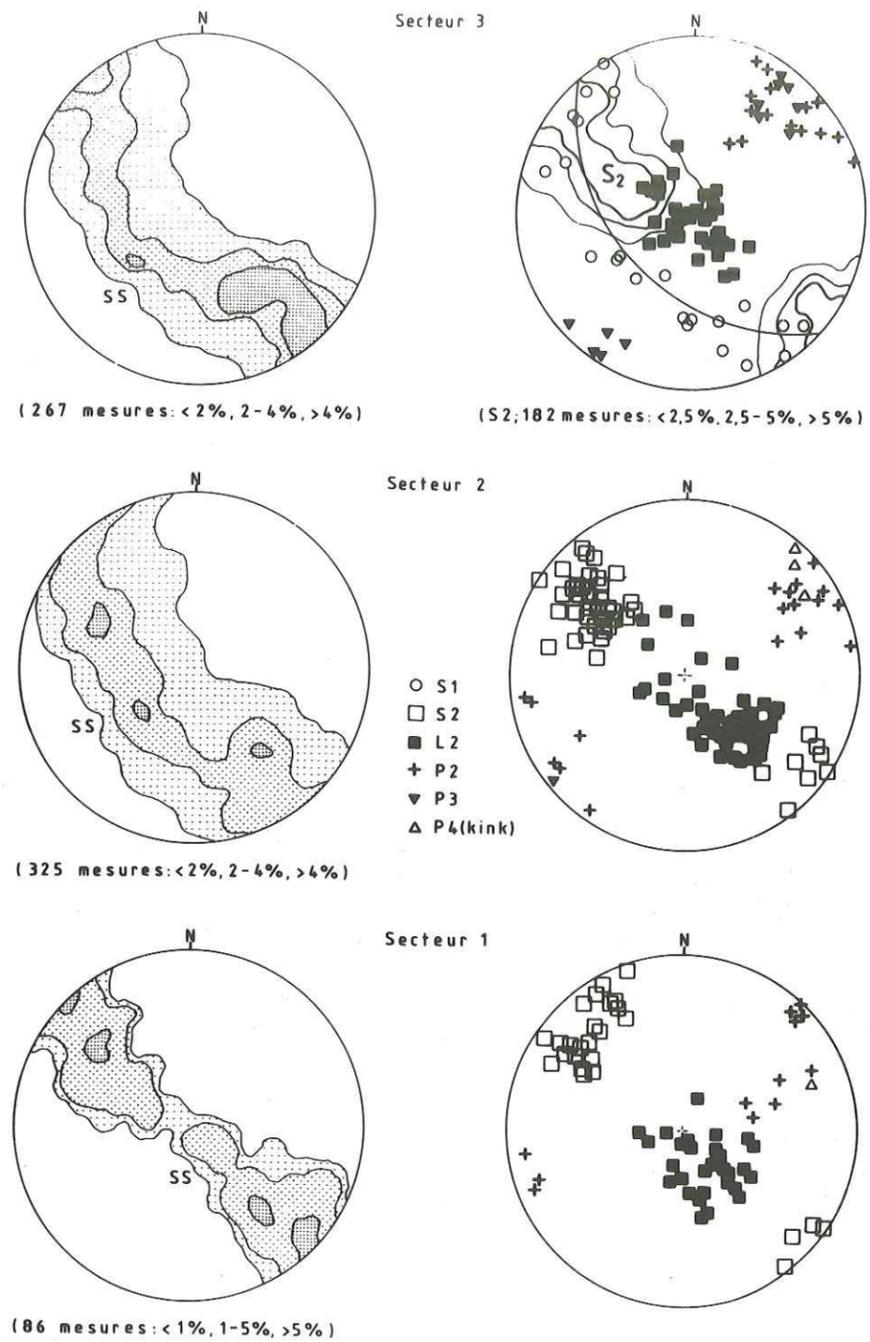


Fig. 15. Structures du Permo-Carbonifère. (Canevas de Lambert, hémisphère inférieur)
(Secteurs voir page 24)

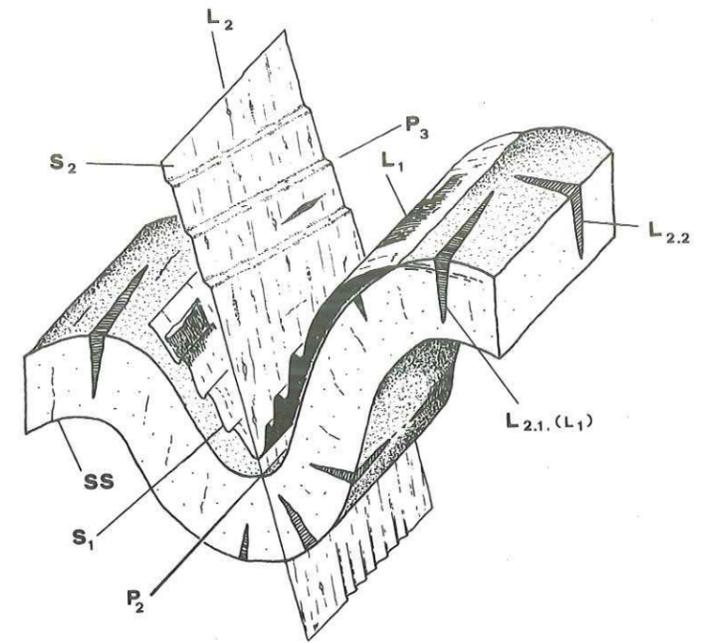


Fig. 16. Structures du Permo-Carbonifère (explications dans le texte)
La Maraiche (coord. 573.500/113.650).

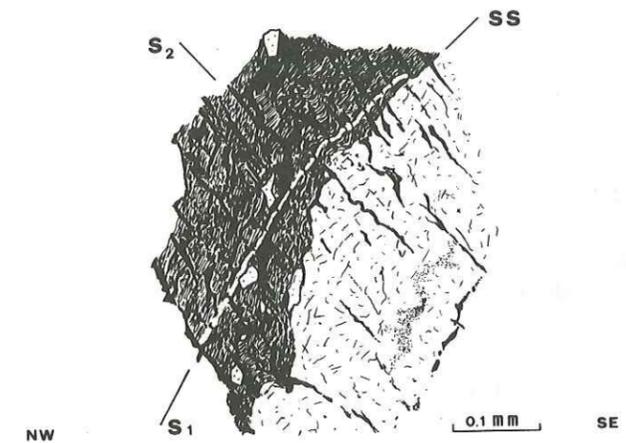


Fig. 17. Relations entre SS, S1 et S2; anticlinal de Lui Crève.

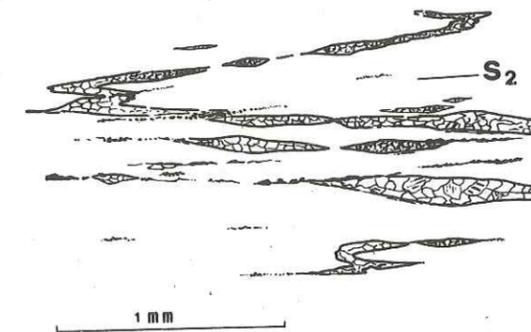


Fig. 18. Déformation D2 dans le calcaire permo-carbonifère du Sécheret.

Systèmes de cisaillement

Les couches du synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz sont traversées par de très nombreux plans de "glissement", caractérisés par la croissance de fibres de quartz et de chlorite qui peuvent atteindre plusieurs centimètres de longueur.

Un premier système, contemporain de la schistosité S1, est constitué par des plans de cisaillement subparallèles aux strates et dont les fibres indiquent toujours un déplacement vers le NW des parties supérieures. Une description en a été donnée à la page 31.

Le système principal correspond à un jeu de failles inverses conjuguées. Il est développé dans tout le synclinal (Fig. 20 et carte page 42) en réponse au raccourcissement horizontal provoqué par le serrage de l'ensemble du socle sous l'effet des poussées venues du sud-est (compression SE-NW) lors de la phase de déformation D2. Il est cependant rare d'observer les deux plans de cisaillement conjugués dans le même affleurement. Dans de tels cas, l'angle entre la contrainte maximale compressive subhorizontale et les plans de cisaillement dépasse en général 50°, car leur orientation est influencée par le pendage des couches (anisotropie du milieu). Leur intersection (contrainte intermédiaire) est faiblement inclinée vers une direction N30°-N40°E assez constante, parallèle aux axes de plis P2. D'une manière générale, ces cisaillements recourent et déforment S2 (et S2.1-S2.2).

Le plan bissecteur de l'angle formé par les plans de glissement conjugués S2.3 et S2.4 est plus fortement incliné que la schistosité S2 (Fig. 15 et 20); cette divergence met en évidence une rotation progressive de S2 dans un contexte de cisaillement horizontal SE-NW (déformation rotationnelle).

Des plans de glissement sont également visibles autour des charnières de faible dimension (Sécheret, Lui Crève, Fournion); les mouvements de glissement symétriques par rapport à la charnière du pli reflètent dans ce cas le glissement des couches les unes sur les autres lors du plissement P2 de type concentrique (voir page 32).

Dans les zones très déformées on voit localement apparaître, à l'intérieur des couches de grès, des cisaillements conjugués qui recourent la schistosité S2 et définissent une schistosité secondaire qui débite la roche en unités de forme fuselée. Les fibres blanchâtres prélevées sur un de ces plans de cisaillement (coord. 568.550/108.850) ont donné la paragenèse particulière qtz-chlo-pyrophyllite-musc (cf. chapitre 5 consacré au métamorphisme).

Le troisième système, plus tardif (post-S2), correspond à la formation de failles normales conjuguées, et sa présence n'a été reconnue que dans les couches très proches du contact entre le Permo-Carbonifère et le socle cristallin (Fig. 22 et carte page 42). Il est surtout développé le long de celui de Collonges au nord du synclinal (voir page 57), où il provoque la réactivation de structures plus anciennes (failles normales permienes par ex.). Le mouvement relatif de montée du cristallin par rapport au Permo-Carbonifère, dans un contexte de rétrocharriage, engendre dans celui-ci des structures variables: boudinage des niveaux gréseux, plissement de S2 (P4 d'axe N45°E). Les fibres cristallisées sur des plans de glissement, de même que celles observées dans des fentes d'extension synchrones, montrent que ce mouvement évolue progressivement vers un décrochement dextre (Fig. 21).

Des plans de glissement sont également visibles dans les premiers niveaux de la couverture autochtone le long de la flexure située au-dessus de l'Au d'Arbignon (voir page 23); ils sont recouverts par des fibres de quartz. Ce système tardif, d'orientation N70°E, est associé à la phase de bombement longitudinal du massif (par rétrocharriage ?).

Une composante de décrochement dextre a également été reconnue sur le système des failles inverses (Fig. 22 et 25). Dans de rares cas (fibres continues courbes) elle enregistre un mouvement contemporain de la formation des failles inverses, dans les autres (fibres superposées) il pourrait s'agir d'un rejeu tardif sur des structures préexistantes.

L'étude par RX des chlorites qui cristallisent sur ces plans de glissement montre que ce sont toujours des chlorites très ferrifères, chamosite et Fe-clinocllore (mesure de d(060), I(001) << I(002); classification selon BAYLISS, 1975). Il est intéressant de constater que les fibres associées aux décrochements dextres, considérées comme plus tardives, se distinguent des autres par une composition moins riche en Fe (voir tableau 1).

Tableau 1. Nature de la chlorite dans les divers systèmes de cisaillement (N.B.: la chlorite est toujours associée avec le quartz).

STRUCTURE TECTONIQUE	NATURE DE LA CHLORITE (RX)	d 060 ±0.001	COORDONNEES
Plans de glissement liés à S1	Chamosite	1.555	573.450/113.700
Plans de glissement liés à S1 dans le Trias	Chamosite	1.561	576.000/113.450
Plans de glissement liés à D2	Chamosite " "	1.552 1.554 1.555	573.400/113.800 570.100/111.700 571.250/113.425
Décrochement dextre	Fe-clinocllore "	1.549 1.547	570.500/114.675 568.600/108.850

Nous mentionnons encore deux systèmes de fracturation qui ont une importance dans la structure du massif; le premier système, orienté E-W, correspond peut-être à des cisaillements dextres E-W bien visibles dans le socle. Le second, orienté N150°E, serait à l'origine du creusement de la vallée du Rhône (BLANC, 1976).

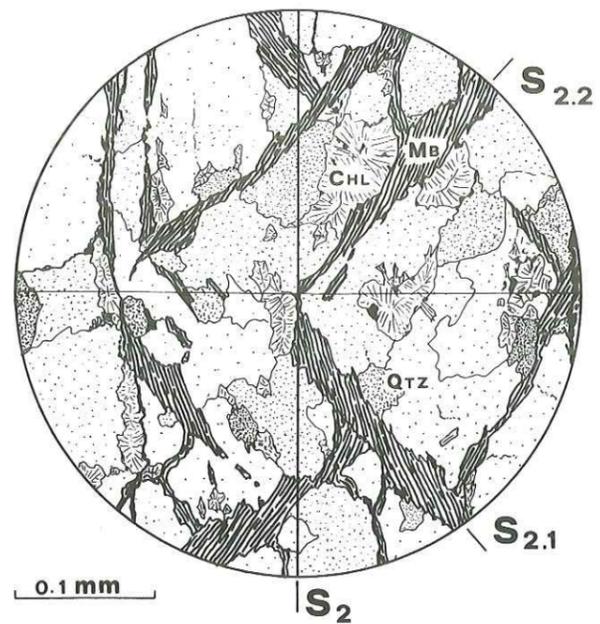


Fig. 19. Clivages conjugués S2.1 et S2.2 dans les microgrès. L2 est vertical.
(Mb= séricite, Chl= chlorite, Qtz= quartz)

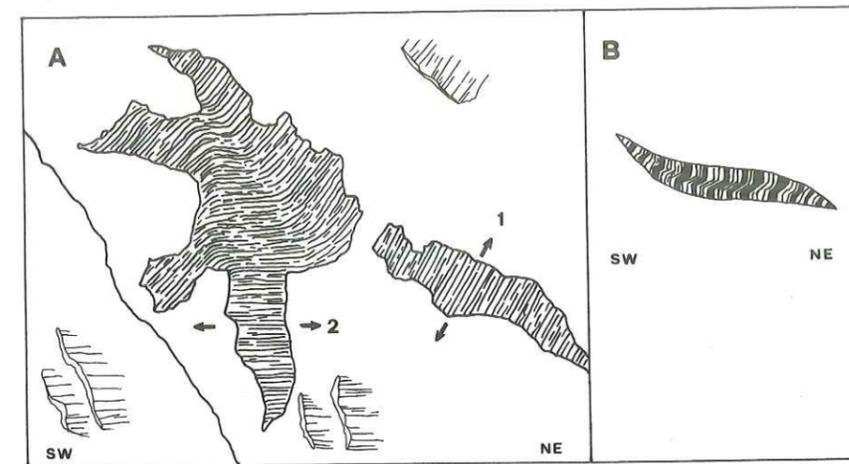
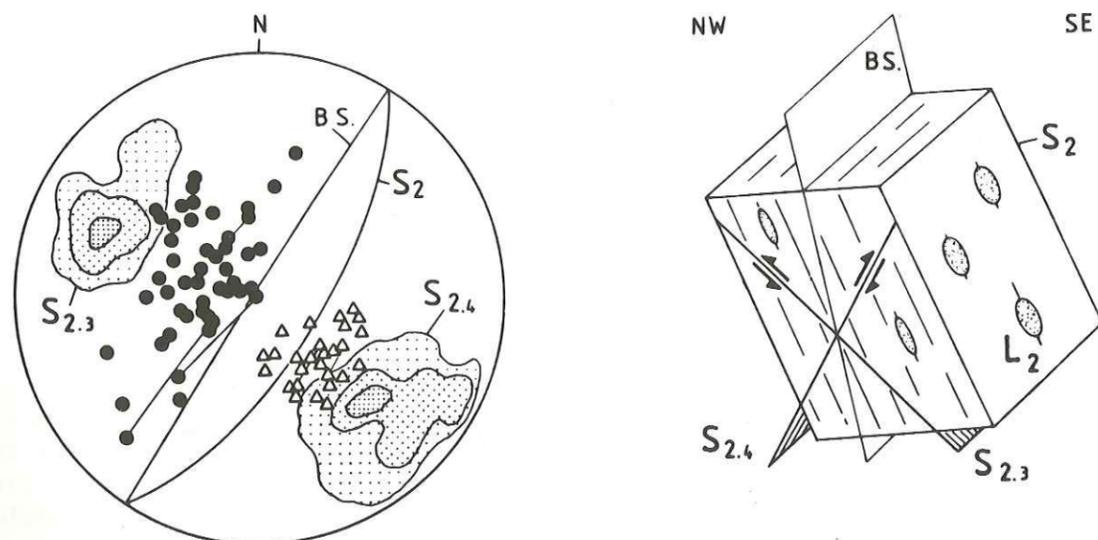


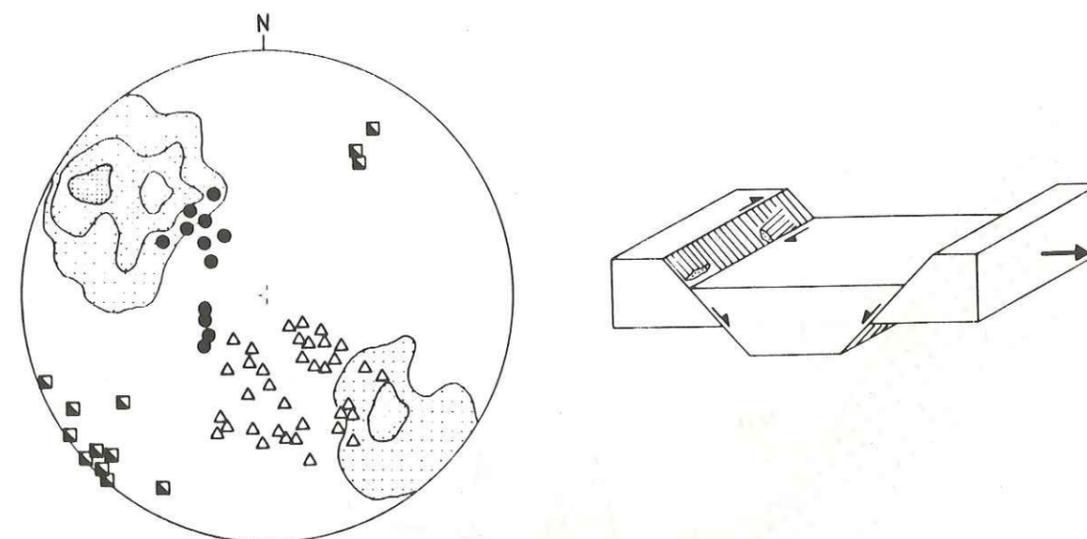
Fig. 21. Fentes de tension à fibres de quartz-chlorite.
A: Torrent de l'Aboyeu, 1350 m. B: Lac sup. de Fully



● ▲ Pôles des fibres

(P.C.: 70 mesures: <5%, 5-10%, >10%)

Fig. 20. Plans de cisaillement (système en compression).
(Canevas de Lambert, hémisphère inférieur).



● ▲ ■ Pôles des fibres

(P.C.: 53 mesures: <5%, 5-10%, >10%)

Fig. 22. Plans de cisaillement (systèmes en extension et dextre).
(Canevas de Lambert, hémisphère inférieur)

Fig. 23. Synclinal de Dorénaz
Carte structurale.

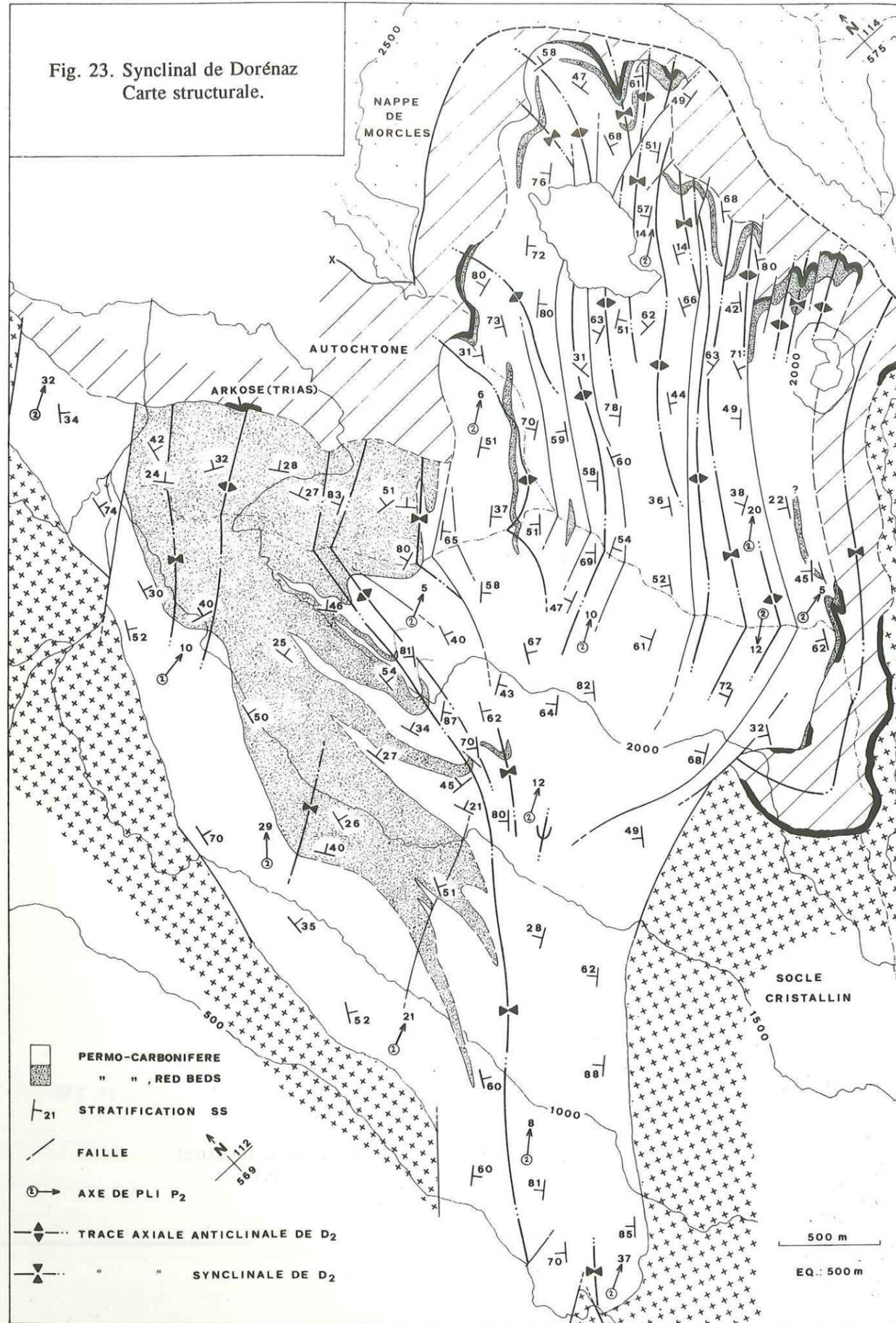


Fig. 24. Synclinal de Dorénaz
Carte des schistosités et étirements d'âge alpin.

