

**Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz**

herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission ©
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

**Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse**

publiés par la
Commission Géologique Suisse ©
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)

Nouvelle série, 157^e livraison

Eloi Dolivo

Lausanne

Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel

Avec 47 figures, 7 tableaux et 2 planches

1982

Imprimé par Stämpfli + Cie SA, Berne

Préface de la Commission Géologique

En automne 1980, M. le Dr E. Dolivo faisait parvenir à la Commission Géologique le manuscrit de son travail de thèse intitulé: «Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel», accompagné de nombreuses figures et de deux planches hors-texte, en exprimant le souhait de voir les résultats de ses recherches publiés dans la série des «Matériaux».

Entrepris dès 1977 sous la conduite du professeur A. Steck, directeur de thèse, le travail du Dr E. Dolivo traite principalement des structures tectoniques qui affectent la bordure du Massif cristallin de l'Aar et les roches sédimentaires de couverture, entre Visp et Gampel, au N du Rhône. En s'appuyant sur une description systématique et détaillée de la pétrographie des roches du socle comme de la couverture, il met en évidence la complexité de l'histoire des structures de cette région. Partant d'une cartographie très fouillée et précise, sur la base de laquelle une minute, couvrant près du quart de la feuille «Raron», a été dressée au 1:25 000 et acquise par la Commission Géologique, et en appliquant aussi bien dans l'étude sur le terrain que dans l'observation des lames minces les méthodes modernes de la géologie structurale, l'auteur suggère avec la prudence qui est de mise, une histoire cinématique claire et détaillée qu'il compare avec celles proposées par les auteurs des études antérieures et des travaux voisins. Il en conclut que la phase majeure du plissement, engendré par un cisaillement simple dextre, est postérieure à l'avancée des nappes helvétiques.

La Commission Géologique, après avoir soumis le présent travail pour préavis à l'un de ses membres, a décidé dans sa séance du 21 février 1981 de le publier dans la série des «Matériaux». Après avoir apporté quelques modifications au manuscrit comme aux figures, M. Dolivo, présentement engagé à l'étranger auprès de la Shell Internationale Petroleum Maatschappij, a remis en septembre 1981 son texte définitif au Bureau de la Commission qui s'est occupé du travail rédactionnel encore nécessaire.

Au vu de l'importance du texte et du nombre élevé des figures, M. Dolivo prendra à sa charge une part des frais d'impression, ce dont la Commission Géologique tient à le remercier chaleureusement.

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

Bâle, juillet 1982

Pour la Commission Géologique

Le Président:

Prof. Dr W. Nabholz

Préface de l'auteur

Les travaux à l'W de la Lonza sur les racines helvétiques (P. Bugnon, thèse en cours) et les études tectoniques menées par le professeur A. Steck dans cette région ont motivé la présente thèse. Les buts de cette étude sont de :

- a) décrire les structures du socle et de la couverture, à l'échelle de la carte, de l'affleurement et de la lame mince;
- b) les comparer et les corrélérer dans le socle et dans la couverture;
- c) tenter de relier l'image structurale obtenue, au cristallin à l'E du Baltschiedertal, et aux racines helvétiques à l'W de la Lonza.

Un levé géologique à l'échelle du 1:10000 s'est poursuivi conjointement à l'étude des structures à l'affleurement en 1977 et 1978. Il est alors apparu que certaines localités méritaient des levés plus détaillés accomplis en automne 1978 et au printemps 1979. Les mortes-saisons ont été occupées à l'étude de lames minces et à l'élaboration de diverses synthèses.

Sans les vifs encouragements du professeur A. Steck, ce travail n'aurait pas vu le jour. Ses observations perspicaces, les discussions fertiles, les excursions, son art du dessin ont beaucoup contribué à ma formation.

Le soutien financier du Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique (projets 2.611.076 et 2.137.078) a été indispensable à l'accomplissement de ce travail. Que le Fonds trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Sur le terrain et au laboratoire, les professeurs A. Baer, d'Ottawa, S. Ayrton, A. Escher et H. Masson, de Lausanne, feu U. Gasser, de Berne, P. Vialon, de Grenoble, ne m'ont ménagé ni temps ni conseils. De salutaires confrontations et de riches discussions m'ont lié et/ou opposé à D. Aubert, A. Baud, P. Bugnon, J.-G. Hammerschlag, B. Savary et M. Weidmann, de Lausanne (que les oubliés veuillent m'excuser) et J.-P. Gratier de Grenoble. Qu'E. Schläppi de Berne reçoive ici ma gratitude pour m'avoir confié les notes, cartes et stéréogrammes du Heidnischbiel du regretté U. Gasser, et pour m'avoir fait partager ses connaissances stratigraphiques de la région. Mes remerciements vont aussi à L. Jemelin pour le travail rédactionnel effectué.

C'est avec reconnaissance que je pense à A.-M. Magnenat qui a assumé toutes les démarches administratives, à R. Ansermoz pour l'exceptionnelle qualité de ses lames minces, à H.-R. Pfeiffer, F. Aeschlimann et M. Perrochon pour les nombreux services qu'ils m'ont complaisamment offert, à L. Dufresne pour les échantillons analysés au diffractomètre.

Qu'enfin Sonia, pour sa compréhension et sa patience rarement démenties, trouve là une pensée pour tout ce que nous avons et n'avons pas pu partager par ce travail.

La carte géologique au 1:10000 du terrain étudié, les cartes de détails au 1:5000 des secteurs versant droit du Baltschiedertal du Blaugraben à Mederbode, du bas Lüegilchi (Lüogju-Binu-BLS Schlüchjittunnel), du versant sous la Rarnerchumma, de Blasbiel-Wasserleite (NW Raron), du Lüegilchi entre Tatz et Ladu, la carte au 1:2000 du Heidnischbiel, les stéréogrammes «bruts» par secteur, les lames minces et diverses diapositives, montages photographiques et originaux des figures sont déposés au Département des Sciences de la Terre – Faculté des Sciences, Université de Lausanne, Palais de Rumine, 1005 Lausanne.

Une minute au 1:25000, établie sur la base de ces documents, est déposée auprès de la Commission Géologique Suisse, Birmanngasse 8, 4055 Bâle.

Table des matières

	Page		Page
Préface de la Commission Géologique	3	Les structures à l'échelle de la carte	33
Préface de l'auteur	4	Le Baltschiedertal	33
Table des figures du texte, des tableaux et des planches	6	Du Baltschiedertal au Bietschtal, le Mankin	35
		Le Heidnischbiel	35
		Du Bietschtal au Ijolital et plus à l'W	38
		La faille de Rote Kuh – Gampel	38
		Les structures à l'échelle de l'affleurement	40
Introduction	8	Structures du socle	40
Cadre géographique – Toponymie	8	Rubanement R	40
Introduction géologique	8	Déformation D_1	41
Historique	8	Déformation D_2	41
		Déformation D_3	42
		Déformation postérieure à D_3	43
		Structures de la couverture	43
		Contact socle–couverture	44
		Déformation D_I	45
		Déformation D_{II}	45
		Crénulation S_{III}	49
		Plissement F_{IV}	49
		Plissement F_V	51
		La faille RKG – Ecailles du socle dans la cou- verture	51
		Les systèmes de diaclases du socle et de la cou- verture	53
		Déformation totale	53
Les roches		Les structures à l'échelle du microscope: rapports entre déformation et cristallisation	55
Les roches du socle prétriasique	9	Déformation et cristallisation dans le socle	55
Les gneiss et les schistes sériciteux	9	Déformation et cristallisation dans la couverture ..	59
Les gneiss sériciteux œillés	11	Brèches tectoniques – Cornieulisation	62
Les gneiss leucocrates	11		
Les schistes sériciteux d'eggerberg	12		
Les schistes sériciteux violacés de Chastler	12		
Les amphibolites et gneiss à amphiboles	12		
Les amphibolites du Jeiziberg	12		
Les amphibolites du versant droit du Baltschie- dertal	12		
L'amphibolite du sentier d'Eril	13		
Les gneiss rubanés de Brischeren	13		
Les filons de chloritoschistes à épidote	14		
Le filon de barytine de Gampel	14		
La lentille de marbre de Gampel	15		
Le granite de Baltschieder et la brèche cristalline de faille	16		
Le granite non cataclaté	16		
Le granite cataclaté – La brèche de faille	16		
Les microgranites porphyriques	17		
Les fissures de tension	18		
Les roches de la couverture	19		
Le Trias	19		
Hypothèses sur l'âge des séries triasiques	22		
Le Lias du Blaugraben	22		
La série liasique méridionale de St-German	24		
Le Dogger	26		
Le Malm	29		
Les fissures de tension	30		
		Synthèse et conclusions	
		Considérations paléogéographiques	64
		Synthèse structurale	65
		Plissement F_{2-II} – Discussion et hypothèse	67
		Corrélations avec les régions voisines et les tra- vaux s'y rapportant	68
		L'histoire des déformations en relation avec celle de l'Autochtone et de l'Helvétique	69
		Questions pendantes et conclusion	72
		Summary	75
Les structures		Séréogrammes 1–33	76
Introduction – Nomenclature	30	Annexe toponymique	80
Structures du socle	31	Bibliographie	81
Structures de la couverture	31		

Table des figures du texte, des tableaux et des planches

	Figures	Page
Fig. 1	Coupe synthétique du Trias	19
Fig. 2	Coupe de la base du Trias, entre le portail E du tunnel BLS, W d'Ausserberg, et le chemin de St-German	20
Fig. 3	Coupe partielle du Trias du synclinal Baltschieder–Brischeren près de Sulzacker	21
Fig. 4	Coupe synthétique de la «Nördliche Liasserie» du Blaugraben	23
Fig. 5	Coupe synthétique de la «Südliche Liasserie»	24
Fig. 6	Coupe synthétique du Dogger et du Malm	27
Fig. 7	Le Dogger de Wasserleite	28
Fig. 8	Le calcaire oolithique callovien en lame mince	29
Fig. 9	Carte géologique du versant droit du Baltschiedertal, du Blaugraben à Mäderboden	34
Fig. 10	Coupes géologiques à travers la couverture sédimentaire du massif de l'Aar, entre le Baltschiedertal et le Lötschental	37
Fig. 11	Carte géologique du versant droit du Bietschtal, de Ritzubode à la Rarnerkumme	38
Fig. 12	Carte géologique du haut Luogelkin et de ses écaillés de cristallin	39
Fig. 13	Structures mésoscopiques du socle	41
Fig. 14	Boudinage dans les gneiss rubanés du Baltschiedertal	42
Fig. 15	Relations géométriques entre les deux schistosités principales S_2 et S_x observées dans le Blaugraben	42
Fig. 16	Structures mésoscopiques de la couverture	43
Fig. 17	Mise en évidence de la schistosité S_1 par des veines de quartz discontinues, dans les schistes argileux aaléniens du Bietschtal	45
Fig. 18	Plis de phase F_{II} au sommet du Blaugraben	46
Fig. 19	Plissement F_{II} à la sortie des gorges du Bietschbach	47
Fig. 20	Plis de phase F_{II} des ravins de Gräbu, dans le Lias supérieur du Baltschiedertal	47
Fig. 21	Plis F_{II} dans le Malm de Niedergesteln	47
Fig. 22	Plis F_{II} pygmatiques	48
Fig. 23	Crénulation S_{II} dans le Lias inférieur de Gräbu	48
Fig. 24	Fibres tordues autour des pyrites, montrant un cisaillement dextre	49
Fig. 25	Carte des relevés d'observations des plis de phase F_{IV} entre la Lonza et le Baltschiedertal	50
Fig. 26	Double pli F_{II} - F_{IV} dans le Dogger, sous Liden	51
Fig. 27	Ecaillés de socle du Luogelkin	52
Fig. 28	Déformation de phase F_{IV}	52
Fig. 29	Relations géométriques entre les phases F_V et F_{VI}	53
Fig. 30	Carte du comportement des fissures de tension participant au système de diaclases Z_2	55
Fig. 31	Schistosité antéalpine S_A préservée par S_2 dans les chloritoschistes du Jeiziberg	56
Fig. 32	Intercroissance de mica et d'albite dans l'ombre de pression d'une albite	56
Fig. 33	Zone de «pressure shadows» d'une amphibole	56
Fig. 34	Structure F_2 dans les chloritoschistes à épidote	57
Fig. 35	Crénulation S_3	59
Fig. 36	Micropli F_1 dans les schistes argileux aaléniens de Ritzubode	59
Fig. 37	Schistosité S_1 dans la dolomie rubanée	60
Fig. 38	Obliquité entre la stratification SS et la schistosité S_1 au sein des schistes hettangiens	60
Fig. 39	Micas blancs crénulés dans le plan axial de F_{II}	60
Fig. 40	Crénulation S_{II} naissante dans les Quarten-Schiefer	61
Fig. 41	Cristallisation de stilpnomélane dans deux directions de schistosité, S_{II} et S_{III}	61
Fig. 42	Brèche tectonique au sein du socle, liée à la faille RKG	62
Fig. 43	Hypothèse paléogéographique liasique: le «graben» de St-German–Blaugraben	65
Fig. 44	Bloc-diagramme d'un cisaillement simple dextre	67
Fig. 45	Proposition d'une cinématique de S_1 au SW du massif de l'Aar	71
Fig. 46	Histoire possible des déformations au SW du massif de l'Aar	72
Fig. 47	Secteurs couverts par les stéréogrammes	74

Tableaux

	Page
Tab. 1 Composition modale moyenne des roches leucocrates et mésocrates du socle	18
Tab. 2 Nomenclature des structures du socle et de la couverture	32
Tab. 3 Synthèse des relations entre cristallisation et déformation dans le socle	58
Tab. 4 Synthèse des relations entre cristallisation et déformation dans la couverture	63
Tab. 5 Corrélations des phases de déformation entre socle et couverture entre le Baltschiederdtal et la Lonza	66
Tab. 6 Nomenclature structurale: corrélations entre les divers auteurs	68
Tab. 7 Comparaison entre les nomenclatures de C. Taylor et E. Dolivo	69

Planches

Pl. I	Ecorché du SW du massif de l'Aar.
Pl. II	Carte structurale du SW du massif de l'Aar.

Introduction

Cadre géographique – Toponymie

Le terrain proposé est limité au S par le Rhône, au NNW par le contact du socle et de la couverture du massif de l'Aar et l'abscisse 131 de la Carte nationale sur la rive droite de la Lonza. A l'W, les confins se trouvent sur le torrent de Bratsch. A l'E, l'ordonnée 637.500, l'arête N du Gärsthorn et une ligne Bodma–usines de la Lonza (E de Visp) limitent le territoire. D'E en W, on notera les vallons du Baltschieder, du Maachi, du Bietsch, du Joli et la basse vallée de la Lonza.

Toute l'aire étudiée se trouve sur la feuille 1288 «Raron» de la Carte nationale de la Suisse au 1:25 000. La transcription des toponymes locaux n'est pas aisée; leur orthographe est fluctuante et souvent sujette à caution. De ce fait, et pour tenir compte des travaux antérieurs, la toponymie adoptée n'est pas toujours conforme à celle de la Carte nationale. Dans ces cas un astérisque (*) renvoie à la liste toponymique en annexe (p. 80).

Introduction géologique

Les problèmes envisagés se rapportent entièrement au domaine du massif cristallin de l'Aar et de sa couverture autochtone mésozoïque. Toutefois, la colline du Heidnischbiel se rattache peut-être aux racines des nappes nord-helvétiques.

Le socle cristallin du massif de l'Aar à l'E du Baltschiedertal est essentiellement composé de gneiss sériciteux œillés, rubanés de zones plus leucocrates en de nombreux endroits. On y trouve aussi des amphibolites, des gneiss à amphiboles et des schistes à chlorite et épidote.

La région d'Ausserberg est traversée de filons de microgranite porphyrique qui se prolongent au-delà du Baltschiedertal vers le NE.

Au N du terrain, la grande faille de Rote Kuh*–Gampel (dite infra «faille RKG») sépare ce socle et sa couverture, du granite de Baltschieder. A l'W de la Lonza, granite et gneiss s'interpénètrent en agmatites; le gneiss s'accompagne de filons de microgranites porphyriques, d'amphibolites et d'un peu de barytine.

La couverture paraît complète du Trias au Malm. Les sédiments calcaires et marneux du Lias et du Dogger sont sujets à d'importantes variations latérales de faciès.

Socle et couverture sont l'objet de diverses déformations alpines dont un important plissement d'échelle kilométrique.

Historique

C'est FELLEBERG en 1881 qui reconnaît le premier l'existence de coins sédimentaires calcaires et dolomitiques dans les gneiss, sur la rive droite du Baltschiedertal et à la Schiltfurgge*.

En 1893, FELLEBERG & MOESCH publient leur vaste ouvrage sur la description géologique de la partie occidentale du massif de l'Aar. Une bonne stratigraphie est établie, des bélemnites tronçonnées illustrant cette partie de l'ouvrage.

En 1919, SWIDERSKI publie sa monographie sur «la partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa». Il observe une lacune stratigraphique du Lias sur son territoire et donne une idée d'interprétation du Heidnischbiel.

En 1921, paraît «Geologie der Schweiz» d'Alb. HEIM. Dans la première moitié du volume II, les coupes 16, 17 et 18 montrent à nouveau du Lias et la coupe 16 y esquisse une disharmonie tectonique.

HUTTENLOCHER en 1921 et 1933 décrit précisément les roches et l'histoire du socle cristallin de la région.

Il faudra attendre 1946 pour que sorte de presse le remarquable travail stratigraphique accompli par SCHENKER entre le Baltschiedertal et la Lonza. Ses coupes tectoniques de la région feront désormais autorité.

En 1959, BAER soutient sa thèse sur l'extrémité occidentale du massif de l'Aar. Les idées tectoniques exposées, inspirées par son maître E. Wegmann, peuvent paraître discutables. Elles attirent néanmoins l'attention sur la forme du socle et sur des zones de mylonites au sein du cristallin du massif de l'Aar, dans le prolongement des traces axiales des synclinaux mésozoïques.

En 1965 et 1966, paraissent respectivement les thèses de LABHART et STECK sur les structures du socle cristallin du massif de l'Aar et du granite de l'Aar, au N de la ligne Brig-Mörel.

Les roches

Les roches du socle prétriasique

Quoiqu'HUTTENLOCHER (1921, 1933, 1947), LABHART (1965), STECK (1966) et R. Meier (Travail de Diplôme, inédit) aient déjà parfaitement décrit les roches constituant l'W du massif de l'Aar, un bref compte rendu des observations personnelles permettra de mieux situer les problèmes structuraux. Pour les distinctions pétrographiques plus fines et des interprétations génétiques plus profondes, on se reportera avantagement aux auteurs ci-dessus ainsi qu'à HÜGI (1956) et LEDERMANN (1945, 1955).

Les relations entre cristallisation et déformation seront examinées dans le chapitre traitant des structures à l'échelle de la lame mince (p. 55).

A la suite de STECK (1966) et TAYLOR (1976, inédit), on appellera «Altkristallin» ou «Vieux Cristallin» ou «Vieux Socle» le complexe de roches établi avant l'intrusion du granite de l'Aar et des microgranites porphyriques.

Les gneiss et les schistes sériciteux

Ces roches constituent la majeure partie du versant gauche du Baltschiedertal inférieur, le bas de son versant droit et la région d'Ausserberg, de Mühlackern* à Baltschieder. Une mince bande suit la rive gauche du Mankin* de 1170 à 700 m. A l'W de la Lonza, ce groupe est aussi reconnaissable, quoique traversé par de nombreux filons de granite de Baltschieder.

Dans la région de Honalpen* et d'Eril* (Baltschiedertal), les gneiss sont coupés par trois synclinaux triasiques d'orientation NE et par des bandes de chloritoschistes à épidote et amphi-

bole. Un synclinal triasique se suit de Baltschieder à Brischeren*, où l'on trouve aussi des lentilles d'amphibolites. La région d'Ausserberg au Baltschiedertal est traversée par de nombreux filons de microgranites porphyriques. A l'W de Gampel, outre les agmatites provoquées par l'intrusion du granite de Baltschieder, on retrouve des microgranites porphyriques, quelques filons d'amphibolite, un filon de barytine et une petite lentille de marbre.

Dans l'ensemble, ces gneiss ont un aspect hétérogène. Quoique de composition fort semblable, on distinguera, du point de vue cartographique, deux groupes:

- les gneiss grossièrement œillés d'Eggerberg, sis au SE du synclinal de Baltschieder–Brischeren*;
- les autres gneiss:
 - au N du synclinal triasique de Baltschieder–Brischeren*,
 - à l'W de la Lonza.