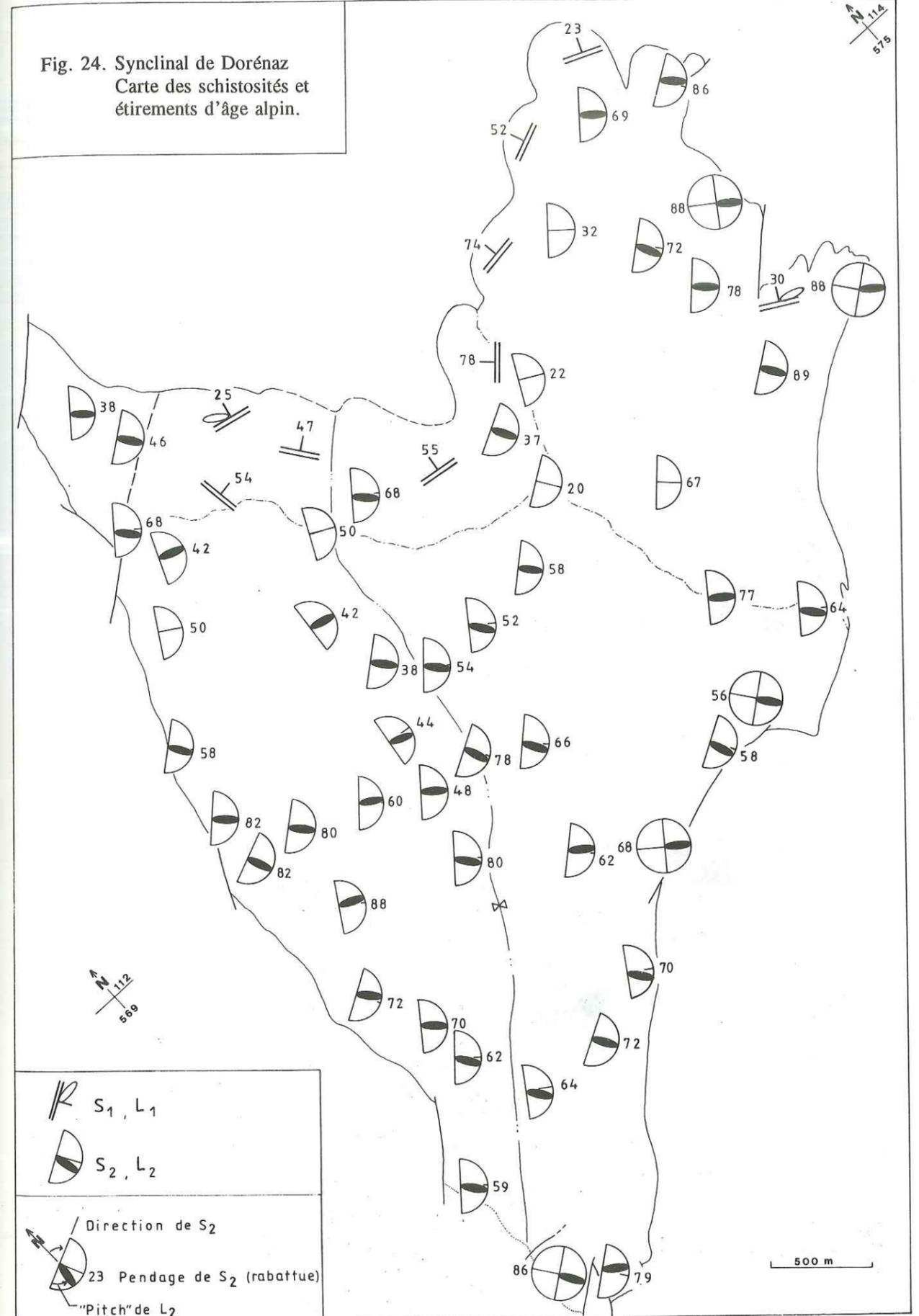
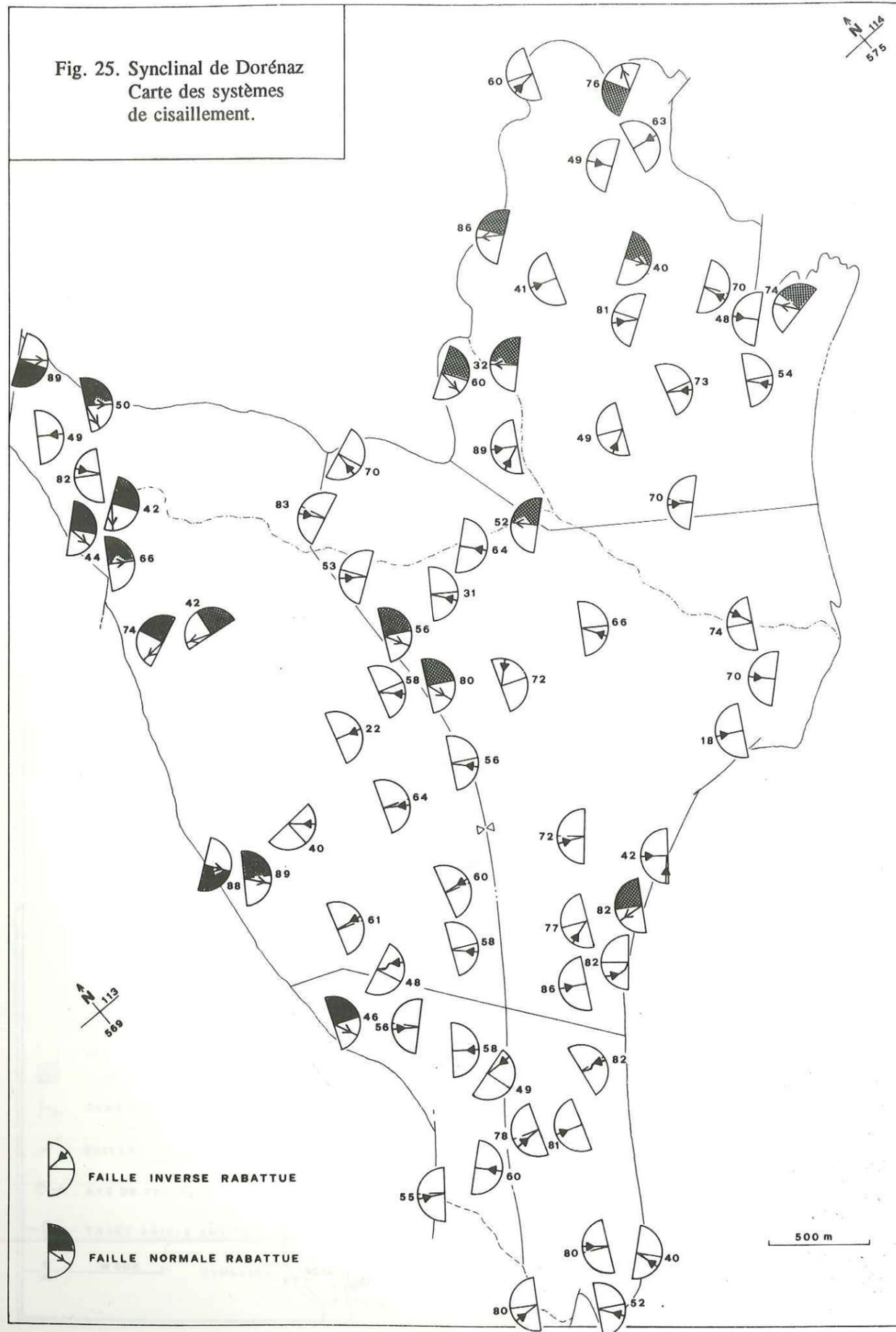
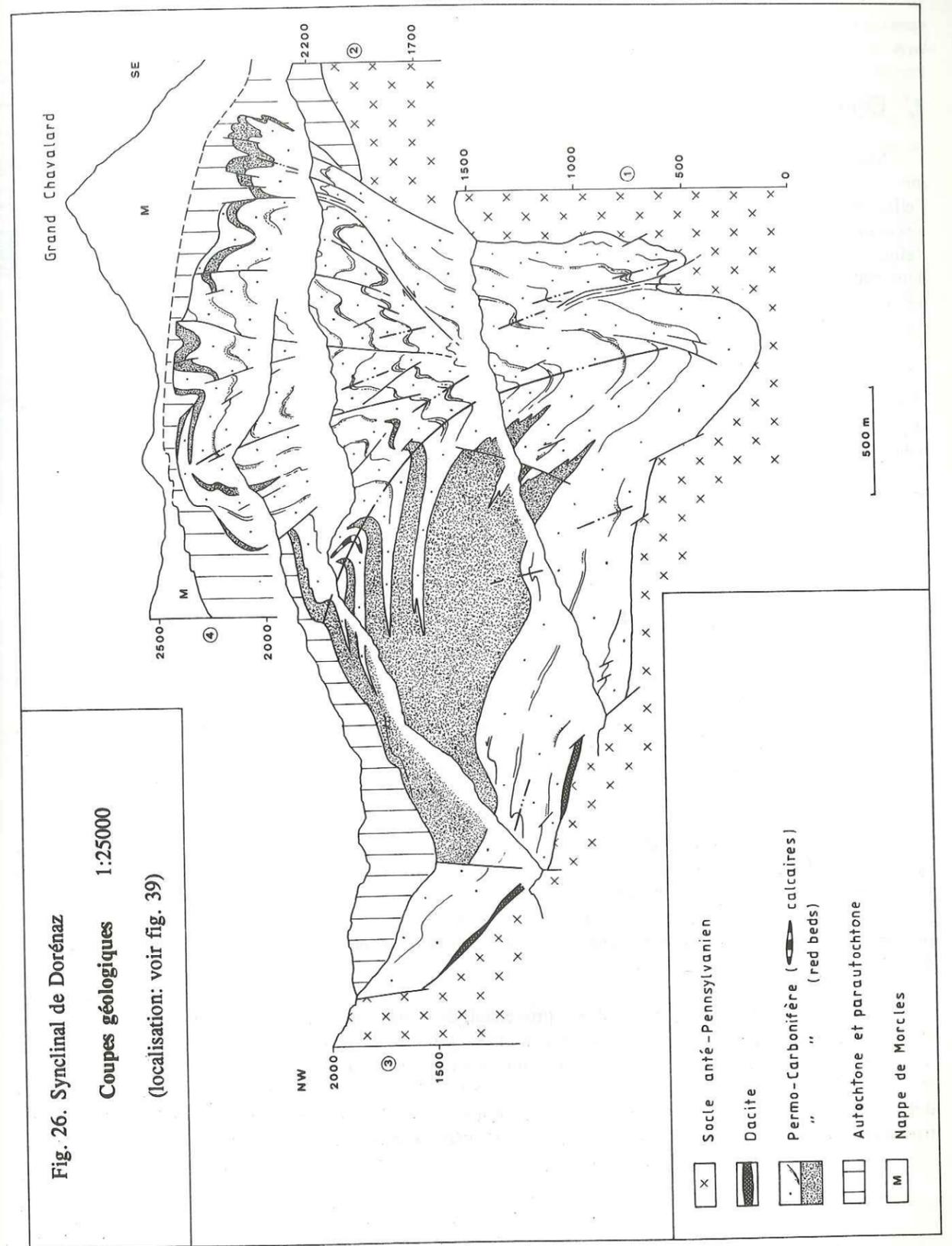


Fig. 25. Synclinal de Dorénaz
Carte des systèmes
de cisaillement.



Grand Chavalard

Fig. 26. Synclinal de Dorénaz
Coupes géologiques 1:25000
(localisation: voir fig. 39)



Analyse de la déformation alpine D2

1. Etude des taches de réduction (mesure de l'ellipsoïde de la déformation)

Seules les taches de réduction très nettes dans des faciès totalement pélitiques ont été utilisées pour les mesures, malgré leur faible nombre et leur taille inférieure au cm (Fig. 27 et 28). Le grand axe de l'ellipsoïde correspond à l'étirement visible sur le plan de schistosité. Du fait de l'absence de contraste de viscosité entre l'objet déformé et la matrice, ces taches donnent directement les rapports axiaux de l'ellipsoïde de la déformation. Les valeurs obtenues ne représentent toutefois qu'un état maximum de la déformation, puisque les ellipsoïdes mesurés se situent à l'intérieur de niveaux pélitiques facilement déformables et qu'ils ont été observés sur des affleurements où la schistosité était bien développée (voir pages 32 et 33).

Les différentes mesures ont été reportées dans un diagramme de Flinn (Fig. 27). Elles sont dans le champ de l'"apparent flattening" (RAMSAY, 1983). Le paramètre de forme k vaut environ $k_{moyen} \approx 0.65$ et le paramètre d'intensité $d_{moy.} \approx 3.0$. Cette valeur, plus faible que celle déterminée par GOURLAY (1984) dans un faciès identique du Permien de la région du col de Balme ($d=6,5$), reflète le serrage moins prononcé du synclinal dans la région nord-est du massif. L'ellipsoïde de la déformation finie correspond environ à 2.05 : 1.1 : 0.45.

2. Conditions et régime de la déformation: observations à l'échelle de la lame mince

Le comportement mécanique des principaux minéraux (quartz, feldspaths et micas) face à la déformation alpine traduit les conditions particulières qui régissent la déformation du socle; en effet, les Massifs Cristallins Externes constituent un domaine de transition, caractérisé par le développement de zones de cisaillement, entre une région à régime de déformation cassante au nord et une région à déformation plastique au sud (par suite de l'augmentation de la température).

- Le quartz se présente sous deux aspects:

A: clastes monocristallins limpides à contour net de forme arrondie à subanguleuse, avec des inclusions sphériques et des golfes de corrosion magmatique: ils proviennent de roches volcaniques épanchées pendant ou peu avant la sédimentation carbonifère (voir chapitres 1 et 2). Ces clastes sont déformés soit de façon cassante (fractures avec injection de la matrice), soit par une faible déformation plastique: extinction ondulatoire (=extinction non homogène suivant des zones allongées à contours flous) (Fig. 29), lamelles de déformation (+lamelles de Böhm).

B: les autres clastes (polycristallins, provenant de l'érosion des roches du socle cristallin anté-stéphanien) sont constitués par des plages engrenées à bordures nettes. Les axes-c des plages ont des orientations très variables. Sous l'effet de la déformation, elles acquièrent une forme globale plus allongée et sont affectées d'une extinction ondulatoire marquée, avec apparition de subgrains (polygonisation); il devient difficile de déterminer optiquement leurs limites (cf. MEILLIEZ et PAQUET, 1979). Celles-ci sont très tourmentées (saturation très fine) et parfois jalonnées de néograins.

Dans les zones adjacentes aux plans de cisaillement à fibres de quartz-chlorite (système en compression) décrits précédemment (voir page 36), des textures indicatrices d'un début de mylonitisation peuvent être mises en évidence au sein des faciès microgréseux. La déformation des grains de quartz, étirés en forme de fuseau, se fait par un système de bandes de déformation étroites (20-30 μm) et très allongées (Fig. 29). Sur les bordures des grains (et des subgrains), la recristallisation dynamique devient visible sous forme de rubans de néograins (2-10 μm); ces rubans sont aussi présents dans la matrice où la recristallisation est favorisée par la présence de la séricite.

Une étude des microstructures, à la platine universelle, a révélé une disposition des axes-c des grains de quartz très faiblement oblique par rapport à l'axe (z) de raccourcissement principal (Fig. 30). Cette réorientation des axes-c s'est faite par glissement basal dominant dans des conditions où le taux de recristallisation est faible, ce qui est confirmé optiquement par la présence des bandes de déformation (TULLIS et al., 1973). Elle est liée à la formation de la schistosité S2. La disposition des axes-c du quartz par rapport aux axes de l'ellipsoïde est compatible avec une déformation de type aplatissement; champ $0 < k < 1$ dans un diagramme de Flinn (HOBBS et al., 1976). La faible obliquité des axes-c par rapport à z révèle que la schistosité S2 s'est développée, en tous cas localement, selon un processus de cisaillement simple.

Dans des bancs gréseux moins déformés à l'échelle de l'affleurement, l'étude des cristallisations syncinématiques dans les zones abritées autour des cristaux de pyrite montre que la déformation y est plutôt de type coaxial (Fig. 31). La formation de la schistosité subverticale S2 est une réponse au serrage (aplatissement) de direction SE-NW. Les plans de cisaillement, associés dans un premier stade à la phase D2, continuent à se développer dans des stades plus tardifs de la déformation.

De plus, le mécanisme de la "dissolution sous pression" contribue de façon importante à la déformation de la roche par dissolution des clastes et redéposition sous forme de fibres quartz + séricite dans les ombres de pression (linéation L2).

- Les feldspaths détritiques, généralement des orthoses ou des plagioclases de composition OI-Ab de même origine que les clastes de quartz, sont toujours brisés, avec remplissage de séricite ou de calcite dans les fractures (linéation de "pull-apart"). Une faible déformation plastique apparaît à l'intérieur des plages situées dans les zones de cisaillement (courbure des plans de macles accompagnée d'une extinction ondulatoire). Les feldspaths subissent d'autre part une intense altération (séricitisation).

- Les micas détritiques (muscovite et biotite brune ou verte, altérée en chlorite) sont ployés par D2; ils peuvent être affectés de plis en "kink" ou être déchirés, souvent parallèlement au plan 001 (séparation des feuillets), avec cristallisation de muscovite, de chlorite ou de quartz fibreux dans les zones de rupture. La biotite alpine, qui apparaît dans les conditions du faciès schistes verts ($T^{\circ} > 300^{\circ}\text{C}$ dans les méta-granites), n'a jamais été observée.

Selon VOLL (1976, 1980), la coexistence de textures cassantes (feldspaths, micas), du début de la recristallisation du quartz et de la séricitisation du plagioclase est caractéristique d'une température légèrement inférieure à 300°C , limite entre les domaines de déformation cassante et ductile dans le socle. Les structures macroscopiques (plis et systèmes de cisaillement synchrones) reflètent aussi cette transition.

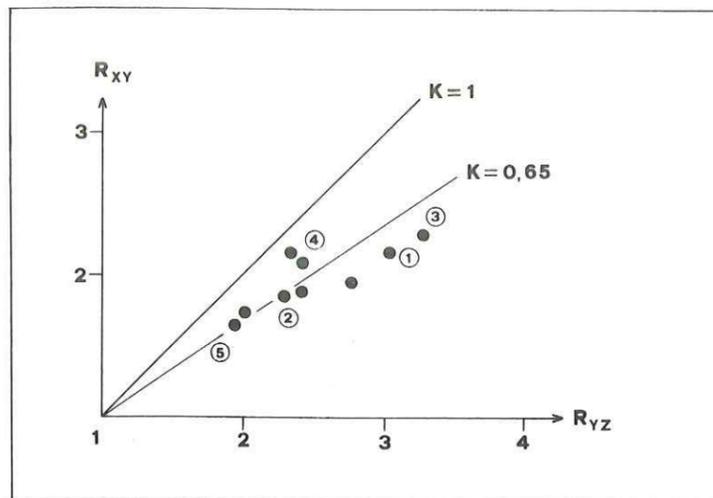


Fig. 27. Valeurs de l'ellipsoïde de la déformation mesurées sur des taches de réduction et reportées sur un diagramme de Flinn.

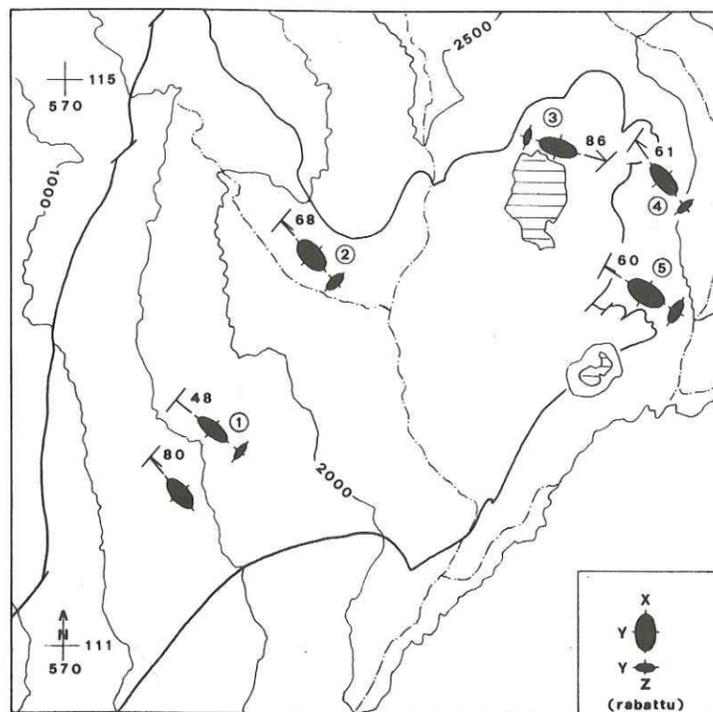


Fig. 28. Position géographique des mesures rapportées dans la figure 27.

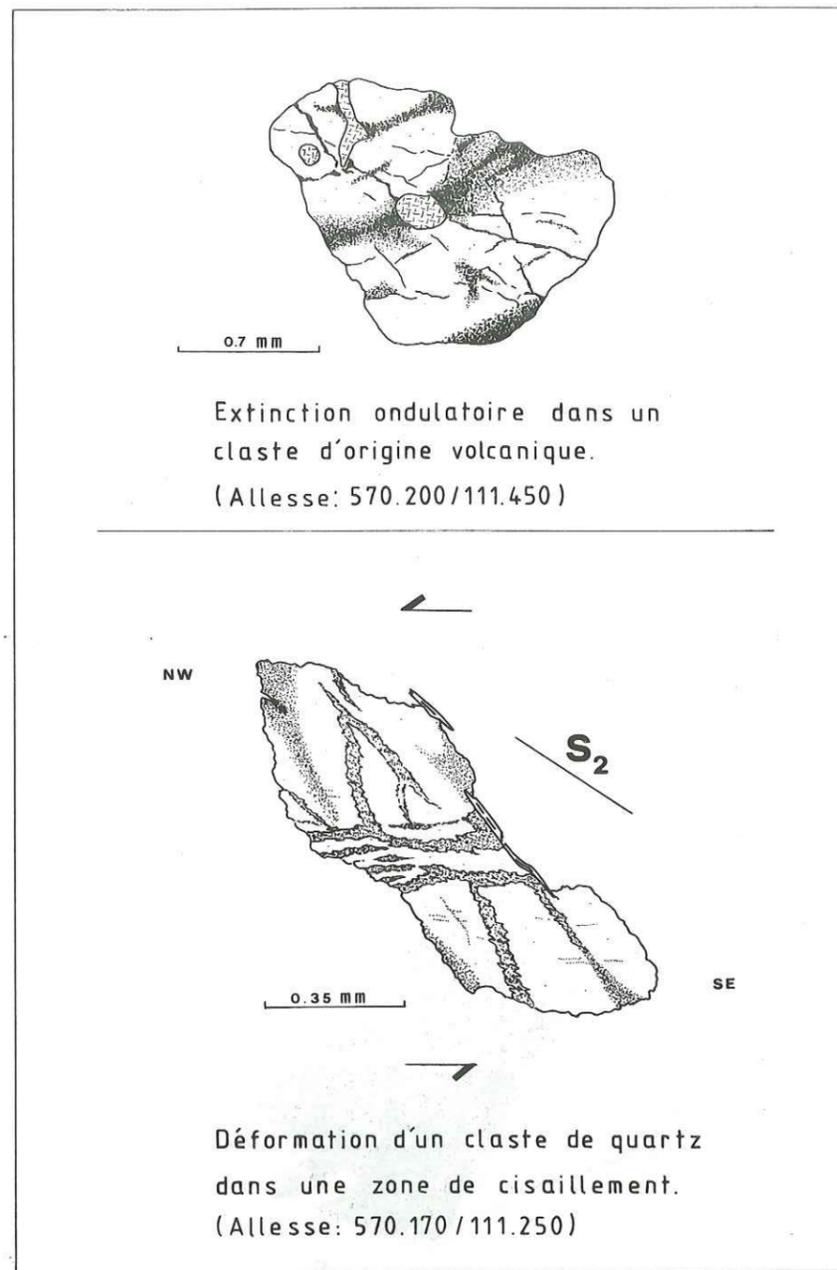
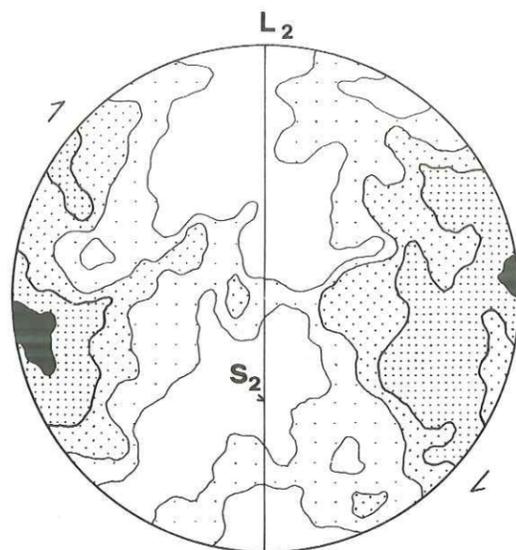


Fig. 29. Textures du quartz (explications dans le texte).



(256 mesures: <1%, 1-2%, 2-4%, >4%)

AXES <C>

Fig. 30. Axes-c du quartz dans une zone adjacente à un plan de cisaillement à fibres de quartz (faciès microgréseux). Plan vertical = plan de la S₂. (Canevas de Lambert).

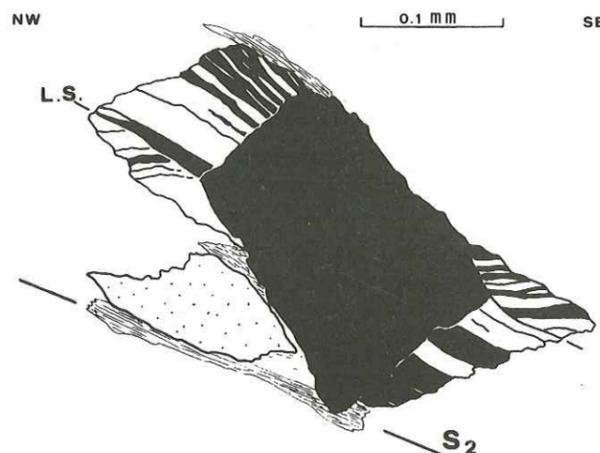


Fig. 31. Cristallisations en zone abritée autour d'un cristal de pyrite (L.S. = ligne de suture)

Le socle cristallin anté-stéphanien

Déformations tardi-varisques

Les déformations qui ont lieu durant le Carbonifère supérieur (et qui s'atténuent durant le Permien) provoquent la destruction du socle varisque polymétamorphique par formation de horsts et grabens (VON RAUMER, 1987). Les déplacements verticaux d'importants blocs les uns par rapport aux autres le long de grandes failles mylonitiques favorisent la création de fosses dans lesquelles se déposent les sédiments détritiques du Permo-Carbonifère.

La direction de ces mylonites varie entre N-S et N30°E. On la retrouve dans l'orientation de failles synsédimentaires situées sur le massif de l'Arpille (failles colmatées par des sédiments permo-carbonifères; BLANC, 1976) ainsi que dans l'orientation des failles de la bordure nord du synclinal de Permo-Carbonifère de Dorénaz, au-dessous de l'Au d'Arbignon et de Plex (failles de direction N05-20°E, à fort pendage vers l'est: voir page 58).

Bien que des preuves formelles nous manquent, nous pensons que la formation des mylonites de la bordure sud du granite de Vallorcine (mylonites de Miéville; page 9) s'inscrit également dans ce contexte (voir BELLIERE, 1958). MARRO (1986) envisage aussi l'existence d'une mylonitisation tardi-varisque en bordure du granite du Mont-Blanc.

Ces déformations sont accompagnées par une intense séricitisation des plagioclases (AMBERGER, 1960), ainsi que par une chloritisation plus ou moins avancée de la biotite dans les zones proches des mylonites et des failles.

D'autre part, une activité hydrothermale se manifeste par des minéralisations sulfurées (veines quartzieuses minéralisées à la Giète s/Allesse; SUBLET, 1962 / paragenèse: quartz + sulfures ± fluorine ± barytine; T° = 200-300°C; BLANC, 1976).

Déformations alpines

La déformation alpine du socle cristallin des Aiguilles Rouges s'est effectuée dans les conditions d'un faible métamorphisme, caractérisé par l'apparition de l'association prehnite-pumpellyite dans les amphibolites et du stilpnomélane dans certaines roches acides (faciès "prehnite-pumpellyite"; chapitre 5). Les textures de déformation du quartz (polygonisation) permettent d'estimer qu'une température d'environ 275°C a été atteinte (VON RAUMER, 1984).

Bien qu'à grande échelle, la déformation très régulière du contact socle cristallin - Trias autochtone suggère une déformation plastique homogène (Fig. 32), les structures observées à l'échelle de l'affleurement montrent au contraire la très forte hétérogénéité de la déformation alpine dans le socle cristallin et l'importance des structures cassantes; mylonites et failles sont accompagnées par des diaclases devenant particulièrement abondantes dans le massif de Collonges (extrémité NE du massif des Aiguilles Rouges s.s.) dont les gneiss sont intensément fracturés (BADOUX, 1972).

Si les lignes directrices N-S à N20°E des grandes structures tardi-varisques sont distinctes de celles NE-SW de la phase alpine, la distinction à l'échelle de l'affleurement est souvent bien difficile. Par ailleurs, la réactivation alpine de grandes failles hercyniennes d'orientation N-S se marque par des rejets peu importants (quelques mètres) de la base du Trias (voir page 51 et KRUMMENACHER, 1959). L'étude de certaines localités permet néanmoins d'esquisser les traits majeurs de la déformation alpine dans la partie septentrionale du socle cristallin des Aiguilles Rouges.

01 SEP. 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

Déformation D1

La phase de déformation D1, faiblement marquée dans les pélites du Permo-Carbonifère par une schistosité subparallèle au contact socle-couverture mésozoïque, n'a pas affecté dans le massif de Fully les roches du socle cristallin. Aussi bien à la Tête du Portail (2100 m) qu'à Saillon (500 m) où le contact socle-couverture disparaît sous les alluvions de la plaine du Rhône, les gneiss et migmatites situés quelques mètres sous la base du Trias ne montrent pas trace de cette déformation, même à l'échelle de la lame mince (Fig. 33).

Toutefois, dans la région du col de Balme et du col de la Forclaz, AYRTON (1980) a pu montrer l'implication du socle paléozoïque des Aiguilles Rouges dans un plissement de première phase de la couverture autochtone. Les axes des plis sont orientés NE-SW, parallèlement à une intense linéation d'étirement. Immédiatement au nord de Martigny, la couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges, réduite et extrêmement déformée, est en contact direct avec une zone de mylonites d'âge alpin dans le socle (mylonites de la Batiáz). AYRTON attribue également la formation de cette mylonite à la première phase de déformation, mais cette hypothèse, qui ne nous satisfait pas totalement, sera discutée plus loin.

Déformation D2

A. Massif Fully-Arpille

Nous attribuons à la déformation D2 la schistosité dominante S2, fortement inclinée au SE, qui s'inscrit dans les gneiss migmatitiques de la partie sud du massif de Fully (région Les Follatères-Branson). Le problème de la continuité de cette structure à travers le massif en direction du nord et de sa corrélation avec la schistosité S2 surface axiale du synclinal permo-carbonifère de Salvan-Dorénav sera abordé à la page 52.

Les plans de la schistosité S2, subparallèles au rubanement des gneiss (schistosité primaire formée durant la phase varisque), forment un clivage espacé, recoupé par des plans secondaires moins inclinés qui débitent la roche en unités lenticulaires (plans S2.1 et S2.3 définis ci-dessous). Ces plans secondaires pourraient avoir été engendrés lors d'un processus de rotation de la schistosité dans un mouvement de redressement de la bordure sud du massif des Aiguilles Rouges (voir STECK, 1984). Un autre débit lenticulaire s'observe localement entre les surfaces de S2 orientées N45°E et des plans d'intersection plus tardifs N10-20°E espacés de quelques centimètres à décimètres, qui montrent un mouvement décrochant senestre.

Sur les surfaces de la schistosité S2, on observe une linéation d'étirement L2 verticale ou plongeant fortement vers le NE (Fig. 34 et 35) mise en évidence dans les migmatites par le tronçonnement des phénocristaux de feldspaths-K (région de Branson; coord. 572.500/108.250) et par des plages allongées de quartz, chlorite ou séricite.

A l'échelle de la lame mince, des filonnets noirâtres discontinus parsemés de sphènes soulignent la schistosité S2. Ils sont relayés dans les microlithons qu'ils définissent, mais aussi parfois recoupés, par des microcisaillements conjugués inverses, S2.1 inclinés vers le SE et S2.2 vers le NW, sur lesquels cristallisent quartz, séricite, chlorite, calcite et également l'actinote dans les amphibolites (Fig. 34).

Les feldspaths (plagioclases en voie avancée de séricitisation et feldspaths-K peu altérés) et les hornblendes anté-alpins réagissent à la déformation par un comportement cassant avec ouverture de nombreuses fractures cimentées par les minéraux principaux de la paragenèse alpine: quartz, chlorite,

séricite, albite et calcite. Le stilpnomélane formé, avec le quartz et la chlorite, le remplissage des importantes ombres de pression définies autour des feldspaths-K (étirement L2). La biotite primaire brune, fracturée, plissée ou affectée de "kinks", s'altère en chlorite avec cristallisation de sphènes sur les plans de clivage; un échantillon a également permis d'observer le remplacement de la biotite brune par de petites biotites alpines vertes, peu déformées. Ces biotites vertes semblent indiquer que le degré du métamorphisme atteint, à la bordure sud du massif de Fully, le faciès "schistes verts" (voir chapitre 5).

[N.B: Toutes ces textures (étirement des feldspaths-K, présence de stilpnomélane et de biotite verte, albite en échiquier en remplacement du feldspath-K) sont d'ailleurs beaucoup mieux développées dans les roches granitiques du massif du Mont-Blanc, soumises à un métamorphisme de faciès "schistes verts" lors de la déformation alpine (VON RAUMER, 1984)].

Le comportement ductile de la roche est dû à la déformation plastique du quartz. Ce dernier présente des textures de polygonisation (low angle boundary crystallization) conduisant à la formation de subgrains très allongés qui définissent la schistosité. La recristallisation débute localement en bordure des grains. Les prismes idiomorphes de cordiérite pinitisée sont étirés en longs fuseaux disposés parallèlement à la schistosité (Fig. 33).

Revenons à l'échelle de l'affleurement; des plans de chevauchement synmétamorphiques, S2.3 inclinés au SE et S2.4 au NW, correspondent aux microcisaillements conjugués S2.1 et S2.2 liés à l'étirement L2 (observés à l'échelle de la lame mince). Les fibres minérales qui cristallisent sur S2.3 (étirement L2.3; fibres de quartz, chlorite, prehnite dans les amphibolites) indiquent un chevauchement des parties supérieures vers le NW. Elles révèlent par ailleurs l'existence de mouvements décrochants dextres sur des plans S2.3 orientés ENE et plus fortement inclinés vers le SE (Fig. 34).

Ces plans marquent le passage à un second système de plans conjugués associés à la déformation longitudinale du socle cristallin, avec des décrochements dextres S2.5 de direction E-W et des décrochements senestres S2.6 de direction N-S à NNW-SSE (réactivation des failles hercyniennes ?) (Fig. 39).

Des mouvements décrochants dextres tardifs sont aussi enregistrés par des fibres horizontales de quartz qui cristallisent sur des plans de cisaillement verticaux NE-SW post-S2 (Saillon; coord. 579.300/113.150) ou qui se superposent à L2 sur les plans S2, S2.3 ou S2.4. Ils sont peut-être liés à l'accident tardif Rhône-Simplon, qui apparaît comme un décrochement dextre dans la vallée du Rhône (STECK, 1987).

Les fibres qui remplissent les fentes de tension correspondent à l'étirement subvertical L2 ou au système de cisaillement S2.3 - S2.4 de direction NW. Il s'agit généralement de quartz et chlorite, mais on trouve aussi l'épidote dans le sud du massif de Fully. Des fentes de tension subverticales s'ouvrent dans la direction NE-SW; elles enregistrent la dilatation longitudinale du socle.

Mylonites de la Batiáz: l'intense clivage alpin décrit par BLANC (1976) à l'extrémité orientale du massif de l'Arpille (région de la Batiáz) correspond à la schistosité S2 développée dans le sud du massif de Fully. A la Batiáz l'étirement L2, toujours très raide, est incliné vers le sud (Fig. 35). Les caractères de la schistosité S2 décrits ci-dessus se retrouvent dans les roches situées au début de la route Martigny-Salvan (coord. 571.260/106.340), à 200 mètres au nord du contact très redressé de la couverture autochtone. On observe cependant, à l'échelle de la lame mince, que les plages quartzieuses sont plus étirées que dans la région de Fully et que la taille des subgrains y est nettement plus faible; par ailleurs, des filonnets séricitiques soulignent la schistosité (Fig. 36).

Il est très difficile de savoir si une première schistosité a envahi le socle cristallin dans les premiers mètres sous le contact de la couverture; si cette schistosité S1 s'est développée, elle a ensuite été transposée dans le plan de la schistosité principale S2.

A 100 mètres du contact de la couverture, la schistosité S2 se présente comme un clivage pénétratif très serré, avec un étirement L2 qui s'affirme de plus en plus nettement. Les feldspaths-K sont toujours fracturés avec remplissage dans les zones abritées de quartz, calcite, chlorite, et d'un mica pléochroïque brun clair (biotite ?). Les plagioclases, plus fortement sectionnés, forment des yeux de petite dimension (0,5 mm) dispersés dans des rubans micacés qui définissent la schistosité. Dans les zones leucocrates de la roche, ces rubans sont constitués essentiellement de micas blancs; des traînées de tourmaline bréchifiée semblent indiquer que ces zones correspondent à des filons pegmatitiques. Ailleurs, on trouve également la biotite (?) alpine brun clair en petites paillettes orientées dans la schistosité; elle cristallise aussi sans orientation dans des plages allongées qui correspondent à d'anciennes biotites chloritisées. Le quartz forme de longues zones lenticulaires dans lesquelles la recristallisation dynamique devient manifeste; la calcite et la chlorite y cristallisent également. La forme asymétrique des zones abritées autour des feldspaths indique un chevauchement vers le NW du compartiment sud.

La taille des clastes diminue encore lorsqu'on se rapproche du contact de la couverture. Les feldspaths forment alors de petits yeux dans une matrice mylonitique quartzo-micacée. La calcite est toujours dispersée dans les rubans quartzeux tandis que les feldspaths-K sont partiellement remplacés par de l'albite et forment des yeux composites (Fig. 36).

L'intensité de la déformation D2 diminue progressivement, quoique de façon hétérogène, en direction du nord (Fig. 32). La schistosité S2 se manifeste sous forme de zones de cisaillement de plus en plus espacées, où les surfaces de glissement sont recouvertes par des enduits allongés de quartz, séricite, chlorite ou calcite qui soulignent L2 (Fig. 35). Entre ces zones, les roches ne paraissent pas affectées par la déformation alpine. En lame mince, on retrouve par contre les microcisaillements conjugués S2.1-S2.2 soulignés par la séricite ou la calcite; ils recoupent même certaines plages quartzieuses. La déformation plastique du quartz varie entre une extinction ondulatoire et la formation de subgrains allongés qui définissent des bandes de cisaillement.

En rive gauche du Rhône, la schistosité S2 est développée jusqu'à la colline de Gueuroz (coord. 569.400/108.500). Entre ce point et le contact sud du synclinal de Salvan-Dorénaz (distant d'environ 800 m), la schistosité S2 n'est pas visible; c'est au contraire le rubanement subhorizontal des gneiss qui forme la structure dominante. La correspondance entre la schistosité S2 décrite dans le socle anté-stéphanien et la schistosité S2 surface axiale du synclinal de Permo-Carbonifère a néanmoins été admise (Fig. 39).

Les autres structures restent par contre toujours observables, notamment les systèmes de décrochements dextres E-W et de décrochements senestres N-S. Les plans de chevauchement conjugués S2.3 et S2.4 prennent une importance considérable; les plans S2.3 subhorizontaux, longs de plusieurs dizaines de mètres, s'amortissent en direction du nord par des terminaisons ramifiées. A l'approche du synclinal de Dorénaz, on observe encore, comme dans le Permo-Carbonifère, des plans de glissement inclinés au NW qui ont un jeu de failles normales.

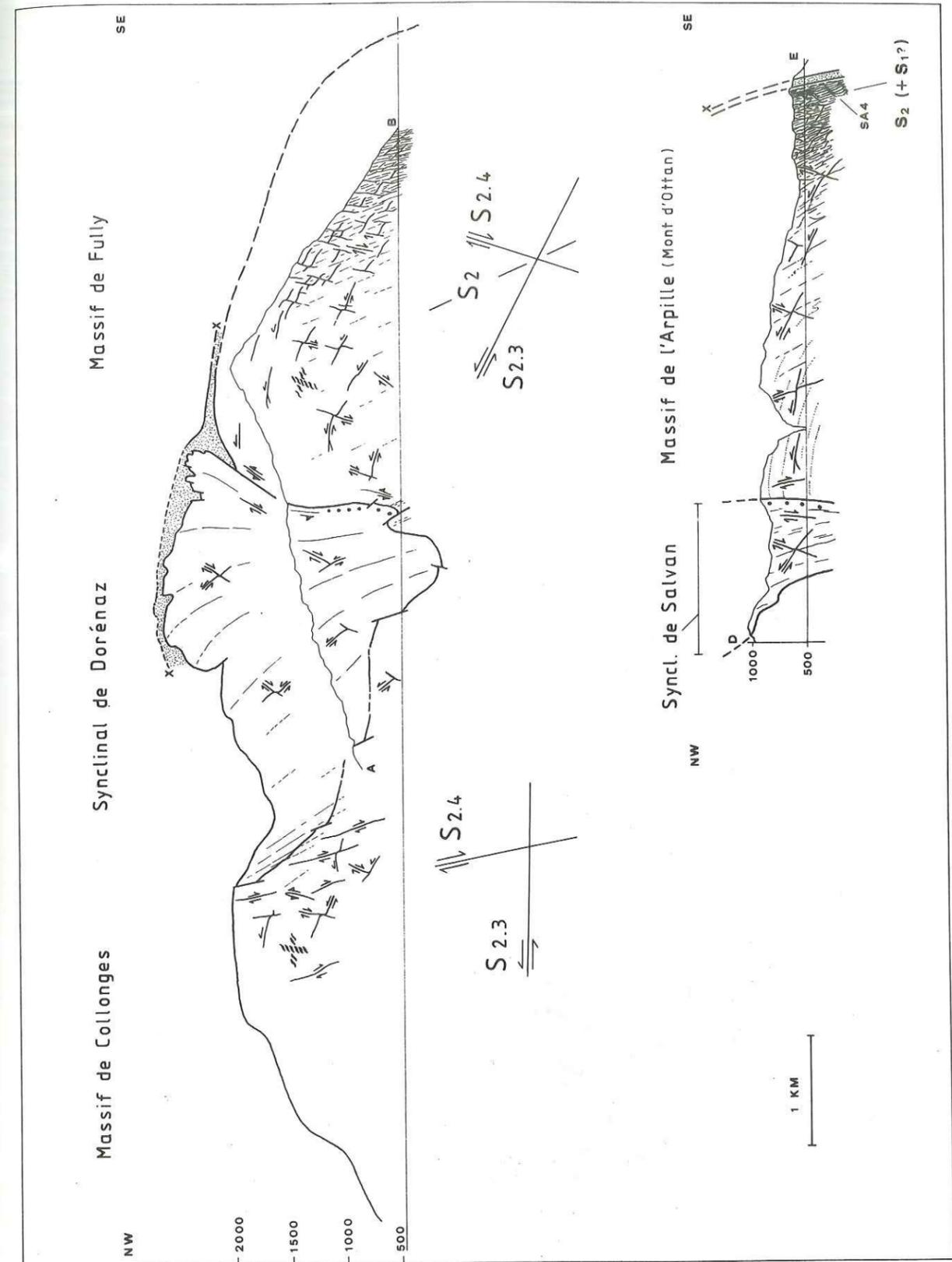


Fig. 32. Structures de déformation alpines dans le socle paléozoïque.

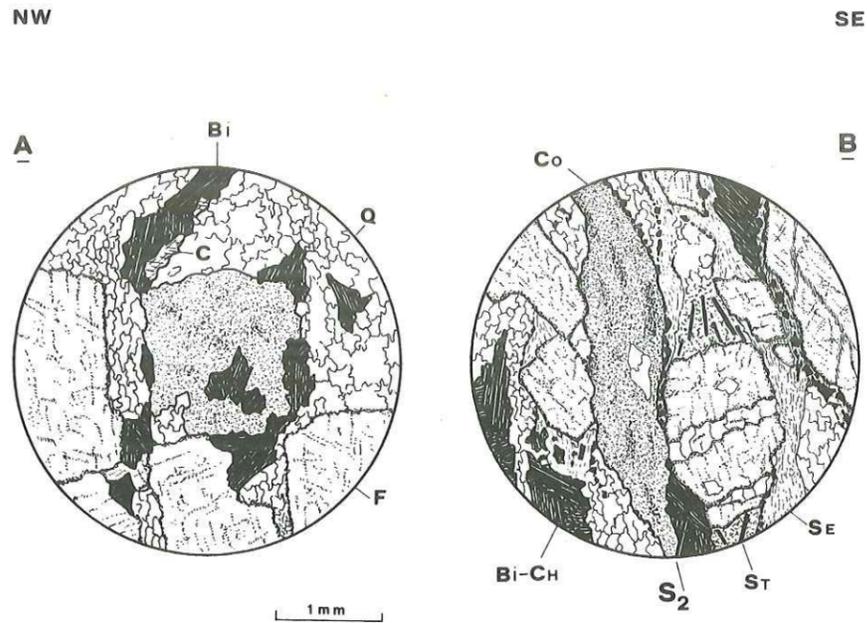


Fig. 33. Variation de l'intensité de la déformation alpine D2 dans le massif de Fully. A) Portail de Fully: migmatite non déformée B) Branson: même type de roche affectée par la schistosité alpine S2. (B=biotite, Q=quartz, Ch=chlorite, F=feldspaths, Co=cordiérite pinitisée, C=calcite, St=stilpnomélane, Se=séricite)

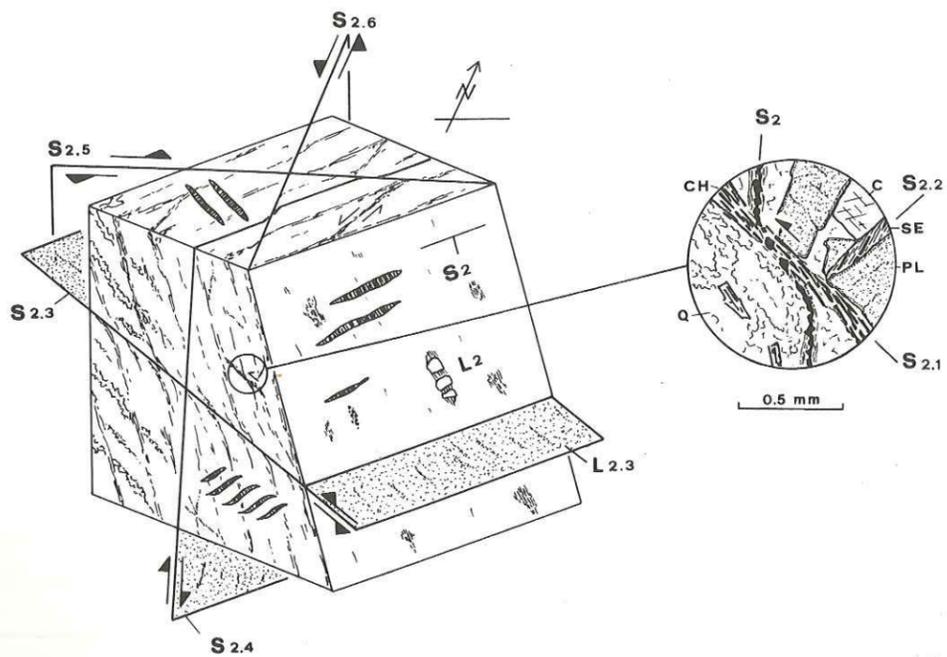


Fig. 34. Structures de la déformation alpine du socle anté-stéphanien. (explications dans le texte)

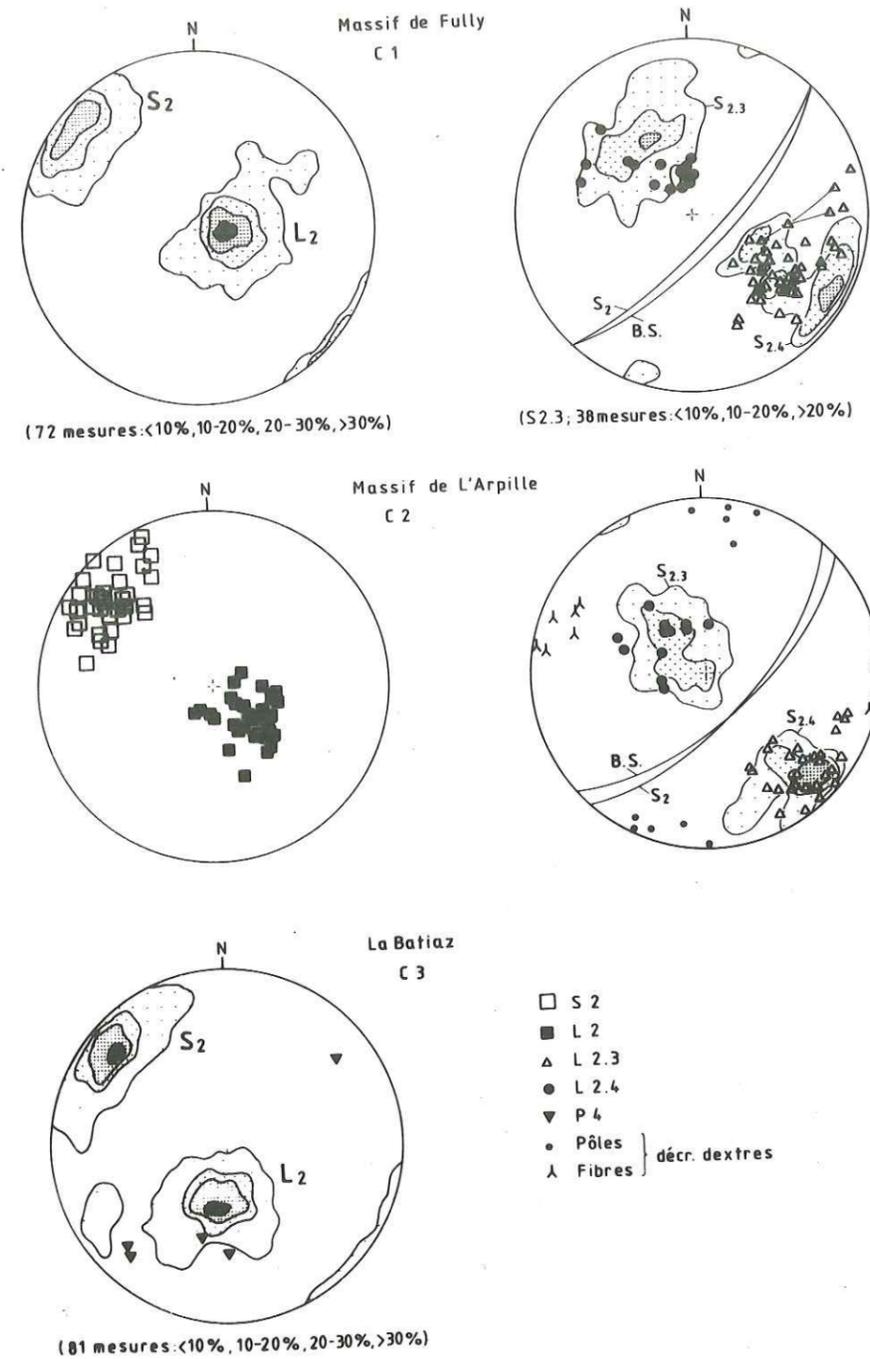
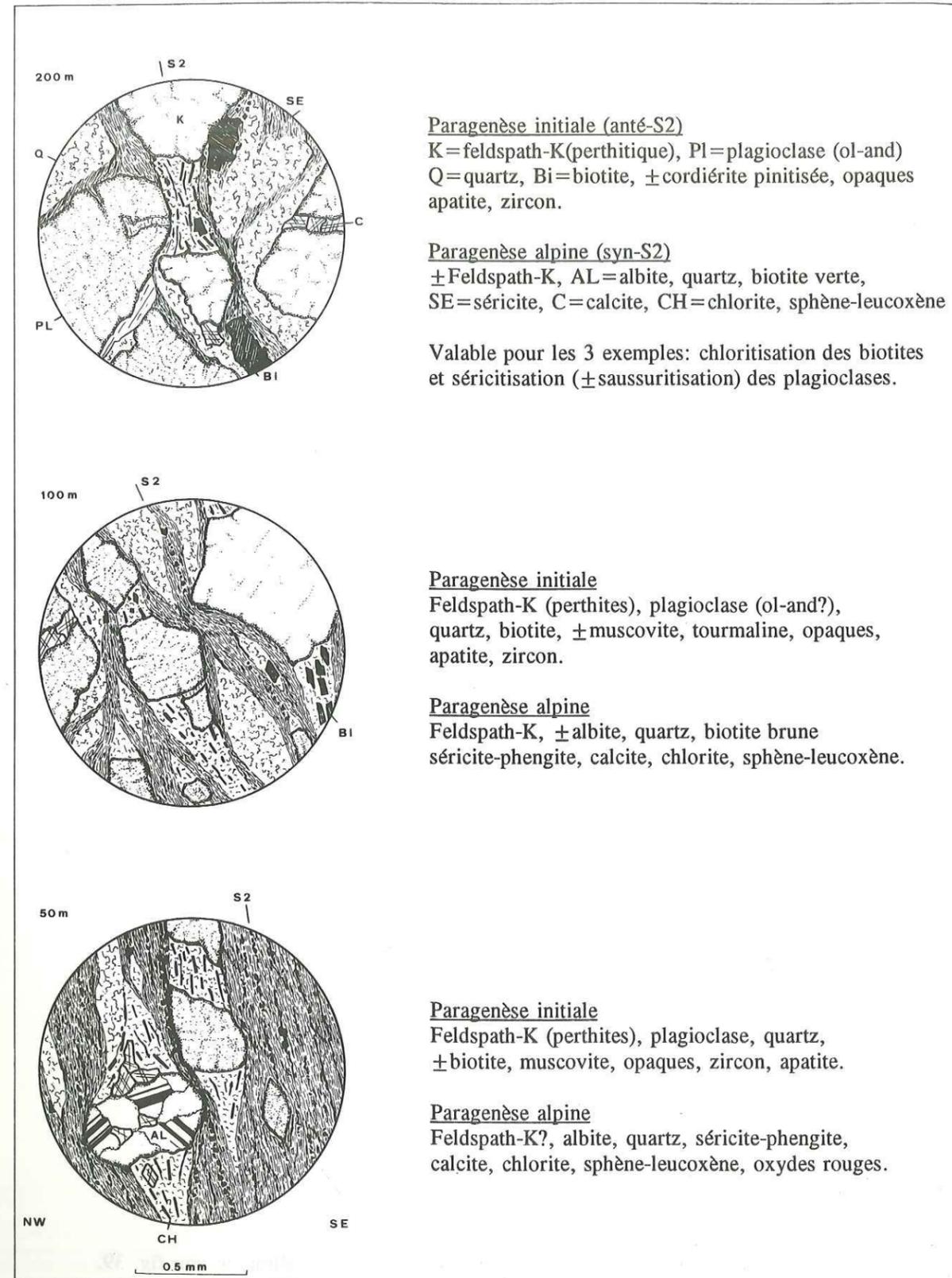


Fig. 35. Structures de la déformation alpine dans le socle. Localisation: voir fig. 39. (Canevas de Lambert, hémisphère inférieur)



Paragenèse initiale (anté-S2)

K=feldspath-K(perthitique), Pl=plagioclase (ol-and)
Q=quartz, Bi=biotite, \pm cordiérite pinitisée, opaques
apatite, zircon.

Paragenèse alpine (syn-S2)

\pm Feldspath-K, AL=albite, quartz, biotite verte,
SE=séricite, C=calcite, CH=chlorite, sphène-leucoxène

Valable pour les 3 exemples: chloritisation des biotites
et séricitisation (\pm saussuritisation) des plagioclases.

Paragenèse initiale

Feldspath-K (perthites), plagioclase (ol-and?),
quartz, biotite, \pm muscovite, tourmaline, opaques,
apatite, zircon.

Paragenèse alpine

Feldspath-K, \pm albite, quartz, biotite brune
séricite-phengite, calcite, chlorite, sphène-leucoxène.

Paragenèse initiale

Feldspath-K (perthites), plagioclase, quartz,
 \pm biotite, muscovite, opaques, zircon, apatite.

Paragenèse alpine

Feldspath-K?, albite, quartz, séricite-phengite,
calcite, chlorite, sphène-leucoxène, oxydes rouges.

B. Massif de Collonges (extrémité nord du massif des Aiguilles Rouges s.s.)

Dans le massif de Collonges (massif de Morcles de BADOUX, 1972), il est généralement très difficile de distinguer les structures de la déformation alpine des structures tardi-varisques (voir page 49). Seules les structures qui présentent une continuité avec celles observées dans le massif de Fully et le synclinal de Salvan-Dorénaz seront décrites.

Nous associons à D2 la présence d'une zone plus fortement déformée située à la bordure nord du synclinal de Dorénaz et mise en évidence dans le niveau de porphyre quartzifère. Au sud de Plex (coord. 569.950/113.400) cette roche n'est pas déformée, la texture porphyrique originale y est encore intacte (voir Fig. 37). A l'ouest de Plex (coord. 570.050/113.750), on voit se développer un système de fentes de tension à fibres de quartz soulignant l'étirement L2. Environ un kilomètre plus au nord, près du torrent de l'Aboyeu (coord. 570.450/114.650), l'étirement L2 se marque toujours, tant dans les porphyres massifs que dans les gneiss et aplites sous-jacents, par la cristallisation de fibres subverticales de quartz-chlorite dans les fentes de tension. A l'échelle de la lame mince, la schistosité S2 se reconnaît sous forme de fins microcisaillements conjugués à séricite (S2.1-S2.2), découpant la matrice microcristalline des porphyres en unités lenticulaires.