Les *gneiss de la région d'Eggerberg*, au S du synclinal triasique de Baltschieder–Brischeren*, sont plus grossièrement œillés qu'au N. La roche est une alternance de bancs de gneiss leucocrates et de gneiss schisteux œillés. Les gneiss leucocrates, de 20 cm à 4 m d'épaisseur, ont tantôt l'aspect de quartzites sableux, blanc grisâtre à vanillé (bisse d'Eggerberg, coord. 634.040/129.230/920), tantôt sont plus sériciteux et verdâtres, à petits yeux laiteux de 2 à 5 mm de diamètre (environs de Wägscheitu), ou encore l'aspect d'une aplite. Les bancs œillés, aux limites nettes, sont des gneiss schisteux gris verdâtre assez sombres, au débit finement plaqueté de 2 mm à 1 cm, constellés d'yeux de taille assez constante dans les bancs (1 à 4 cm de diamètre), plus variable à l'échelle locale. Les yeux sont légèrement écrasés perpendiculairement à la schistosité, mais équidimensionnels parallèlement à ce plan; en général ils sont d'autant plus aplatis qu'ils sont plus petits. La surface schisteuse, moyennement inclinée vers le SE (cf. p. 41), très lisse et vert grisâtre, brillante, montre de belles ombres de pression allongées autour des yeux saillants et une fine linéation de crénulation vers le SW, parallèle aux «pressure shadows». Il n'est pas rare de voir des yeux cassés et remplis de fibres de micas noirs, de micas blancs et de quartz parallèles à l'étirement (virage de la route de Visp à Eggerberg, alt. 797 m).

Par endroits, on a des schistes sériciteux vert sombre de 10 à 30 cm d'épaisseur sans yeux (peu après le petit tunnel du chemin de tourisme pédestre d'Eggerberg à Baltschieder, coord. 633.430/128.620/850), ou très riches en micas noirs (route forestière de Chastler à Äbi au-dessus de Bodmen*, coord. 636.120/130.290/1710) de patine violette à verdâtre, à surface dorée.

Les *gneiss au N du synclinal triasique de Baltschieder–Brischeren** présentent également une alternance entre des gneiss leucocrates, clairs mais plus verdâtres et un peu sériciteux, et des gneiss schisteux plus finement œillés, les yeux, plus petits, ne dépassant qu'exceptionnellement 1 cm (bisse sur la rive droite du Baltschiedertal, coord. 633.840/130.620/1280). Toutefois, plus l'on va vers le N, plus les limites entre zones leucocrates et sériciteuses paraissent s'estomper, par exemple de la chapelle de Honegga à Eril* par Honalpen*.

On peut tenir ces deux zones pour le prolongement vers l'W de la zone d'«Inhomogenen Augengneise» de LABHART (1965, p. 32). Suivant SWIDERSKI (1919) et HUTTENLOCHER (1947) cité par BAER (1959), ce sont des paragneiss «dont l'histoire pétrographique est très complexe». Il n'est pas dans mon propos de la développer ici.

La cartographie des *gneiss à l'W de la Lonza* est difficile; ils sont recoupés par des filons et des masses granitiques formant des agmatites ou des diadysites (RAGUIN 1970, p. 27). Les gneiss sont très schisteux, verdâtres, à rares porphyroblastes, parfois finement rubanés de bandes plus leucocrates. Quelquefois, on retrouve un gneiss schisteux bien œillé, comme par exemple sur le sentier de Gampel à Bratsch aux alentours du filon de barytine.

L'étude microscopique permet de répartir les gneiss et les schistes sériciteux en quatre variétés (cf. tab. 1).

Les gneiss sériciteux œillés

Les yeux sont en majeure partie des monocristaux dentelés et irréguliers de microcline fraîche, de diamètre pouvant dépasser 6 mm, à fines mâcles quadrillées. Y sont inclus de nombreux petits quartz et plagioclases.

Les plagioclases déterminés sont tous des albites, au moins en bordure des plages. SWIDERSKI (1918), LABHART (1965) plus à l'E et R. Meier dans son travail de diplôme (inédit) ont signalé de l'oligoclase. Les plagioclases, parfois subidiomorphes, souvent xénomorphes, sont souvent fortement séricitisés. Les fines bordures fraîches d'albite sont très fréquentes, souvent un peu plus larges perpendiculairement à la schistosité principale. Les grains sont moyens à gros, toujours plus petits que les microclines, souvent agrégés les uns aux autres en petits nombre d'individus formant des yeux.

Le quartz est de taille variable, petite à très petite, en grains allongés, faiblement engrenés, formant souvent une purée de petits individus. En lumière polarisée, l'extinction roulante est la règle.

Mélangé au quartz et constituant la pâte avec celui-ci, le mica blanc est en petites paillettes, parallèlement allongées. La texture peut être qualifiée de «porphyrogranolépidoblastique».

Les proportions sont très variables¹⁾, allant de 15 à 60% pour le quartz, respectivement de 70% à la présence accessoire du feldspath. En général, la proportion de microcline est inférieure à celle du plagioclase pratiquement toujours présent. Le feldspath alcalin peut manquer. Les micas blancs, rarement absents, peuvent constituer jusqu'à 40% de la roche. On ne remarque pas de différence notable de composition entre les gneiss grossièrement œillés d'Eggerberg et ceux, plus sériciteux, des autres régions du terrain étudié.

Accessoirement, l'on trouve partout un carbonate de texture intergranulaire, probablement de la calcite de décalcification des plagioclases, des opaques quadrangulaires de petite taille, des petites apatites automorphes, des micas noirs souvent chloritisés, plus rarement des épidotes (pistachites) et des zircons; des petites tourmalines idiomorphes se laissent rencontrer occasionnellement.

Les gneiss leucocrates

La composition des gneiss leucocrates est homogène à travers tout le terrain. Les feldspaths présentent les mêmes caractéristiques que dans les gneiss sériciteux: grandes plages de microcline dentelées, fraîches, à inclusions subidiomorphes d'albite et de quartz hétéromorphes; plus petites plages de plagioclase séricitisé (probablement de l'albite) à fines bordures fraîches d'albite. Les quartz sont très inéquidimensionnels, souvent dentelés et à extinction roulante. Les micas blancs sont toujours fins, parfois concentrés en minces lits. Les proportions varient de 25 à 45% pour le quartz, respectivement de 50 à 25% pour l'albite. Le feldspath alcalin, rarement absent, varie de 10 à 30%. Les micas blancs souvent absents, ne dépassent guère 15%.

Accessoirement, on trouve un peu de carbonate (calcite probablement) intergranulaire ou inclus dans les plagioclases, et de petits opaques quadrangulaires. Dans un échantillon récolté rive droite du Furggbach (634.850/132.240/1795) ces opaques sont de la magnétite. Plus rarement apparaissent l'apatite, le sphène, la pistachite et le mica noir. La texture est porphyroblastique dans une pâte hétérogranulaire.

¹⁾ Les rapports donnés sont estimés à vue d'œil; ils ne donnent donc qu'une idée du rapport volumétrique des minéraux et ne peuvent qu'aider à soutenir des comparaisons entre les différentes lames minces qui résultent toutes d'échantillons taillés perpendiculairement au plan de schistosité principale.

Les schistes sériciteux d'Eggerberg

La roche est constituée pour moitié de séricite qui pourrait résulter d'une rétro-morphose avancée du plagioclase. Des micas noirs en lits préférentiels, brun verdâtre, en voie de chloritisation, en lattes de dimension moyenne (0,5 à 1 mm) composent $\frac{1}{3}$ de la roche. Le quartz forme des yeux de 1 à 2 mm de long, individus isolés ou groupés en petit nombre, non dentelés, à extinction faiblement roulante. Les plagioclases (15% de la roche), très séricitisés, bourrés d'inclusions quartzieuses et micacées ont de fines bordures limpides albitiques occasionnelles. Accessoirement, on trouve quelques belles sections automorphes d'apatite et de sphène. Des chapelets de petits grains de pistachite et d'opakes complètent le tableau.

Les schistes sériciteux violacés de Chastler

La roche se constitue pour moitié de feldspaths très séricitisés au point d'être indéterminables. Le quartz (10% de la roche) est en cristaux allongés et isolés, ou en groupes de petits individus engrenés. Le 15% de l'échantillon examiné est fait de mica noir en lattes assez grandes, pas toujours orientées, contenant de fines aiguilles de rutile mâclées en sagénite. Des prismes de hornblende à l'allongement grossièrement parallèle sont fréquents. De belles sections de sphène et d'apatite se rencontrent occasionnellement. Cette plagioclasite à mica noir, hornblende, quartz, albite et sphène comporte une texture granolépido-blastique.

Les amphibolites et gneiss à amphiboles

Outre les lentilles signalées par BAER (1959) au Jeiziberg* à l'W de Gampel, et au Lauigraben* (où la civilisation, en élargissant le bisse, a peut-être fait disparaître l'affleurement), on trouve au moins une lentille d'amphibolites sur rive droite du Baltschiedertal au point 633.760/131.710/1320 et au centre de certains filons de chloritoschistes à épidote sur le sentier de Zen Steinen* à Eril*, en particulier à 634.290/132.170/1510. Les amphibolites présentent sur tout le terrain une grande hétérogénéité d'aspect, de texture et de composition.

Des gneiss rubanés d'amphibolites dominent les alpages à l'E de Brischeren* et affleurent au pied de la chapelle ainsi que plus au N (env. 637.300/131.000).

*Les amphibolites du Jeiziberg**

Les amphibolites du Jeiziberg* sont massives, à grain assez grossier, d'un vert sombre noirâtre brillant en patine, à cassure spathique verte, parfois conchoïdale.

De belles plages subautomorphes à irrégulières de hornblende pâle à gris bleu verdâtre clair constituent plus des $\frac{2}{3}$ de la roche, qui comporte aussi $\frac{1}{4}$ de plagioclase très séricitisé, parfois auréolé d'albite fraîche, accompagnée de petites sections limpides. Accessoirement, de nombreuses pistachites arrondies, de petite taille, ainsi que quelques opaques quadrangulaires, accompagnent les plagioclases.

Les amphibolites du versant droit du Baltschiedertal

Les amphibolites du versant droit (W) du Baltschiedertal sont des roches vert sombre, mouchetées de nombreux feldspaths atteignant 1 mm de diamètre, en lentilles ne dépassant pas 4 m. Mésocrates, elles comportent 40% de grandes plages (2-3 mm) de hornblende gris vert

bleuté, 40 % d'albites atteignant 2 mm, très séricitisées, parfois à bordures fraîches, des micas noirs en larges lattes de petite taille, des petits individus polygonaux de quartz en agrégats n'excédant pas 1 mm. Accessoirement se présente de la calcite provenant de la décalcification des plagioclases, du sphène en belles sections et quelques petites pistachites.

L'amphibolite mouchetée de la rive droite du Baltschiedertal présente une texture grano-blastique très différente de la texture lépidoblastique de l'amphibolite du sentier d'Eril*.

*L'amphibolite du sentier d'Eril**

Elle est massive, à grain assez grossier, d'un vert sombre noirâtre brillant en patine, à cassure spathique verte. Pétrographiquement elle se rapproche tout à fait des roches décrites à Brischeren*, avec ses 40 % de hornblende à pléochroïsme vert clair, en cristaux auréolés de trémolite incolore et ses 30 % de mica blanc en longues lattes flexuées nageant dans une purée de séricite. Quelques albites très séricitisées, souvent en inclusions dans les amphiboles, et de courtes lattes désordonnées de mica noir à pléochroïsme vert brunâtre associées à des opaques nébuleux complètent le tableau de la roche. Accessoirement on observe des sphènes en grains subarrondis ou en chapelets et des apatites souvent idiomorphes.

*Les gneiss rubanés de Brischeren**

Les collines de Brischeren* montrent une alternance de bancs de 5 à 50 cm de gneiss clair, blanc grisâtre en patine, beigeâtres en cassure, à rubans parfois plus mésocrates, et de bancs de 20 à 50 cm d'amphibolites sombres. Des lentilles gneissiques claires et des chevelus leucocrates fins, peu denses, parfois rendus subparallèles au rubanage par la déformation alpine dans les bancs minces, se rencontrent souvent. Ce sont peut-être les migmatites amphibolitiques déjà étudiées par LABHART (1965) du Riederhorn aux gorges de la Massa. Sur le sentier d'Horumatte, les rubans mélanocrates sont riches en mica noir, aux dépens de l'amphibole.

L'essentiel des rubans leucocrates est constitué, en proportions variables, de quartz en yeux allongés de petits cristaux polygonaux peu engrenés, d'albite très séricitisée, en grands individus xénomorphes, et de gros grains (jusqu'à 3 mm de diamètre) de microcline perthitique fraîche. Accessoires, quelques petits micas noirs ou blancs et des sphènes nagent épars dans les bancs leucocrates.

Les rubans mésocrates, fréquents près d'Horumatte, dont les minéraux blancs ont la même texture que dans les bancs leucocrates, présentent jusqu'à 20 % de micas noirs, aux teintes pléochroïques vert clair, peu chloritisés, diversement orientés. D'autres sections présentent des biotites brun sombre, en voie de chloritisation, bien orientées; on pourrait penser à deux générations de micas, quoique je ne les aie pas observés ensemble. Les lattes de mica blanc sont plus petites, mieux orientées, groupées avec les micas noirs en lits préférentiels, constituant jusqu'à 40 % de la roche. Accessoirement, on trouve des chapelets de petits grains de pistachite, arrondis, souvent très nombreux (jusqu'à 10 % de la roche), quelques clinozoïsites, de petites sections hexagonales d'apatite et de nombreux prismes et rhombes de sphène.

Certains mélanosomes montrent 80 % de lattes de mica noir assez larges et grandes, mêlées à 20 % de grains arrondis de pistachite. D'autres parties mélanocrates, plus nombreuses, se constituent de 40 à 50 % de hornblende aux teintes pléochroïques délavées, bleu verdâtre à brun clair, en grains et prismes souvent auréolés d'actinotrémolite limpide. Les clivages de la hornblende se prolongent dans la trémolite. Il pourrait s'agir de rétro-morphose alpine (cf. p. 56). Les amphiboles baignent dans une pâte sériciteuse où pointent quelques lattes de mica blanc plus grandes et où nagent de nombreux grains idiomorphes de pistachite. On trouve accessoirement quelques grains de quartz, quelques opaques quadrangulaires et de petits sphènes en inclusion dans les amphiboles.

Les filons de chloritoschistes à épidote

Ces rubans d'orientation NE-SW sont localisés en deux groupes, principalement dans le vallon inférieur du Furggbach, sur le sentier de Zen Steinen* à Eril* et dans le lit du torrent, et dans la région de Honalpen* à Äbnet. Cette aire correspond assez exactement aux «syenitisch-dioritische Einlagerungen» de la carte de HUTTENLOCHER (1933). Quelques filons isolés se trouvent çà et là dans le Baltschiedertal inférieur.

Ce sont des schistes gris vert sombre mouchetés de petits porphyroblastes de feldspaths, à surface schisteuse brillante dont les reflets évoquent le dos des maquereaux. Des filonnets vert clair vif d'épidote de 3 à 10 mm d'épaisseur, plissotés, parcourent la roche. Ces schistes de 10 cm à 4 m d'épaisseur peuvent se suivre sur 1 km. Leur limite avec le gneiss sériciteux plus ou moins œillé encaissant est en général nette. Toutefois, près d'Äbnet en particulier, la limite des chloritoschistes avec les parties les plus sériciteuses paraît parfois graduelle.

Les lits vert clair apparaissent sur lame mince entièrement composés de petits à très petits grains de pistachite arrondis, accessoirement accompagnés d'un peu de chlorite. Les schistes comportent 40% d'albite peu sériciteuse, parfois finement dentelée, en plages d'en moyenne 1 mm auréolées d'une fine bordure fraîche, à petites inclusions de mica blanc, de quartz et de carbonate. Le quartz en petits grains allongés et agrégés parallèlement à la schistosité, parfois en purée, forme $\frac{1}{2}$ de la roche. La chlorite constitue également $\frac{1}{2}$ de la roche, en grandes lattes (jusqu'à 1 mm) parfois pliées, à pléochroïsme verdâtre à brunâtre assez vif. On note de nombreuses plages intergranulaires de carbonate, vraisemblablement de la calcite, de fréquents petits sphères et des traînées nébuleuses de très petits opaques. La texture est granolépidoblastique. La composition peut être tenue pour dioritique.

Le filon de barytine de Gampel

Minutieusement décrit par BAER (1959) dans le cadre de «sédiments permien», ce filon est facilement accessible sur le sentier de Bratsch à Gampel, au point 622.080/129.680/910. Orienté NE-SW, il est subdivisé en fait en trois : un filon principal que l'on suit sur au moins 100 m, et deux petits qui se poursuivent sur quelques mètres peu au dessus du principal. Le filon le plus important, épais de 10 à 40 cm, grenu, gris vanillé, avec traces de malachite et quelques petites pyrites, est noyé dans des épontes bréchiques d'aspect tectonique, vacuolaires à l'affleurement, à éléments anguleux ou peu arrondis de 0,5 à 5 cm de gneiss leucocrates ou de granite, abondants dans une pâte brune à ocre, siliceuse, à grain fin, d'allure parfois fluidale, parfois en minces lits dépourvus d'éléments. L'ensemble dépasse 3 m dans un environnement de gneiss sériciteux plus ou moins œillé, à veines aplitiques et filons de microgranite porphyrique, où j'ai quelque peine à discerner du Permien. Je n'ai pu suivre le filon aussi loin que BAER, qui l'a reconnu, fort disloqué, jusqu'au haut des vignes. La réfection du bisse et la construction d'un chemin agricole a probablement dégradé l'affleurement.

Le filon de barytine est constitué à 95% de grains de barytine de taille hétérogène (0,1 à 2 mm), légèrement allongés, faiblement engrenés, à fréquentes extinctions roulantes. On y trouve aussi 5% de carbonate (vraisemblablement de la calcite, effervescente à l'HCl) en lits préférentiels, en grains allongés ou de texture intergranulaire. De rares petits opaques quadrangulaires complètent la lame mince. Une exposition à la lampe UV a montré çà et là de petites plages (< 1 mm) vivement éclairées en bleu violet, indiquant la présence probable de traces de scheelite. Un passage au diffractomètre à Rayons X n'en a pas montré, la teneur étant trop basse.

Les éléments des *épontes bréchiques* comportent essentiellement 80 à 90% de quartz en grains de taille très hétérogène, purée de grains allongés et engrenés, à extinction roulante, asso-

ciés à un peu de plagioclase séricitisé rarement auréolé d'albite fraîche. Certains éléments sont exclusivement faits de quartz en petits grains engrenés. Quelques paillettes de micas noirs chloritisés, de micas blancs, des opaques quadrangulaires ténus, quelques fort petits sphènes troubles sont accessoirement observés.

La pâte est faite à 90 % de quartz en purée de petits grains engrenés, de traînées nébuleuses d'opaques filandreux associés à des micas blancs et noirs chloritisés très fins. Accessoirement, on rencontre quelques petites sections de barytine et de pistachite.

Discussion. – BETEKHTINE (1968) donne deux origines aux gisements de barytine: hydrothermale ou sédimentaire. BAER (1959, p. 37) exclut une origine sédimentaire primaire. Il invoque une mise en place hydrothermale, éventuellement remaniée par le dépôt de «conglomérats [permien]». Rien n'évoque la présence de conglomérats permien, et ne se distingue du gneiss encaissant du «Vieux Cristallin» du Jeiziberg*. Par contre, la barytine prend place dans une zone bréchifiée et ne paraît pas affectée par la cataclase. Le tout est repris par les déformations alpines. Ainsi l'on peut raisonnablement envisager la mise en place hydrothermale antéalpine de la barytine dans une zone d'écrasement.

La lentille de marbre de Gampel

Lors d'une excursion avec Baer, en juillet 1979, nous avons trouvé une petite lentille de marbre sur le chemin de Gampel à Jeizinen, peu en-dessus de la chapelle, au point 623.080/129.590/760.

Très bien exposée au bord du chemin, de forme oculaire de 1 m sur 50 cm, elle se constitue d'un calcaire effervescent à l'HCl, grenu, à cassure quasi spathique, gris beige sombre à la patine; la roche fait un peu penser au calcaire spathique du Dogger. La limite avec le gneiss est marquée par une bordure de réaction grenue, verte, à reflets brillants de scarabée doré, à cassure sombre brunâtre finement scintillante.

Le *calcaire* est composé à 95 % de calcite en grains inégaux (jusqu'à 1 mm de diamètre), subarrondis, engrenés à dentelés. La roche contient aussi de petites lattes de chlorite très pâle. Accessoirement, on rencontre des paillettes de mica noir, assez chloritisées, jusqu'à 1,5 mm de long, quelques pistachites et opaques quadrangulaires. On ne note aucune stratification ou structure d'origine biologique.

La *bordure de réaction* ne mesure guère plus de 5 cm et se compose de 70 % de grains inégaux de quartz, inférieurs à 0,5 mm de diamètre, à extinction roulante, fortement engrenés, mais assez équidimensionnels. Un quart de la roche se compose de minces lits de mica noir chloritisé en peigne, filandreux ou parfois en larges paillettes. De belles rosettes d'actinotrémolite complètent le tableau, où l'on observe accessoirement de très petits carbonates intergranulaires et des opaques quadrangulaires.

Discussion. – Seul STECK (1966) mentionne dans cette partie du massif de l'Aar des roches à calcsilicates, au pied du Rotstock dans le territoire de l'Oberaletsch à plus de 20 km de là, sans observer de marbres associés.