Le sommet du niveau porphyrique est constitué par un horizon schisteux (tuf) où l'étirement L2 est mis en évidence par des ombres de pression sur les phénocristaux et par leur tronçonnement. Bien que la direction de S2 relevée dans cet horizon, en moyenne N40°E, soit distincte de celle N15°-N20°E des structures tardi-hercyniennes (Fig. 38), il est probable que S2 se soit superposée à une structure plus ancienne (faille de l'Aboyeu p.ex.). En lame mince, on remarque que les phénocristaux, même de quartz, sont fracturés et tronçonnés, acquérant une forme ovoïde, avec remplissage de séricite ou calcite dans les ombres de pression: ces minéraux forment également avec le quartz et la chlorite des rubans mylonitiques qui accentuent la schistosité S2, bien développée dans une matrice fortement micacée (séricite + chlorite), et moulent les phénocristaux (Fig. 37).

Ailleurs la schistosité S2 n'est pas visible; on observe seulement, à l'échelle de la lame mince, une faible déformation plastique du quartz (extinction ondulatoire, développement peu marqué de subgrains) accompagnée de microcisaillements conjugués (S2.1-S2.2) dans lesquels cristallisent séricite-quartz-chlorite.

On retrouve par contre le système de plans de chevauchement conjugués S2.3-S2.4 à fibres de quartz et chlorite (L2.3, L2.4) et les fentes de tension associées, ainsi que les décrochements dextres E-W et senestres NNW-SSE (Fig. 39). Les plans S2.4 sont subverticaux ou fortement inclinés vers le SE (faille normale) alors que les plans S2.3 sont subhorizontaux (rotation du système vers le NW par rapport au massif de Fully; fig. 32).

Un troisième système est constitué de failles normales conjuguées; on l'a déjà rencontré sur les bordures du synclinal de Permo-Carbonifère (voir page 36). Il enregistre peut-être une extension liée à la phase tardive de bombement du massif.

Déformation tardive

Dans la zone mylonitique de la Batiaz, les surfaces de schistosité S2 sont affectées par une faible crénelation P4 qui plonge vers le SW (Fig. 35). Elle correspond à des "kink-bands", inclinés vers le NW, engendrés par un rétrochevauchement vers le sud.

Fig. 36. Développement des mylonites de la Batiaz à 200, 100, 50 m du contact de la couverture autochtone

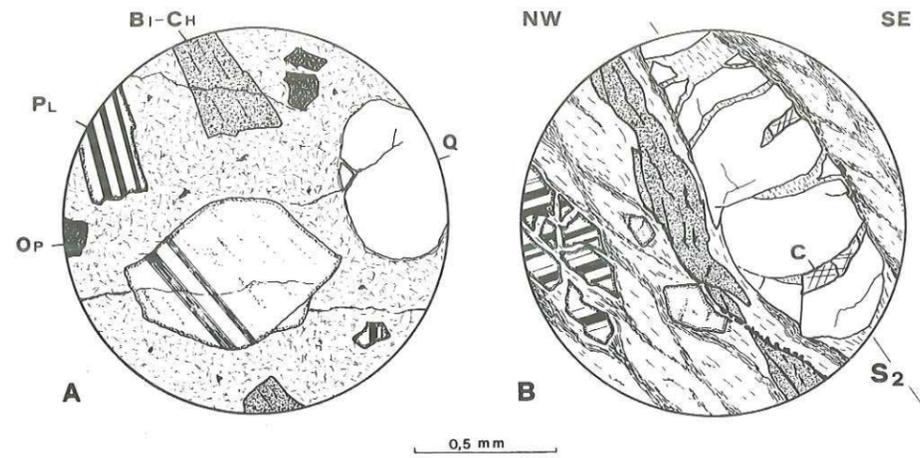
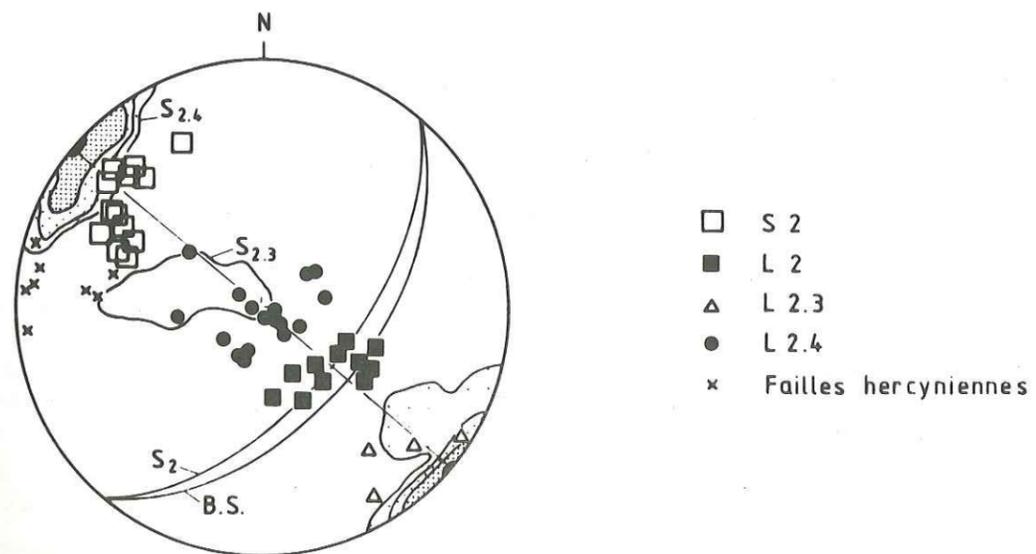


Fig. 37. Aspects de la déformation dans les niveaux de porphyre quartzifère.
 A) Sud de Plex B) Torrent de l'Aboyeu (Bi-Ch= biotite chloritisée,
 Q= quartz, Pl= plagioclase, Op= opaques, C= calcite; matrice indéterminable).
 (voir description page précédente)



(S2.4; 17 mesures: <10%, 10-20%, 20-30%, >30%)

Fig. 38. Structures du socle à la bordure nord du synclinal de Doré.
 (explications dans le texte)

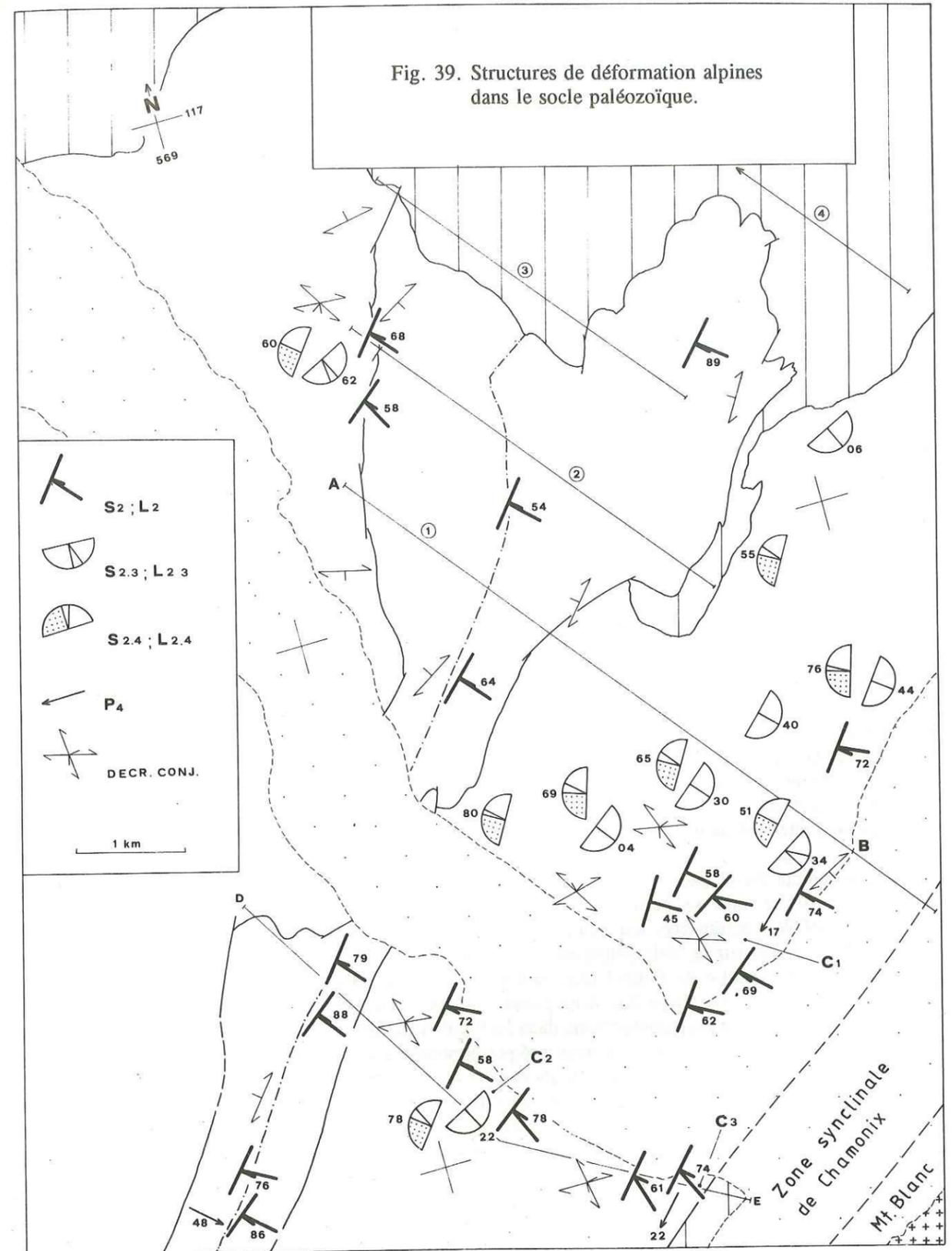


Fig. 39. Structures de déformation alpines dans le socle paléozoïque.

CHAPITRE 4

Structures de la déformation à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince dans la couverture mésozoïque autochtone

Introduction

La chronologie des événements tectoniques lors de la mise en place des écailles parautochtones et de la nappe de Morcles a été décrite en détail par BADOUX (1972); l'analyse de la déformation dans l'Autochtone est cependant délicate car on ne peut aisément y différencier des stades de déformation valables pour l'ensemble du massif et parce que les roches très variables qui le composent (arkoses, argilites, cornieules, dolomies et calcaires) réagissent de façons très différentes aux mêmes contraintes tectoniques. Néanmoins, dans l'optique d'effectuer des corrélations avec les structures précédemment décrites dans le socle, nous nous sommes efforcés de présenter un modèle dans lequel on distinguera les principales phases de la déformation (une phase étant caractérisée dans un territoire restreint par le parallélisme des éléments tectoniques et l'unité de style de la déformation).

Déformations anté-alpines

TRÜMPY (1945), par son étude des faciès du Lias de la région de l'Au d'Arbignon, a pu démontrer l'existence d'une dépression tardi-liasique, engendrée par un léger soulèvement du massif cristallin de Fully, et qui subsiste actuellement sur la partie externe du synclinal de Permo-Carbonifère. Deux ondulations compliquent quelque peu la structure, dont la largeur reconstituée est estimée à 5 kilomètres pour une profondeur d'environ 120 mètres; les pendages engendrés n'ont guère dépassé 10°.

Le soulèvement et l'émergence de l'ensemble du massif des Aiguilles Rouges au début du Dogger provoque une interruption de la sédimentation avant la transgression du Bajocien.

A une époque imprécise entre le Crétacé supérieur et le Priabonien a lieu un nouveau soulèvement du socle, plus marqué dans sa partie sud (massif de Fully), accompagné d'une phase active d'érosion (BADOUX, 1972). La transgression du Priabonien (Nummulitique) se fait ainsi sur de l'Hauterivien dans la région de Morcles, sur le Malm supérieur au nord de l'écaille de Bella-Crêta et sur l'Oxfordien au sud de celle-ci. Dans l'écaille de Bella Crêta, elle tranche même un pli complexe pré-priabonien à coeur triasique (BADOUX, 1972, page 23). Une phase compressive d'âge Eocène est également évoquée pour expliquer la structuration du parautochtone dans le Val d'Illiez (voir LATELTIN, 1988).

Dans les zones plus internes, l'érosion pré-priabonienne a atteint le Trias et même le socle dont on retrouve des éléments détritiques dans le Priabonien de la nappe de Morcles. La série autochtone se termine par le dépôt du Flysch (contact de base de nature tectonique).

Déformations alpines

Déformation D1

La description des structures de la déformation alpine dans la couverture autochtone sera abordée dans la région de l'Au d'Arbignon où les roches n'ont pas subi de décollements importants par rapport à leur substratum et où la base de la série a été protégée des déformations très intenses produites lors du chevauchement des écailles parautochtones et de la nappe de Morcles, par la brusque augmentation d'épaisseur de la série sédimentaire Lias-Dogger. Il est ainsi possible d'y distinguer des structures confondues dans les zones plus internes (Fig. 49).

La formation marno-calcaire du Lias inférieur, dans laquelle la stratification SS est encore bien visible, est traversée par une première schistosité S1-1, parallèle à cette stratification. Un angle de quelques degrés est parfois visible entre SS et S1-1; il montre que S1-1 est plus inclinée vers l'est que SS. La schistosité S1-1 peut être reconnue dans les microlithons de la schistosité S1-2 (Fontaine Froide, coord: 571.450/115.050, 1700 m.; Nant de Luymène, coord: 571.450/114.950, 1720 m.; fig. 40). Une linéation d'étirement L1-1 d'orientation N120°E se marque par des fibres constituant de longs plans de cisaillement S1-1, visibles sous forme de filonnets de calcite et/ou de quartz d'épaisseur millimétrique à centimétrique.

A l'échelle de la lame mince, la schistosité S1-1 est difficile à distinguer de la stratification SS; ces structures sont soulignées par l'orientation des paillettes détritiques de micas blancs, et par de fins horizons de matière opaque liés à une dissolution sous pression qui confère aux grains de quartz des horizons gréseux du Lias, de même qu'à des amas opaques une forme très allongée (aspect de lattes). Dans la direction N120°E, on observe la cristallisation de calcite en rhomboèdres idiomorphes dans les ombres de pression formées autour d'anciens grains et de fibres de quartz entre les fragments de bioclastes tronçonnés.

La schistosité S1-2 est la schistosité surface axiale du plissement dessiné dans la région de l'Au d'Arbignon par les couches massives du Lotharingien et du Bajocien; c'est un clivage de crénulation qui s'atténue rapidement dans les flancs des plis. Les axes de ces plis P1-2, de même que la linéation d'intersection entre S1-2 et SS/S1-1, ont des directions qui varient entre le NNE et le NE (axe N033°E/22° à Fontaine Froide, axe N064°E/35° pour le pli bien visible à 1800 mètres sur la rive droite du Nant des Pesottes). Les plans axiaux du plissement P1-2 ont un pendage incliné vers le NE (\approx N065°E/40°, concentration des valeurs de S1 sur le canevas du secteur 1 à la fig. 45).

Les dolomies du Trias et la base du Lias sont affectées par des plis dont les axes plongent d'environ 25° dans une direction N340°E à N020°E et qui sont associés à de courts chevauchements SE-NW. La schistosité surface axiale S1-2, moins marquée que dans le Lias, se présente souvent comme un clivage de fracture. L'orientation inhabituelle des axes peut s'expliquer par un phénomène de torsion des couches du Trias, entre le Lias qui subit un déplacement vers le NW (pli d'axe moyen N45°E à vergence nord, linéations N120°E, plans de cisaillements subhorizontaux avec rejet du compartiment supérieur vers le NW) et le socle peu déformé (Fig. 45 et 49).

Une faible linéation d'étirement L1-2 de direction SE est visible sur S1-2 dans les charnières de plis. Par ailleurs, dans les niveaux marneux du Lias, une linéation d'étirement N120°E se manifeste par le tronçonnage de bioclastes pyritisés et par la cristallisation de fibres de quartz dans les zones abritées. Cet étirement, n'étant bien visible que dans des faciès marneux où il n'a pas été possible de le corrélérer de

manière satisfaisante avec S1-1 ou S1-2, sera désigné par L1. L'extension dans la direction de l'étirement vaut: $e \text{ moyen} = 1.50$.

En lame mince, la schistosité S1-2 se manifeste par un clivage espacé de dissolution, marqué par des niveaux noirs de concentration de résidus insolubles. De nombreuses fractures d'extension s'ouvrent perpendiculairement au plan du clivage, préférentiellement le long des niveaux d'opacités formés lors de la phase S1-1, et sont cimentées par des fibres de calcite orientées SE-NW (linéation L1-2).

Dans les niveaux dolomitiques du Trias, la schistosité S1 (S1-1 + S1-2) se marque par des filonnets noirs de dissolution sous pression (Nant des Pesottes; coord: 571.150/115.100, 1640 m.). Elle est plus inclinée vers l'E que la stratification et l'on observe, autour des cristaux idiomorphes de pyrite parsemés dans certains horizons, des ombres de pression qui soulignent la linéation d'étirement L1 d'orientation N120°E à N140°E (Fig. 41). La forme de ces cristallisations en zones abritées indique que l'ellipsoïde de la déformation correspond à un régime d'aplatissement dans une déformation plane ($e_x > 0$, $e_y \approx 0$, $e_z < 0$) avec allongement dans la direction NW-SE (CHOUKROUNE, 1971; RAMSAY & HUBER, 1983); l'extension selon x vaut environ $e = 0.75$. L'orientation des contraintes est restée stable au cours du processus de formation des ombres de pression.

D'autre part, des fibres d'orientation N120°E, cristallisées sur des plans de cisaillement subparallèles à la stratification, y indiquent un déplacement des parties supérieures vers le NW. La cornieule, dimicte, ne forme que de minces horizons soulignant des plans de chevauchement mineurs. Dans le niveau d'arkoses et d'argilites du Torrent de Pertuis, la schistosité S1 est parallèle à la stratification.

Lorsqu'on remonte le torrent de Pertuis, on observe dans le Lias à 2020 mètres d'altitude une transition dans le style et l'intensité de la déformation. Elle se situe à environ 40 mètres au-dessous du plan de chevauchement de l'échelle du Vêlar (voir ci-dessous page 63 et carte géologique page 72). Cette transition se manifeste par la parallélisation des structures de SS et S1-1 qu'il n'est plus possible de distinguer, et par une nette augmentation d'intensité de la linéation d'étirement L1.

En lame mince, la roche est une micrite tectonique homogène dans laquelle la schistosité est soulignée par de fins niveaux opaques. Tous les éléments compétents (bioclastes, amas de pyrite, grains de quartz) sont accompagnés de très longues ombres de pression remplies par des fibres de quartz et calcite. L'asymétrie de forme des ombres de pression liées à l'étirement L1 indique un chevauchement des parties supérieures vers le nord-ouest.

Région Lui Crève - Fournion - Tête du Portail

A l'intérieur des bancs d'argilites intercalés avec les arkoses et restés solidaires du socle pendant l'ensemble des déformations, la phase D1 se marque par une schistosité S1 subparallèle à la stratification ou légèrement plus inclinée vers le SE. La distinction entre SS et S1 n'est généralement possible qu'à l'échelle de la lame mince (Fig. 44). S1 est également mise en évidence par des plans de cisaillement reconnaissables en lame mince sous forme de longs filonnets quartzo-chloritiques (voir également page 37). La croissance de fibres minérales d'orientation SE-NW (linéation L1) sur ces plans indique un chevauchement vers le NW du compartiment supérieur.

Au Lui Crève, les dolomies régulièrement stratifiées reposent sur les argilites et les arkoses. La schistosité S1 observée à l'Au d'Arbignon est ici presque totalement masquée (ou remplacée ?) par une

intense fracturation des bancs dolomitiques à l'origine de leur transformation en cornieules monomictes (voir page 18); on observe à l'intérieur de ces roches une zone lenticulaire de microbrèche dimicte à éléments de dolomie et d'argilites dont la présence pourrait s'expliquer soit par un chevauchement mineur, soit par une récurrence d'argilites bréchifiées *in situ* (JEANBOURQUIN, 1986).

Dans le flanc ouest du Chavalard, les conditions d'affleurement sont médiocres; on observe des amas isolés qui peuvent être constitués soit par des cornieules monomictes ou polymictes, soit par des dolomies régulièrement stratifiées et traversées localement par des fines stries d'orientation N120°E.

Dans le synclinal de la Tête du Portail, contrairement à ce qui a été décrit (carte géologique "Dt de Morcles"), le cœur du pli n'est pas rempli par des cornieules. Celles-ci, du type monomictes (formées au dépend de dolomies fracturées), succèdent aux argilites violettes par l'intermédiaire d'un banc de dolomies brunes très écrasées, que ce soit dans le flanc normal (où elles forment la prolongation du banc massif de 5-10 mètres d'épaisseur, stratiforme, bien visible dans le flanc sud du Grand Chavalard) ou dans le flanc inverse (Fig. 42).

Le cœur du pli est constitué par des dolomies beiges, des calcaires dolomitiques gris et quelques niveaux de grès arkosiques et d'argilites (récurrences ou complication tectonique ?), le tout étant devenu passablement déformé lors du plissement du synclinal (phase D2). On y trouve également des brèches "fluidales" à ciment calcitique blanc pouvant même former des lits de marbres rubanés. Le rubanement est parallèle à la stratification et nous avons pu y distinguer, malgré une recristallisation souvent totale de la roche, une faible linéation d'orientation N120°E parallèle à l'axe de plis isoclinaux. La bréchification de la base des dolomies à l'origine de leur transformation en cornieules (voir pages 18 et 19) et la formation des brèches fluidales sont donc liées principalement à la phase de déformation D1.

L'échelle du Vêlar

La base de l'échelle du Vêlar, bien visible entre le torrent de Pertuis et le Lui Crève est constituée par une zone de mélange tectonique dans laquelle coexistent des dolocataclases plus ou moins cornieulisées, des dolomies schisteuses à veines de marbres blancs et des brèches polymictes ocres à éléments de Trias (arkoses et surtout argilites) et de Permo-Carbonifère (flanc ouest de Lui Crève; JEANBOURQUIN, 1986).

Le plan de chevauchement de l'échelle passe au "Col des Corgneules" (situé 150 m. au nord du sommet de Lui Crève) dans une zone où affleurent très mal du S au N des blocs de grès quartzeux attribués au Carbonifère (BADOUX, 1972) mais qui paraissent plutôt être du Trias, une couche d'un mètre de large d'argilites vertes et violettes fortement écrasées et une microbrèche polymicte jaune brun. Il disparaît ensuite rapidement sous les éboulis dans le flanc est du Lui Crève (Fig. 48).

La position de la prolongation du plan de chevauchement vers le nord-est est difficile à établir à cause des mauvaises conditions d'affleurement (importants voiles d'éboulis). L'interprétation que nous proposons le fait se poursuivre au-dessus du niveau de cornieule bien visible dans le flanc sud du Six Tremble, pour aller s'enraciner dans une région située au sud des anticlinaux dessinés par les couches du Permo-Carbonifère sous le col de Fenestral; il est possible que la bande de brèche polymicte qui affleure sur 200 mètres dans le versant W du Chavalard (voir page 19) y signale encore sa présence. Cette interprétation implique que, s'il n'y a pas de plans de cisaillement mineurs à la base de la série, les cornieules monomictes (dolomies fracturées à l'origine) reposent directement sur le Permo-Carbonifère dans le Creux de la Margotte; il y a donc une lacune stratigraphique des arkoses et des argilites (zone émergée ?) ce qui est tout-à-fait vraisemblable au vu de leur forte réduction d'épaisseur (20-30 cm) près du col de Fenestral.

L'écaïlle intracutanée des Chantons (BADOUX, 1972) est interprétée comme la réapparition d'un des plis-failles visibles dans le flanc ouest de Lui Crève. Le sommet de l'écaïlle du Vêlar est formé par le plan de chevauchement de la nappe de Morcles au sud-est, relayé par celui de l'écaïlle de Bella-Crêta au nord-ouest.

Dans les roches marno-calcaires de l'écaïlle (Bajocien, Callovien, Argovien, Malm supérieur) on retrouve les traces de la schistosité *S1-1* sous forme de filonnets calcitiques constitués par des fibres d'orientation NW-SE (étirement *L1-1*, d'orientation N120°E) parallèles à une schistosité interne fortement replissée visible dans les microlithons subhorizontaux de la schistosité dominante, elle-même parallèle au plan de chevauchement de la nappe de Morcles (Argovien de l'arête du Six Tremble).

En lame mince, la schistosité *S1-1*, confondue avec la stratification, se marque par l'orientation des micas détritiques, par la déformation des grains détritiques de quartz et par de fins horizons de résidus insolubles liés à une dissolution sous pression; la linéation d'étirement *L1* par le tronçonnement des bioclastes (bélemnites pyritisées).

Le plissement complexe du flanc W du Lui Crève s'est constitué en deux "phases". Sous l'effet du mouvement de translation de l'écaïlle du Vêlar (et des unités qui la recouvrent) vers le NW et du début du plissement du Permo-Carbonifère, une succession de chevauchements affecte la base de la série; associés à ces chevauchements, des *plis P1-2* de type similaire se développent dans les calcaires jurassiques. Leurs axes ont une orientation WNW-ESE proche de celle N120°E de l'étirement principal (voir fig. 45).

Le plissement du Permo-Carbonifère s'accroissant ensuite pour former l'anticlinal de Lui Crève, les plans axiaux *S1-2* des plis de la première phase forment alors un éventail divergeant autour de l'anticlinal de Permo-Carbonifère. Les bancs dolomitiques dessinent des plis concentriques dont la direction des axes (10° vers N050°E) est semblable à celle du plissement observé dans le Permo-Carbonifère (phase D2, voir pages 67-68).

A 2300 mètres d'altitude dans la cascade de plis du Vêlar, un redoublement de la série Trias-Callovien, plissé dans une charnière *P2*, est interprété comme un chevauchement précoce lié à la formation des plis *P1-2* (carte géologique page 72).

En lame mince, la schistosité *S1-2* se présente comme un clivage de crénulation, lié à une forte dissolution sous pression qui se développe souvent parallèlement à la stratification ou à la première schistosité.

La linéation d'étirement *L1* est mise en évidence par la déformation des oolites du Callovien; l'extension selon X vaut $e = 0.89$ avec $X > Y > Z$; ellipsoïde moyen 1.89 : 1.39 : 0.38 (BADOUX, 1970). Les difficultés rencontrées dans l'étude des ellipsoïdes de déformation (forte inhomogénéité de la forme des ellipsoïdes) proviennent sans doute de la superposition des effets des deux stades de la déformation qui viennent d'être décrits.

La distinction entre *SS*, *S1-1* et *S1-2* n'est plus possible lorsqu'on se rapproche du plan de chevauchement de la nappe de Morcles; ces structures se sont parallélisées sous l'effet des cisaillements simples intenses produits lors du chevauchement.