Si l'origine sédimentaire ne laisse guère de doute, son âge laisse perplexe. Elle se trouve à plus de 400 m des plus proches sédiments mésozoïques du Malm, dont l'aspect est fort différent. On ne note pas de zones fracturées dans le secteur de la lentille. L'étude des relations entre cristallisation et déformation (p. 57) nous donnera peut-être d'autres arguments que l'absence de structures sédimentaires ou organiques, pour exclure l'origine mésozoïque du marbre.

Le granite de Baltschieder et la brèche cristalline de faille

Les sédiments mésozoïques du terrain étudié sont limités au N par la faille RKG (de Rote Kuh*–Gampel) dont la lèvre septentrionale est constituée du granite de Baltschieder. C'est SWIDERSKI (1919) qui l'a individualisé et HUTTENLOCHER (1921, 1933) lui a consacré une étude complète sous le nom de «Wiwannigranit». Je l'ai touché tout le long de la faille où il présente une cataclase d'intensité variable, de la Rote Kuh* au Jeiziberg*. Quelques incursions au Wiwannahorn et dans les alentours de la Ijolialp* et de Prag m'ont donné une idée de son faciès non cataclaté. Ce granite disparaît dans le Jeiziberg* en formant avec le gneiss des agmatites, particulièrement belles sur le chemin de Gampel à Jeizinen. Vers l'E, il paraît se prolonger dans le Rote Bach et la Rote Kümme*.

Le granite non cataclaté

Étudié principalement au Wiwannahorn, c'est une roche à texture orientée, comme l'a déjà fait remarquer SWIDERSKI (1919, p. 52). Clair, verdâtre, grenu, homogène, le granite contient peu d'enclaves, aux limites floues, de dimension très variable, assez riches en mica noir. On notera quelques passées schisteuses mylonitiques (à 20 m à l'W du sommet) et un filon de porphyre quartzifère (noté par HUTTENLOCHER 1933 sur sa carte, alt. 2860 sur l'arête SW du Wiwannahorn).

Plus on va vers l'W depuis la crête de Prag, plus le granite tend à devenir schisteux et œillé; dès l'arête du Lötschental, des bandes aplitiques claires de 5 à 50 cm traversent la roche devenue sériciteuse et hétérogène. La patine est alors jaune rousse à rouille et tranche sur les gneiss sériciteux gris verdâtres plus au N. Ce phénomène s'observe l'après-midi au-dessus de la route du Lötschental, vue depuis la chapelle dominant Gampel à 732 m (chemin Gampel–Jeizinen). Le granite du Jeiziberg* est en lentilles hectométriques entourées d'agmatites dans les gneiss. Sa cartographie ne s'en trouve pas facilitée.

Entre Baltschiedertal et Bietschtal, le granite non cataclaté se constitue d' $\frac{1}{3}$ de grains de quartz polygonaux moyens à très petits, à extinction roulante rare, d' $\frac{1}{3}$ d'albite assez séricitisées à fréquentes fines bordures limpides, souvent subidiomorphes, jusqu'à 2 mm de long, et d' $\frac{1}{4}$ de grandes plages irrégulières, dentelées, de microcline à fréquentes inclusions d'albite idiomorphe et de quartz. Les micas noirs, en faisceaux de larges lattes (jusqu'à 1 mm) très pléochroïques, sombres, en général en voie de chloritisation, sont plus abondants (> 10%) que les micas blancs (< 5%) en petites paillettes éparses dans la roche. Vers l'W, la composition de la roche évolue vers un enrichissement en albite séricitisée (jusqu'à 60% dans le Ladenwald* et le Jeiziberg*) aux dépens du quartz et du feldspaths alcalin (respectivement 20 et 10% à accessoire). Les micas deviennent plus abondants (cf. tabl. 1).

Accessoirement, on observe des épidotes (pistachite) en petits grains arrondis, de l'apatite idiomorphe, quelquefois un peu de calcite intergranulaire; plus rarement du sphène et dans une lame mince du Jeiziberg*, un peu de hornblende gris bleu pâle.

Le granite cataclaté – La brèche de faille

De la Rote Kuh* à Arbol, le granite de la lèvre N de la faille RKG se présente comme une *brèche* à éléments anguleux, en relief, atteignant 10 cm, blanche à jaune vanille (631.560/132.230/2305). La roche se débite en bancs de 5 à 20 cm. Plus on va vers l'W, plus le contact est marqué par des mylonites plus ou moins schisteuses, sombres et vertes, à porphyroclastes atteignant 1 cm de diamètre (chemin de Tatz à Ijolialp*). Cette zone ne dépasse guère

100 m entre le Baltschiedertal et le Bietschtal puis sa largeur devient moins déterminable quand le granite devient gneissique (Luogelkin*, Ladenwald*, Jeiziberg*). L'intensité de la cataclase diminue vers l'W.

La composition globale de la brèche tectonique ne diffère guère de celle du granite. La *pâte*, un peu plus d' $\frac{1}{3}$ de la roche, s'enrichit en séricite et micas noirs et se compose pour l'essentiel d'une bouillie de quartz, alors que les *éléments*, anguleux, de taille irrégulière mais toujours convexes, paraissent plus pauvres en phyllosilicates.

Dans le Baltschiedertal, au NW de Senntum, alt. 1780 m, A. Steck (communic. orale) a trouvé des grenats dans les mylonites du granite de Baltschieder proche du contact avec les sédiments; il y a déterminé une paragenèse à biotite verte, phengite, grenat alpin, quartz, albite, calcite et épidote accessoire.

Les microgranites porphyriques

«Quartzporphyres» d'HUTTENLOCHER

Les microgranites porphyriques, déjà évoqués sous le nom de «quartzkératophyres» par SWIDERSKI (1919, p. 51), ont été étudiés et cartographiés dans la région d'Ausserberg et dans le granite de Baltschieder par HUTTENLOCHER (1933). BAER (1959), en plus de ceux déjà cités, mentionne les «porphyres quartzifères» du Jeiziberg*. STECK (1966) passe en revue six différents types de «Quartzporphyr» entre le Sparrhorn et le Grisighorn au N de la Belalp et suit ces filons sur plusieurs kilomètres. Dans la région d'Ausserberg, ces roches ont été décrites minutieusement par R. Meier dans son travail de diplôme (Lausanne 1974, inédit); il les nomme «microgranites porphyriques». Ce nom me paraît préférable, les phénocristaux étant essentiellement feldspathiques.

Les filons lenticulaires se suivent parfois sur plus de 500 m et mesurent de 20 cm (Blaugraben*, Baltschiedertal) à 10 m (Ausserberg, Ober Getwing). Leur importance est en général sous-estimée, car leur aspect ressemble à s'y méprendre aux schistes sériciteux qu'ils accompagnent. Toutefois, la plupart du temps, leur débit parallélépipédique et plaqueté de 1 à 3 cm, leur plan de schistosité lisse et soyeux, brillant, clouté de petits porphyroblastes blancs et finement tacheté de fins micas noirs suffisent à les distinguer. La couleur est claire, voire blanche en patine pour certains microgranites des environs d'Ausserberg et du Baltschiedertal, ou gris vert olivâtre pour les autres; les surfaces des diaclases sont fréquemment couleur de rouille.

Les microgranites ne sont pas de composition homogène, laquelle est indépendante de la couleur de la patine de la roche (cf. tabl. 1).

Les *phénocristaux* sont formés soit d'albite, en monocristaux idiomorphes ou en agrégats de quelques grains séricitisés, à fines bordures limpides, et atteignant 2 mm, soit de groupements polycristallins ne dépassant guère le millimètre, parfois corrodés, l'albite en constituant les $\frac{2}{3}$, le reste étant du quartz en quelques plages engrenées. R. Meier signale aussi au Lauigraben* des phénocristaux de microcline accompagnant le quartz et l'albite.

Environ les $\frac{4}{5}$ de la *matrice* microgrenue (diamètre des grains $< 0,2$ mm) sont constitués, en quantités égales, de quartz en purée et de petites paillettes de mica blanc communément orientées. Le mica noir, teinté de verdâtre, en lattes atteignant 1 mm groupées en petits agrégats ou dispersées, accompagne souvent quelques petites albites, des petits opaques quadrangulaires, de rares pistachites, sphènes et apatites idiomorphes. R. Meier signale aussi des feldspaths alcalins. Ses nombreuses analyses au diffractomètre à Rayons X situent les porphyres dans le domaine des granodiorites et des tonalites, dépourvues de feldspaths alcalins, du double triangle de STRECKEISEN (1974).

Quant à l'âge de ces filons, en tout cas postérieur à celui du granite de Baltschieder qu'ils recoupent au Wiwannahorn (p. 16), il n'est pas déterminé à ma connaissance. Selon STECK

(1966, p. 63), on peut considérer l'intrusion de ces microgranites comme une phase terminale de la mise en place du granite central de l'Aar. Mais ceci ne ressort pas d'observations sur le terrain envisagé ici.

Les fissures de tension

Toutes les formations décrites comportent des fissures de tension, dont les dispositions géométriques seront étudiées dans le chapitre consacré aux structures à l'échelle de l'affleurement (p. 53). Les cristalliers hantant le versant occidental du Gärsthorn, au-dessus de Honalpen*, les connaissent bien pour les beaux quartz qu'elles livrent: «quartz à fantômes» de chlorite, rutile, adulaire, etc. Ailleur, quartz et chlorite, plus rarement chlorite seule, remplissent les fentes; les cristaux sont quasi toujours perpendiculaires aux lèvres. Les diaclasses sont souvent «sèches» dans les microgranites. Cette description se rapporte aux diaclasses équivalentes à celles de STECK (1966) et aux «open veins» de TAYLOR (1976).

Tableau 1: Composition modale moyenne des roches leucocrates et mésocrates du socle

Description	Provenance	Quartz	Albite	K-feldspaths	Micas blancs	Micas noirs	Chlorite	Pistachite	Zoisite	Calcite	Opales	Apatite	Sphène	Zircon	Hornblende	Tourmaline	Comp. pétrogr. (STRECKEISEN)
Gneiss leuco	bisse Eggerberg	25	35	35	5			A		A	a						Granite
Gneiss leuco	bisse 1150 Baltsch	50	25	20	A					A	a	a					Leucogranite
Gneiss leuco	Mattwald	35	50	5	10					A	a	a					Tonalite
Gneiss leuco	bisse 1150 Baltsch	50	35		15			a		A	a	a	a				Tonalite
Gn sér oeuillé	Blaugraben	40	20	20	10	5		a		A		a				A	Granite
Gn sér oeuillé	bisse Eggerberg	35	25	20	10					5							Granite
Gn sér oeuillé	Lauigraben	60	5	10	20			A			A						Quartzgranite
Gn sér oeuillé	rte Visp-Eggerberg	15	50	10	15		5	5		A	a	a					Quartzsyénite
Gn sér oeuillé	bisse Eggerberg	40	40	5	5	a		A			a	a					Tonalite
Gn sér oeuillé	sent Baltsch-Eggen	30	30		30	A		a		A	a						Tonalite
Gn sér oeuillé	Mattwald	60	10		25	a		A			A	a					Tonalite
Sch séricit	Furggbach	15	10	5	60	A		a			A	a					Mélagranite
Sch séricit	bisse 850 Eggerberg	20	10		50	20		A			a	A	A				Mélatonalite
Sch séricit	rte Chastler	10	50			15					a	A	5		10		Tonalite
Sch séricit	bisse Baltsch 1160	20			50	15		5	a	A	A						Mélaquartzolite
Gran Baltsch	Rote Kuh	35	35	25	A	5				A	a						Granite
Gran Baltsch	Rote Kuh	50	20	20	A	5		a									Granite
Gran Baltsch	Gampel	35	50	10		A	A	a		A	A						Diorite
Gran Baltsch	Ladenwald	20	60	A	A	10	A	A	a	A			a		a		Tonalite
Microg porph	Nirwärbch	50	20		25	5											Andésite (yeux = Ab)
Microg porph	Lauigraben	60	15		25	A				A	A						Andésite (yeux = Ab + Qz)
Microg porph	Bratsch	15	35		60	A		A			A						Andésite (yeux = Ab)
		A : Accessoire				a : Accidentel											

Ces schistes et gneiss du socle, souvent d'aspect migmatitique, sont d'origine méta-sédimentaire ou méta-ignée et souvent polymétamorphiques. Leur composition modale permet de les classer dans le triangle $Q-A-P$ des roches ignées de STRECKEISEN (1974). Les proportions sont estimées en pour-cent, à vue de nez.

Les roches de la couverture

La stratigraphie du SW du massif de l'Aar a été parfaitement décrite par SCHENKER (1946), qui fera référence en la matière, entre autres pour nommer les étages. Je me contenterai d'ajouter quelques observations personnelles.

Aucun fossile caractéristique n'a été découvert, permettant de dater les couches. On baptise ces formations par analogie lithostratigraphique avec les régions voisines plus fossilifères.

Le Mésozoïque est représenté du Trias au Malm. Que le lecteur veuille comprendre par les termes «Trias», «Lias», «Aalénien», ... l'expression «les roches du Trias», «les roches du Lias», «les schistes aaléniens», etc.

Le Trias

Le Trias détermine deux bandes synclinales sur rive gauche du Baltschiedertal: le synclinal de Baltschieder-Brischeren* et le synclinal complexe de la Schiltfurgge*. Il couronne les gneiss du Vieux Cristallin, du Blaugraben* (Baltschiedertal) au Mankin* par Mäderboden* (Ranft*), le Lauigraben*, Mühlackern* et Ausserberg. De petites lentilles dolomitiques gisent à Arbol, le long de la faille RKG. Le Trias est d'épaisseur variable, de moins d'1 m sur la rive N du Steinbruchgraben* (cf. fig. 9) et à Bielen* (NW d'Ausserberg entre 1300 et 1380), à près de 300 m localement au cœur des synclinaux du Baltschiedertal. L'épaisseur moyenne réelle, difficile à estimer, doit atteindre 50 m à Ausserberg (placages dolomitiques sur le Vieux Socle).

On distinguera les terrains suivants rassemblés dans la figure 1 en une coupe synthétique.

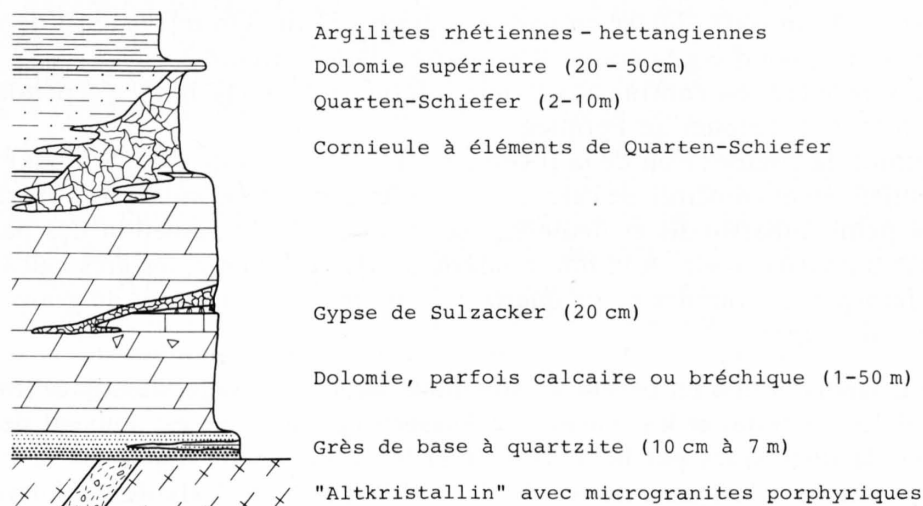


Fig. 1: Coupe synthétique du Trias.

Le grès de base marque, par 0,1 à 2 m d'arénites (exceptionnellement 7 m au portail E du tunnel BLS, W d'Ausserberg), le contact entre le socle et la couverture quasi partout où il est visible. Ce n'est qu'au synclinal de Baltschieder-Brischeren* et sous les placages d'Ausserberg, que la dolomie repose parfois en contact avec les gneiss.

C'est une roche sableuse, friable, brune à rousse en patine, à grains quartzofeldspathiques subarrondis et ciment calcaire. A la base du Blaugraben*, sur son flanc gauche (633.610/132.580/1520), on observe des structures de «cross bedding» et un grain plus grossier, atteignant 4 mm.

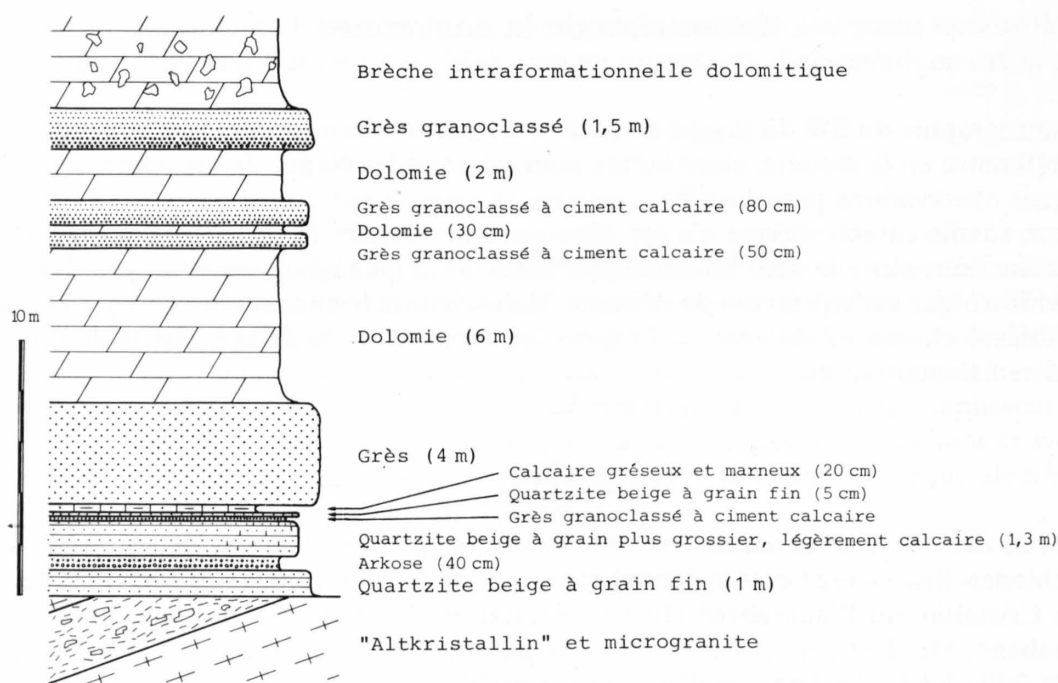


Fig. 2: Coupe de la base du Trias, entre le portail E du tunnel BLS, W d'Ausserberg, et le chemin de St-German.

BAER (1959), au portail E du tunnel BLS, W d'Ausserberg, a levé une coupe mettant en évidence des *quartzites* brun roux violacé en patine, à grain très fin. On relève ainsi depuis le chemin de St-German à Ausserberg la coupe schématisée dans la figure 2.

S'il est vrai que le grès est confiné aux termes inférieurs du Trias, il n'y a cependant aucune raison péremptoire de l'attribuer au Permien.

En lame mince, la composition de la roche est arkosique (VATAN 1967, SCHENKER 1946); le ciment est essentiellement constitué de calcite et de séricite et occupe moins de 10% de la roche. Les éléments à peine subarrondis et dentelés, reconstituent la composition des bancs leucocrates des gneiss du Vieux Socle. A la limite inférieure de la dolomie, les grès calcaires voient leur teneur en feldspaths s'annuler et les quartz s'arrondir; on peut parler de *grauwackes* (VATAN 1967, PETTIJOHN 1954).

La *dolomie*, jaune vanille en patine, ressort bien dans le paysage, dessinant les plis de la rive droite du Baltschiedertal et les placages d'Ausserberg. La roche est souvent découpée en parallélépipèdes décimétriques par la schistosité et les systèmes de diaclases. Je n'ai pas retrouvé les intercalations schisteuses noires de BAER (1959) près de Kalkofen* (Ausserberg W); par contre de fines intercalations gréseuses ou siliceuses dessinent la stratigraphie sous Mühlackern* et au bas du Blaugraben*. La roche est parfois bréchique (Ausserberg); les éléments non triés anguleux à subarrondis, dolomitiques dans un ciment de la même matière, atteignent 6 cm. Déjà signalés par SCHENKER (1946), BAER (1959) leur a attribué une nature intraformationnelle. Dans le Blaugraben*, de 1825 à 1860 m, une dolomie rubanée prend la place de la dolomie usuelle. Des bancs de carbonates de 2 à 4 mm d'épaisseur alternent avec des bancs de quartz et de carbonates de la même importance.

SCHENKER (1946), citant SCHMIDT (1900), signale de nombreuses minéralisations dans le Baltschiedertal. A part de fréquentes pyrites, ce n'est qu'à Ausserberg que, lors d'une excursion commune avec Steck, nous avons trouvé quelques petites mouchetures d'azurite, exactement au-dessus du portail E du tunnel BLS, W d'Ausserberg, dans la brèche dolomitique.

En lame mince la dolomie est micritique. On y observe toujours des grains arrondis de quartz, en quantité généralement accessoire, mais atteignant exceptionnellement 40% (ravins de Gräbu, 633.320/132.000/1820) et de la séricite ou des micas blancs. La dolomie du synclinal de Baltschieder–Brischeren* est plus calcitique. La matrice des brèches est faite de grands cristaux de dolomie engrenés, associés à un peu de quartz. Les lits silicieux de la dolomie rubanée contiennent en quantités égales des micas blancs, du quartz et du carbonate équigranulaires. La biotite verte à brune et la tourmaline en petites sections idiomorphes vert bouteille sont très fréquentes. La pistachite et plus rarement l'allanite se rencontrent çà et là.

La tourmaline pose un problème de provenance, ne se trouvant en quantité notable que dans les dolomies rubanées. Elle est rare dans les gneiss du Vieux Cristallin et le granite de Baltschieder. Ni SCHENKER (1946), ni BAER (1959) ne donnent d'indication à ce sujet.

La coupe partielle du synclinal de Baltschieder–Brischeren*, sur le bisse du Baltschieder tal à Eggerberg, près du lieu-dit «Sulzacker*» (634.500/129.460/1150), est vraisemblablement en position normale (fig. 3). Les schistes calcaires à évaporites montrent au microscope outre $\frac{2}{3}$ de calcite et 10% de quartz et d'albite séricitisée, de minces lits de barytine.

Les *cornieules* accompagnées de gypse, signalées par SWIDERSKI (1919), sont placées par SCHENKER (1946), stratigraphiquement à la base des «Quarten-Schiefer». Par de remarquables observations, BAER (1959) introduisit dans la région le délicat problème de l'origine sédimentaire et/ou tectonique de la cornieule. Dans son Travail de Doctorat (inédit), C. Taylor penchait, en 1976, pour la nature sédimentaire et diagénétique de la roche, sans exclure d'épisode tectonique, pour la cornieule du Faldumrothorn (620.680/134.960/2832).

Si, à l'échelle de l'affleurement, la roche prend une position stratiforme, sur la carte elle se répartit en général au cœur des synclinaux, le plus souvent en «envahissant» les Quarten-Schiefer (Steinbruchgraben*, Gräbu); à Brischeren*, le fond du synclinal est entièrement garni de cornieule. Exception est faite toutefois de la cornieule du Mankin*, localement développée et de la brèche «cornieuliforme» de Baltschieder.

La cornieule comporte toujours des éléments de Quarten-Schiefer, rares et inférieurs à 1 cm dans le synclinal de Baltschieder–Brischeren* (où le gypse est fréquent en éléments), beaucoup plus fréquents et atteignant 20 cm au Mankin*. La dolomie, plus rarement le gneiss (au Mankin*) et le calcaire dolomitique (à Brischeren*) sont les autres composants essentiels. Le gypse paraît bien moins répandu que ne l'ont rapporté SCHENKER (1946) et BAER (1959), peut-être influencés par des théories où le gypse était indispensable à la cornieulisation (BAER 1959, p. 46). Le ciment, d'importance inégale, est une matrice de calcite et de dolomie en très petits éléments en voie de dissolution, donnant un aspect spongieux ou vacuolaire à la roche, suivant la taille des grains dolomitiques. En plusieurs endroits (Brischeren*, 636.920/130.990/2070; ravins de Gräbu, 633.440/131.900/1710), la cornieule est alvéolaire, les parois des vacuoles étant

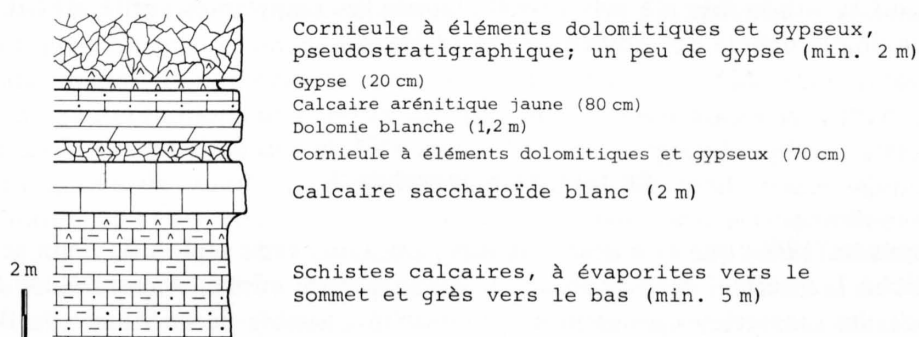


Fig. 3: Coupe partielle du Trias du synclinal Baltschieder–Brischeren* près de Sulzacker*.

disposées parallèlement aux deux systèmes de diaclases dominants régionalement. Ce phénomène est déjà observé par SCHARDT (1885) cité par MASSON (1972), qui s'en explique p.32 de sa publication.

En lame mince, les blocs anguleux ou subarrondis de dolomie micritique de taille très variable constituent l'essentiel des éléments; ils s'accompagnent de quartz et de micas, aussi présents dans le ciment de grains de calcite, millimétriques et engrenés.

Au N de Baltschieder, se dresse un piton rose de dolomie cornueulisée, déjà observé par BAER (1959). Attentivement scruté par H. Masson, il s'agit d'une brèche de pente, d'âge quaternaire, en liaison avec le tassement du versant.

Les «*Quarten-Schiefer*» sont des schistes argileux de 2 à 10 m d'épaisseur, dont la couleur varie du jaune, au Lauigraben*, au bleu-gris dans le synclinal de Baltschieder–Brischeren*, en passant par la teinte du jaune d'œuf trop cuit usuelle au Baltschiedertal. La surface schisteuse est soyeuse, la roche est tendre et parsemée de très belles pyrites centimétriques (Blaugraben*, 1870 m). Décrits comme «schistes bariolés» par SWIDERSKI (1919), puis comme «Quartenschiefer» par SCHENKER (1946), ils ont repris leur nom de «schistes bariolés» avec BAER (1959).

En lame mince, des phénocristaux millimétriques de pyrite, de quartz et/ou de biotite verte nagent voluptueusement dans une pâte (90% de la roche) de séricite et de fort petits quartz allongés (< 0,05 mm). De petites tourmalines vert bouteille parsèment la roche. Je n'ai pas retrouvé le chloritoïde mentionné par SCHENKER (1946).

La *dolomie supérieure*, à gravillons siliceux subarrondis, épars, de 1 à 3 mm de diamètre, forme un banc de 20 à 60 cm qui couronne les Quarten-Schiefer, du Blaugraben* au Mankin*. La roche ne trouve place ni dans la stratigraphie de SCHENKER (1946) – si ce n'est éventuellement dans le cadre du «Rhät» – ni dans celle de BAER (1959).

Hypothèses sur l'âge des séries triasiques

L'âge des grès de base est mal déterminé. SWIDERSKI (1919) et SCHENKER (1946) les attribuent au Trias inférieur (Buntsandstein). BAER (1959) range les quartzites purs dans le Permien et les arkoses et grauwackes dans le Trias. «L'écrasement alpin» répète ces formations. Je suis fortement enclin à estimer que l'ensemble des arkoses et des quartzites sont triasiques. La découverte au Vieil-Emosson (massif des Aiguilles-Rouges, Valais) d'empreintes d'Archosauriens tridactyles a permis à BRONNER & DEMATHIEU (1977) (voir aussi DEMATHIEU 1978) d'attribuer un âge Ladinien–Carnien (Trias moyen à supérieur) aux séries gréseuses de base. On peut admettre, en corrélant les différents Massifs cristallins externes, la contemporanéité du dépôt des grès des Aiguilles-Rouges et du massif de l'Aar. L'âge ladinien est aussi suggéré par l'examen du tableau II de la synthèse du Trias ouest-alpin de MEGARD-GALLI & BAUD (1977). Les Quarten-Schiefer, éventuellement corrélables avec les schistes versicolores, seraient noriens.

Hélas, aucun Chirothérioïde n'a pris soin de laisser ses empreintes sur le massif de l'Aar, afin de tirer le géologue hébété des abîmes de son désarroi.

Le Lias du Blaugraben

C'est à SCHENKER (1946) que l'on doit la distinction, dans cette région de deux séries liasiques: la «Nördliche Liasserie», bien exposée au Blaugraben*, mince, disparaissant à la Rote Kuh*, et la «Südliche Liasserie» ou «série de St-German», visible de ce village au Bietschtal, plus épaisse et moins grossièrement détritique. Le douloureux problème des liens paléogéographique et structural entre ces deux séries sera évoqué dans la synthèse (p.64).

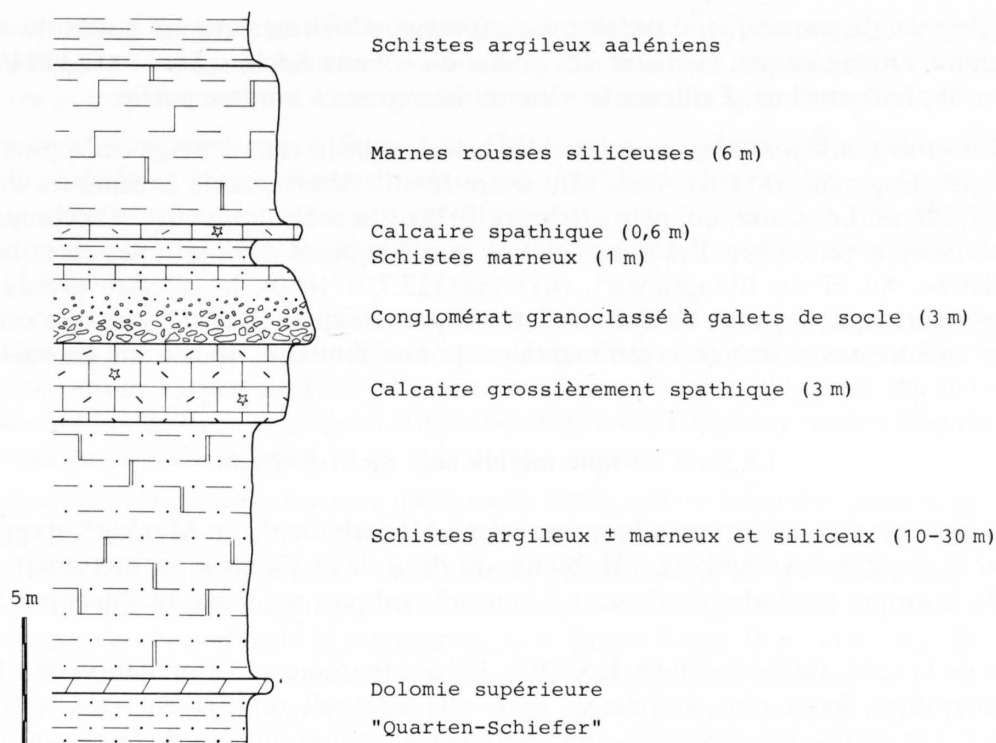


Fig. 4: Coupe synthétique de la «Nördliche Liasserie» du Blaugraben*.

Le Blaugraben* est un ravin bourbeux qui s'élève de 1400 à 1900 m sur la rive droite du Baltschiederthal, en face d'Eril*. La figure 4 montre une coupe sur la rive gauche du ravin, de 1700 à 1730 m.

Les passages latéraux sont de règle: «Die geologischen Verhältnisse sind sehr kompliziert und wechseln rasch auf kurze Entfernungen» (SCHENKER 1946). Ainsi, dans les ravins de Gräbu, au point 632.980/132.090/2040, les schistes hettangiens sont «surmontés» (la série est renversée) de 6 m de calcaires gréseux à niveaux spathiques contenant de petites Pentacrines bimillimétriques assez usées et déjà signalées par SCHENKER (1946, p. 53). Les schistes argileux rhétiens-hettangiens sont semblables à ceux de la série méridionale (cf. p. 24). SCHENKER (1946) a relevé plusieurs coupes et décrit minutieusement les roches. Je n'insisterai que sur le conglomérat et le calcaire spathique et gréseux.

Le *conglomérat* est un banc de 2 à 3 m, beige, dont la base est faite de galets arrondis et plats (ou aplatis) jusqu'à 12 cm de diamètre, enrobés dans un ciment sériciteux gris blanchâtre; vers le haut, la taille des éléments diminue et le ciment devient plus calcaire. Le sommet du banc est un grès siliceux à ciment calcaire.

En lame mince, la composition des galets est celle des gneiss leucocrates du «Vieux Socle», 50% de quartz faiblement engrené, de taille inéquidimensionnelle, 30% d'albite peu sériciteuse à fines bordures limpides et 20% de microcline en grandes plages irrégulières, à nombreuses inclusions de quartz et d'albite idiomorphes. De petits micas blancs, de la calcite intergranulaire, de rares opaques quadratiques se rencontrent accessoirement. Le ciment est constitué pour moitié de quartz en petits grains à extinction roulante, faiblement dentelés, de 15% d'albite assez séricitisée, subidiomorphe, à fines bordures fraîches et de 30% de calcite en grains de taille fort variable (jusqu'à 1,5 mm) allongés et engrenés. Accessoirement, on observe des micas blancs en minces lits de longues paillettes associées à des opaques filandreux ou idiomorphes, des rares micas noirs et des pistachites.

En l'absence de statistique, il paraît présomptueux d'affirmer que les galets du conglomérat, qui semble monogénique, viennent des gneiss du «Vieux Socle». SCHENKER (1946, profil 5, chiffre 8, p. 46) leur attribue d'ailleurs le «Bietschhorngranit» comme patrie.

Les *calcaires spathiques et gréseux* sont des calcaires brun roux à beige clair, plus ou moins gréseux à gros fragments de Crinoïdes, sans autre fossile déterminable excepté les Pentacrines évoquées ci-dessus. Le quartz, qui peut atteindre 10 % de la roche, est souvent accompagné d'albite subidiomorphe séricitisée. Les micas blancs, peu fréquents, sont groupés en minces lits de fines paillettes. Au N du Blaugraben*, (633.460/132.730/1660), le calcaire gréseux devient microconglomératique, à galets de dolomie micritique atteignant 2 cm. Sa texture est rubanée. Je n'ai vu aucune autre structure sédimentaire qu'une tendance locale au granoclassement.

La série liasique méridionale de St-German

Cette série est particulièrement bien exposée à Mäderboden*, au Mankin*, dans le Strahlwald et sur le chemin d'Ausserberg à Hohntenn, du droit de St-German au Bietschtal. Les noms d'étages de la coupe générale (fig. 5) sont à peu près calqués sur ceux attribués par SCHENKER (1946).

Au N de la série, dans les ravins de Gräbu, la base manque, et l'appellation de «Lias supérieur indéterminé» serait plus judicieuse, mais elle apparaît rapidement vers le S, sous les Grienläger*. Les épaisseurs moyennes sont difficiles à estimer, du fait de la tectonique.

Les *schistes rhétiens-hettangiens* (SCHENKER 1946), là où leur contact est visible, reposent directement sur la dolomie supérieure. D'épaisseur variant de 10 à 50 m, ces schistes argileux feuilletés bleu violacé comportent, surtout à la base, quelques bancs centimétriques plus marneux, brun roux sombre. La surface schisteuse est affectée de nuages de rouille autour d'aggrégats de petites pyrites. Les veines de quartz et de calcite centimétriques sont assez fréquentes.

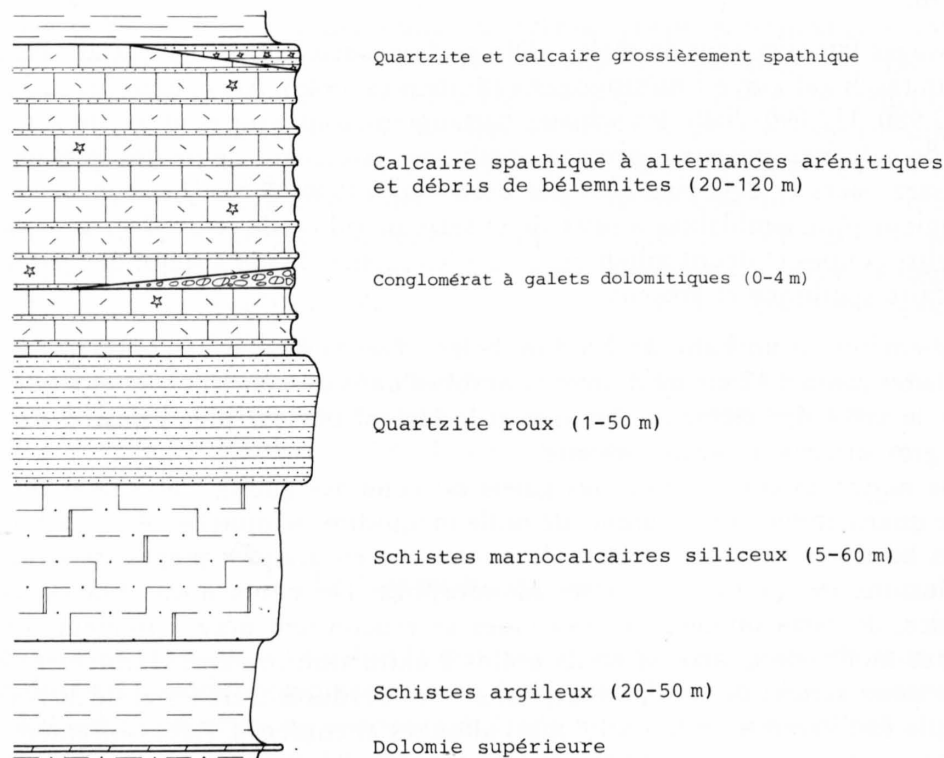


Fig. 5: Coupe synthétique de la «Südliche Liasserie».

En lame mince, apparaît un «rubanage» (tectonique?) de lits de quartz, en petits grains polygonaux entourés d'opakes filandreux associés à des micas et constituant les $\frac{2}{3}$ de la roche. Ces opakes pourraient être des horizons de concentration d'origine tectonique.

Les *marnes «sinémuriennes»* (SCHENKER 1946), schistes calcaires blanchâtres légèrement mordorés et rouillés en patine, finement plaquetés, sont bien observables au-dessus de St-Germain, sur le chemin touristique Ausserberg–Hohtenn. Ils montrent dans une alternance marneuse et siliceuse une belle réfraction de la schistosité sur le sentier de Ranft* à Leiggern (632.540/130.870/1695).

La lame mince montre de la calcite en lits de 2 à 4 mm de petits grains équidimensionnels allongés, séparés par des niveaux millimétriques de petits quartz polygonaux mêlés à de la calcite. Les proportions varient de 15 à 40% pour le quartz, de 80 à 30% pour la calcite; le mica blanc en minces lits de fines et longues lattes associées à des traînées opakes filandreuses peut atteindre jusqu'à 30% de la lame.

Les *quartzites roux «lotharingiens»* (SCHENKER 1946), qui ne mesurent guère plus de 1 à 2 m aux Grienläger*, atteignent 50 m dans le Strahlwald. Comme la limite entre les schistes hettangiens et les marnes sinémuriennes, la séparation entre celles-ci et les quartzites roux est nette et tranchée. Ce dernier faciès est un grès très siliceux à ciment légèrement calcaire, la teneur en calcite croissant vers le sommet; le grain ne dépasse guère 1 mm, la patine, caractéristique, est orange à brun rouille, la cassure blanche à jaune orangé, souvent friable.

En lame mince, la roche contient 40 à 75% de quartz en grains isolés atteignant 1 mm ou en aggrégats souvent arrondis de petits cristaux polygonaux, et respectivement 20 à 60% de calcite à texture intergranulaire ou en lits de petits grains allongés. Plus la roche est siliceuse, plus les micas blancs y paraissent fréquents, en lits ou associés au quartz. Accessoirement, l'on y trouve quelques petites albites très séricitisées, à bordures limpides, des micas noirs, des épidotes, des traînées d'opakes associées aux micas, de rares tourmalines orangées claires à gris vert bleuté.

SCHENKER (1946) et BAER (1959) à sa suite ont placé dans le Lotharingien des calcaires arénitiques spathiques et un conglomérat à galets dolomitiques. Sans autre raison que de me conformer aux stratigraphies de LUGEON (1914–1918) et de TAYLOR (1976), et parce que sur la route forestière de Neuwerk* à Leiggern Alp*, j'ai trouvé un petit gisement de bélemnites (631.890/130.630/1600) dans un calcaire arénitique en position stratigraphique probablement inférieure au conglomérat, je préfère limiter le Lotharingien au seul quartzite roux.

Le calcaire spathique et arénitique «plienbachien, domérien et toarcien» (SCHENKER 1946) est très bien développé des Grienläger* au Bietschtal en passant par le Mankin*. Il mesure de 20 m dans le repli synclinal qu'il forme dans les ravins de Gräbu (cf. p.34), à environ 100 à 120 m dans le Bietschtal.