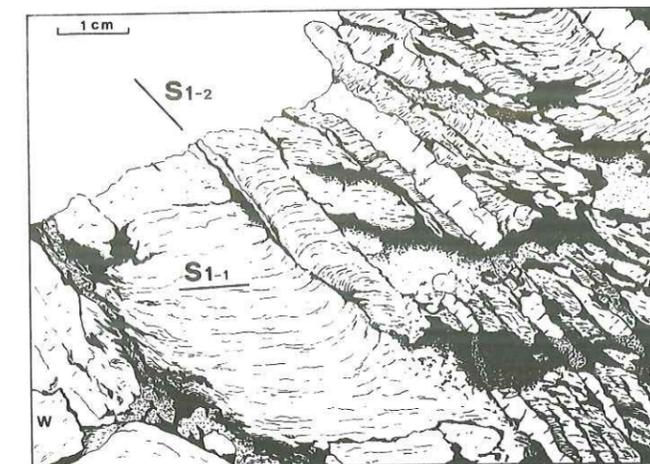


Fig. 40. Schistosité *S1-1*, parallèle à *SS*, visible dans des microlithons de la schistosité *S1-2*; flanc normal d'un pli. (Nant de Luymène; coord: 571.450/114.950, 1720 m)

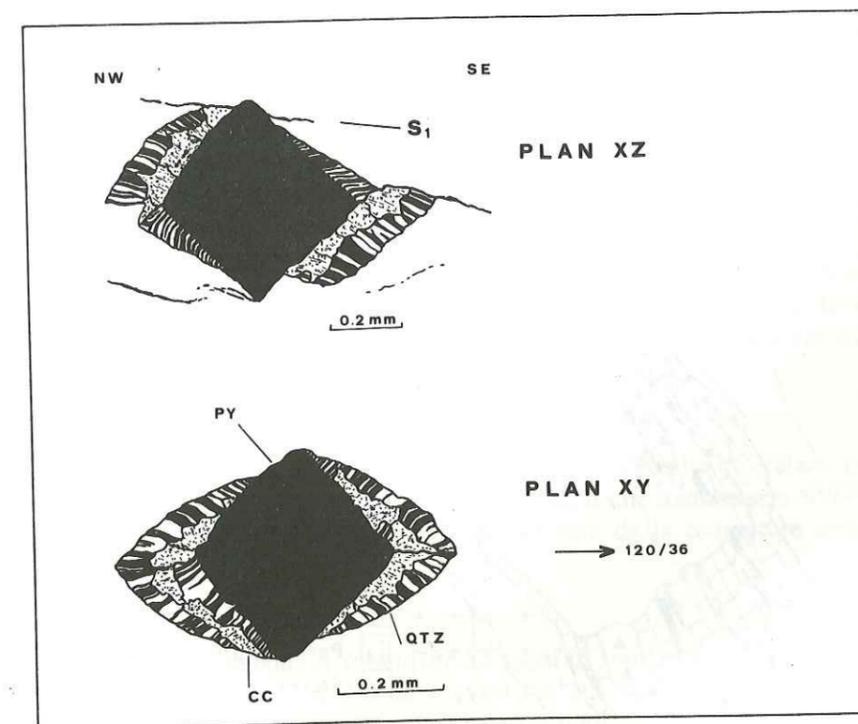


Fig. 41. Ombres de pression autour des cristaux de pyrite dans les dolomies du Trias. (Nant des Pesottes, 1640 m)

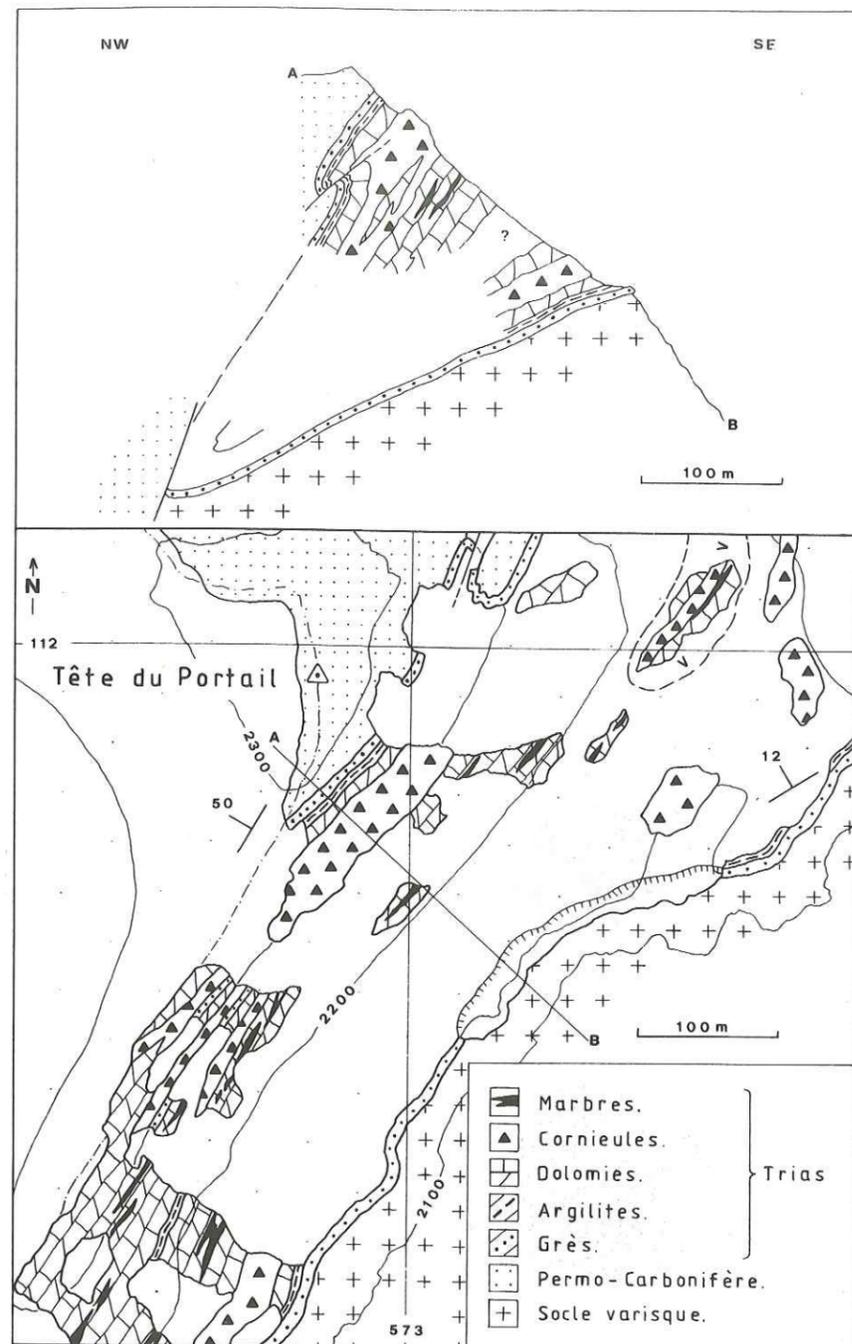


Fig. 42. Coupe et carte géologique de la région de la Tête du Portail (secteur 5).

Déformation D2

L'empreinte de la phase de déformation D2, responsable du plissement de l'interface socle-Trias se marque très bien dans les niveaux d'arkoses et d'argilites restés solidaires du socle. Le long du contact Permo-Carbonifère/Trias (Fig. 43), on observe de nombreux *plis P2* dont les axes plongent régulièrement de 10° - 20° vers le NE (Fournion) ou vers l'E (axes $N80^{\circ}E$ à la Tête du Portail). La *schistosité S2* est un clivage de crénulation surface axiale, sur lequel apparaît, dans la région de Fournion où les plis sont très accentués, une faible *linéation d'étirement L2* subverticale (ombres de pression sur des grains détritiques).

Comme pour les plis du Permo-Carbonifère, des fentes de tension à fibres de quartz et de chlorite s'ouvrent dans les couches gréseuses, soit perpendiculairement (*linéation L2.1* d'orientation $N130^{\circ}E$) soit parallèlement à l'axe du plissement (*linéation L2.2* d'orientation $N040^{\circ}E$) (Fig. 46). On observe également cette linéation L2.2 dans les niveaux déposés sur le socle cristallin dans la région de l'Erié; les fentes de tension se prolongent dans le socle où elles enregistrent une dilatation longitudinale engendrée par le bombement tardif du socle (voir page 51).

En lame mince, la schistosité S2 varie au sein des argilites entre un clivage espacé discret (Fig. 44) et un clivage de crénulation très intense dans les charnières de plis P2; dans ce dernier cas, les strates gréseuses sont traversées par des clivages conjugués dessinés par la séricite. La linéation d'étirement L2 se marque alors par la cristallisation de quartz, calcite, chlorite, barytine, fluorine (Fournion, Morcles) dans les ombres de pression formées entre les clastes brisés de feldspaths et autour des grains détritiques de quartz et de pyrite. Le plissement concentrique des couches de grès provoque des tensions à l'origine de l'ouverture de fentes remplies de quartz (stretched-crystal, crack-seal mechanism). Dans les zones protégées des charnières de plis P2, la barytine forme de grands amas, par mobilisation et migration sous l'effet de la déformation.

Bien que beaucoup moins fréquemment que dans les régions plus profondes du socle, on retrouve dans les niveaux d'arkose du Trias le système de plans de cisaillement conjugués S2.3-S2.4, à fibres de quartz et chlorite (chemin l'Erié-Sorgno, Tête du Portail).

(Les mouvements le long de ces plans sont demeurés actifs très tardivement; on retrouve en effet leurs directions sur des plans de friction dont les stries recoupent le cloisonnement de la cornieule [stries $318/70/90$ et $122/70/64$ sud; coord. $574.350/112.825$]. Le sens du mouvement n'a par contre pas pu être déterminé).

Dans les autres niveaux de la couverture autochtone (y compris l'écaïlle du Vélar), les structures très hétérogènes engendrées lors de la phase D2 seront décrites le long d'une transversale NW-SE. Le problème de la corrélation de ces structures à travers les différents niveaux de la couverture sera discuté dans le chapitre 6.

Dans la région de l'Au d'Arbignon, la *schistosité S2* apparaît sous forme d'un clivage espacé orienté $N30-50^{\circ}E$, fortement incliné vers le SE. S'il n'est souvent pas possible de distinguer la schistosité S2 de la schistosité S1-2 (si celle-ci s'est développée) dans la partie nord de la dépression de l'Au d'Arbignon (superposition des deux structures; fig. 49), en revanche la schistosité S2 recoupe complètement la charnière d'un pli P1-2 dans le torrent de Pertuis (coord. $571.750/114.650$); à quelques dizaines de mètres au sud-est, dans les couches marno-calcaires du Lias, elle s'affirme plus nettement et devient la structure surface axiale de *plis P2* de faible amplitude (1 à 2 m) déjetés vers le NW et dont les axes plongent vers le NE. Ces plis déforment le plan de chevauchement de l'écaïlle du Vélar (Fig. 48 et 49). Elle apparaît sous cette

forme dans plusieurs autres affleurements situés sur le flanc ouest du Lui Crève, mais il est souvent difficile de l'y distinguer des structures plus anciennes, notamment S1-2, sur lesquelles elle s'est superposée. On la reconnaît localement, faiblement marquée, comme schistosité surface axiale des plis concentriques P2 d'axe NE dessinés par les bancs dolomitiques massifs de la base de l'écaïlle (voir page 64).

Sur l'arête Lui Crève-Six Tremble, le faible clivage S2 qui découpe les bancs de grès et d'argilite n'est pas visible dans les dolomies, très fracturées ou transformées en cornieules, et n'apparaît que très discrètement dans les calcaires du Jurassique.

Dans le flanc sud-est du Six Tremble, la schistosité S2 est un clivage de crénulation, surface axiale de plis décimétriques P2, déjetés vers le NW, ces plis prenant localement un aspect de "kinks". La schistosité S2 est surtout visible dans le Dogger (Fig. 47) et correspond, en lame mince, à des surfaces de dissolution dessinées par des résidus opaques (stylolites). On retrouve ces mêmes structures dans les premiers niveaux de la nappe de Morcles.

Dans le flanc ouest du Chavalard et dans la région de la Tête du Portail (Fig. 42), la schistosité S2 se présente au sein des bancs dolomitiques comme un clivage espacé de fracturation d'intensité très variable. Les bancs, régulièrement stratifiés, forment des amas dans la cornieule, et semblent avoir été plus ou moins épargnés par la déformation; les zones de brèches dolomitiques (dolocataclasites) formées lors de la phase D1 (voir page 63) et plus tard transformées en cornieule ont constitué un niveau de disharmonie important entre les plis dessinés par les arkoses et les bancs dolomitiques peu déformés.

Déformation D4

Les effets de la phase de déformation tardive D4 ne s'observent que dans la région de l'Au d'Arbignon. La schistosité principale S2 (et/ou S1-2 ?) est affectée par des plis P4 décimétriques en forme de kinks, dont les axes sont orientés plus ou moins NNE-SSW. La surface axiale S4 est subhorizontale, le déversement des plis vers l'ESE indique un mouvement de rétrocharriage, contraire aux mouvements de procharriage vers le NW associés aux phases antérieures.

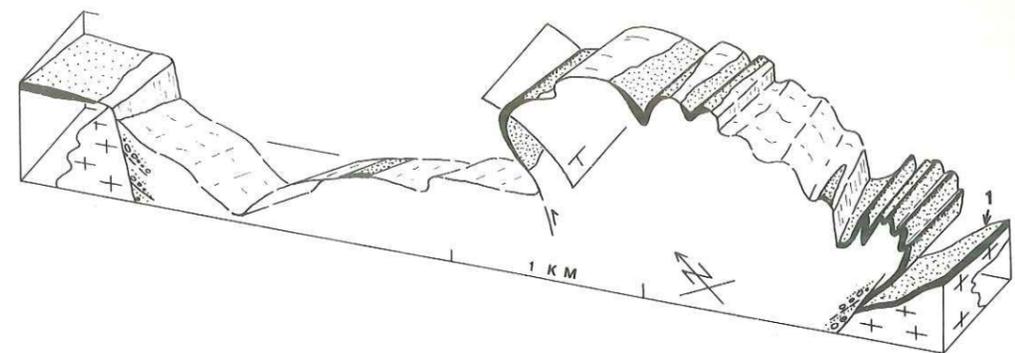


Fig. 43. Allure schématique de l'interface socle-Trias entre l'Au d'Arbignon et Sorgno et position des affleurements de grès arkosiques du Trias (en pointillé).
1 = Situation géographique de l'échantillon décrit à la figure 44.

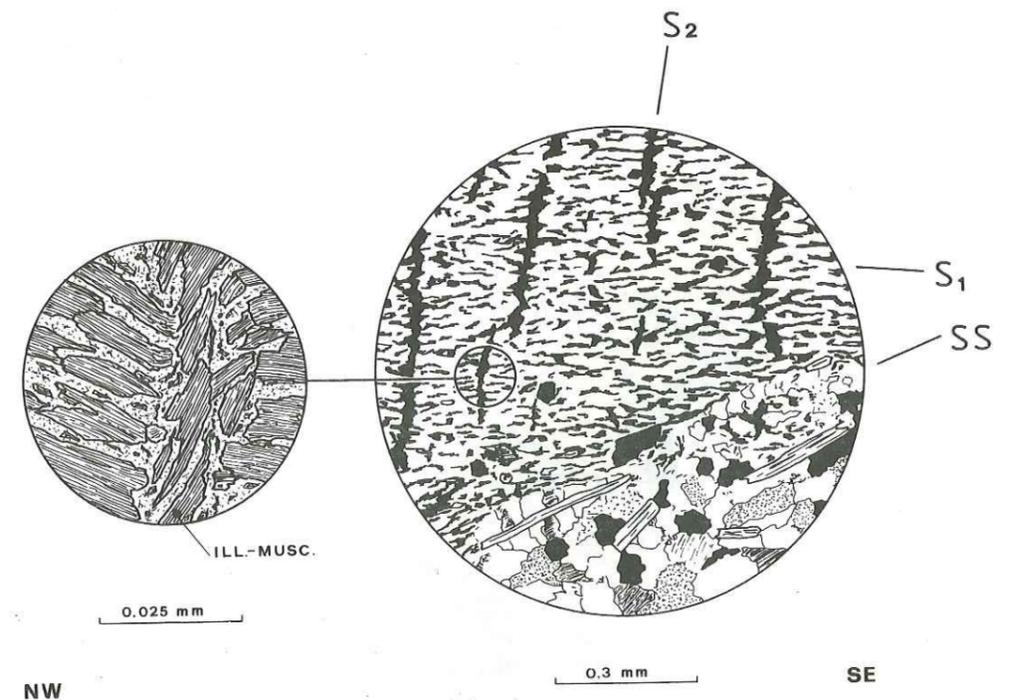


Fig. 44. Relations à l'échelle de la lame mince entre SS, S1 et S2 dans les grès du Trias.
(Coordonnées: 573.600/112.400; voir fig. 43)

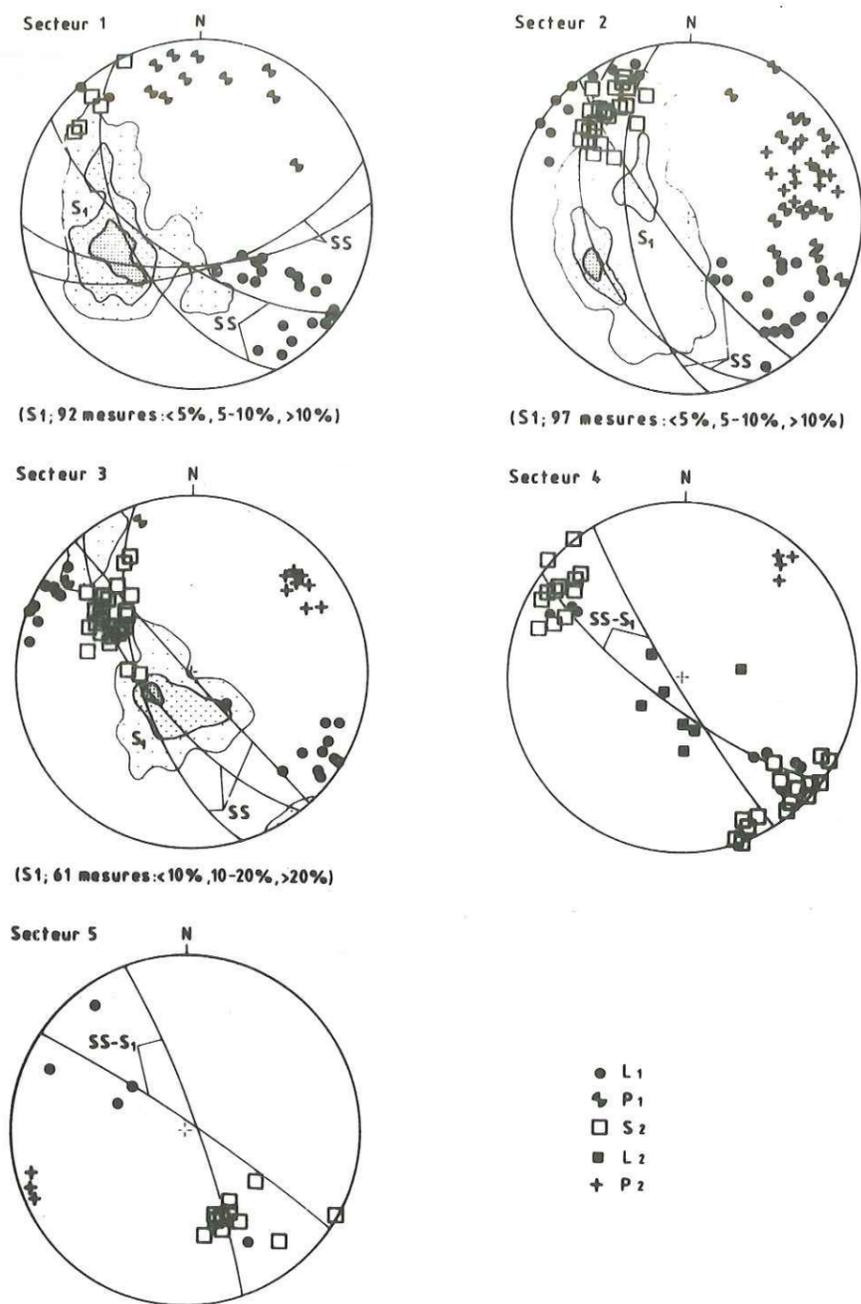


Fig. 45. Structures de la déformation dans la couverture autochtone et l'écaïlle du Vélard. (Canevas de Lambert, hémisphère inf.) Explications dans le texte
Secteur 1: L'Au d'Arbignon-coord. 571.800
Secteur 2: Coord. 571.800-arête S du Six Tremble
Secteur 3: Arête S du Six Tremble-coord. 573.400
Secteur 4: Flanc W du Grand Chavalard
Secteur 5: Région de la Tête du Portail

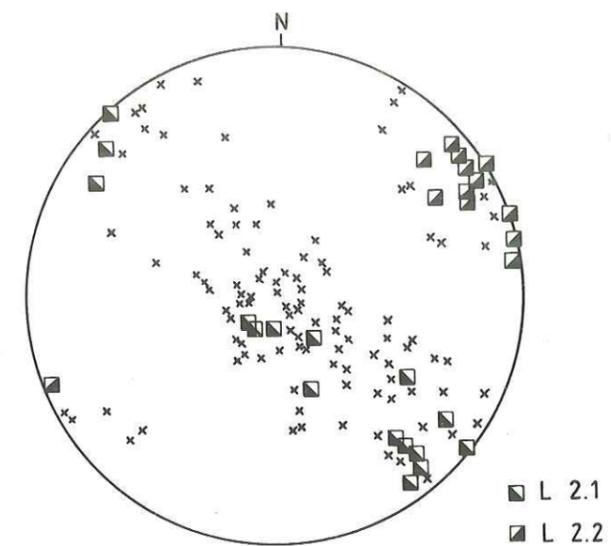


Fig. 46. Fibres de quartz-chlorite cristallisées dans des fentes de tension à l'intérieur du Trias (◐) et du Carbonifère (x).

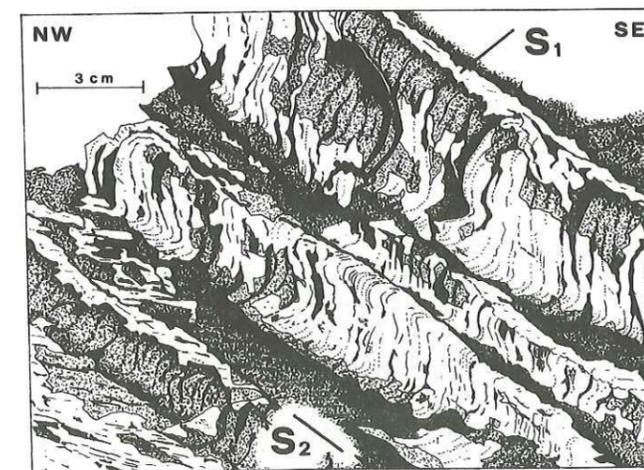


Fig. 47. Schistosité de crénulation S₂ dans l'écaïlle du Vélard, flanc sud du Six Tremble.

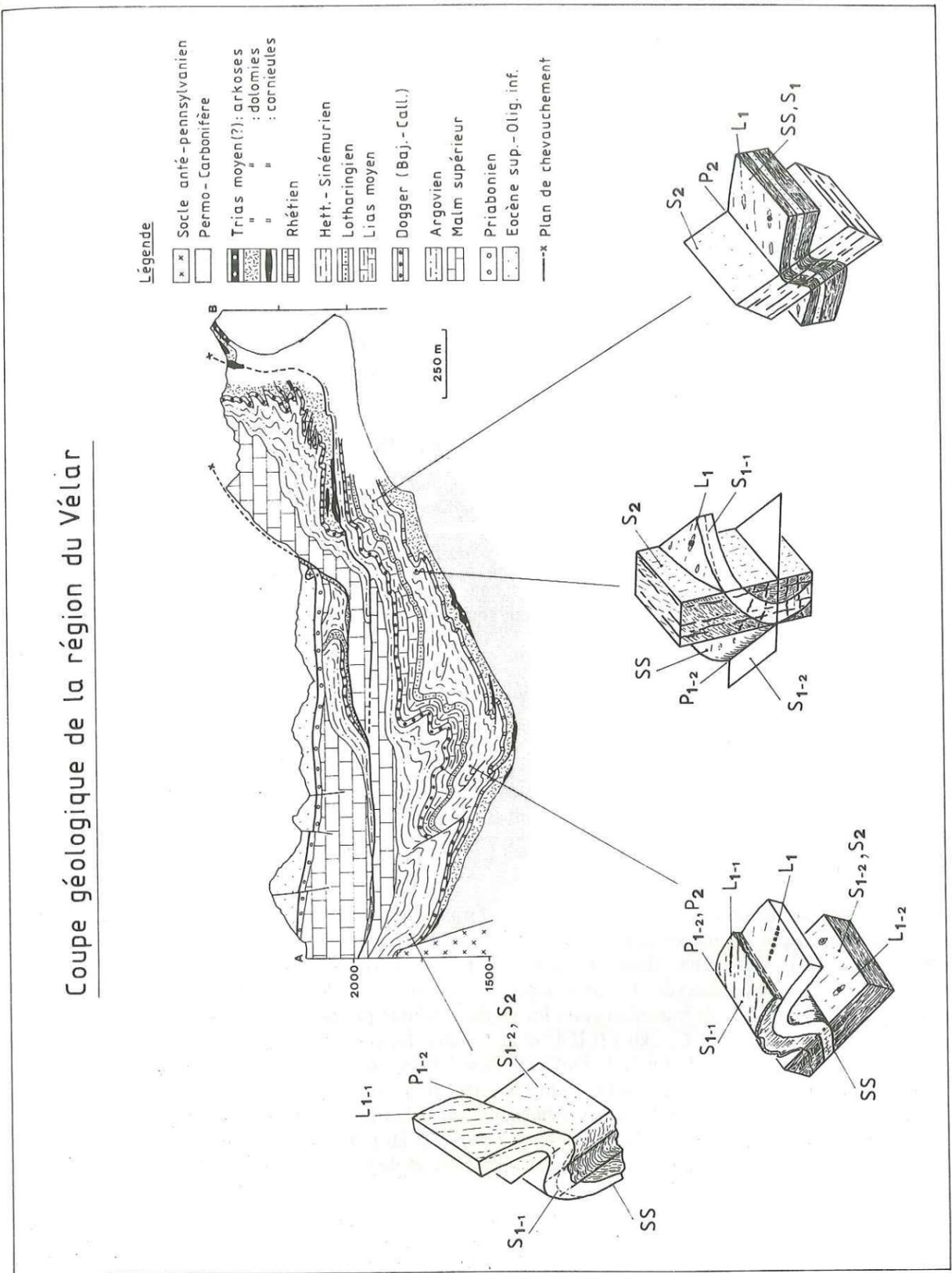
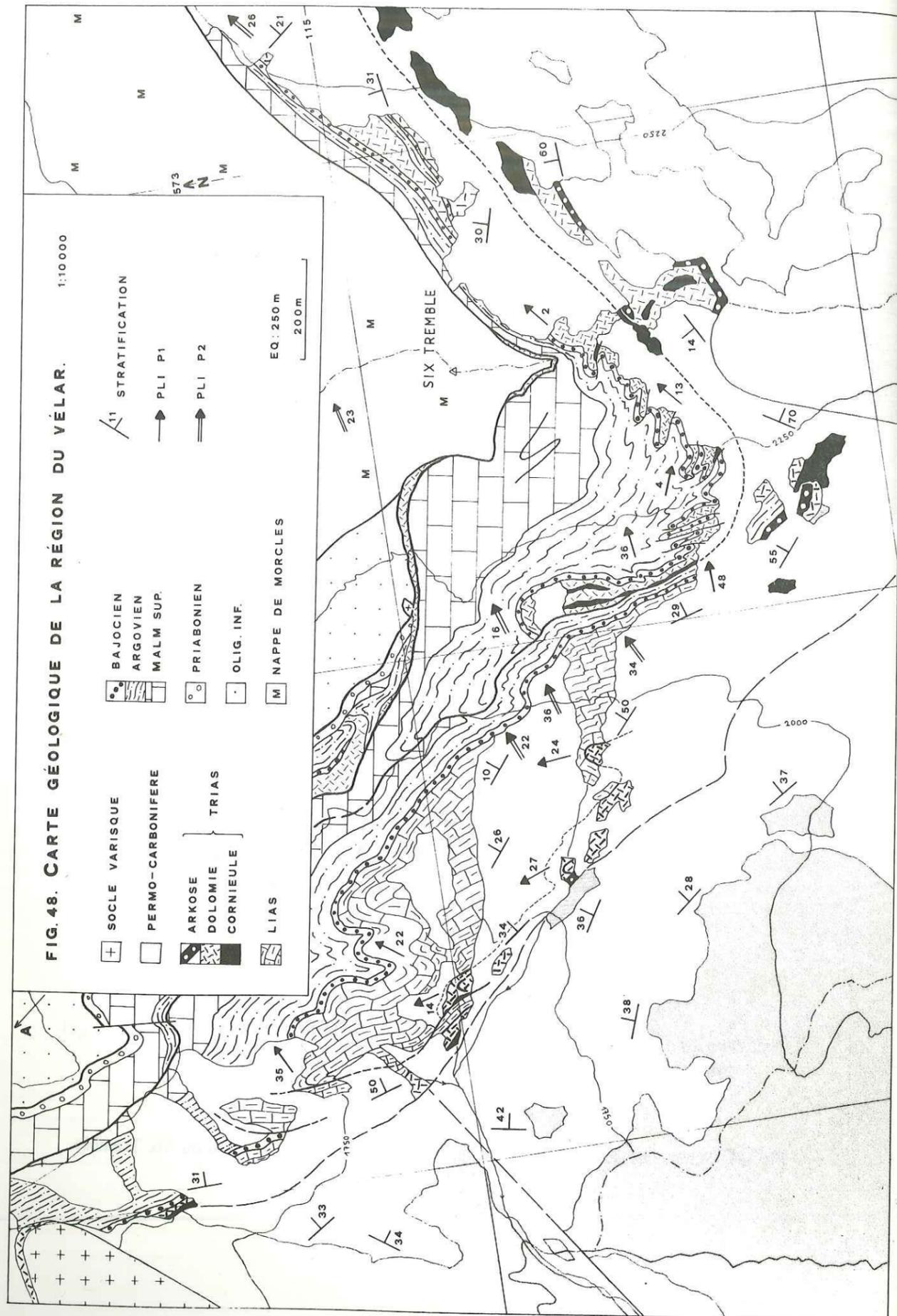


Fig. 49. Structures de déformation alpines dans la couverture autochtone-parautochtone. (région du Vélar).