Ce calcaire est une roche brune à jaune rouillé, avec des alternances d'arénites siliceuses à grain fin à moyen, beige clair. La cassure est indistinctement gris bleuté et spathique. A environ 5 à 20 m de la base, se trouve un niveau conglomératique, bien décrit et suivi par BAER (1959), à galets de dolomie aplatis et allongés, de 1 à 3 cm de long et 0,4 à 1 cm de large. L'épaisseur du conglomérat varie du N au S de la série; de 4 m au Grienläger*, elle atteint 2 m à Mäderboden*, 1 à 2 m au Lauigraben*, 1 m au Mankin*, quasi absent dans le Strahlwald, 20 cm sur la crête rive gauche du Bietschtal (628.320/129.300/880). Occasionnellement, sur ou sous le conglomérat, on rencontre quelques petits gisements de bélemnites, certaines tronçonnées, comme FELLEBERG & MOESCH (1893) l'ont déjà dessiné (tab. A, p. 202). Ces gisements se situent: à la Rarnerkumme* (628.200/129.440/770), sur le chemin de construction du BLS, rive droite du Bietschtal (628.600/129.700/1000), sur la crête rive gauche du Bietschtal (628.680/129.440/970), au Mankin* (630.810/130.170/1310), sur la route de Neuwerk* à la Leiggern Alp* (631.890/130.630/1600); les groupements ne dépassent guère la douzaine d'individus et se refusent donc à une étude statistique de la déformation.

En lame mince, les galets du conglomérat sont de la dolomie micritique à rares grains de quartz, enrobés d'une fine pellicule opaque (algues encroûtantes?). Le ciment, constituant de la moitié aux $\frac{2}{3}$ de la roche est en grains de calcite de taille inégale, arrondis, dentelés, accompagnés de 15% de quartz subarrondis en petits grains disséminés. De rares micas blancs sont épars dans la roche.

Dans les calcaires spathiques arénitiques, la composition est variable; la calcite, 95 à 50% de la roche, formant l'essentiel des calcaires. De nombreux spaths de crinoïdes (jusqu'à $\frac{1}{4}$ de l'échantillon), atteignant 4 mm de diamètre sont noyés dans un ciment hétérogranulaire de grains subarrondis engrenés. Le quartz, de 3 à 50% de la roche, est en cristaux arrondis atteignant parfois 3 mm. Plus la silice est abondante, plus les minéraux accessoires comptent dans leur rang l'albite séricitisée et la microcline (Tälwald* d'Ausserberg sous Grienläger*, Mäderboden*). Les micas blancs, parfois les noirs, des pistachites et des tourmalines complètent la roche. Un échantillon de la Rarnerkumme* (628.200/129.450/770) a révélé un Miliolidé.

La base de l'Aalénien, à la sortie du premier tunnel du chemin pédestre d'Ausserberg à Hohtenn, rive gauche du Bietschtal, montre un banc de 3 à 4 m d'un *quartzite roux* à cassure brune, à grain fin, très pauvre en calcite (non décelable à l'HCl), dans la position du calcaire attribué au Bajocien et décrit comme calcaire échinodermique par SCHENKER (1946, chiffre 5 de la coupe fig. 5).

Sous la première bande de schistes aaléniens de la même coupe (au pied de la falaise calcaire), une bande de calcaire grossièrement spathique sombre a été attribué au Toarcien par Schläppi lors d'une excursion commune en octobre 1978 (communic. orale). Il ressort que le Toarcien n'est guère distinct des calcaires du Pliensbachien-Domérien.

Commentaires. – Les implications paléogéographiques des descriptions ci-dessus seront examinées dans le chapitre de synthèse (cf. p. 64). D'ores et déjà, on peut pressentir dans la «Nördliche Liasserie» la presqu'île du Bietschhorn de TRÜMPY (1971).

Le Dogger

Le Dogger se suit du Blaugraben* à Hohtenn, couronnant d'abord la «Nördliche Liasserie», puis la «Südliche Liasserie» dès le Blasbühlhübel* (Raron). Epais de 100 à 400 m, il présente de grandes similitudes avec le Lias de St-German, ce qui complique souvent l'attribution des schistes argileux au Lias inférieur ou à l'Aalénien, et des calcaires arénacés et spathiques au Pliensbachien ou au Bajocien.

Les meilleures coupes sont exposées à la Rote Kuh*, au Mankin*, dans la Tälwald* sur Raron et au Blasbühlhübel* au NW de Raron. La figure 6 en donne une vision synthétique.

Les *schistes argileux «aaléniens»* (SCHENKER 1946), localisés au toit du Lias du Blaugraben* à la Rarnerkumme*, épais de 40 à 100 m, se trouvent aussi en lentilles et en couches de 1 à 10 m le long de la faille RKG (Mattacker*–Laden*).

Les schistes argileux aaléniens ne sont guère différents de ceux du Lias inférieur: feuilletés, bleu violacé sombre et à taches de rouille autour de nuages de pyrite. Parfois ils paraissent plus siliceux; on y distingue un rubanement sédimentaire de 1 à 2 mm et quelques miches ferrugineuses ovoïdes (chemin de construction du BLS, 628.620/129.800/1010); les lentilles et veines boudinées quartzocalcitiques parallèles à la schistosité semblent plus fréquentes. Ces observations, dont la conclusion est souvent mise en défaut, sont plus faites pour rassurer le sentiment de perspicacité de l'observateur.

Le long du chemin de Laden* à Spielbielalpji, coord. 625.570/130.800/1450, les schistes argileux comportent des nodules quartzitiques de 2 à 4 mm, sont plus mats et dépourvus de veines. BAER (1959) a hésité à les attribuer au Carbonifère mais s'est rangé à l'avis de SCHENKER (1946) qui leur donne un âge aalénien.

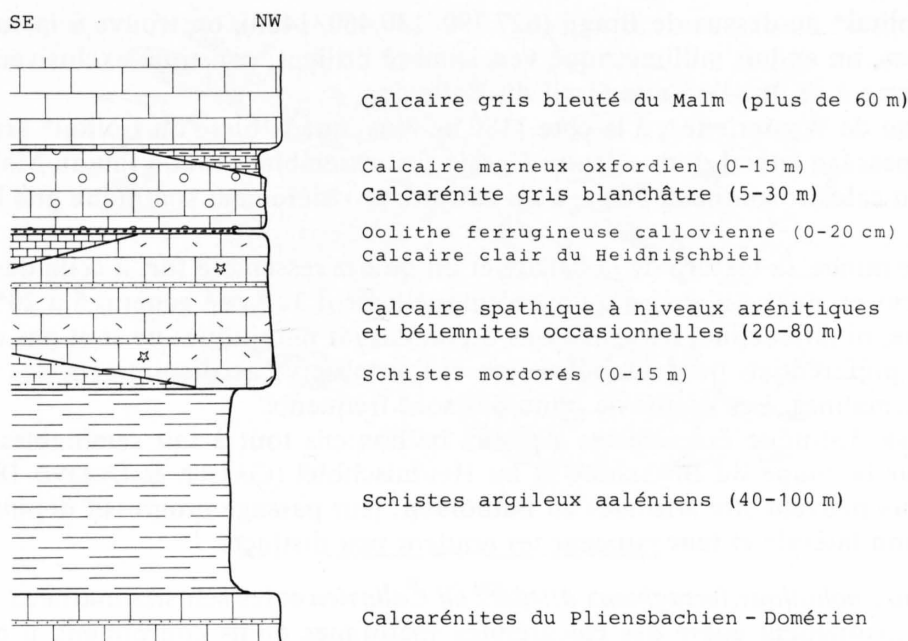


Fig. 6: Coupe synthétique du Dogger et du Malm.

Dans une coupe qu'il décrit, BAER (1959, p. 65) mentionne «des schistes aaléniens bleu noir brillant mêlés à des copeaux cristallins séréciteux, dorés. Puissance: 15 cm» et peu au-dessus dans un calcaire échinodermique «un très important conglomérat à galets cristallins». En fait, j'ai vu au point 626.560/131.100/1640 une brèche d'origine tectonique sur laquelle je reviendrai en page 40.

En lame mince, le contenu des schistes aaléniens n'est pas différent de celui des schistes du Lias inférieur, excepté la présence occasionnelle de petites tourmalines dans l'Aalénien.

Les *schistes mordorés attribués au Bajocien inférieur* se situent au sommet des schistes argileux aaléniens; localisés du Heidnischbiel au Ijolital*, ils ne dépassent guère 15 m. Déjà décrits dans GASSER & DOLIVO (1980), ils n'ont pas été distingués de l'Aalénien par SCHENKER (1946) et BAER (1959). C'est LUGEON (1914-1918) qui a décrit pour la première fois ces schistes mordorés, en les attribuant tantôt à l'Aalénien supérieur, tantôt au Bajocien inférieur.

En lame mince, le quartz en petits grains polygonaux allongés forme 35 à 70% de la roche, alternant avec des lits de longues lattes de mica blanc ($\frac{1}{3}$ de la roche) associés à des opaques filandreux et de la calcite en petits grains irréguliers et dentelés (5-30% de la roche). Accessoirement, on observe quelques opaques quadrangulaires et de petites tourmalines vert bouteille idiomorphes entourées d'une fine auréole limpide.

Le *calcaire roux attribué au Bajocien-Bathonien* surmonte les schistes argileux et mordorés de la Rote Kuh* à Hochtenn sur une épaisseur de 20 à 100 m. A l'E de la Lonza il constitue, avec les schistes argileux, la lèvre S de la faille RKG. A juste titre, SCHENKER écrivait déjà: «Dieselbe Schwierigkeit, welche schon die Unterscheidung von Aalénien- und Liasschiefer bereitet hat, kehrt wieder bei der Unterscheidung von Lias- und Bajocienkalk.» Il mentionne quelques différences, l'absence de quartzites et de bélemnites. En fait, on trouve des bélemnites tronçonnées le long du sentier de la Tälwald* au N de Raron (628.080/130.740/1625 et 628.040/130.780/1660), sur la crête du Ijolital* (627.740/130.380/1440) et au Mankin* où l'on trouve quelques calcaires lumachelliques à 2030 et 2055 m (631.875/132.000/2130). SCHENKER attire aussi l'attention sur les similitudes de patine parfois orangée entre Callovien et Bajocien. En effet, au NW de la Rarnerkumme*, sur le sentier de tourisme pédestre (627.530/129.720/990) et sur

l'arête du Ijolital* au-dessus de Bräggi (627.790/130.460/1480), on trouve à la surface de certaines couches, un enduit millimétrique vert sombre brillant, constitué exclusivement de chlorite et conforme à ce que l'on attendrait du Callovien.

Le coteau de Wasserleite*, à la cote 1180 m, ainsi que le bisse du Ijolital* arrosant Bräggi, montrent le passage latéral d'un calcaire à grain fin ressemblant tout à fait au Malm dont il est séparé par un calcaire marneux beige, à un calcaire grossièrement spathique gris brun verdâtre (fig. 7).

En lame mince, la texture de la calcite et du quartz ressemble fort à celle des calcaires du Lias. La teneur en quartz n'atteint qu'exceptionnellement 30 %, en général 5 à 20 %. Je n'ai observé ni albite, ni microcline; les gravillons dolomitiques micritiques ne sont pas rares; le mica blanc en lits préférentiels peut atteindre 10 % et l'on observe accessoirement des pistachites et quelques tourmalines. Les spaths de crinoïdes sont fréquents.

SCHENKER distingue des schistes argileux bathoniens tout à fait semblables aux schistes aaléniens. Sur la coupe du Bietschtal, et au Heidnischbiel (GASSER & DOLIVO 1980), des épisodes marneux peuvent être attribués au Bathonien; leur passage progressif depuis le Bajocien, leur disparition latérale et leur minceur les rendent peu distincts.

Le calcaire oolithique ferrugineux attribué au Callovien et les schistes marneux de la base du Malm ne se distinguent guère des calcarénites spathiques qu'ils couronnent, à moins que ne vienne s'intercaler un niveau spathique vert foncé à clair ou jaune ocre à rouille orangé ne dépassant pas 30 cm, piqué d'oolithes ferrugineuses de 1 à 2 mm. SCHENKER (1946) qui a découvert, suivi et attribué à ce calcaire un âge callovien, lui a donné une importance stratigraphique méritée, bien qu'il ne soit pas aussi répandu qu'il ne l'a dessiné sur sa carte. On trouve de belles oolithes: sur la Rote Kuh* (632.700/132.510/2420), sur le chemin du Bietschtal, rive gauche 150 m au N du pont BLS (628.980/130.380/990), sur la crête du Ijolital* au-dessus de Bräggi (627.110/129.770/1060), dans les environs de Tatz (627.070/130.650/1460) associées à des bélemnites, sur la route Tatz-Mattacker* (non en place, 626.850/130.870/1580).

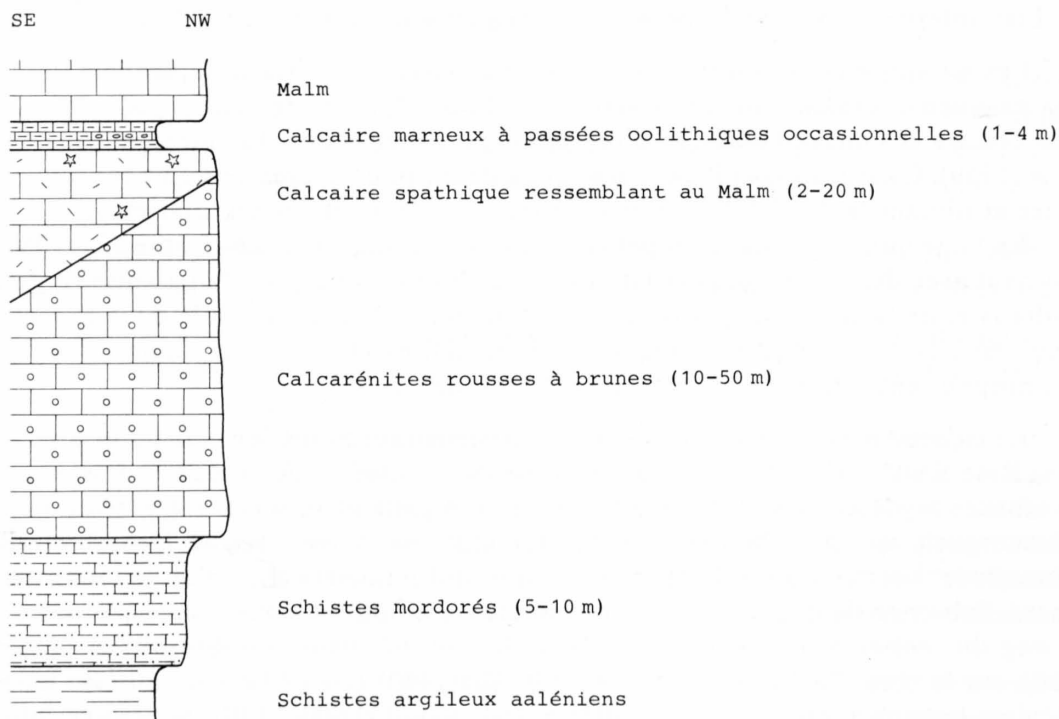


Fig. 7: Le Dogger de Wasserleite*.

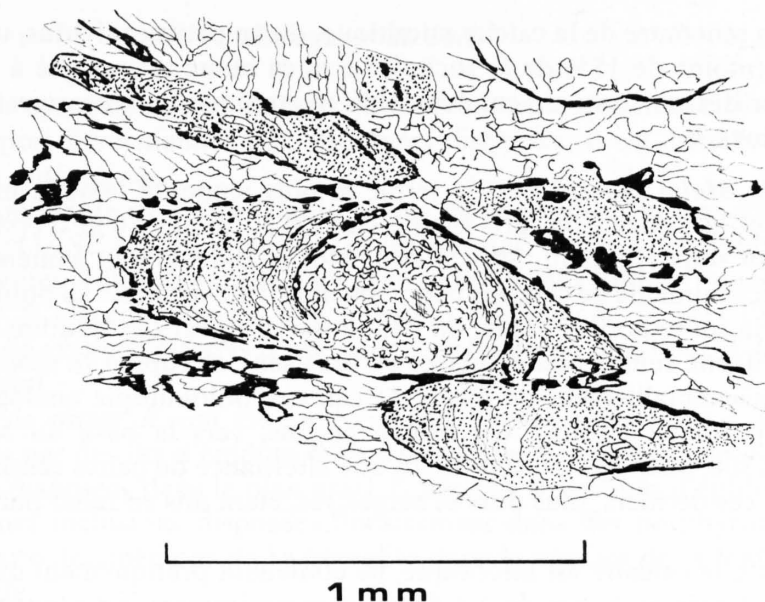


Fig. 8: Le calcaire oolithique callovien en lame mince.

En lame mince, les oolites (fig. 8) comportent toujours un noyau sphérique dur de 1 à 2 mm de calcite en grains agrégés concentriquement, plus rarement en monocristal. Ce phénomène rend difficile l'estimation de la déformation (TAN 1974, 1976). Les intenses efforts alpins ont supprimé l'auréole du noyau dans sa partie parallèle à la schistosité mais l'a préservée dans les «pressure shadows». C'est un arrangement concentrique de chlorite et de calcite, ou de chlorite seule. Le rayon des auréoles est de 1 à 2 fois celui des noyaux. Les oolites, constituant environ 20% de la roche, 50% dans certains lits, baignent dans une matrice de 70 à 80% de calcite en grains allongés polygonaux. La chlorite, en fines pailles, constitue à elle seule certains bancs de 1 à 3 mm; elle peut aussi être associée à des opaques filandreux, du stilpnomélane, de la calcite et prolonger les queues des ombres de pression. Le stilpnomélane compose 10 à 20% de la roche en paillettes rigides, de pléochroïsme jaune clair à rouge brunâtre. Il peut être concentré dans certains lits millimétriques, associé à de la chlorite.

Le Malm

La base du Malm (l'«Argovien» de SCHENKER 1946 et BAER 1959) est difficile à placer en l'absence de calcaires oolithiques calloviens. C'est un faciès calcaréo-marneux qui varie du Bietschtal au Luogelkin*.

Au Bietschtal, sur le pont naturel du chemin de tourisme pédestre et en direction d'Eschji, les calcaires gris beige plus ou moins marneux, plaquetés de 1 à 5 cm, sont de plus en plus calcaires vers le Malm moyen. La limite supérieure est progressive mais l'absence de patine beige, de taches orangées, d'intercalations marneuses et de veinules calcitiques suffisent à trancher.

Au Luogelkin*, surmontant les schistes aaléniens et les calcaires du Dogger moyen et supérieur, des marnes calcaires gris sombre, feuilletées à plaquetées de 3 à 20 mm, spathiques, sont parcourues de nombreuses veines et veinules de calcite et de quartz subparallèles à la stratification. De fréquentes petites pyrites sont éparses dans la roche, qui ne dépasse pas 20 m d'épaisseur. SCHENKER (1946) a attribué à ces marnes un âge valanginien, mais H. Masson (commun. orale) leur propose un âge plus probablement oxfordien, par comparaison avec les faciès des nappes occidentales au massif de l'Aar (région de Loèche; P. Bugnon, thèse en cours).

En lame mince, on rencontre de la calcite micritique, ou en petits individus, un peu de quartz en cristaux arrondis (moins de 15% de la roche). Le mica blanc est associé à des opaques filandreux pour former des horizons de condensation (tectonique?). Accessoirement, on rencontre quelques tourmalines.

Le *calcaire du Malm supérieur* est le terme le plus jeune de la série mésozoïque entre le Baltschiederbach et la Lonza. Fin, gris bleuté clair, d'au moins 80 m d'épaisseur, il forme de grands «dipslopes» sous Hohtenn. SCHENKER (1946) et BAER (1959) avaient déjà remarqué la teinte rougeâtre occasionnelle de certains bancs (chemin Tatz-Ijolital* au point 626.920/130.970/1625). Le long de la route Laden*-Tatz, on peut aussi observer des boudins nodulaires de 30 à 120 cm sur 80 à 180 cm, remplis de diaclases en tous sens, occupant la moitié du volume de la roche. Il s'agit vraisemblablement de bancs de calcaire dolomitique analogues à ceux décrits par BAER (1959, p.70) au Horlini. On trouve parfois, vers la base du Malm (Luogelkin*: 625.980/130.570/1300, 625.980/130.600/1320) une alternance de bancs centimétriques calcaires et calcarénitiques, ces derniers, plus durs et beigeâtres, étant mis en relief par l'altération météorologique.

En lame mince, le calcaire est micritique, ne contenant pratiquement que des grains allongés, parfois granoclassés en bancs de 2 à 6 mm. Accessoirement, on rencontre quelques petits quartz arrondis et des pyrites, plus rarement des plagioclases fort séricitisés.

Les fissures de tension

Les fissures de tension, dans le Mésozoïque, sont en général remplies de calcite mêlée à un peu de quartz, lequel est prépondérant dans les diaclases des schistes argileux.

Les structures

Introduction – Nomenclature

L'étude structurale de la région a montré la présence dans le socle et la couverture de plusieurs phases de déformation, variant par la géométrie de leurs structures, par leur répartition sur le territoire étudié et par leur intensité. J'ai choisi d'aborder l'étude des déformations d'abord du point de vue de l'échelle des structures (carte, affleurement, lame mince) et par leur ordre chronologique, puis d'en faire la synthèse au dernier chapitre. Des chiffres *arabes* ont été adoptés pour les phases du socle et des chiffres *romains* pour celles de la couverture, afin de ne pas trop laisser empiéter le domaine des interprétations sur celui des observations (tabl.2).