CHAPITRE 5

Métamorphisme régional alpin

Le socle anté-stéphanien

Au niveau du socle des Aiguilles Rouges, les minéraux de néoformation alpine associés aux roches amphibolitiques comprennent prehnite, pumpellyite, stilpnomélane, clinozoïsite, zoïsite, laumontite, avec apparition locale d'actinote dans le massif de Fully (VON RAUMER, 1974). On rencontre aussi le stilpnomélane dans des métarhyolites alors que dans les orthogneiss, la cristallisation de chlorite-albite accompagne des textures de polygonisation du quartz qui indiquent qu'une température d'environ 275°C a été atteinte (VON RAUMER, 1984).

Deux exemples de paragenèse dans le massif de Fully complètent ces données:

Amphibolite rubanée: Rosel. coord: 571.050/109.800

Paragenèse antéalpine: hornblende verte - biotite - plagioclase (ol.-and.) - rutile - opaques - quartz

Néoformations alpines: actinote - chlorite - sphène - prehnite ± albite - clinozoïsite (également sous forme de saussurite) - séricite - quartz.

Migmatites: Branson. coord: 572.500/108.250

Paragenèse antéalpine: plagioclase (ol.) - orthose - biotite brune - cordiérite pinitisée - quartz - opaques - apatite.

Néoformations alpines: albite (+perthites dans K-feldspath) ± microcline - chlorite - sphène - séricite - phengite (recristallisation de la pinitite) - stilpnomélane - biotite verte - calcite - quartz.

Dans les metabasites, les minéraux de néoformation permettent de situer les conditions du métamorphisme alpin du massif des Aiguilles Rouges s.s. dans le faciès "prehnite-pumpellyite" (VON RAUMER, 1974). Cependant, dans le massif de Fully, la cristallisation simultanée de prehnite et pumpellyite n'a pas été observée. La coexistence de la prehnite et de l'actinote y indiquerait plutôt un faciès "prehnite-actinote", de transition entre les faciès "prehnite-pumpellyite" et "schistes verts" pour des pressions faibles (p.ex.: 320°C, 2kb.) (LIOU et al., 1987). De plus, la croissance de la biotite verte à la bordure sud du massif de Fully (et de la biotite ? brune à la Batiáz, voir page 52) signale également, dans des métagranitoïdes, le passage au faciès "schistes verts" (Fig. 50).

La présence de ce faciès est d'ailleurs bien établie sur la bordure nord du massif du Mont Blanc (VON RAUMER; 1974, 1984). Les conditions de 400°C et de 2,5 kb y ont été déterminées par la méthode des inclusions fluides, sur des quartz cristallisés dans des fissures de tension alpines (POTY et al., 1974).

Le Permo-Carbonifère

Les seules données qui existent concernant le métamorphisme des sédiments du synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz sont des mesures de la réflectance de la vitrinite, effectuées sur les charbons de Dorénaz (KUBLER et al., 1979): la valeur obtenue ($R_{\text{max}} = 6.73\%$) se situe dans l'épizone inférieure (voir FREY, 1980).

Dans les faciès grossiers (conglomérats et grès), la paragenèse alpine est constituée par l'association quartz-chlorite-albite-calcite-séricite (étirement L2: voir page 32) et pyrophyllite (plans de cisaillement liés à S2: voir page 36). Selon FREY (1987), la pyrophyllite est un minéral index pour l'anchizone et l'épizone inférieure.

Les pélites du Permo-Carbonifère ont été prélevées dans 12 sites répartis dans le synclinal de Dorénaz, tant dans les faciès ardoisiers noirs (8 échantillons) que dans les niveaux de coloration dominante verte (4 échantillons), dans le but d'y déterminer la paragenèse, la "cristallinité" de l'illite (indice de Kübler) et la présence des polytypes 1Md et 2M1 de cette dernière.

1°- Les pélites du Permo-Carbonifère sont constituées par l'assemblage minéral monotone quartz-muscovite (ou illite)-chlorite avec ± feldspath, calcite, hématite, matière organique, non diagnostique des conditions du métamorphisme (résultats obtenus d'après lames minces et diffractogrammes RX). L'observation des lames minces permet de constater la présence, bien qu'en très faible proportion, de grands micas détritiques ($> 20 \mu\text{m}$) dans les pélites.

Un échantillon (Plex, coord: 570.350/114.150) a fourni l'association paragonite-muscovite (ou illite)-chlorite-quartz (RX). La paragonite se forme dans l'anchizone supérieure à une température légèrement inférieure à 300°C (FREY, 1987).

2°- La mesure du degré de "cristallinité" de l'illite (I.C. = indice de Kübler; préparations et mesures sur la fraction $< 2 \mu\text{m}$ effectuées selon les conditions standards, avec les limites inférieures et supérieures de l'anchizone correspondant à 0,42 et 0,25 $\Delta 2\theta \text{ CuK}\alpha$) a donné les résultats suivants (Fig. 51):

Pélites vertes: l'I.C. varie entre 0.29 et 0.18 $\Delta 2\theta \text{ CuK}\alpha$.

Pélites noires: l'I.C. varie entre 0.25 et 0.17 $\Delta 2\theta \text{ CuK}\alpha$.

Remarques: l'échantillon contenant la paragonite a été écarté, car la coexistence de la paragonite et de l'illite provoque un élargissement du pic 001 (I.C. = 0.42). La variation vers des indices de "cristallinité" très faibles (0.17) est peut-être due à l'influence de matériel hérité.

3°- La plupart des échantillons contiennent essentiellement de l'illite 2M1, mais dans les échantillons à "cristallinité" plus faible on enregistre une diminution du rapport $2M1/(2M1+1Md) \cdot 100$, mise en évidence par l'intensité relative des pics de diffraction RX à 2.80Å et 2.58Å (MAXWELL et HOWER, 1967) et l'apparition des pics caractéristiques du polytype 1Md, notamment à 3.66Å et 3.07Å. La conversion 1Md → 2M1 est complète approximativement à la limite anchizone-épizone (FREY, 1987).

En conclusion, on peut raisonnablement estimer que le degré du métamorphisme dans les sédiments permo-carbonifères se situe à la limite anchizone-épizone, voir même dans l'épizone inférieure.

Les niveaux de base de la couverture mésozoïque autochtone

En ce qui concerne la couverture mésozoïque autochtone, les données existantes indiquent que les roches de la zone Martigny-Chamonix sont épimétamorphiques; on y rencontre entre autres des phyllosilicates du type paragonite et paragonite-phengite (AYRTON, 1980).

Sur le flanc nord du massif des Aiguilles Rouges (autochtone de la région de Mex), les valeurs de "cristallinité de l'illite" permettent d'y déterminer des conditions du métamorphisme anchi- à épizonales (BURKHARD, 1988) (Fig. 51).

Au niveau de la couverture autochtone, les mesures de réflectance de la vitrinite donnent des valeurs légèrement inférieures à celles du Permo-Carbonifère, dans des roches pourtant fortement déformées ($R_{\max} = 5.25\%$ dans le Trias au-dessus de Morcles; KUBLER et al., 1979). Ces valeurs se situent approximativement dans l'anchizone supérieure.

Des échantillons de pélites ont été prélevés dans 7 localités situées à la base de la couverture autochtone, dans l'intention de les comparer avec celles du Permo-Carbonifère; 5 proviennent de pélites vertes intercalées avec les arkoses de la base du Trias et 2 de niveaux pélitiques noirs associés aux dolomies stratifiées du Trias supérieur (Lui Crève).

1°- La paragenèse principale est la même que dans le Permo-Carbonifère avec muscovite (ou illite)-quartz-chlorite ± calcite ± feldspath. Dans les pélites noires on trouve également l'interstratifié paragonite-illite qui gêne la mesure de la "cristallinité" de l'illite (élargissement du pic 001).

2°- La mesure de la "cristallinité" de l'illite a donné les résultats suivants (Fig. 51):

Pélites vertes: l'I.C. vaut ≈ 0.21 dans la région des lacs de Fully

Pélites vertes: l'I.C. vaut ≈ 0.34 dans un échantillon provenant de la région de Saillon (présence d'interstratifié ?)

Pélites noires: l'I.C. vaut ≈ 0.36 , mais la "cristallinité" est certainement meilleure, car le pic est élargi à cause de la présence de l'interstratifié paragonite-illite.

3°- Dans tous les échantillons on observe la coexistence des polytypes 2M1 et 1Md, avec 2M1 » 1Md.

Ces observations permettent également de situer le degré du métamorphisme dans la base de la couverture autochtone à la limite anchizone-épizone, voir dans l'épizone inférieure. On n'observe pas de différences importantes entre les pélites du Trias et celles du Permo-Carbonifère. Ces résultats, qui s'intègrent dans une approche régionale du degré du métamorphisme, doivent néanmoins être reçus avec prudence à cause des problèmes rencontrés, notamment un échantillonnage restreint et dispersé et des difficultés de mesure de la cristallinité de l'illite dues à la présence des interstratifiés paragonitiques!

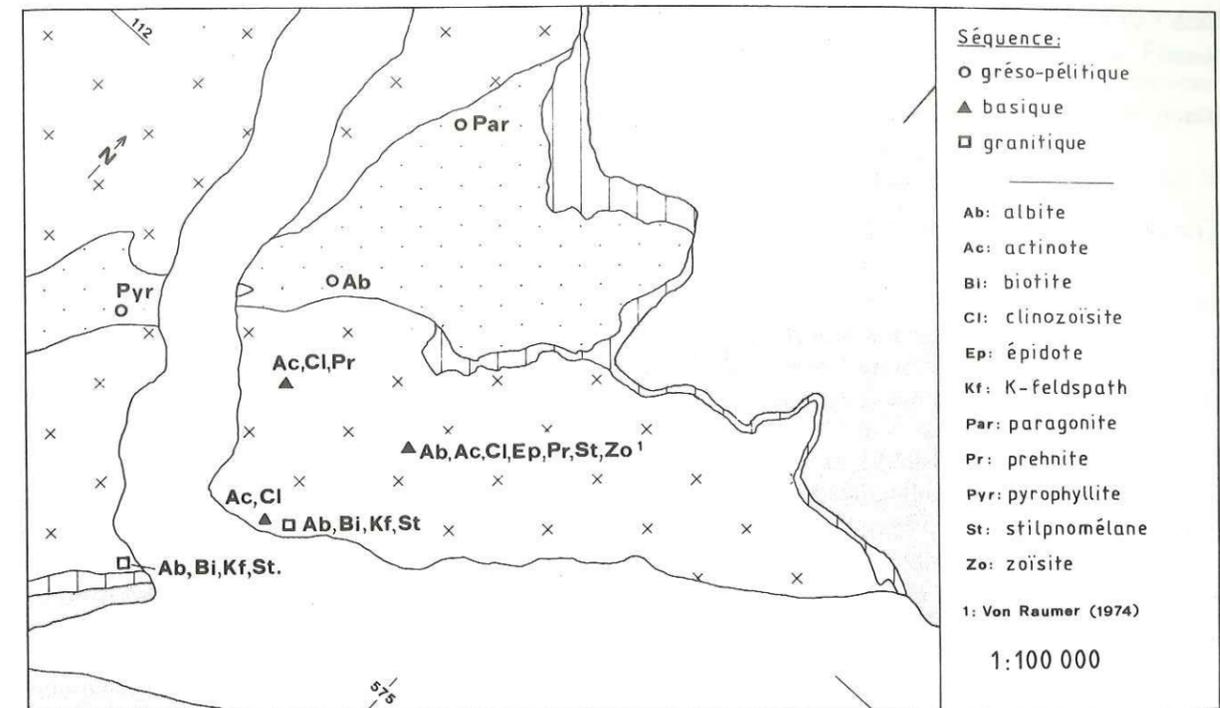


Fig. 50. Minéraux du métamorphisme tertiaire dans la partie nord du massif des Aiguilles Rouges

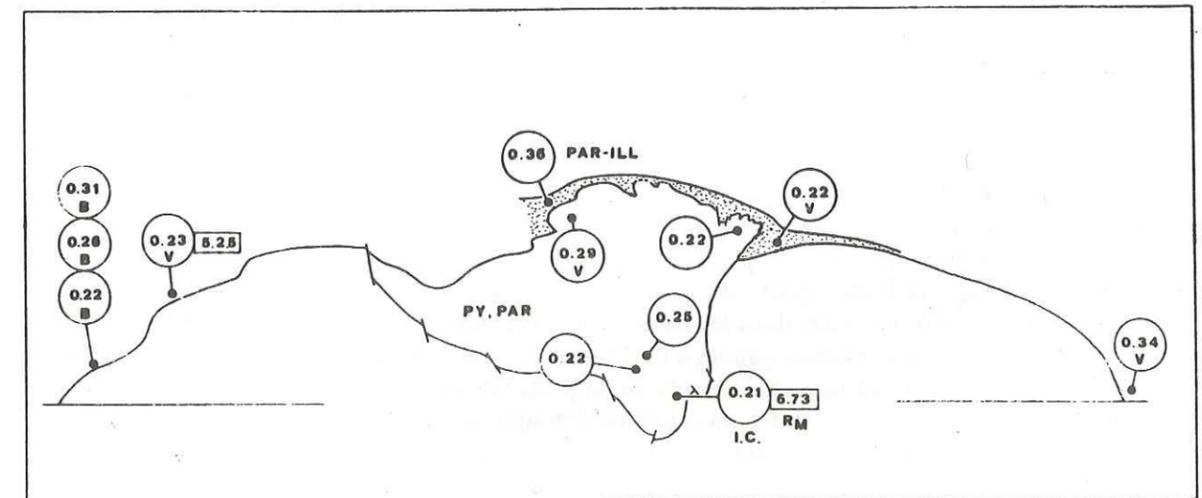


Fig. 51. Valeurs de la réflectance de la vitrinite R_{\max} (d'après KUBLER et al., 1979) et de la cristallinité de l'illite I.C., dans le synclinal de Dorénaz et la couverture mésozoïque autochtone (v=pélites vertes; B= d'après BURKHARD, 1988).

CHAPITRE 6

Synthèse et conclusions

Corrélations des structures de la déformation alpine entre le socle pré-triasique et la couverture mésozoïque autochtone

La phase ¹⁾ de déformation D1 correspond au déplacement de la couverture mésozoïque autochtone vers le NW, par déformation interne (schistosité S1, étirement L1), plissement et glissement sur des plans de chevauchement.

L'aspect de la schistosité S1, structure dominante de la couverture, varie considérablement en fonction de la roche dans laquelle elle s'inscrit; homogène et bien marquée dans les calcaires du Jurassique et les pélites du Trias, elle s'exprime de façon plus discrète dans les dolomies et calcaires dolomitiques par des niveaux de cisaillement subparallèles à la stratification soulignés par des stries de friction, par des brèches fluidales et des intercalations de marbres rubanés. C'est également durant D1 que s'effectuerait l'intense bréchification de la base des dolomies par une fracturation au toit des argilites (voir pages 18 et 19).

La phase D1 a localement étendu son influence dans les niveaux supérieurs du socle. L'identité des structures de D1 (schistosité S1 et plans de cisaillement) paraît bien établie entre les niveaux grésopélitiques du Trias et ceux du Permo-Carbonifère. En ce qui concerne les massifs de Collonges et de Fully, l'influence de S1 ne s'est par contre pas inscrite d'une façon visible dans les gneiss du socle cristallin.

Le plan de chevauchement de l'échelle parautochtone inférieure du Vélard, qui se développe préférentiellement dans les pélites du Trias (les niveaux évaporitiques ne s'étant pas déposés dans cette région; voir page 82) recoupe le Permo-Carbonifère dans la région du col de Fenestral à la faveur de deux anticlinaux qui commencent à s'exhausser (phase D2 précoce) (Fig. 52); on retrouve des éléments de grès permo-carbonifère dans les brèches tectoniques à la base de l'échelle (cornieules polymictes), ainsi que des masses plus importantes, dans lesquelles S1 est visible, à l'intérieur des cornieules du synclinal de Fenestral.

Le plissement P2 de l'interface socle-couverture fait clairement apparaître l'identité des structures de la phase D2 (schistosité S2, linéations L2, L2.1, L2.2) entre les couches du Permo-Carbonifère et celles du Trias. S2 n'est visible dans les bancs gréseux de ces deux formations que dans les charnières synclinales très accentuées. Lorsque le Trias repose sur le socle cristallin, la schistosité S2 se présente sous forme d'un clivage de crénulation peu important dans les pélites (Fig. 44) mais n'apparaît pas dans les grès (seuls des clivages conjugués discrets demeurent visibles à l'échelle de la lame mince). S2 n'est d'ailleurs pas non plus visible dans les roches de la partie supérieure du socle cristallin (Fig. 33). Il n'y a pas de saut d'intensité de la déformation D2 entre le sommet du socle paléozoïque et les niveaux de base de la couverture mésozoïque autochtone (arkoses du Trias).

Le synchronisme de la phase D2 se heurte par contre au problème de la corrélation de S2 à travers la couverture autochtone, entre les niveaux de base restés solidaires du socle et les autres formations souvent décollées et chevauchées vers le NW.

¹⁾ [voir Ch. 4, introduction p.60]

La géométrie des plis P1-2 du Lui Crève et le recoupement par le plan de chevauchement de l'échelle du Vélard d'ondulations du socle interprétées comme des plis P2 précoces dans la région de Fenestral indiquent que le plissement du Permo-Carbonifère débute alors que les mouvements de translation vers le NW des écailles parautochtones sont encore actifs (phase D1-2). L'arrachement des écailles pourrait d'ailleurs être la conséquence d'une tendance déjà positive du socle (voir page 82).

Le plissement P2 de l'interface socle-couverture s'accroît lors du serrage du socle (phase D2, formation de S2). Deux phénomènes conjoints vont empêcher que ce plissement ne se répercute directement dans les autres niveaux de la couverture autochtone; d'une part la persistance des mouvements de translation des écailles parautochtones vers le nord-ouest et d'autre part la formation d'une importante disharmonie au niveau des dolomies du Trias. Les niveaux de base des dolomies, fortement bréchifiés lors de D1, forment des masses à structure désordonnée et souvent à faible cohésion qui remplissent les synclinaux P2 (flanc ouest du Chavalard), et s'accumulent à l'avant des principaux anticlinaux (Fenestral, Lui Crève). Ces niveaux à faible cohésion isolent d'ailleurs de grandes lentilles de dolomie très peu déformée (flanc ouest du Grand Chavalard).

L'apparition tardive dans le Jurassique du plissement P2 (déversé vers le NW) au front des anticlinaux de socle (anticlinaux de Fenestral et Lui Crève; fig. 52) correspond sans doute dans la couverture à un relais des mouvements de translation D1 par D2, alors que les poussées venues du sud déploient encore leurs effets. L'anticlinal de Lui Crève est légèrement déversé vers le NW et provoque l'écrasement des plis inférieurs de l'échelle du Vélard. La formation des plis P3 dans le Carbonifère s'inscrirait dans le même contexte.

Ces observations indiquent que plusieurs déformations se produisent dans la couverture autochtone-parautochtone pendant la phase de déformation D2, telle que nous pouvons la décrire au niveau du socle et des arkoses du Trias. Elles sont provoquées par le contraste de compétence socle-couverture qui permet l'apparition de nombreux niveaux de cisaillement et de décollement.

Les déformations tardives ont un développement trop local pour faire l'objet d'une tentative de corrélation à grande échelle. Relevons qu'elles reflètent un rétrocharriage peu accentué qui voit la formation de failles normales au contact entre le socle cristallin et le Permo-Carbonifère et la persistance de mouvements de décrochement dextre.

Déformation du plan de chevauchement de la nappe de Morcles

Dans la région située actuellement au sud du col de Fenestral, les niveaux du Jurassique de la couverture autochtone s'étant séparés de leur substratum de dolomies triasiques pour former les écailles parautochtones (écailles de Bella Crêta et du Vélard), c'est le plan de chevauchement de la nappe de Morcles (en abrégé PCM) qui s'est trouvé en contact avec les couches dolomitiques du Trias autochtone. Il est dès lors nécessaire d'étudier dans quelle mesure le PCM est affecté par le plissement, peu éloigné, du contact socle-couverture (phase D2).

Deux situations paradoxales ressortent de l'examen de la figure 52:

- a) le PCM n'est presque pas déformé lorsqu'il surmonte l'important synclinal (de roches du Trias) qui s'est formé à la bordure sud du Permo-Carbonifère,
- b) le PCM est déformé à grande échelle par le bombement dessiné par les anticlinaux du Permo-Carbonifère dans la région du col de Fenestral.

Une difficulté d'interprétation supplémentaire provient du fait que, si le PCM est invisible entre Fournion et Fenestral (trait interrompu de la figure 52) c'est-à-dire précisément dans la zone où s'observent les principaux plis du contact socle-couverture, les couches du flanc renversé de la nappe de Morcles qui le surmontent sont affectées par un plissement bien marqué dans la face ouest du Grand Chavalard. Ces plis ont-ils une relation génétique directe avec la déformation de l'interface socle-couverture ?

Le PCM affleure par contre remarquablement bien dans le flanc sud du Grand Chavalard. Il est généralement subparallèle à la schistosité dominante de la nappe de Morcles. Cette schistosité, surface axiale de plis isoclinaux engendrés par le laminage du flanc inverse, est caractérisée par la présence d'une linéation d'intersection et d'étirement d'orientation N110°-130°E. Elle est localement reprise par des plis aigus déversés vers l'ouest, sans schistosité, dont les axes suivent la direction N120°E de la linéation. Ces plis, qui relèvent du même processus de déformation par écrasement du flanc inverse, n'ont pas de rapport avec le problème discuté.

La schistosité dominante de la nappe est affectée par une deuxième phase de plissement d'importance régionale. Les plis ont une allure concentrique avec un clivage de fracture surface axiale plus ou moins net qui met en évidence une symétrie de type "flanc normal". Leurs axes sont orientés selon deux directions préférentielles N120°-160°E et N010°-060°E (BADOUX, 1972).

Le PCM, souligné par des lentilles de cristallin en contact avec les dolomies du Trias autochtone, est déformé par ce plissement. Il dessine des antiformes de quelques mètres d'amplitude (flanc sud du Chavalard, coord. 575.320/113.400). Ces plis semblent limités dans leur développement par l'activation d'un cisaillement secondaire qui réunit les deux flancs non déformés du plan de chevauchement initial. Il est mis en évidence dans les dolomies qu'il traverse par un niveau microbréchiq ue blanchâtre. Le fait que le PCM ne soit pas impliqué dans les synclinaux du Trias pourrait ainsi voir son origine dans l'action combinée de deux processus; d'une part la disharmonie provoquée dans le Trias autochtone par la bréchification intense des dolomies (cf. ci-dessus) et d'autre part la persistance des mouvements le long du PCM jusqu'à un stade tardif de la déformation. (On peut d'ailleurs observer d'autres mouvements sans doute tardifs le long du PCM, notamment un chevauchement vers l'ouest le long de plans de cisaillement secondaires ramifiés et même un rétrochevauchement vers le SSE!).

Il reste d'ailleurs possible que la mise en place de la nappe de Morcles (arrivée de la nappe) se soit effectuée après le départ des écailles parautochtones et le début du plissement du Permo-Carbonifère (phase D1-2) (voir LUGEON, 1930 et page 82). Le plissement du contact socle-couverture (et la formation de la schistosité S2) est sans doute un événement hétérochrone; le départ des écailles parautochtones pourrait ainsi dater de la formation précoce du synclinal de la Tête du Portail.