La suite du texte verra la substitution des termes complets de la lithostratigraphie, par les termes d'étages, afin d'alléger le style. Ainsi, «le Lotharingien», «l'Aalénien» et «le Malm moyen» sous-entendront «le quartzite roux du Lotharingien», «les schistes argileux de l'Aalénien», «le calcaire gris-bleu du Malm moyen».

Structures du socle

En l'absence de synclinaux carbonifères (LUGEON 1914–1918, LEDERMANN 1945, LABHART 1965) et de roches post-hercyniennes aux structures distinctes, il est difficile de discerner des structures sûrement antéalpines.

La structure dominante de l'Altkristallin et des microgranites est une schistosité S_2 , inclinée de 40° à 70° vers le SE à SSE, intense dans les schistes, à peine perceptible dans les zones leucocrates compétentes. Elle est parallèle au plan axial de plis kilométriques à décimétriques F_{2-II} . La schistosité S_2 s'accompagne d'une linéation d'étirement L_2 vers l'WSW, *parallèle* à l'axe B_2 des plis, et de vestiges discrets d'une première linéation d'étirement L_1 de direction SE dans le Baltschiederthal.

Sous le terme de phase R , ont été groupées des phases antérieures à D_2 . Il s'agit d'une schistosité soulignée par des lits d'épidote dans des schistes à chlorite et épidote; de la chlorite et de la biotite sont disposées dans le plan axial F_2 des plis des veines d'épidote. On peut aussi rattacher à R de fines inclusions disposées linéairement dans des porphyroblastes de plagioclases, et la schistosité dessinée par de la trémolite dans le contact de la lentille de marbre de Gampel avec le socle.

On observe parfois (Blaugraben*) deux schistosités S_2 et S_x ; cette dernière est plus tardive et dessine un cisaillement sénestre (p. 42).

Une crénulation millimétrique S_3 , parfois discrète, souvent intense dans les schistes, affecte toutes les roches du socle. La linéation d'intersection de S_3 sur S_2 , et l'axe B_3 de la crénulation paraissent confondus et orientés vers l'WSW. Le plan axial F_3 de la crénulation est incliné de 40° à 60° vers le NW.

Deux systèmes de diaclases Z_1 et Z_2 , parfois en fissures de tension en échelon, parcourent le terrain.

Structures de la couverture

La limite socle–couverture dessine des plis kilométriques bien exposés dans le Baltschiederthal (rive droite, SCHENKER 1946). Ce sont les plis F_{2-II} de la nomenclature ci-dessus.

Les sédiments mésozoïques sont limités au N par la faille normale de Rote Kuh*–Gampel, phase Z_0 , d'âge déjà antérieur à l'accomplissement de la phase F_{II} (p. 51).

L'absence de série renversée visible dans le «synclinal» de Baltschieder–Brischeren* (BAER 1959) pose la question de la présence d'une faille inverse.

Le plissement kilométrique F_{II} , structure dominante dans la couverture, s'accompagne d'une schistosité S_{II} , parallèle à la surface axiale des plis, de pendage 40° à 70° vers le SE à S voire SSW. Sur les plans de schistosité se marque un étirement L_{II} vers le SW.

Cette déformation reprend une schistosité S_I , bien marquée dans les schistes argileux het-tangiens et aaléniens et dans la dolomie rubanée triasique, visible au microscope, et dont la vergence par rapport à la stratification est parfois nette. L_1 vers le S à SE est occasionnellement visible (route de la Rarnerkumme*, Luogelkin*).

Toute la couverture est affectée d'une crénulation F_{III} , millimétrique, plus rarement centimétrique (Rarnerkumme*) dont la linéation d'intersection est subparallèle à L_{II} et B_{II} , et parallèle à B_{III} , vers l'WSW. Le plan axial F_{III} est incliné de 50° à 70° vers l'WNW à NNW.

Une phase de plissement F_{IV} décimétrique, parfois métrique apparaît vers l'W dès le Bietschtal. Elle s'accompagne occasionnellement d'une crénulation naissante. Son axe B_{IV} , peu penté, varie du S au SW; son plan axial, moyennement incliné, de l'ESE au SE.

Au Heidnischbiel, au Blasbühlhübel* et, à plus petite échelle, localement à l'W, apparaît une phase F_V de kinks parfois conjugués et, au Heidnischbiel, de plis hectométriques. Les plans axiaux sont inclinés vers le NE et les axes vers le SE (GASSER & DOLIVO 1980).

Tableau 2: *Nomenclature des structures du socle et de la couverture*

Phases	Echelle	Répartition géographique	Roches	Structures
Les structures du socle				
R	A	Partout	Gneiss de l'Altkristallin chloritoschistes à épidote	Rubanement
0	A-C-LM	du Baltschiederthal à Niedergampel	Granite de Baltschieder	Brèches, mylonites
Faillle RKG				
1	A-LM	Baltschiederthal	Gneiss	Vestiges de linéation d'étiement
2	A-C-LM	Partout	Toutes les roches	Plis F_2 d'axe SW, schistosité dominante s_2 SE à SSE, linéation d'étiement L_2 vers le SW
3	A-LM	Partout	Toutes les roches	Crénulation s_3 vers le NW, linéation d'intersection avec s_2 vers le SW
z_1 et z_2	A	Partout	Toutes les roches	Fissures de tension
Les structures de la couverture				
0	A-C-LM	Faillle Rote Kuh-Gampel	Toutes les roches	Brèche tectonique
I	A	Baltschiederthal-Bietschtal-Ijollital	Schistes argileux et mordonés, dolomie rubannée	Schistosité s_I
II	A-C-LM	Partout	Toutes les roches	Plis kilométriques F_{II} d'axe SW, schistosité s_{II} dominante vers le SE - SSE, linéation d'étiement L_{II} vers le SW
III	A-LM	Partout	Toutes les roches	Crénulation s_{III} vers le NW, linéation d'intersection avec s_{II} vers le SW
IV	A-LM	Dès le Bietschtal et le Heidnischbiel vers l'W	Toutes les roches	Plissement F_{IV} d'axe SW à SSW, s_{IV} vers l'ESE à SE
V	A-C	Heidnischbiel-Rarnerkumme plus rare vers l'W	Toutes les roches	Kinks et plis en chevrons F_V vers le NE d'axe SE
VI	A	Faillle Rote Kuh-Gampel	Toutes les roches	Plis et failles inverses
z_1 et z_2	A	Partout	Toutes les roches	Fissures de tension

Echelle: A = Affleurement C = Carte LM = lame mince

Le long de la faille Rote Kuh*–Gampel, par endroits (Luogelkin*), des plis F_{VI} concentriques, centimétriques à décimétriques, de vergence S à plans axiaux vers le SE et axes vers l'WSW, sont accompagnés de petits plans de glissement, amorces de failles normales ou inverses (route du Lötschental à la sortie de Steg).

Z_I et Z_{II} constituent deux systèmes de diaclases dominants.

Les structures à l'échelle de la carte

Ce chapitre tirera des renseignements de l'écorché géologique, de la carte structurale (pl. I et II) et des coupes (fig. 10)¹⁾. D'E en W on abordera successivement:

- le Baltschiedertal,
- le Mankin*, entre le Baltschiedertal et le Bietschtal,
- le Heidnischbiel,
- la région du Bietschtal au Ijolithal*, et plus à l'W,
- la faille de Rote Kuh*–Gampel.

Le Baltschiedertal

Les grands traits structuraux du Baltschiedertal sont dessinés par les plis F_{2-II} , qui entaillent le socle de profonds synclinaux de couverture (Steinbruchgraben*, Blaugraben*, zone de Baltschieder–Brischeren*). Sur rive gauche (cf. écorché, pl. I), leurs traces axiales sont bien dessinées; sur rive droite la figure 9 et la coupe 1 montrent mieux que de longs discours les anticlinaux du socle, ouverts, surmontés d'importantes disharmonies de plissement au niveau des schistes argileux. L'interface socle–couverture paraît modelé essentiellement par le plissement F_{2-II} (si l'on excepte les failles de Baltschieder–Brischeren* et Rote Kuh*–Gampel). Le dessin anguleux de certains secteurs de cet interface (Gräbu) semble devoir sa forme à des différences de compétence entre roches du socle et roches de la couverture; on ne peut exclure non plus l'empreinte de F_I . La figure 9 montre aussi la répartition de la cornieule associée aux Quarten-Schiefer au cœur des synclinaux.

A l'encontre des autres synclinaux, la zone de Baltschieder–Brischeren* est particulièrement riche en cornieule, surtout à Brischeren*. De plus, l'absence de série renversée laisse penser que cette synforme est un «coin» au sens de BAER (1959).

Les synclinaux de la Schiltfurgge* sont certainement la prolongation de ceux du Steinbruchgraben*. En effet, un regard jeté aux coupes nous montre que le synclinal principal (occupant le ravin du Steinbruchgraben*) est bifide au niveau des Quarten-Schiefer. D'autre part, au NW de Ranft*, 250 m au S du ravin précédent, on note une autre terminaison synclinale moins profonde que celle du Steinbruchgraben*. Or, entre la Schiltfurgge* et Eril*–Honalpen*, on trouve trois synclinaux: outre la large bande synclinale que l'on suit du col aux forêts de Lipa, à 1480 m, on peut observer sur le sentier d'Eril* à Honalpen*, 20 m au N de la bande principale (dans le lit d'un torrent au point 634.760/132.160/1760), un affleurement de moins d'un mètre d'épaisseur d'arkose. Le troisième synclinal se trouve 150 m au S du col de la Schiltfurgge* et se

¹⁾ Les coupes sont présentées avec le N à droite, contrairement à l'usage, pour se conformer aux précédents travaux (SCHENKER 1946, BAER 1959) et parce qu'elles suggèrent ainsi une meilleure image pour l'observateur sur le terrain.

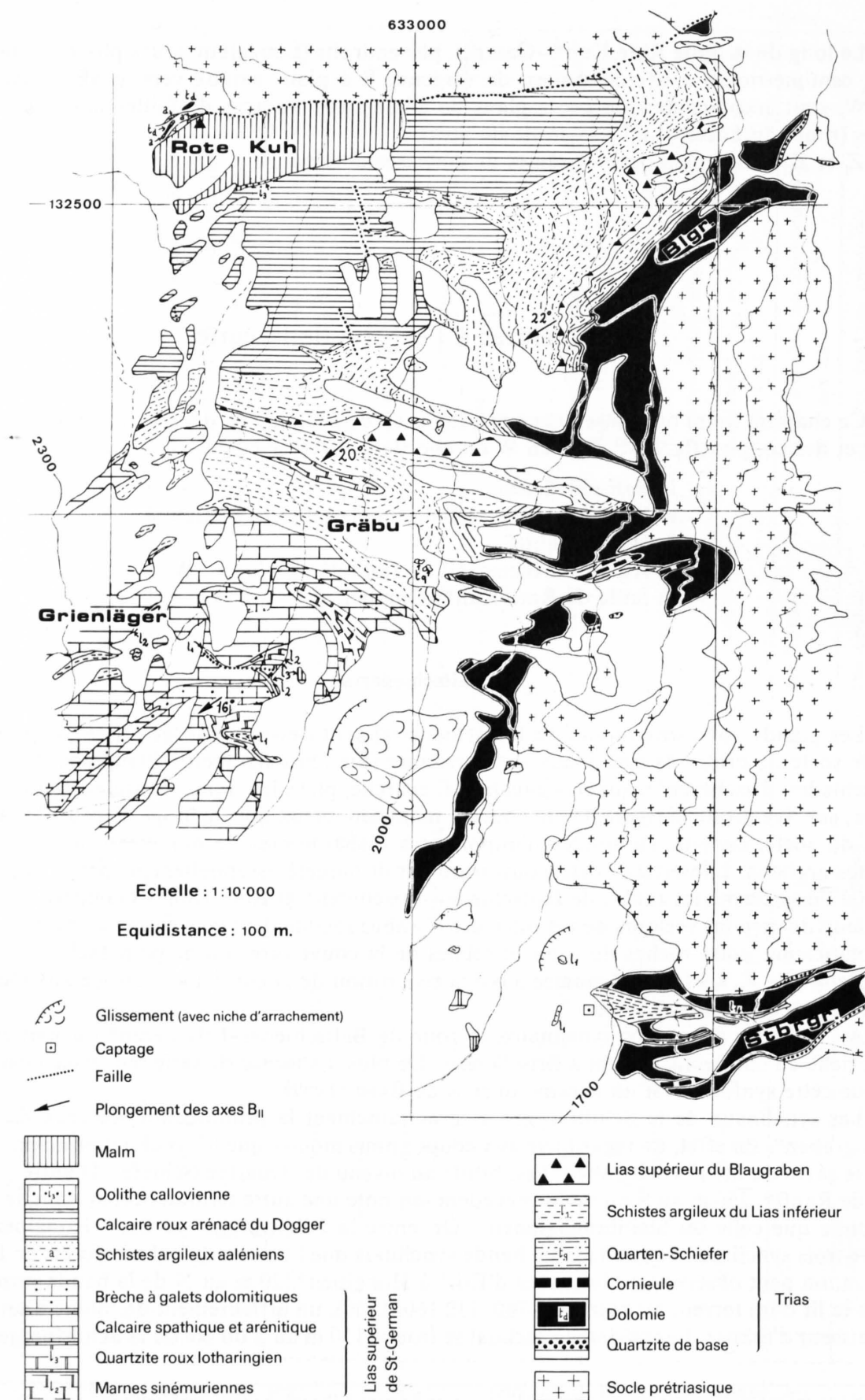


Fig. 9: Carte géologique du versant droit du Baltschiederthal, du Blaigraben* à Mäderboden*, montrant les plis de phase F_2 .

Stbrgr = Steinbruchgraben

Blgr = Blaigraben.

suit jusqu'à Äbnet (635.780/132.770/2260). Cette disposition traduit exactement l'allure des synclinaux du Steinbruchgraben* comme l'avait déjà observé SCHENKER (1946). Le plongement axial de B_{2-II} calculé d'après les éléments de l'écorché, atteint 21° .

Sous les Grienläger*, au point 632.680/131.760/2250, des schistes argileux se ferment dans les calcaires spathiques et arénitiques du Lias supérieur (fig. 9). On pourrait penser à un synclinal aalénien. Comme déjà montré par SCHENKER (1946, coupe 2, planche IV), il n'en est rien: en suivant la trace de ce «synclinal», on tombe sur des quartzites roux lotharingiens et des marnes sinémuriennes (632.735/131.740/2215). En fait, une faille normale suit la trace axiale d'un anticlinal, et les schistes où elle se perd sont hettangiens.

Du Baltschiedertal au Bietschtal, le Mankin*

Cette région, traversée par le vallon du Mankin*, voit deux phénomènes se réaliser. Les plis F_{II} deviennent à peu près similaires et isoclinaux (cf. fig. 10, coupes 2 et 3). Les disharmonies dans les schistes argileux ont modifié la géométrie des plis ouverts du socle et la pente de leurs plans axiaux vers le SE devient plus faible: de 60° à 70° au Baltschiedertal, on ne mesure que 45° au Bietschtal (pl. I, écorché; fig. 10, coupes 2, 3 et 4).

Plus localement, les bandes argileuses observées dans la Lerchwald (N d'Ausserberg) et aux alentours de Leiggern ne sont pas toujours faciles à corrélérer. La ressemblance entre schistes liasiques inférieurs et aaléniens, la disparition de certaines bandes de schistes au-delà de la rive droite du Mankin* (attribuée à des fermetures de plis) et l'abondante couverture forestière laissent à l'observateur confronté à la carte géologique la liberté de proposer une autre interprétation.

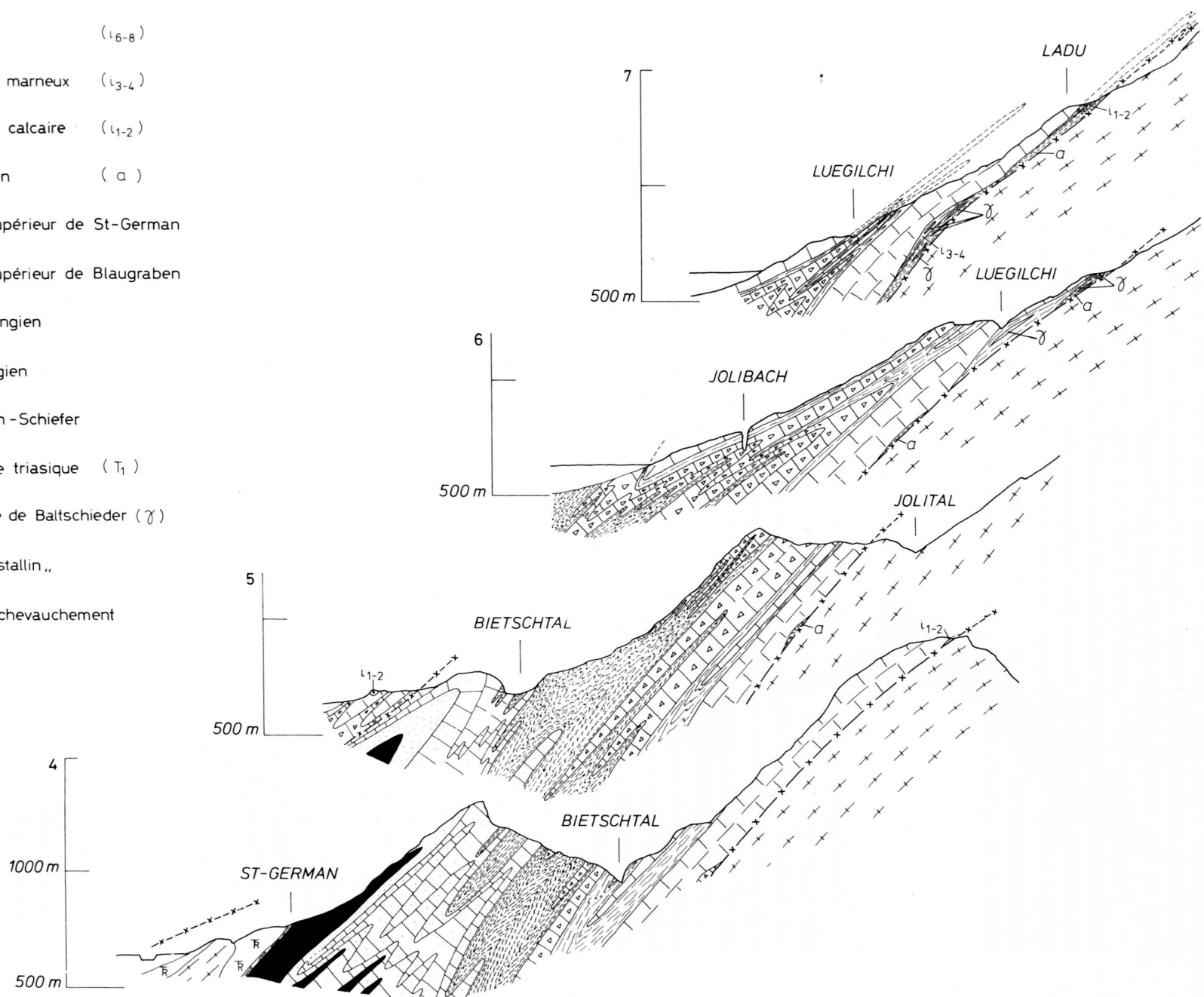
Le lieu-dit Färricha, au NW des Grienläger* voit la disparition de la série liasique du Blaugraben*. En effet, une coupe détaillée du sentier montant du Mankin* (à 2000 m) dans la Lerchwald ne permet pas de la retrouver. La couverture morainique ne permet pas de déterminer s'il y a plissement ménageant un passage progressif d'une série à l'autre ou s'il y a passage d'une faille, peut-être synsédimentaire. J'ai choisi la première solution, plus simple, parce qu'il n'existe aucun argument structural la contredisant (la coupe 1 et la figure 9 montrent par exemple que le pli parasite dans la série septentrionale est d'une vergence compatible avec le flanc renversé d'un anticlinal F_{II}).

La disposition des filons de microgranite porphyrique autour d'Ausserberg suit les traits structuraux dominants (linéament WSW).

Au SW d'Ausserberg, le placage de Trias figure le flanc S de l'anticlinal du socle d'Ausserberg-Honalpen* (anticlinal 1 de SCHENKER). La rive gauche du Mankin* voit le dos de l'anticlinal cristallin disparaître à l'altitude 710 m. La forme de l'affleurement de socle permet d'estimer le plongement axial de B_{2-II} à 22° vers 234° .

Le Heidnischbiel

Cette colline à l'E de Raron a constitué l'objet d'une étude de feu U. Gasser (GASSER & DO-LIVO 1980) à laquelle le lecteur voudra bien se reporter. On rappellera que le Heidnischbiel, constitué de Dogger et de Malm paraît former une unité séparée de l'Autochtone (Lias de St-German) par un accident tectonique de pente moyenne, plongeant vers le S. A l'échelle de la carte, on distingue trois phases de plissement, F_1 , F_2 et F_3 de la publication ci-dessus, que l'on tentera de relier aux phases observées dans l'arrière-pays. Cette allure structurale très différente distingue l'unité du Heidnischbiel de la couverture du massif de l'Aar.



SSE

NNW

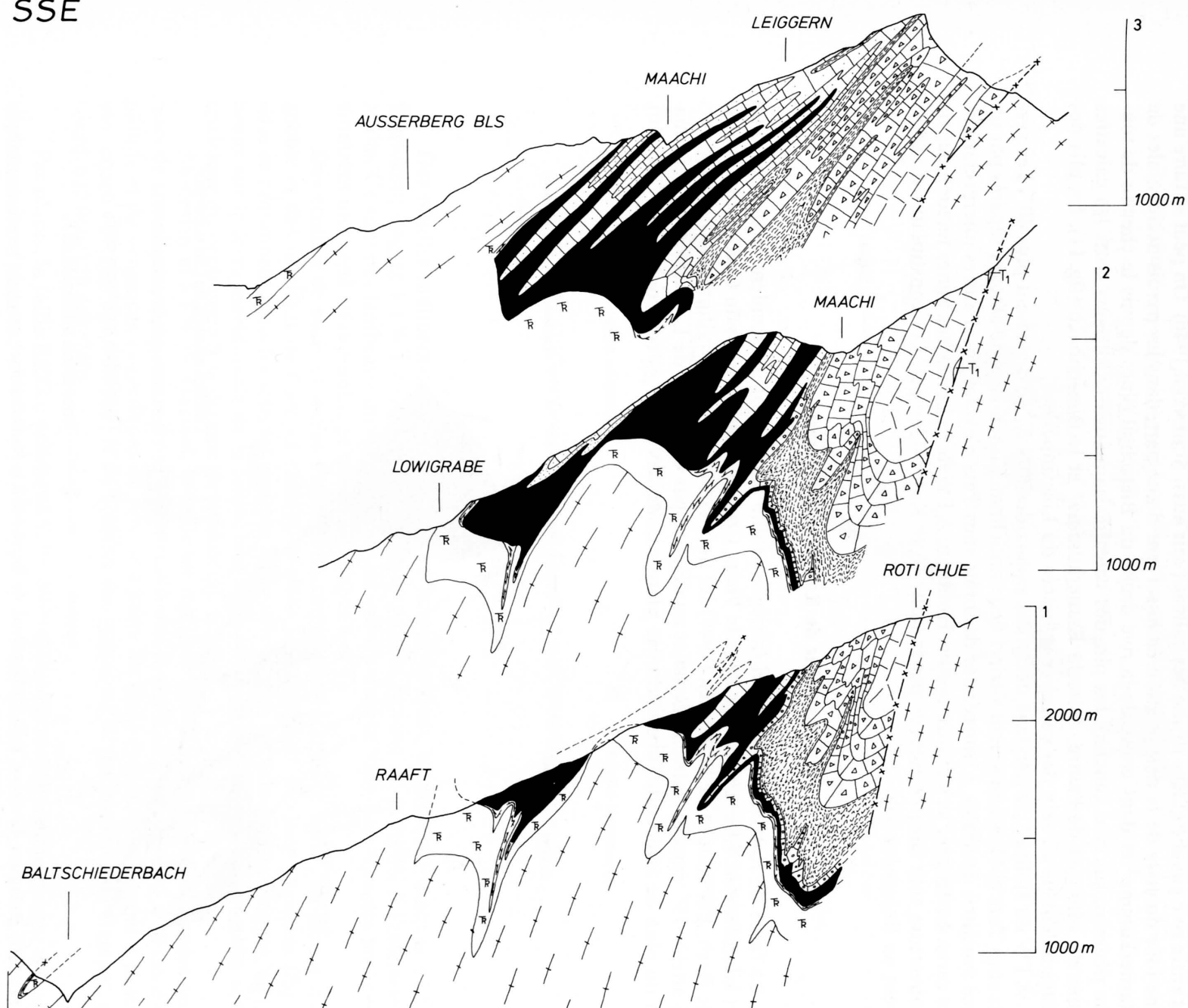


Fig. 10: Coupes géologiques à travers la couverture sédimentaire du massif de l'Aar, entre le Baltschiedertal et le Lötschental. Trace des coupes: voir Pl. I.

Du Bietschtal au Ijolital* et plus à l'W

Cette région aux versants raides et boisés voit la naissance de nombreux plis F_{II} de second ordre, d'amplitude hectométrique, visibles à l'échelle de la carte (cf. écorché, carte structurale, coupes 4, 5, 6 et 7). Les fermetures des plis dans le Bietschtal et le Ijolital* sont rarement visibles et/ou accessibles; elles sont souvent déduites de la comparaison de coupes stratigraphiques entre rive gauche et rive droite des vallées (voir aussi SCHENKER 1946). On peut se faire une bonne idée du style de la déformation en observant d'une part, dans les parois occidentales de la Rarnerkumme* et dans celles de la rive droite du Bietschtal (vues depuis le chemin de tourisme pédestre sur rive gauche), les plis des calcaires jaunâtres oxfordiens dans les calcaires bleutés du Malm et de l'autre, entre la Rarnerkumme* et le Bietschbach (fig. 11), les plis des schistes aaléniens au sein des calcaires arénacés du Lias supérieur.

A l'W du Ijolital*, le pendage des plans axiaux des plis F_{II} ne dépassent plus 40° . Les versants sous Tatz et Hohtenn voient s'étirer deux anticlinaux isoclinaux de Dogger séparés par un mince synclinal de Malm. L'abondance de forêts sous Tatz n'exclut pas d'autres interprétations de la carte. Le Dogger se suit jusque sous Hohtenn. A l'W de la Lonza, les lignes tectoniques de la couverture sont surtout guidées par la faille Rote Kuh*–Gampel. Les constituants du socle suivent un linéament SW.

La faille de Rote Kuh*–Gampel

La faille de Rote Kuh*–Gampel (abrégée «faille RKG») est un accident tectonique d'un rejet kilométrique. Elle se prolonge dans le Vieux Cristallin en direction du Gredetschtal par le Rote Bach. Les coupes de SCHENKER (1946) lui donnent une allure curviligne. Le pendage vers le S atteint 75° dans le Baltschiedertal et ne dépasse pas 45° à l'W de Laden*. Cette déformation du plan de faille suit l'évolution des plans axiaux des plis F_{2-II} (cf. coupes 1 à 7, fig. 10).

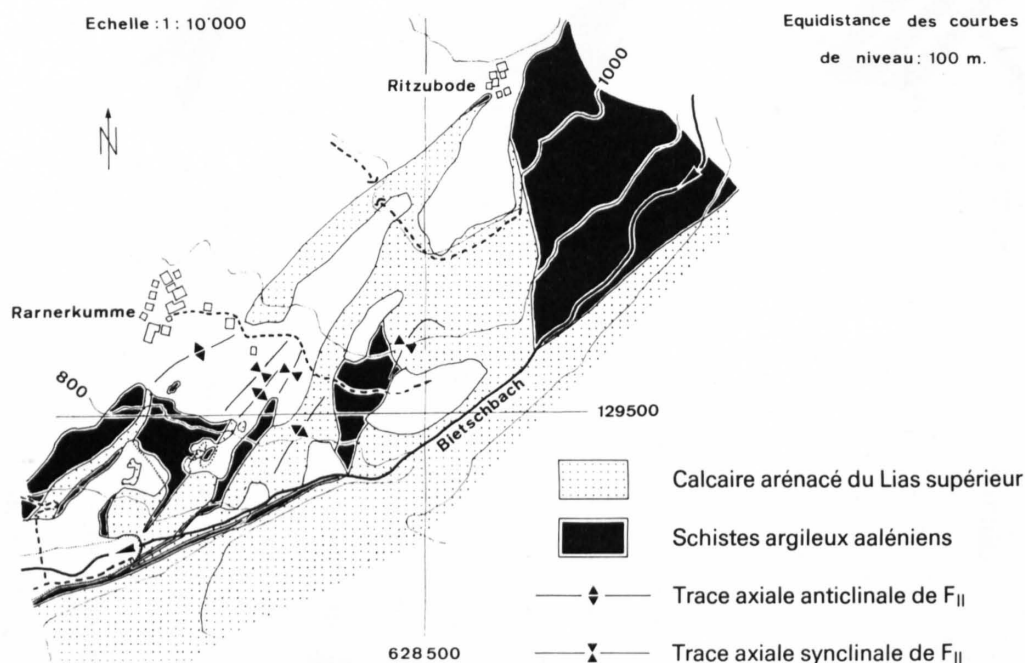


Fig. 11: Carte géologique du versant droit du Bietschtal, de Ritzubode à la Rarnerkumme*, montrant les plis de phase F_{II} .

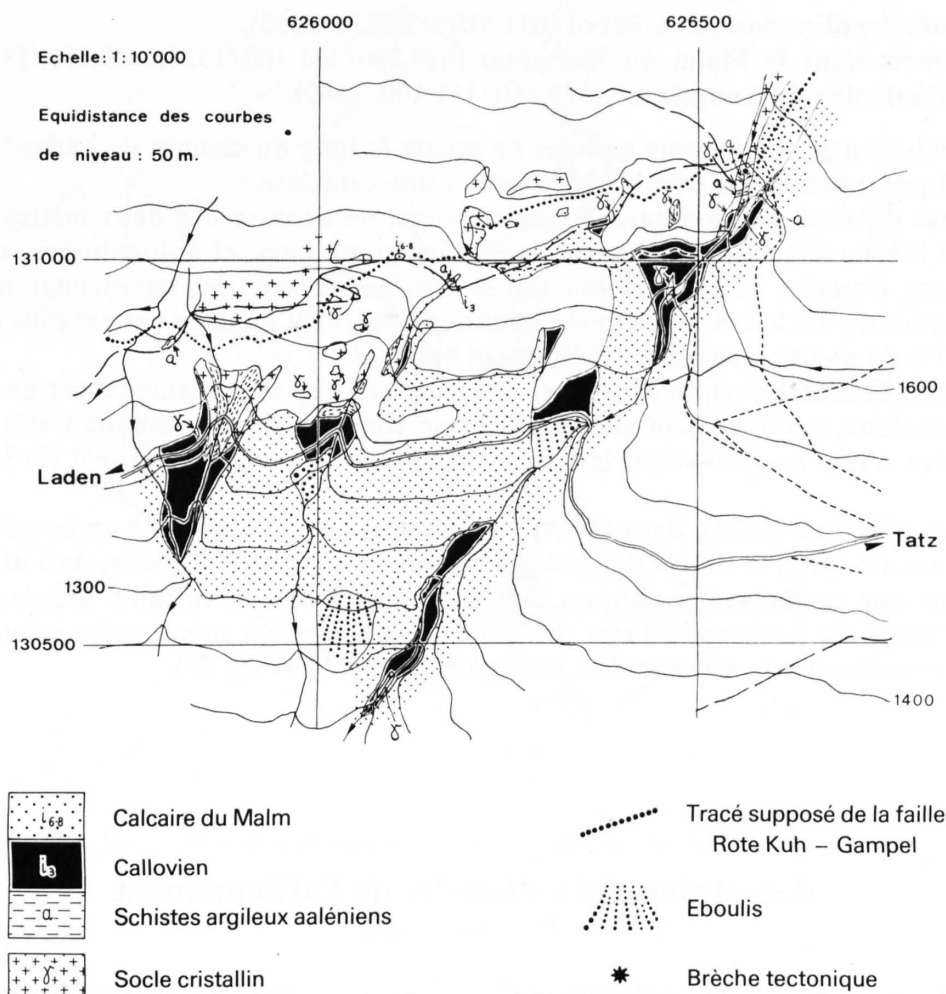


Fig. 12: Carte géologique du haut Luogelkin* et de ses écaillles de cristallin.

Des écaillles sédimentaires décamétriques à hectométriques, en général triasiques à l'E du Bietschtal, dogger à l'W (cf. coupes 1 à 7), se dispersent le long de la faille, à l'intérieur du Malm. Ce sont des lambeaux du flanc normal du synclinal de la Rote Kuh*: toutes les écaillles montrent une série stratigraphique normale (coupes 6 et 7).

Des écaillles de socle cristallin s'observent, concentrées à la Rote Kuh*, au-dessus du vignoble et des carrières de Gampel (Äbnet) et dans le Luogelkin* où, bien exposées (fig. 12), elles se cantonnent dans les schistes argileux aaléniens et dans les calcaires du Dogger, en lambeaux sur la lèvre méridionale de la faille; leur taille varie du décimètre à l'hectomètre et leur épaisseur du centimètre à la dizaine de mètres (cf. p. 51).

Au-dessus et à l'W de Gampel, la faille est replissée par des plis F_{2-II} . Des bandes métriques de cristallin sont entourées de sédiments calcaires et argileux à plis F_{II} de 5 à 10 cm d'amplitude et de vergences symétriques de part et d'autre du socle (sentier de Gampel à Bratsch, env. coord. 622.220/129.660/900; N du sommet des vignes à l'W des carrières de Gampel, env. coord. 622.060/129.440/740).

Par places, la faille RKG a provoqué la bréchification des roches sédimentaires; d'E en W le phénomène s'observe:

- dans une lentille triasique à Arbol (631.810/132.270/2305),
- localement dans le Malm du Bietschtal (629.260/131.160/1320, 629.130/131.140/1350),
- dans l'Aalénien du Luogelkin* (626.560/131.100/1640).

Les schistes argileux à petits nodules de quartz le long du chemin de Laden* à Spielbielalpji (p. 26) pourraient aussi devoir leur aspect à une cataclase.

Le Trias d'Arbol, une dolomie de couleur ocre, ne dépasse pas deux mètres, et contient parfois une brèche tectonique à éléments cristallins granitiques, et dolomitiques, anguleux, atteignant 4 cm. Certains éléments dolomitiques sont eux-mêmes des microconglomérats à éléments arrondis, de 4 à 5 mm, de dolomie micritique baignant dans un ciment plus grossier mélangé de 20% de quartz arrondis et de traînées opaques.

Le Malm bréchifié dans le Bietschtal présente des éléments anguleux atteignant 5 cm, de couleur plus claire, parallèlement allongés dans un ciment marneux sombre. Cette observation appelle l'idée d'une bréchification tectonique antérieure au développement de la schistosité principale.

Comme déjà écrit (p. 27), BAER (1959) mentionne dans le Luogelkin* un conglomérat à galets cristallins. En fait, j'ai trouvé une brèche à matrice de schistes argileux, de 3 m d'épaisseur. Les éléments sont en général granitiques, mais les représentants de calcaires gréseux ne sont pas rares. Les roches du socle constituent des galets subanguleux à subarrondis jusqu'à 20 cm de long, et retravaillés par la déformation dominante (cf. p. 51 et fig. 27).

Les structures à l'échelle de l'affleurement

Ce chapitre passera en revue toutes les structures visibles à l'échelle de l'affleurement, dans le socle et la couverture, utilisant les renseignements tirés de l'observation directe et la synthèse sur cartes et stéréogrammes des mesures effectuées sur le terrain (p. 76).

Le canevas de Dimitrijevič (VISTELIUS 1966, VIALON et al. 1976) a été utilisé pour évaluer les densités de points dans les stéréogrammes de type Schmidt (ou à surfaces égales) et d'hémisphère inférieur.

Structures du socle (fig. 13)

Rubanement R

Sous la lettre *R* ont été groupées diverses structures :

- le rubanement des gneiss, alternance de bancs leucocrates et de niveaux séréciteux, parfois recoupés par des filons aplitiques (Baltshieder, 634.270/129.910/1170, Jeiziberg*),
- les rubans de chloritoschistes à épidote,
- les bancs amphibolitiques, ou les alternances de gneiss et d'amphibolites.

Le rubanement du gneiss et des amphibolites, comme l'apparition d'agmatites dans les gneiss de Gampel est certainement une structure antéalpine (HUTTENLOCHER 1933, LABHART 1965, STECK 1966, TAYLOR 1976). Les filons de chlorite et d'épidote sont repris par la déformation S_2 . Leurs rapports avec le rubanement restent inconnus.

pales S_2 et S_x (au pied du Blaugraben*, entre 1500 et 1540 m, fig. 15). Si l'on suit les structures, on s'aperçoit que S_x n'est que localement développé, formant un clivage de fracture cisailant dextre. On peut rapprocher cette structure du S_2 de STECK (1968), aussi cisailant dextre.

Les stéréogrammes 2 à 8 décrivent la répartition de S_2 dans le socle. Excepté pour les secteurs 1 et 2 (stéréogrammes 2 et 3), on ne note guère d'évolution dans la position de S_2 . Les variations peuvent être attribuées aux différences de compétence des roches du socle.

Les porphyroblastes des gneiss œillés sont en général écrasés perpendiculairement à la schistosité, mais restent équidimensionnels dans les plans S_2 . Les plus gros sont souvent boudinés et des fibres de biotite, parallèles, orientées vers l'WSW, croissent en dessinant une linéation L_2 (bien visible au virage P. 797 de la route de Visp à Eggerberg). La linéation est aussi marquée par des ombres de pression autour des yeux (p. 56), atteignant une longueur égale à 4 à 5 fois le diamètre des porphyroblastes, et dans les microgranites porphyriques par l'allongement des micas noirs.

Les amphibolites et les schistes à chlorite et épidote voient aussi les amphiboles et les micas tendre vers l'WSW (stéréogramme 1).

La grande dispersion des points R dans le stéréogramme 1 rend hasardeux la construction de B_2 . Mais l'axe construit et les axes mesurés concordent bien et sont *parallèles à l'étirement* L_2 : l'allongement maximum de l'ellipse de déformation D_2 est *parallèle aux axes de plissement*. Il est toutefois difficile de statuer sur la position des axes des filons de chlorite de Honalpen* (stéréogramme 1). Sont-ce des axes B_1 comme leur orientation donnerait à penser ?

Déformation D_3

Une phase D_3 de déformation développe un *clivage de crénulation* S_3 , millimétrique, observable dans tout le socle, particulièrement dans les schistes sériciteux. Le plan S_3 , mal visible, pend vers l'WNW à NW (stéréogramme 9). Sur les plans S_2 , une linéation d'intersection, confondue avec B_3 , plonge vers l'WSW (stéréogramme 9) subparallèlement à l'étirement L_2 . Elle fait onduler les plans S_2 en rides millimétriques.

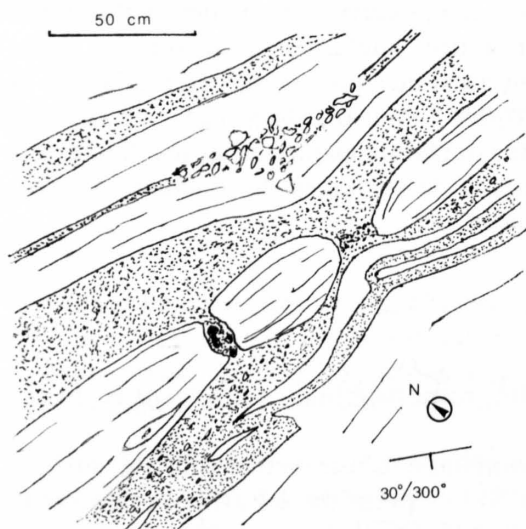


Fig. 14: Boudinage dans les gneiss rubanés du Baltschiedertal (634.300/129.950/1175).

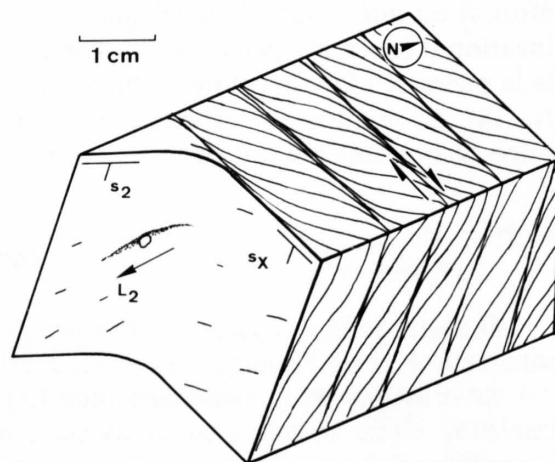


Fig. 15: Relations géométriques entre les deux schistosités principales S_2 et S_x observées dans le Blaugraben*.

Déformation postérieure à D_3

Les plus jeunes structures alpines du socle paraissent être les systèmes conjugués de *diaclases de tension*, Z_1 et Z_2 . Elles sont décrites dans le cadre des structures de la couverture (p. 53).