Lorsqu'on se trouve au-dessus du Permo-Carbonifère dans le flanc ouest du Chavalard, le plissement de 2^e phase des couches du flanc renversé de la nappe de Morcles devient nettement mieux marqué. Les axes des plis sont régulièrement orientés vers le NE (N040°-080°E); le clivage surface axiale forme à l'échelle du massif un éventail comparable à celui de la schistosité S2 (Fig. 52). Au nord de l'anticlinal de Fenestral, ce clivage correspond au clivage S2 défini dans l'écaille du Vêlar (structure continue à l'échelle de l'affleurement, nature stylolitique identique à l'échelle de la lame mince). On peut donc admettre

l'existence d'une liaison entre la phase finale de serrage du socle, la déformation du PCM et la présence dans le flanc renversé de la nappe d'un plissement de type "flanc normal" particulièrement développé au-dessus du bombement provoqué par les anticlinaux du Permo-Carbonifère.

Les déplacements sur le PCM restent actifs tout au long de la déformation D2; la continuation de ces mouvements de chevauchement sur le PCM permet ainsi le développement simultané et disharmonique de structures différentes dans la nappe de Morcles et dans son soubassement (socle et couverture autochtone; voir fig. 52).

Histoire des déformations du synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz; corrélations avec les unités voisines

L'histoire des déformations du synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz peut se décomposer en trois périodes ayant chacune une activité tectonique caractéristique:

- 1- au cours du Stéphanien et du Permien, sédimentation tardi-orogénique et faibles mouvements tectoniques ("phase saalienne"),
- 2- du Trias à l'Eocène (Priabonien), activité tectonique discontinue qui génère la formation des bassins sédimentaires,
- 3- dès l'Eocène supérieur, déformation alpine.

1- A la suite des événements majeurs qui ont façonné le substratum cristallin durant l'orogénèse varisque, des sédiments détritiques continentaux se déposent sur plus de 1500 mètres d'épaisseur dans un bassin intramontagneux subsident orienté NNE-SSW, au cours du Stéphanien et du Permien inférieur (?). Ce fossé d'effondrement (graben) est engendré par la persistance au niveau du substratum cristallin, durant toute cette période, de mouvements le long de failles normales mylonitiques d'orientation N10°E-N20°E, apparues déjà durant la phase de déformation principale (BLANC, 1976); ces failles ont permis l'ascension puis l'épanchement de roches volcaniques acides (lignée subcaline potassique; voir annexe 1) caractéristiques d'une activité magmatique tardi-orogénique (BANZET et al., 1985). Les niveaux colorés (red beds) qui envahissent la partie nord du bassin de Salvan-Dorénaz reflètent des conditions de dépôt particulières et n'ont aucune valeur chronologique. La présence passagère au centre du bassin de lacs peu profonds a permis la formation très locale de niveaux calcaires. Il faut souligner qu'à ce stade la principale "courbure synclinale" des couches est due à la subsidence synsédimentaire.

Il est probable que de faibles mouvements tectoniques se manifestent ensuite dans le substratum cristallin durant le Permien ("phase saalienne") et affectent les dépôts du Permo-Carbonifère. Un plissement peu accentué prend naissance dans la partie sud du bassin par réajustement des niveaux sédimentaires "plastiques" à des déformations cassantes dans le cristallin. D'importantes failles recoupent toute la série sédimentaire (faille de l'Aboyeu); les couches sont fracturées et envahies par des filons quartzeux parfois minéralisés. Ces déformations vont dans le sens d'une accentuation de la structure en graben du bassin; elles sont suivies au Permien supérieur d'une pénéplation générale du massif.

2- La sédimentation reprend au Trias moyen par des dépôts transgressifs (arkoses et argilites, puis dolomies). La faible épaisseur des niveaux arkosiques dans la région de Fully (environ 2 m sur le cristallin et 20-30 cm sur le Permo-Carbonifère, alors que plus à l'ouest on observe environ 7 m dans la région d'Emosson) met en évidence l'existence d'une tendance positive du socle (seuil), avec comme conséquence l'absence du dépôt des niveaux évaporitiques dans cette région. Au cours du Lias, la marge nord du massif de Morcles forme la bordure d'un bassin sédimentaire qui s'approfondit vers le sud (domaine de la nappe de Morcles). A la fin du Lias, le massif Fully-Arpille se soulève, isolant dans la région de l'Au d'Arbignon une dépression remplie de Lias qui sera préservée de l'érosion pré-bajocienne. Il n'a pas été possible de distinguer les effets de cette déformation dans le socle.

A la fin du Secondaire, un nouveau soulèvement général du massif des Aiguilles Rouges provoque l'érosion du Crétacé et d'une partie du Malm de la couverture autochtone. La sédimentation reprend à la fin de l'Eocène par le dépôt du Nummulitique et l'arrivée du Flysch (BADOUX, 1972).

3- Déformation D1/D1-1

Selon le schéma habituel (BADOUX, 1972; MASSON, HERB & STECK, 1980; STECK, 1984) les déformations alpines débutent à l'Oligocène inférieur par la mise en place de l'Ultraschiste sur le domaine helvétique et autochtone.

Le modèle d'une substitution des couvertures de Flysch (par suite du soulèvement de la nappe de Morcles, le Flysch déposé dans la partie nord du bassin de la nappe glisse vers le NW et sous sa poussée le Flysch déposé sur l'Autochtone se décolle et s'écoule dans la même direction; BADOUX, 1972) semble devoir être abandonné, car le flanc inverse de la nappe de Morcles possède une série turbiditique d'âge Oligocène inf.-moyenne identique à celle déposée sur le parautochtone (Bella Crêta), le plan de chevauchement de la nappe séparant ces deux unités (LATELTIN, 1988).

La phase de déformation D1 correspond à un ensemble complexe de mouvements qui modifient l'ordonnance de la couverture mésozoïque autochtone. Elle débute avec le chevauchement de l'écaille parautochtone de Bella Crêta. Celle-ci est constituée par les seuls niveaux supérieurs de la couverture autochtone du massif de Fully (Malm-Priabonien et Flysch, ce dernier peut-être déjà écaillé), le plan de cisaillement s'étant produit dans les dolomies triasiques. La poursuite du déplacement de l'écaille de Bella Crêta (et de la nappe de Morcles ?) provoque alors "l'arrachement" de l'écaille du Vêlar. L'activation de ce nouveau cisaillement, situé à la base de la couverture autochtone (au sommet des argilites du Trias), semble être contemporain des premières déformations du socle avec le début du plissement du Permo-Carbonifère.

La question de savoir si la séparation entre l'écaille de Bella Crêta et son substratum est déjà provoquée (dans un contexte de formation d'un "foreland dipping duplex") par le chevauchement de la nappe de Morcles (hypothèse la plus probable; BADOUX, 1972) ou s'il s'agit d'un événement plus précoce n'a pas pu être résolue.

Dans les régions voisines, COLLET (1943) et AMBERGER (1960) ont également noté, à la base de petites écailles paraautochtones, la présence de lames de cristallin arrachées à des "claveaux rapidement soulevés" (col de Barberine). Enfin, à la terminaison occidentale du synclinal de Salvan-Dorénaz (col de Balme), AYRTON (1980) a mis en évidence l'implication du Permo-Carbonifère dans des structures de première phase de la couverture mésozoïque autochtone.

Les processus de dissolution sous pression ont joué un rôle dominant lors de la formation de la schistosité S1, de nature stylolitique. Les relations cristallisation-déformation, notamment les structures de l'étirement L1 (fibres syncinématiques, ombres de pression, tronçonnement des bélemnites) indiquent que la schistosité S1 s'est formée pendant la culmination du métamorphisme régional alpin (Fig. 53).

Déformation D2/D1-2

La phase D2 enregistre, pendant une très longue période, la déformation du socle progressivement réchauffé jusqu'à une température d'environ 300° par l'empilement des nappes. Cette déformation est conditionnée par le comportement mécanique des roches soumises à un métamorphisme situé à la limite anchizone-épizone; les clastes rigides de feldspaths (déformation cassante à l'échelle de la lame mince) sont plongés dans une matrice de quartz et de certains minéraux recristallisés (séricite, saussurite, calcite) dont le comportement plastique permet une déformation homogène à l'échelle de la carte et de l'affleurement, créant notamment le plissement des limites socle cristallin - Permo-Carbonifère et socle cristallin - couverture triasique.

La compression de la bordure sud du bassin permo-carbonifère, sous l'effet du déplacement du massif de Fully vers le NW (puis progressivement vers l'W par l'activation de mouvements cisailants dextres) engendre dans le Permo-Carbonifère le plissement complexe développé dans la région des lacs de Fully et la formation de la schistosité S2 (Fig. 53). Au commencement de ce plissement, les mouvements de translation continuent dans la couverture et l'écaille du Vêlar s'accumule en une cascade de plis à l'avant de l'anticlinal de Lui Crève qui s'exhausse (phase D1-2). Une schistosité intense envahit la bordure sud du massif de Fully; elle répond aux contraintes provoquées lors de la formation de la zone synclinale complexe de Chamonix; on y constate la cristallisation d'une biotite verte alpine. Dans une phase plus tardive, l'ensemble de la couverture réagit aux déformations qui se poursuivent dans le socle cristallin et le Permo-Carbonifère; les plans de chevauchement des unités sont déformés (phase D2).

Dans le socle paléozoïque des Aiguilles Rouges, la schistosité S2, inclinée vers le SE et sur laquelle on distingue un faible étirement vertical (étirement transversal XI de STECK, 1984 et 1987), n'est bien développée que dans le synclinal de Permo-Carbonifère (lithologie favorable) et à la bordure sud du massif, près de la zone de Chamonix. Ailleurs, c'est une structure d'intensité très hétérogène, souvent impossible à distinguer des structures plus anciennes. Les structures décrites à la bordure sud du massif (Martigny-Fully; voir pages 50-52) annoncent le passage au style de déformation des massifs plus internes (Mont-Blanc, Aar) dans lesquels la schistosité S2, développée dans les conditions du faciès schistes verts, est soulignée par la recristallisation du quartz et la croissance de la biotite verte, avec présence d'un étirement intense lié à la formation des plis de socle à grande échelle.

Les systèmes de cisaillements conjugués, S2.3-S2.4 lié à l'étirement transversal et S2.5-S2.6 lié à une extension longitudinale du massif, apparaissent probablement lors de la décroissance de la température. Ils ont déjà été reconnus, tant dans le massif des Aiguilles Rouges (GOURLAY, 1984; VON RAUMER, 1987), que dans ceux de l'Ar et de Gastern (STECK, 1984, 1987). Les cisaillements S2.3 subhorizontaux s'inscrivent dans un contexte de chevauchement des unités supérieures vers le NW (avec rotation de la schistosité S2; voir page 36).

Nous ne reviendrons pas ici sur les déformations de la couverture autochtone, dont le style structural très différent a déjà été décrit (voir fig. 53).

Déformations tardives

Les dernières déformations enregistrées (phase D4) correspondent à la phase de bombement du socle cristallin par un processus de rétroplissement (et/ou par un mécanisme de chevauchement sur l'avant-pays ?; BURKHARD, 1988). On associe à cette phase les mouvements en faille normale le long des bordures du synclinal de Permo-Carbonifère et dans le socle cristallin (extension apparente), et les mouvements décrochants dextres tardifs NE-SW, sans doute liés à l'accident Rhône-Simplon (STECK, 1987; MASSON, 1988). Il est possible que la rotation vers le sud du système de cisaillement S2.3-S2.4 (rotation horaire sur la figure 52) mette en évidence le redressement progressif de la bordure sud du massif de Fully lors du bombement tardif du socle. Ce bombement du socle continue de manière très tardive; des plans de cisaillement situés à la bordure sud du synclinal de Permo-Carbonifère jouent encore et recouper par exemple le cloisonnement des cornieules.

En conclusion, la déformation alpine du socle paléozoïque du massif des Aiguilles Rouges s'inscrit d'abord dans un contexte de compression d'âge Oligocène, transversale à la chaîne (schistosité S2 de direction NE-SW avec étirement subvertical), avec décollement et chevauchement de la couverture sédimentaire mésozoïque vers l'WNW (et vers l'W à l'extrémité méridionale du massif). Un deuxième stade (Miocène) enregistre le bombement général du socle et l'activation de décrochements dextres NE-SW, ces événements ayant eu lieu en relation avec une compression oblique, à composante dextre, de la chaîne alpine (STECK, 1987).

* * * * *

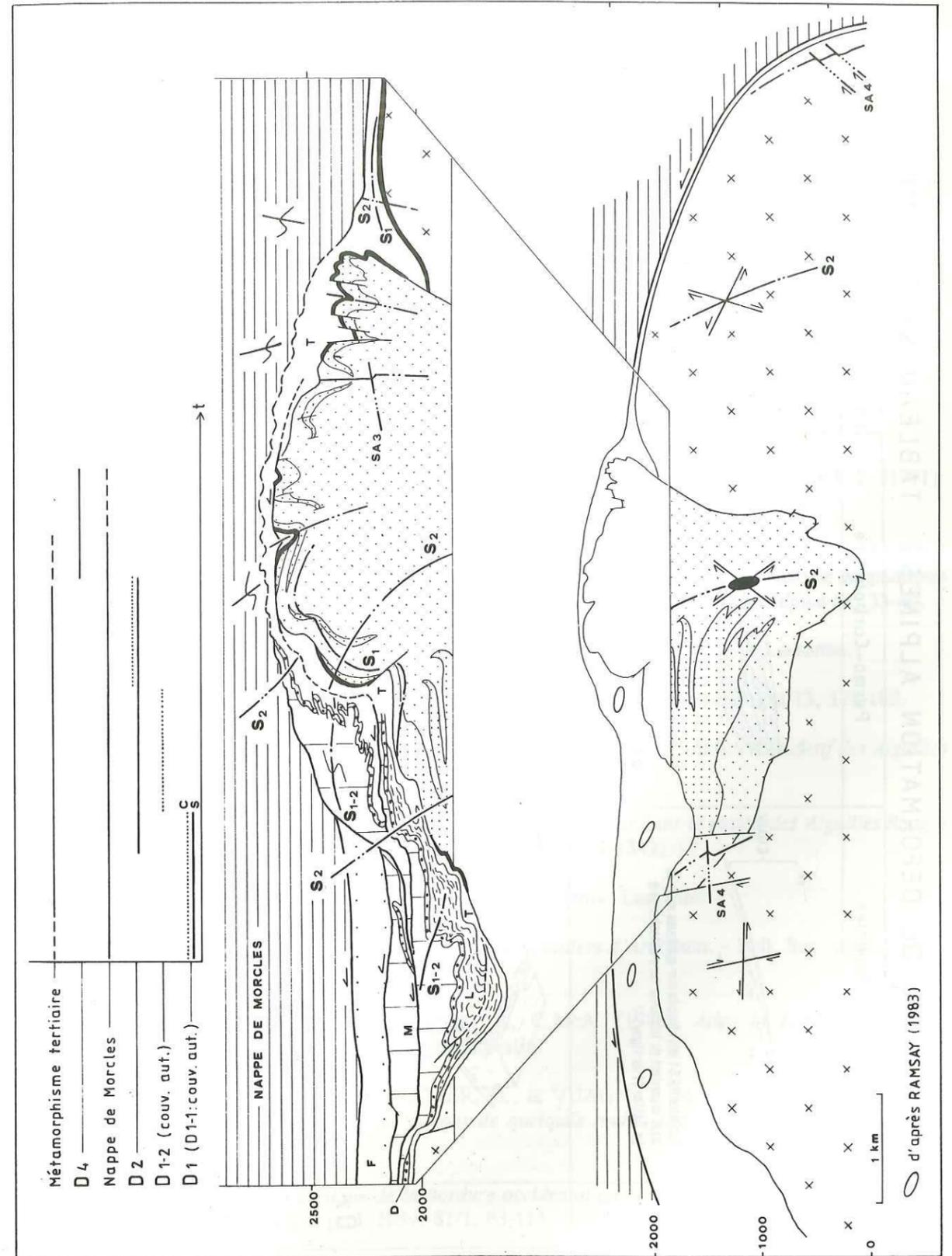


Fig. 52. Structures de déformation alpines dans le massif des Aiguilles Rouges et sa couverture mésozoïque autochtone.

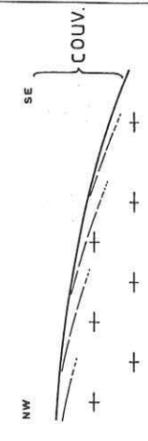
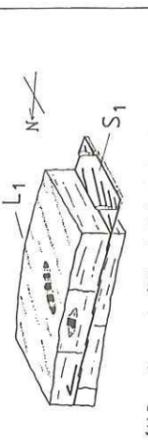
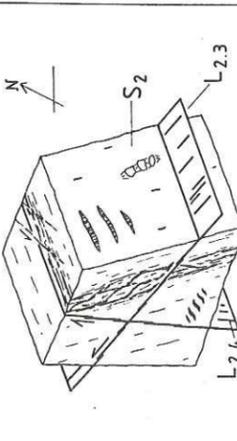
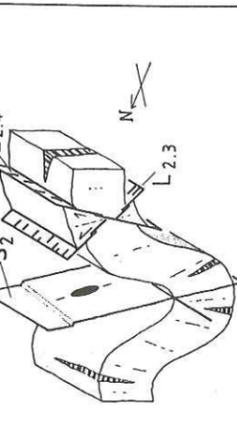
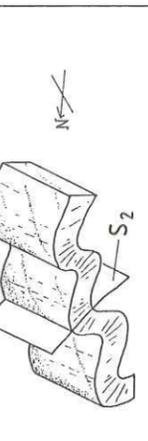
STRUCTURES DE DEFORMATION ALPINES : TABLEAU SYNTHETIQUE.			
Phase	Socle anté-stéphanien	Permo-Carbonifère	Couverture autochtone
D1	 <p>Schistosité S1 développée sur quelques mètres sous le contact de la couverture autochtone à La Batiaz (Martigny) ?</p>	 <p>S1: clivage espacé (dissolution sous pression) C: plan de cisaillement à fibres L1: quartz+Fe-chlorite</p>	 <p>(N.B.: ardoises et pélites du Trias: structures identiques à celles du Permo-Carbonifère. L2: idem P.-C. + barytine+fluorine) S1: recristallisation ± totale de la roche L1: quartz+calcite+chlorite</p>
D2	 <p>S2: (intensité décroissante du SE au NW), musc+chlo+qtz±calc. → clivage de dissolution sous pression L2: qtz+musc+chlo+calc+actinote+alb+stip+biot. verte. L2.3-L2.4: qtz+chlo+prehnite+épidote+musc+calc+alb+act.</p> <p>cf. fig. 34, page 54</p>	 <p>S2: clivage espacé (dissolution sous pression) → staly cleavage (crist.: musc-III±chlo) L2: qtz+chlo+calcite+musc-III+albite. L2.3-L2.4: qtz+chlo+pyrophyllite±musc-III.</p> <p>cf. fig. 16, page 35</p>	 <p>S2: clivage espacé (dissolution sous pression) L1-2: calcite+quartz</p>
Post-D2	<p>Crénulation de S2 à La Batiaz Décrochements dextres NE-SW à E-W Plans de cisaillement conjugués (extension)</p>	<p>Décrochements dextres NE-SW (qtz+chlo) Plans de cisaillement conjugués (extension) "Kink folds" P4</p>	<p>Plis P4 (rétropissement)</p>

Fig. 53. Tableau comparatif des structures de la déformation alpine pour les différentes unités du massif des Aiguilles Rouges (socle anté-stéphanien, Permo-Carbonifère et couverture mésozoïque autochtone).

Bibliographie

- AMBERGER, G.-F. (1960): *L'autochtone de la partie nord-ouest du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais)*. - Thèse Univ. Genève.
- AYRTON, S. (1980): *La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale)*. - *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 137-172.
- BADOUX, H. (1970): *Les oolites déformées du Vêlar (massif de Morcles)*. - *Eclogae geol. Helv.* 63/2, 539-548.
- (1972): *Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne*. - *Matér. Carte géol. Suisse* [n.s.] 143, 1-78.
- BADOUX, H., BURRI, M., GABUS, J.H., KRUMMENACHER, D., LOUP, G. & SUBLET, P. (1971): *Atlas géol. Suisse 1:25000, feuille 58, Dt. de Morcles*. - *Comm. géol. Suisse*.
- BANZET, G., LAPIERRE, H., LE FORT, P., & PECHER, A. (1985): *Le volcanisme Carbonifère-supérieur du massif des Grandes Rousses (zone dauphinoise-Alpes externes françaises): un magmatisme à affinités shoshonitiques lié à la fracturation crustale tardi-varisque*. - *Géologie alpine* 61, 33-60.
- BAUD, A. (1984): *Histoire naturelle des calcaires de Saint-Triphon*. - Thèse Univ. Lausanne.
- BAYLISS, P. (1975): *Nomenclature of trioctahedral chlorites*. - *Canadian Mineralogist* 13, 178-180.
- BELLIÈRE, J. (1958): *Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie)*. - *Ann. Soc. géol. Bel.*, Mém. 81, 1-198.
- BELLIÈRE, J. & STREEL, M. (1980): *Roches d'âge viséen supérieur dans le massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie)*. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.290, Série D, 1341-1343.
- BLANC, P. (1976): *Géologie du massif de l'Arpille*. - Thèse Univ. Lausanne.
- BLANCHET (1849): *Sur les plantes fossiles des terrains houillers d'Arbignon*. - *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 2, 365.
- BORRADAILE, G.J., BAYLY, M.B., & POWELL, C.McA. (1982): *Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics*. - Springer-Verlag, Berlin.
- BUCHS, A., CHESSEX, R., KRUMMENACHER, D., & VUAGNAT, M. (1962): *Âges «plomb total» déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes*. - *Bull. suisse Minér. Pétrogr.* 42, 295-305.
- BURKHARD, M. (1988): *L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique)*. - *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 63-114.

- BURRI, M. (1969): *Débris végétaux du Carbonifère dans la carrière de Dorénaz*. - Bull. Murithienne, fasc. LXXXVI, 48-50.
- BURRI, M., JEMELIN, L., OULIANOFF, N., AYRTON, S., BLANC, P., GRASMUCK, K., KRUMMENACHER, D., VON RAUMER, J.F., STADLER, P., TRUMPY, R., & WUTZLER, B. (1983): *Atlas géol. Suisse 1:25000, feuille 1325, Sembrancher*. - Comm. géol. Suisse.
- CHOUKROUNE, P. (1971): *Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les «zones abritées» («pressures shadows»)*. - Bull. Soc. géol. de France (7), XIII, n° 3-4, 257-271.
- COLLET, L.W. (1943): *La nappe de Morcles entre Arve et Rhône*. - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 79, 1-146.
- COLLET, L.W., LOMBARD, A., OULIANOFF, N., PAREJAS, E., & REINHARD, M. (1951): *Atlas géol. Suisse 1:25000, feuille 1324, Barberine (Finhaut)*. - Comm. géol. Suisse.
- COUREL, L. (1982): *Les faciès de Transgression du Trias sur la Bordure Nord-est du Massif Central Français*. - Geologische Rundschau 71/3, 773-781.
- DEMATHIEU, G., & WEIDMANN, M. (1982): *Les empreintes de pas de reptiles dans le Trias du Vieux Emosson (Finhaut, Valais, Suisse)*. - Eclogae geol. Helv. 75/3, 721-757.
- DIEBOLD, P. (1983): *Der Permo-Karbon-Trog der Nordschweiz*. - Nagra informiert 3/4, 10-15.
- FABRE, J., FEYS, R., & GREBER, Ch. (1955): *L'importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes Occidentales*. - Bull. Soc. géol. de France (6), 5, 233-242.
- FOLK, (1974): - In: ADAMS, A.E., MACKENZIE, W.S., & GUILFORD C. (1984): *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*.
- FRANCKS, G.D. (1968): *A Study of Upper Paleozoic Sediments and Volcanics in the Northern Part of the Eastern Aar Massif*. - Eclogae geol. Helv. 61/1, 49-140.
- FREY, M. (1987): *The reaction-isograd Kaolinite + quartz = pyrophyllite + H₂O, Helvetic Alps, Switzerland*. - Bull. suisse Minér. Pétrogr. 67, 1-11.
- (1987): *Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks*. - In M. Frey, ed. *Low-Temperature Metamorphism*, Blackie, Glasgow, 9-58.
- FREY, M., TEICHMULLER, M. & R., MULLIS, J., KUNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U., & SCHWITZER, B. (1980): *Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data*. - Eclogae geol. Helv. 73/1, 173-203.
- GOURLEY, P. (1984): *La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges, Belledone) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales)*. - Thèse Univ. Pierre et Marie Curie, Paris 6.

- HEER, O. (1852): *Über die Anthrazitpflanzen der Alpen*. - Mitt. natf. Ges. Zürich, 2.
- (1877): *Flora fossilis Helvetiae*.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D., & WILLIAMS, P.F. (1976): *An outline of Structural Geology*. - John Wiley, New-York.
- HOCHULI, P.A. (1985): *Palynostratigraphische Gliederung und Korrelation des Permo-Karbon der Nordostschweiz*. - Eclogae geol. Helv. 78/3, 719-831.
- JEANBOURQUIN, P. (1986): *Les cornieules polymictes des Préalpes internes et de l'Autochtone helvétique en Suisse romande. Thèmes choisis liés aux cornieules en général*. - Thèse Univ. Lausanne.
- (1988): *Nouvelles observations sur les cornieules en Suisse occidentale*. - Eclogae geol. Helv. 81/2, 511-538.
- JONGMANS, W.J. (1960): *Die Karbonflora der Schweiz*. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 108.
- KRUMMENACHER, D. (1959): *Le Cristallin de la région de Fully (Valais)*. - Bull. suisse Minér. Pétrogr. 39, 151-266.
- KRUMMENACHER, D., BORDET, P., & LE FORT, P. (1965): *Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques*. - Bull. suisse Minér. Pétrogr. 45, 855-874.
- KUBLER, B., PITTION, J.L., HEROUX, Y., CHAROLLAIS, J., & WEIDMANN, M. (1979): *Sur le pouvoir réflecteur de la vitrine dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute-Savoie)*. - Eclogae geol. Helv. 72/2, 347-373.
- LATELTIN, O. (1988): *Les dépôts turbiditiques oligocènes d'avant-pays entre Annecy (Haute-Savoie) et le Sanetsch (Suisse)*. - Thèse Univ. Fribourg.
- LAURENT, R. (1968): *Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges. (Haute-Savoie, France)*. - Thèse Univ. Genève.
- LAURENT, R., & CHESSEX, R. (1968,b): *Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales*. - Eclogae geol. Helv. 61/1, 1-18.
- LAURENT, R., CHESSEX, R., & DELALOYE, M. (1967): *La méthode géochronométrique du plomb total appliquée à l'étude géologique des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges (Alpes franco-suisse)*. «Radioactive dating and methods of low-level counting». - Inter. Atomic Energy Agency, Vienne, 371-384.
- LIU, J.G. MARUYAMA, S., & CHO, M. (1987): *Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies*. - In M. Frey, ed. *Low-Temperature Metamorphism*, Blackie, Glasgow, 59-113.
- LOX, A. (1983): *Le Carbonifère de la montagne de Pormenaz. (massif des Aiguilles Rouges, Haute-Savoie, FRANCE)*. - Travail de licence, Université de Liège, Inédit.

- LUGEON, M., ARGAND, E., OULIANOFF, N., REINHARD, M., & POLDINI, E. (1937): *Atlas géol. Suisse 1:25000, feuille Saxon-Morcles (n° 10) et notice explicative*. - Comm. géol. Suisse.
- MARRO, C. (1986): *Les granitoides du Mont-Blanc en Suisse*. - Thèse Univ. Fribourg.
- MASSON, H. (1972): *Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique*. - *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 27-41.
- (1988): *Les décrochements de la vallée du Rhône*. - NFP 20 Bulletin 6 (Sion 1988), 40-41.
- MASSON, H., HERB, R., & STECK, A. (1980): *Helvetic Alps of Western Switzerland*. - In TRUMPY, R. (Ed.): *Geology of Switzerland: a guide book, part B* (p. 109-153). - Wepf, Basel.
- MATTER, A. (1987): *Faciesanalyse und Ablagerungsmilieus des Permokarbons im Nordschweizer Trog*. - *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 345-367.
- MAXWELL, D.T., & HOWER, J. (1967): *High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the precambrien belt series*. - *Amer. Mineralog.* 52, 843-857.
- MEGARD-GALLI, J., & BAUD, A. (1977): *Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques*. - *Bull. B.R.G.M., 2^{ème} série, sect. IV, n° 3*, 233-250.
- MEILLIEZ, F. & PAQUET, J. (1979): *Microtextures de grains de quartz d'une tectonite quartzo-feldspathique: signification*. - *Bull. Minéralogie* 102, 242-248.
- MERCIER, D. & BEAUDOIN, B. (1984): *Sédimentation continentale et évolution structurale du bassin houiller briançonnais (Hautes-Alpes)*. - 5^{ème} congrès européen de Sédimentologie, Marseille, 278-279.
- MEYER, J. (1916): *Geologisch-petrographische Untersuchungen am Massiv der Aiguilles-Rouges*. - *Eclogae geol. Helv.* 14/1, 46-144.
- OULIANOFF, N. (1924): *Le massif de l'Arpille et ses abords*. - *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 54, 2^e part.*, 1-66.
- (1963): *Sur deux poussées orogéniques distinctes produites au cours du plissement du Carbonifère dans les Alpes*. - *Eclogae geol. Helv.* 56, 927-932.
- (1965): *Contribution à l'histoire des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges*. - *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 152, 1-11.
- POTY, B.P., STALDER, H.A., & WEISBROD, A.M. (1974): *Fluid Inclusions Studies in Quartz from Fissures of Western and Central Alps*. - *Bull. suisse Minér. Pétrogr.* 54, 717-752.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. - Mc Graw-Hill, New-York.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1983): *Modern Structural Geology, vol. 1*. - Academic Press, London.
- (1987): *Modern Structural Geology, vol. 2*. - Academic Press, London.

- VON RAUMER, J.F. (1974): *Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont-Blanc- und des Aiguilles-Rouges-Massivs*. - *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 54, 471-488.
- (1981): *Variscan events in the alpine region*. - *Geologie en Mijnbouw* 60, 67-80.
- (1983): *Die Metapelite von Emosson (Aiguilles-Rouges-Massiv) als Beispiel spätkaledonisch-frühvariszischer Metamorphose im Altkristallin des helvetischen Bereichs*. - *Bull. suisse Mineral. Pétrogr.* 63/2-3, 421-455.
- (1984): *The external Massifs, relics of Variscan Basement in the Alps*. - *Geologische Rundschau* 73, 1-31.
- (1987): *Les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges: Témoins de la formation de croûte varisque dans les Alpes occidentales*. - *Géologie Alpine* 63, 7-24.
- RENEVIER, E. (1890): *Monographie des Hautes-Alpes vaudoises et des parties avoisinantes du Valais*. - *Matér. Carte géol. Suisse*, 16.
- DE SAUSSURE, H.B. (1779): *Voyages dans les Alpes*. - Fauche, Neuchâtel.
- STECK, A., & VOCAT, D. (1973): *Zur Mineralogie der Granitmylonite von Miéville, Aiguilles-Rouges-Massiv*. - *Bull. suisse Minér. Pétrogr.* 53/3, 474-477.
- STECK, A. (1984): *Structures de déformations tertiaires dans les Alpes Centrales*. - *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55-100.
- (1987): *Le massif du Simplon. - Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss*. - *Bull. suisse Minér. Pétrogr.* 67, 27-45.
- STECK, A., EPARD, J.-L., ESCHER, A., MARCHAND, R., MASSON, H., & SPRING, L. (1989): *Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales*. - *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 5.
- SUBLET, P. (1962): *Etude géologique du synclinal carbonifère de Collonges-Dorénaz (Valais)*. - *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 23-76.
- TOUTIN-MORIN, N. (1985): *Les dépôts carbonatés lacustres et palustres du Permien provençal: différences et signification*. - *C.R. Acad. Sci. Paris, t.301, Série II, n° 20*, 1423-1428.
- TRUMPY, R. (1945): *Le Lias autochtone d'Arbignon (Groupe de la Dent de Morcles)*. - *Eclogae geol. Helv.* 38/2, 421-429.
- (1966): *Considérations générales sur le "Verrucano" des Alpes Suisses*. - *Atti Symp. Verrucano Pisa, Soc. tosc. sc. nat.*, p. 212-232.
- TRUMPY, R., & DOSSEGGER, R. (1972): *Permien of Switzerland*. - In: FALKE, H.(Ed.): *Rotliegend.* - *Int. Sediment. Petrogr. Ser.* 15, 189-215.
- TULLIS, J., CHRISTIE, J.M., & GRIGGS, D.T. (1973): *Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites*. - *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 297-314.

VAN HOUTEN, F.B. (1973): *Origin of red beds. A review, 1961-1972.* - Ann. Rev. Earth and Planetary Sci. 1, 39-61.

VOLL, G. (1976): *Recrystallization of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its Geological Significance.* - Bull. suisse Minér. Pétrogr. 56, 641-647.

- (1980): *Deformation, crystallization and recrystallization.* - In Abstracts: The effect of deformation on rocks. International conference, Göttingen, 1-14.

ZIEGLER, P. A. (1980): *Northwestern Europe: Subsidence pattern of post-Variscan basins.* - 26 Int. Geol. Congr. à Paris, C6, 249-280.

- (1984): *Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe- a working hypothesis.* - Geologie en Mijnbouw 63, 93-108.

ANNEXE 1

**Le porphyre quartzifère de Plex-Aboyeu:
témoin d'un volcanisme alcali-calcique à caractère potassique
durant le Carbonifère supérieur**

Un niveau de porphyre quartzifère affleure sur l'alpage de Plex (coord. 570.050/113.750) et dans la forêt sous l'alpage de l'Au d'Arbignon (Coord. 570.525/115.100; entre 1330 m et 1630 m). Il forme le plus souvent un banc de 2 à 5 m d'épaisseur, discontinu à l'affleurement, superposé aux gneiss du socle cristallin anté-stéphanien. Les contacts du porphyre quartzifère avec les formations voisines sont mal visibles; la meilleure coupe est celle relevée en rive droite du torrent de l'Aboyeu à environ 1330 m (Coord. 570.500/114.680; Fig. A1).

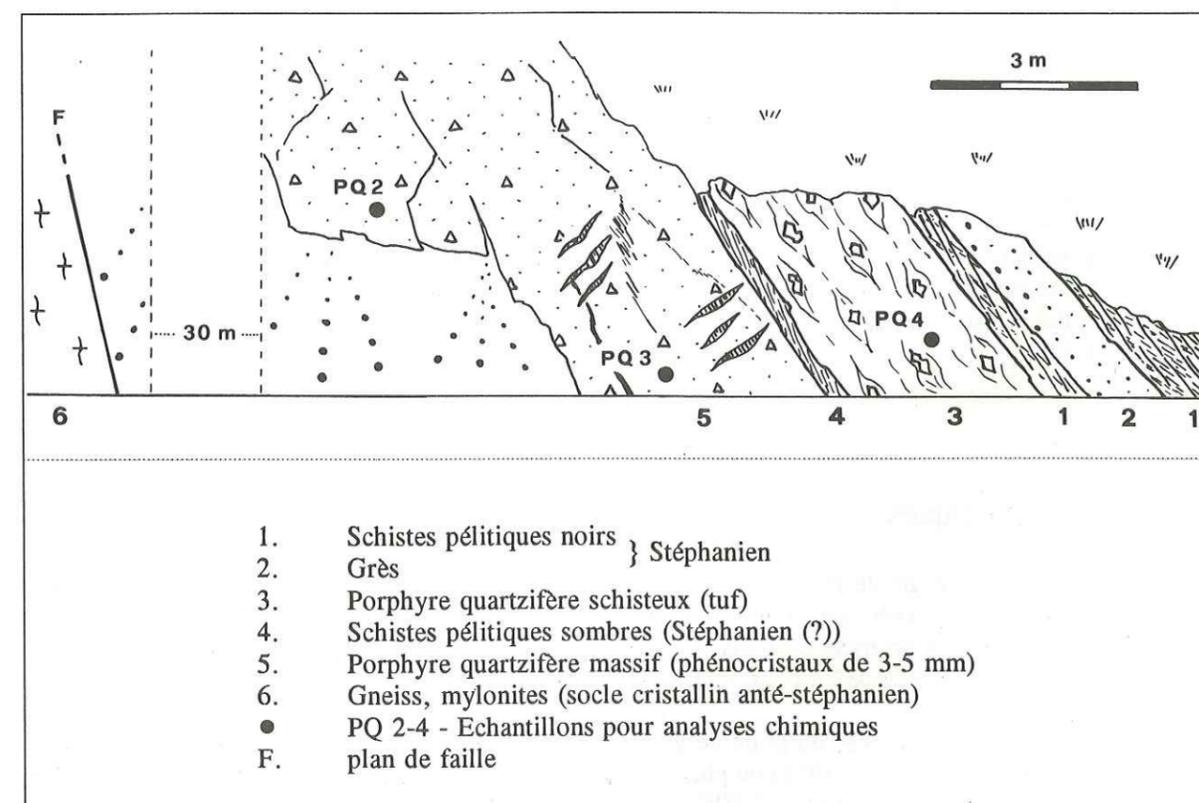


Fig. A1. Niveau de porphyre quartzifère - Coupe de l'Aboyeu (coord. 570.500/114.680; 1330 m)

Caractères pétrographiques (à l'échelle de la lame mince)

A la hauteur de Plex, le niveau de porphyre quartzifère (dacite) présente une texture porphyrique, avec 40-50 % (%-vol.) de phénocristaux atteignant plusieurs millimètres, plongés dans une matrice crypto- à microcristalline homogène, avec localement quelques petites lattes de plagioclases (0,1 mm) idiomorphes et zonés. Les phénocristaux sont des plagioclases idiomorphes souvent zonés (avec inclusions de mica blanc ou de plages de ferro-magnésiens pseudomorphosés en chlorite), des biotites et des amphiboles (et/ou pyroxènes?) pseudomorphosés en chlorite, des plages de mica blanc riches en leucoxène, des quartz corrodés et fracturés, ainsi qu'en abondance apatite et zircon. La matrice est traversée par des fissures de tension à quartz.

Sur la coupe de l'Aboyeu (niveau 5, voir fig. A1), la roche est composée de 25-35 % de phénocristaux idiomorphes (mais le plus souvent très fracturés), d'éléments de rhyolites ou de tufs finement cristallisés en plages à contour diffus, plongés dans une matrice microcristalline \pm litée à plages de microquartz recristallisé (aspect très hétérogène); la matrice de la roche (dont la nature de tuf ignimbritique se marque davantage qu'à la hauteur de Plex) est affectée par une faible schistosité sous forme de filonnets séricitiques définissant un découpage lenticulaire, et par des veines de calcite le plus souvent liées à des zones de distension (fracturation des phénocristaux p.ex.). A la distinction de l'échantillon de Plex, les phénocristaux de minéraux ferro-magnésiens altérés en chlorites sont rares.

Sur cette même coupe, dans le niveau 3 (fig. A1), la roche présente une texture granolépido-blastique, avec des phénocristaux millimétriques fortement fracturés (30-40 %) et des éléments de tufs finement cristallisés englobés dans une matrice séricitique finement litée à plages lenticulaires de chlorite, témoignant sans doute d'une origine volcano-sédimentaire. Les phénocristaux sont des quartz corrodés, des plagioclases \pm calcitisés et des ferromagnésiens pseudomorphosés en chlorite; le zircon et l'apatite sont toujours fréquents. La roche est traversée par une fracture d'extension à quartz fibreux, replissée intensément et recoupée par des niveaux de dissolution sous pression de la schistosité alpine S2 (film d'opaques) et par des veines de calcite.

Analyses chimiques

Un échantillon provenant de Plex (PQ1: coord. 570.050/113.750) et trois autres du profil de l'Aboyeu (voir fig. A1) ont été analysés tant pour les éléments majeurs que pour les traces (Fig. A2), au Centre d'Analyse Minérale de l'Université de Lausanne (par fluorescence X sur app. Philips PW 1400; pastilles fondues pour les majeurs et pressées pour les traces; FeO par colorimétrie, H₂O calculé par perte au feu).

Concernant la nomenclature, du point de vue de leur composition minéralogique modale, ces roches sont des dacites (BADOUX et al., 1971) ou plus précisément des phéno-dacites (selon A. STRECKEISEN, 1978). Les valeurs normatives de STRECKEISEN & LE MAITRE (1979) situent les analyses des porphyres massifs (PQ1-3) dans les champs «quartz-trachyte + rhyolite» du diagramme modal QAPF. Les valeurs Q-P (LA ROCHE modifié par DEBON & LE FORT, 1982) indiquent pour leur part les appellations «quartz-latite + rhyolite (dellenite)». Selon la classification des roches volcaniques basée sur le diagramme "Total-Alkali-Silica" (LE BAS & al., 1986), ces porphyres correspondent au champ des «trachytes-trachydacites» [avec comme exigence pour le champ trachydacite: > 20 % quartz-normatif dans QAPF; éch. PQ 2].

Echantillon	PQ1	PQ2	PQ3	PQ4
Majeurs (%-pond.)				
SiO ₂	66.13	66.15	63.52	57.58
TiO ₂	0.65	0.66	0.77	0.85
Al ₂ O ₃	14.88	14.68	16.98	19.10
Fe ₂ O ₃	0.40	0.39	0.60	1.35
FeO	3.58	3.19	3.54	4.64
MnO	0.06	0.05	0.05	0.05
MgO	1.40	0.58	0.72	2.16
CaO	1.07	2.07	1.35	1.04
Na ₂ O	4.97	3.94	4.45	3.46
K ₂ O	3.81	4.19	4.38	4.06
P ₂ O ₅	0.26	0.29	0.29	0.34
H ₂ O	2.23	2.95	2.67	4.64
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.44	99.14	99.32	99.23
Trace [ppm]				
Ba	952	766	939	581
Rb	136	141	172	224
Sr	165	135	177	151
Pb	22	24	<2	17
Th	10	<1	<1	9
U	4	<2	<2	2
Nb	13	<5	<5	<5
La	30	31	33	39
Ce	66	68	74	77
Nd	27	31	32	35
Y	29	30	28	41
Zr	222	213	250	280
V	61	54	68	89
Cr	29	31	30	47
Ni	12	12	9	22
Co	36	28	22	28
Cu	<4	7	<4	<4
Zn	73	53	25	93
Ga	18	16	17	26
Hf	7	5	2	6
S	168	652	<10	<10

Fig. A2. Analyses chimiques du niveau de porphyre quartzifère de Plex-Aboyeu (roche totale, emplacement des échantillons voir texte)

Caractères géochimiques

Les trois échantillons de porphyre quartzifère massif analysés présentent des compositions chimiques voisines; l'échantillon prélevé dans les bancs à aspect schisteux (PQ4) n'a pas été retenu dans la brève synthèse développée ci-dessous du fait de ses caractéristiques texturales (voir page 94) et géochimiques différentes (analyse tombant à la limite du domaine des roches sédimentaires dans le diagramme discriminant de DE LA ROCHE, 1972). Il ne saurait être question ici, avec seulement trois analyses correspondant au même terme avancé dans la différenciation magmatique, d'aborder le problème de l'origine génétique de ces roches; le propos est davantage de les situer par rapport aux principales séries magmatiques et de les comparer à quelques roches magmatiques du Carbonifère supérieur décrites dans le massif de l'Aar (SCHALTEGGER et al., 1991) et des Grandes-Rousses (BANZET et al., 1985).

La position du porphyre quartzifère de Plex-Aboyeu par rapport aux séries magmatiques peut être précisée en se basant sur les critères géochimiques suivants:

- les analyses se disposent dans le champ alcali-calcique du diagramme de BROWN (1981); tant les volcanites du massif des Grandes-Rousses que les roches magmatiques tardi-hercyniennes à caractère potassique du massif de l'Aar se répartissent dans le même champ, sur une droite (suite magmatique) peu éloignée de la limite des domaines alcali-calcique et calco-alcalin.
- dans le diagramme TAS (Total-Alkali-Silica), les porphyres se situent à proximité de la ligne d'évolution des séries monzonitiques (LAMEYRE, 1987; fig. A3); les volcanites du massif des Grandes-Rousses leur sont comparables.
- la ligne d'évolution suivie par les volcanites des Grandes-Rousses dans le diagramme R_1 - R_2 (DE LA ROCHE & LETERRIER, 1973) a de fortes affinités avec celle des "associations subalcalines potassiques" de la chaîne varisque en Europe (voir BANZET et al., 1985); les valeurs R_1 - R_2 des porphyres analysés s'inscrivent dans la même ligne d'évolution (Fig. A4) (et correspondent au champ "subalcalin monzonitique (tardi-orogénique)" dans le diagramme de classification typologique des séries granitiques de BATCHELOR & BOWDEN, 1985).

Ainsi, les porphyres quartzifères de Plex-Aboyeu montrent de fortes affinités avec des roches magmatiques ou volcaniques de même âge décrites dans de nombreux autres massifs d'Europe occidentale; ces roches témoignent d'un magmatisme subalcalin potassique (ou plus précisément alcali-calcique à caractère potassique), lié à une fracturation tardi-orogénique du socle hercynien.

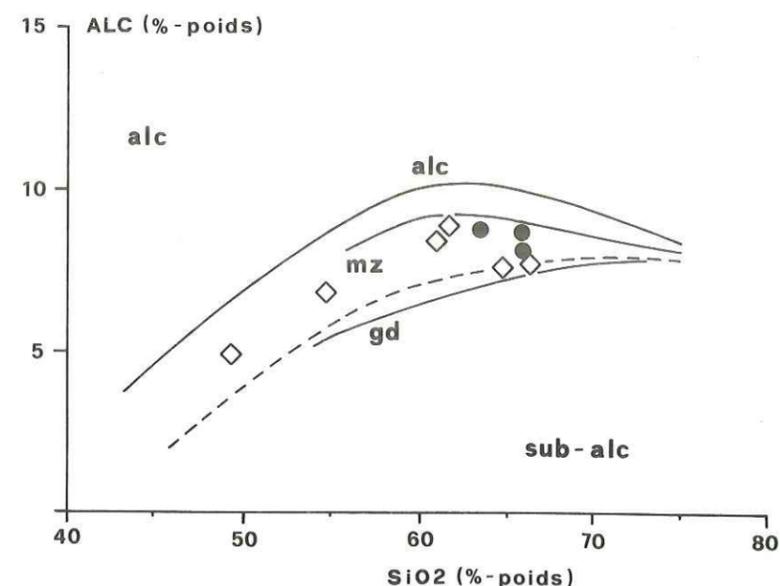


Fig. A3. Distribution des porphyres quartzifères de Plex-Aboyeu ● et des roches du volcanisme carbonifère supérieur du massif des Grandes Rousses ◇ (BANZET et al., 1985) dans le diagramme T(otal)-A(lkali)-S(ilica) de LAMEYRE (1987). ALC = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; alc - série alcaline; mz - série monzonitique; gd - série granodioritique; la ligne traitillée sépare les séries alcalines et subalcalines (sub-alc).

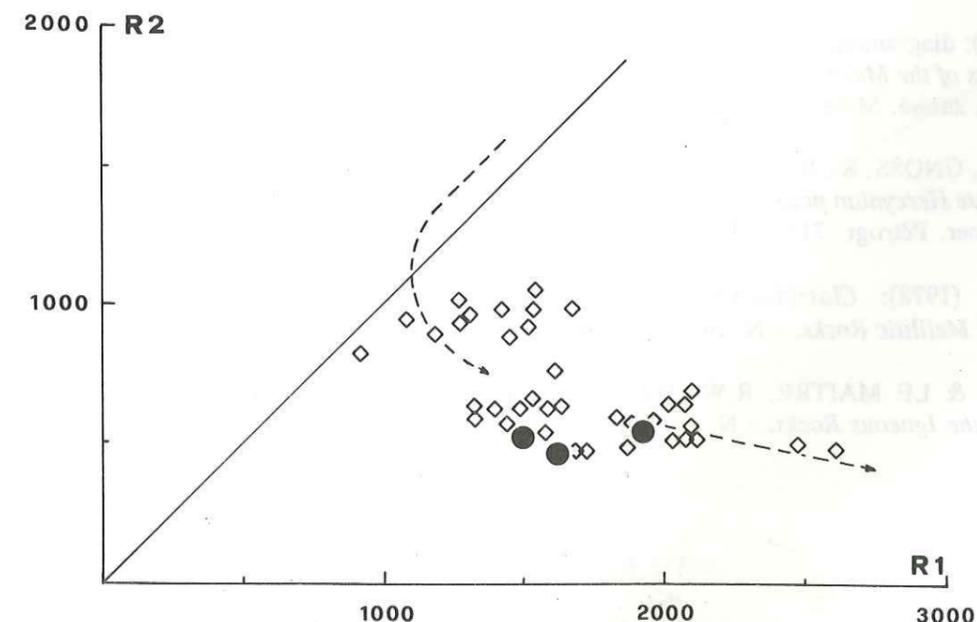


Fig. A4. Distribution des porphyres quartzifères de Plex-Aboyeu ● et des roches du volcanisme carbonifère supérieur du massif des Grandes Rousses ◇ (BANZET et al., 1985) dans le diagramme $R_1(=4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti}))$ - $R_2(=6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al})$ de DE LA ROCHE & LETERRIER (1973).

ANNEXE 3

"Cristallinité de l'illite": données des analyses

P-C: Pérites du Permo-Carbonifère

Tr.: Pérites du Trias autochtone-parautochtone

Ech.	Cristallinité			Coordonnées	Lithol.	Minér. (index)	Lieu géographique
	16 μ	2 μ	2 μ glyc				
C09	.16	.17	.17	569.850/110.300	P-C noir		Dorénaz
C19		.20	.20	569.650/110.400	P-C noir		Dorénaz
C20		.20	.21	569.650/110.400	P-C noir		Dorénaz
C14		.24	.22	569.900/112.150	P-C noir		Les Sasses
C13		.30	.25	570.100/111.700	P-C noir	Alb.	La Vouette
C12		.22	.20	570.100/111.700	P-C vert		La Vouette
C11		.43	.41	570.350/114.150	P-C noir	Parag.	Grand Châble
C10	.20	.20	.20	572.050/111.950	P-C vert		L'Au d'Alesse
C04			.22	573.800/113.250	P-C noir		Sorgno
C05	.19	.19	.18	573.800/113.250	P-C vert		Sorgno
C15		.30	.29	572.150/113.450	P-C vert		Le Diabley
C16		.16	.19	572.400/113.300	P-C		Le Diabley
C04			.22	573.800/113.250	P-C noir		Sorgno
T17		.33	.34	579.300/113.250	Tr. vert	Par.-ill.	Saillon; La Sarva
T03	.23	.20	.19	572.950/111.950	Tr. vert		Tête du Portail
T02	.20	.22	.22	573.600/112.550	Tr. vert		Creux-de-Branson
T06	.21	.20	.20	574.000/113.350	Tr. vert		Le Devindre
T07	.34	.35	.35	572.750/114.700	Tr. noir	Par.-ill.	Lui Crève
T08		.37	.39	572.750/114.700	Tr. noir	Par.-ill.	Lui Crève
T18		.22	.23	570.050/117.950	Tr. vert		Morcles, pt. 1510

Remerciements

Au terme de cette étude, je tiens à exprimer toute ma gratitude au Professeur Albrecht Steck qui a d'une part su m'initier aux charmes et embûches de l'analyse structurale lors de nombreuses semaines de terrain dans les Alpes centrales, et d'autre part me proposer ce sujet de thèse dont l'étude s'est révélée pleine de surprises; je lui suis en outre très reconnaissant des conseils judicieux prodigués durant les nombreuses années que cette recherche a duré, de l'autonomie et de la confiance qu'il m'a toujours témoignées.

Je remercie les Professeurs Henri Masson et Juergen-F. von Raumer pour le temps qu'ils ont bien voulu consacrer à la critique de ce travail, que ce soit sur le terrain ou lors de fructueuses discussions. Ma reconnaissance va également aux Docteurs Hansruedi Pfeifer, Philippe Thélin, Jean-Gabriel Hammerschlag, Aymond Baud qui ont facilité cette recherche par leur aide et leurs encouragements. Je remercie Mme Liliane Dufresne et M. Jean-Claude Lavanchy pour leur disponibilité et leurs concours multiples lors des travaux de laboratoire. Enfin, je ne saurais terminer sans avoir une pensée pour Dominique qui, par sa compréhension et sa patience, m'a apporté un constant soutien.

Par son soutien financier, le Fonds de subsides des thèses de l'Université de Lausanne a permis la publication de ce mémoire.

Structures de déformation alpines dans le synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz (Massif des Aiguilles Rouges, Valais)

Pilloud C.

Une nouvelle interprétation structurale du synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz (massif des Aiguilles Rouges) révèle le rôle prépondérant joué par la déformation alpine dans le plissement du synclinal. L'évolution géologique comprend les stades suivants:

- a) Dès le Stéphanien A et jusqu'à une date incertaine (Stéphanien supérieur, Autunien (?)), des sédiments détritiques continentaux se déposent dans un fossé intramontagneux subsident orienté NNE - SSW. Des niveaux de coloration lie de vin définissent de longs cônes alluvionnaires imbriqués dans une série grésopélique sombre contenant des horizons charbonneux et deux minces bancs de calcaires lacustres.
- b) De faibles déformations affectent le bassin alluvionnaire durant la phase "saaliennne" (Permien); elles correspondent au réajustement d'un ensemble sédimentaire relativement plastique à des déformations cassantes du socle cristallin anté-stéphanien. L'arrêt de ces mouvements durant le Permien supérieur est suivi d'une pénéplanation du massif. Les couches du Permo-Carbonifère sont recoupées, avec une faible discordance angulaire, par les dépôts transgressifs du Trias supérieur.
- c) Les déformations alpines débutent durant l'Eocène supérieur; une première phase enregistre la formation des écailles paraautochtones et le chevauchement de la nappe de Morcles. Le départ des écailles paraautochtones semble lié à une déformation précoce du contact socle-couverture.
- d) Lors d'une deuxième phase, le socle pré-triasique du massif des Aiguilles Rouges se déforme à grande échelle et le Permo-Carbonifère, plus ductile, se plisse violemment (formation du synclinal de Salvan-Dorénaz). Pour deux raisons, (a) la poursuite du mouvement de chevauchement vers le NW de la nappe de Morcles, (b) les disharmonies qui apparaissent dans le Trias autochtone, le plissement du Permo-Carbonifère n'affecte que faiblement le plan de chevauchement de la nappe de Morcles. Le degré du métamorphisme régional se situe à la limite anchizone-épizone.