Structures de la couverture (fig. 16)

Les passages lithologiques des roches carbonatées aux roches plus ou moins argileuses ou siliceuses sont bien sûr les structures sédimentaires les plus voyantes. La nature strictement sédimentaire de ces contacts est souvent difficile à prouver. Dans les calcaires des parties supé-

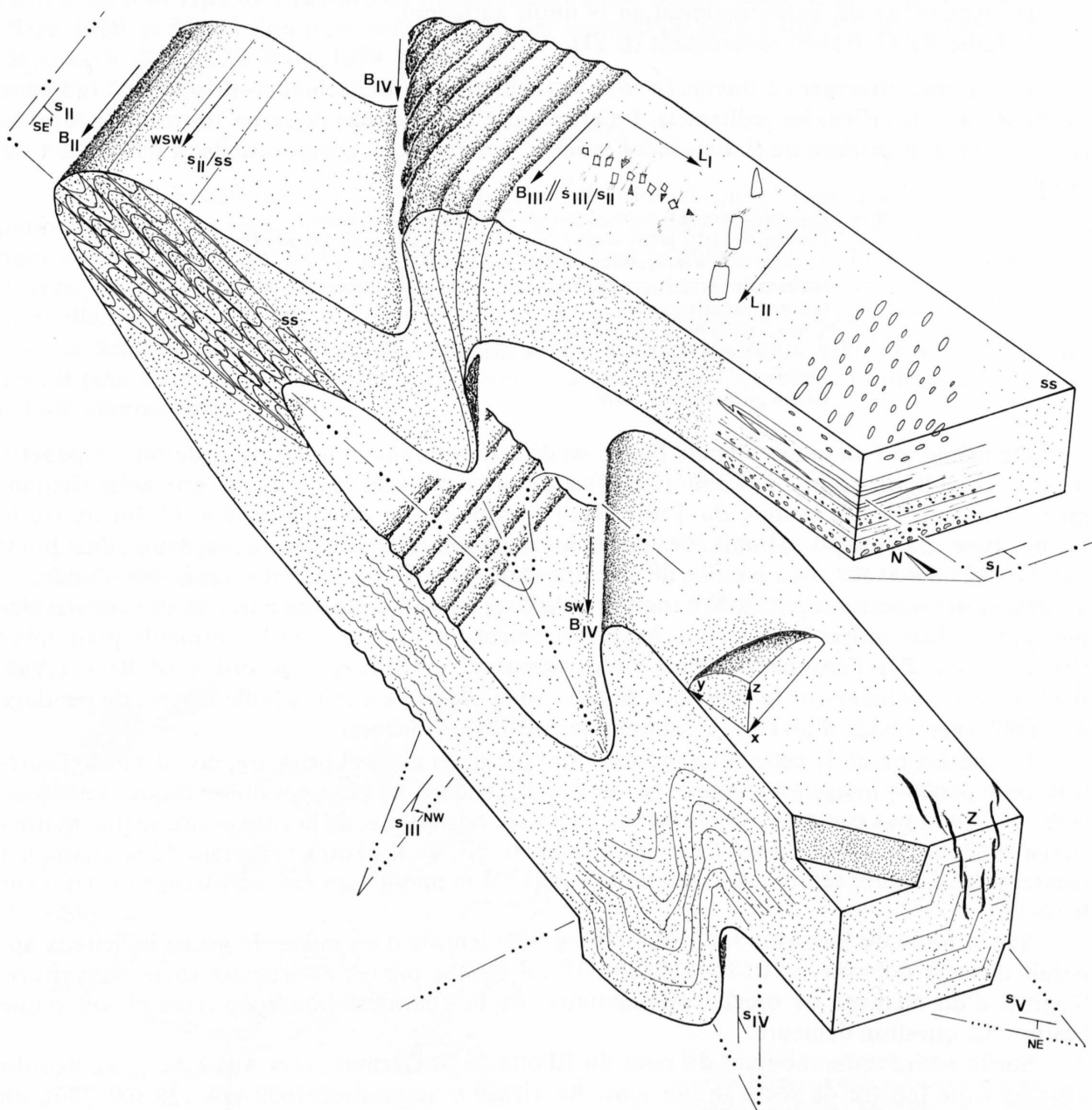


Fig. 16: Structures mésoscopiques de la couverture (explications dans le texte).

rieures du Lias et du Dogger, les niveaux centimétriques de sables marquent la stratigraphie; dans la dolomie, quelques niveaux bréchiques intraformationnels (SCHENKER 1946, BAER 1959) soulignent la stratification. La structure de dépôt la plus fréquemment rencontrée est le grano-classement, surtout dans les grès de base du Baltschiedertal (Blaugraben*). Plus à l'W, l'intensité de la déformation oblitère les structures primaires éventuelles. Au Blaugraben*, les grès de base montrent aussi des stratifications entrecroisées.

Contact socle-couverture

L'interface entre socle et couverture peut se diviser en trois zones de nature différente:

- la zone de Baltschieder-Brischeren* et les placages dolomitiques sous Ausserberg, au S de l'anticlinal cristallin de Mankin*-Ausserberg-Honegga,
- les synclinaux du Baltschiedertal au N dudit anticlinal,
- la faille RKG, traitée séparément (p. 51).

Les coupes effectuées à travers la zone «synclinale» de Baltschieder-Brischeren* (abrégée «zone B.-B.») justifient les guillemets. En effet, on n'y trouve pas de séries renversées. Ainsi la coupe levée à la carrière de Baltschieder montre *au-dessus* des gneiss sériciteux œillés (soit du N au S):

15-20 m	Dolomie orangée à rosâtre (derrière l'installation de criblage).
1 m	Quarten-Schiefer jaune vanille, très tendres, riches en pyrites atteignant 3 mm de côté, avec quelques minces lits dolomitiques.
2 m	Schistes fins vert-de-gris, à petites intercalations marneuses jaunâtres.
4 m	Quarten-Schiefer.
5 m	Schistes noirs brillants à nombreuses taches de rouille, avec alternances de petits bancs calcaires de 1 à 5 cm (schistes hettangiens?).
1 m	Eboulis.
-	Gneiss grossièrement œillé.

De même, si l'on monte depuis Eggen en direction du bisse du Baltschiedertal, on pénètre dans la zone B.-B. (coord. 634.390/129.360/1120) par des schistes argileux gris acier (hettangiens?). Si l'on monte le long du Teufe Bach*, en direction du Chalchhofewald, on trouve le même type de coupe: *jamaïs* de dolomie surmontant les schistes argileux. Au point 635.240/129.890/1470, une lentille de schistes sériciteux œillés de 3 m d'épaisseur s'intercale au-dessus des schistes argileux hettangiens, à la base de 6 m de calcaire spathique (vraisemblablement du Lias moyen). Plus haut, les affleurements se font rares et la cornieule prédomine (Brischeren*). Par l'ensemble de ces observations je me trouve d'accord avec BAER (1959, p. 81-83) pour estimer que le contact S de cette zone est broyé par une faille inverse de pendage 45° à 60° vers le SSE, d'un rejeu minimum de l'ordre de l'hectomètre.

Le contact basal de cette zone sédimentaire paraît en général primaire, non décollé. Toutefois, cette paisible image est troublée en deux endroits dans les placages dolomitiques sous Ausserberg. Je n'ai pas constaté «d'interpénétrations du cristallin et de la couverture sédimentaire» (BAER 1959, p. 85) à l'échelle où l'a observé BAER au NE de Kalkofen* (chemin de St-German à Ausserberg). Le lambeau triasique du point coté 1271 m paraît bien être un placage de Trias sur le socle.

Sur la route de Baltschieder à Ausserberg, une lentille d'un mètre de gneiss sériciteux apparaît dans la dolomie (631.680/128.680/710), à quinze mètres du contact socle-couverture. S'agit-il d'un élément de brèche sédimentaire, de la charnière boudinée d'un pli ou d'une écaille? La question demeure.

Sur la petite route montant du pont du Rhône de St-German, vers Ausserberg, au lieu-dit «Birch», une fenêtre de socle se fait jour. Au virage à angle droit (630.480/128.800/730), on lève la coupe suivante sous la dolomie (soit de haut en bas):

- 4 cm Microgranite porphyrique. Les petits phénocristaux de feldspaths pris dans une pâte sériciteuse de couleur jaune d'œuf trop cuit, non effervescent à l'HCl l'attestent. Ce premier terme pourrait être des Quarten-Schiefer mal identifiés sous la dolomie. Pourtant, l'aspect de la roche et son étude macroscopique peuvent convaincre. Contact primaire sur les grès de base, écaille ou pli (?), l'état de l'affleurement laisse la question pendante.
- 70 cm Arkoses à quelques niveaux calcitiques centimétriques: ce sont les grès de base.
- 45 cm Microgranite porphyrique, schisteux, comme le premier terme.
- 2 m Microgranite plus massif, plaqueté.
- 35 cm Gneiss sériciteux œillés schisteux.
- 20 cm Microgranite porphyrique.
- 1,3 m Gneiss schisteux œillés.
- 8 m Microgranite porphyrique.

Les endroits où l'on peut mettre le doigt sur le contact entre la couverture et le socle des synclinaux du Baltschiedertal et de la Schiltfurgge* sont peu fréquents. Toutefois, je n'ai nulle part trouvé trace de décollement, d'écaillage ou de zone broyée le long de ce contact. Tout au plus, des plis décimétriques de second ordre peuvent être attribués au plissement dominant F_{2-II} . C'est à ce type de structure qu'il faut rattacher les observations de BAER au Blaigraben* (BAER 1959, p. 84) où l'on peut constater un bel éventail de schistosité S_{II} , et au Lauigraben* (SCHENKER 1946, p. 32, BAER 1959, p. 88).

Déformation D_I

La phase de déformation D_I développe une schistosité S_I qui se signale à l'échelle de l'affleurement par des veines de quartz dans les schistes argileux aaléniens. Ces veines discontinues, d'épaisseur variant de 0,1 à 3 cm sont replissées par le plissement F_{II} dont la schistosité S_{II} traverse les plis dessinés par elles (fig. 17). A l'affleurement, S_I paraît parallèle à la stratification; elle n'est pas visible dans les roches compétentes (calcaires, arkoses).

La dolomie rubanée du Blaigraben* montre une différenciation lithologique millimétrique: il peut s'agir d'une structure sédimentaire ou tectonique (S_I); l'incertitude sera levée par l'étude microscopique (p. 59).

Déformation D_{II}

La structure majeure de la couverture est le plissement F_{II} (cf. fig. 16).

Les synclinaux sédimentaires s'accompagnent de plis parasites (ou de second ordre) qui déterminent par leur vergence la situation de l'observateur en flanc normal ou inverse. Ces plis

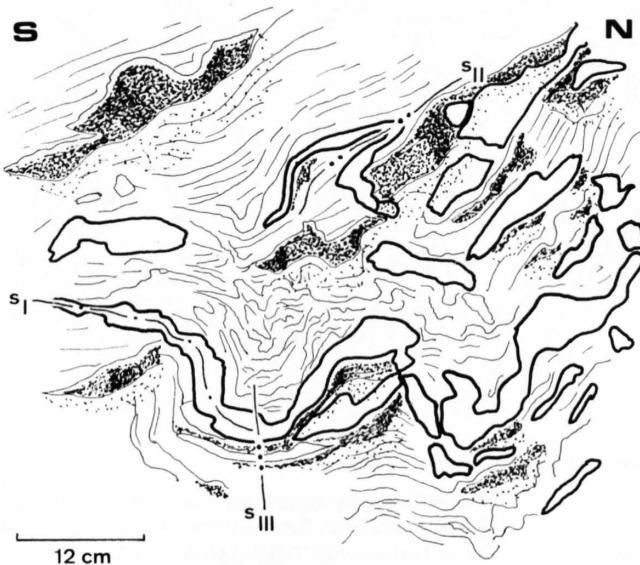


Fig. 17: Mise en évidence de la schistosité S_I par des veines de quartz discontinues, dans les schistes argileux aaléniens du Bietschtal (628.620/129.800/1010).

de second ordre voient leur amplitude croître du Baltschiedertal vers l'W; de décimétriques à décamétriques (fig.18), ils deviennent hectométriques dans le Bietschtal (fig.19); en même temps ils évoluent d'un style similaire assez ouvert (cf. fig.20 et coupes 1 à 7) à un aspect quasi isoclinal (fig.19 et 21). On notera le comportement des schistes argileux par rapport aux calcaires (fig.19), fort semblable à celui de la couverture pincée dans les synclinaux du socle (coupes 1 à 3); c'est un effet de la différence de compétence entre les roches. On constate en général un raccourcissement des couches dans les charnières (fig.22) (RAMSAY 1967, fig.3-63); l'observation des disharmonies entre socle et couverture (coupes 1 à 3) implique un étirement dans les flancs: les figures de boudinage de lits siliceux ou de veines de calcite ne sont pas rares.



Fig. 18: Plis de phase F_{II} au sommet du Blaugraben* (1900 m).

Aa = Schistes argileux aaléniens
LBI = Lias supérieur du Blaugraben
Linf = Schistes argileux du Lias inférieur

Dos = Dolomie supérieure
Qusch = Quarten-Schiefer
Do = Dolomie du Trias moyen



Fig. 19: Plissement F_{II} à la sortie des gorges du Bietschbach.

Ls = Calcaires gréseux du Lias supérieur

Aa = Schistes argileux aaléniens

Les axes B_{II} des plis varient de 0° à 30° du SSW à l'WSW (stéréogramme 10). On observe que leur plongement augmente en moyenne de 22° dans le Baltschiedertal pour atteindre 26° à l'W du Bietschtal. Simultanément, leur direction moyenne passe de 225° au Baltschiedertal à 240° à la Rarnerkumme* et au Luogelkin* (*flexure* du massif de l'Aar). Le plongement de l'axe B_{II} déduit de la distribution des pendages de la stratification est de 22° vers 234° (stéréogramme 10).



Fig. 20: Plis de phase F_{II} des ravins de Gräbu, dans le Lias supérieur du Baltschiedertal (633.075/132.085/1990).



Fig. 21: Plis F_{II} dans le Malm de Niedergesteln.

cc = Calcite

La schistosité S_{II} , parallèle à la surface axiale du plissement F_{II} , est la structure la plus marquante de la couverture. Dans les roches compétentes, c'est une schistosité espacée, subparallèle à la stratification, débitant la roche en plaques de 1 à 10 cm. Dans les schistes argileux, c'est une crénulation de SS et S_I , de plus en plus intense du Baltschiedertal (fig. 23) vers l'W (fig. 17). La nature crénulante de la schistosité S_{II} se voit bien dans les charnières des plis F_{II} (par exemple: schistes mordorés du Bajocien inférieur, Ijolital* au point 627.280/130.000/1025). Les microlithons limités par S_{II} , décimétriques dans le Baltschiedertal, deviennent centimétriques dans le Ijolital*. L'examen des stéréogrammes 11 à 21 montre l'évolution régionale d'E en W de la schistosité S_{II} d'un pendage raide vers l'ESE (stéréogrammes 11, 12, 13 et 14) à un pendage plus modéré vers le SE à S (stéréogrammes 15 à 21). Cette évolution (*courbure* du massif de l'Aar) de S_{II} est semblable au comportement des surfaces axiales F_{II} (stéréogrammes 22 et 23). D'autre part les stéréogrammes 15 à 18, coïncidant avec des secteurs particulièrement scrutés, montrent un plissement supplémentaire, probablement F_{IV} ou plus récent encore.

Sur les plans de schistosité S_{II} , on peut observer un étirement L_{II} vers le SW, donc parallèle à l'axe B_{II} (phénomène déjà noté par PLESSMANN 1958 et STECK 1968) (stéréogramme 24 et fig. 16). Les fibres de quartz et de calcite autour des pyrites, l'allongement des galets de dolomie dans la brèche à galets du Lias moyen, l'étirement des fibres entre les boudins de bélemnites (à l'W du Bietschtal seulement, cf. infra; en particulier, arête versant gauche du Ijolital*, 627.740/130.380/1440) dessinent l'élongation L_{II} .

En de rares endroits (Mankin*, alt. 2145 m; Gampel, 622.630/129.380/670), les fibres de quartz et de calcite autour des pyrites sont tordues, de façon toujours semblable décrite dans la figure 24. Si l'on en croit DURNEY & RAMSAY (1973), la croissance des fibres dans l'ombre de pression des grains de pyrite est antitaxiale (les fibres croissent sur l'interface pyrite-ombre de pression). La rotation dextre traduirait un mouvement cisailant dextre de la matrice autour d'un grain de pyrite. Ce phénomène est aussi visible dans le socle (gneiss œillé d'Eggerberg, virage de la route Visp-Eggerberg, alt. 797 m).

Parfois une première linéation L_I , vers l'E à S (stéréogramme 24), dont les liens avec S_I restent inconnus, est constituée de grains de pyrite alignés (fig. 16) ou de taches d'hématite (St-German, 628.940/129.740/980; sur le chemin de tourisme pédestre rive gauche du Bietschtal), ou encore de fibres d'étirement entre boudins de bélemnites (forêt de la Tälwald* au-dessus d'Ausserberg, 631.890/130.630/1600; Mankin*, 630.810/130.170/1310). Parfois des ombres de

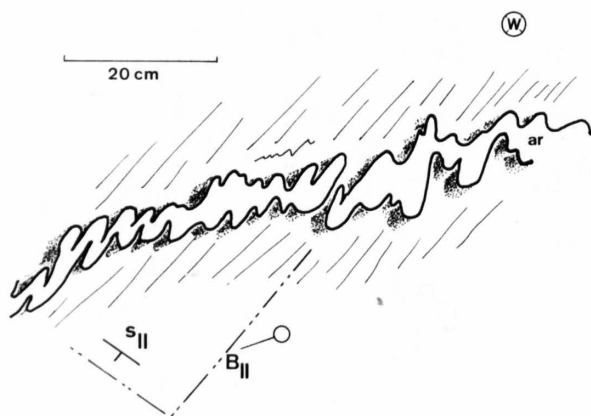


Fig. 22: Plis F_{II} ptygmatiques (Grienläger*, 632.660/131.650/2225).

ar = Arénites

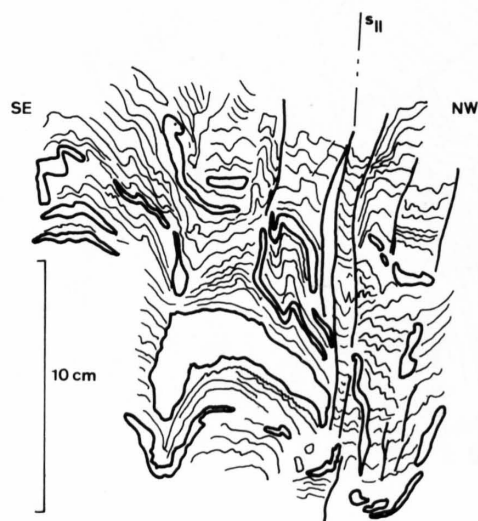


Fig. 23: Crénulation S_{II} dans le Lias inférieur de Gräbu (632.950/132.100/2075).

pression L_{II} autour des grains de pyrites permettent d'établir la succession de L_I et de L_{II} (Ladenwald*, 626.500/130.040/1125; Luogelkin*, 626.440/130.630/1470; Gampel, 622.130/129.680/760) (fig. 16). On remarquera deux groupes de L_I , d'une part vers l'ESE, d'autre part vers le S à SSW. Une explication possible est à chercher dans la déformation de la linéation L_I par D_{II} (cf. RAMSAY 1967, p. 472–475).

Crénulation S_{III}

Millimétrique, la crénulation S_{III} , qui ride les plans de schistosité S_{II} et dont l'axe B_{III} plonge vers l'WSW et le plan axial vers le NW à N (stéréogrammes 25 et 26), est présente dans toute la couverture et particulièrement bien visible dans les schistes argileux. La comparaison des stéréogrammes 25 et 26 montre que B_{III} (parallèle à la linéation d'intersection avec S_{II}) est moins penté à l'E de la couverture qu'à l'W, alors que S_{III} paraît plus proche de la verticale dans la partie occidentale que dans la partie orientale. Un plus grand nombre de mesures de S_{III} (structure ténue et difficile à mesurer) permettrait de tirer des conclusions plus nettes.

Plissement F_{IV}

Cette phase de déformation, non perceptible à l'échelle de la carte, ne devient importante à l'échelle de l'affleurement qu'à l'W du Bietschtal; il s'agit de plis décimétriques dont la vergence est toujours constante vers le NW (fig. 25). La présence de doubles plis F_{II} - F_{IV} est un critère certain de reconnaissance, quoique l'on puisse évoquer F_I et F_{II} ; mais la schistosité dominante S_{II} permet de trancher la question (fig. 26). Les plis de vergence NW, à axe tendant vers le S à SW et plan axial redressé pendant vers le SE, autour desquels tourne la crénulation de phase F_{III} (Bietschtal: chemin de construction du BLS, 628.620/129.800/1010), peuvent être empiriquement attribués à la phase F_{IV} . Une crénulation tournant autour d'un pli ne constitue évidemment pas une preuve de l'antériorité de la crénulation et seule l'observation des rapports entre cristallisation et déformation permettrait d'établir la succession de F_{IV} par rapport à S_{III} . Cependant le parallélisme presque parfait des axes B_{II} et B_{III} , discordants de B_{IV} , est un argument non négligeable de la succession des déformations.

Les stéréogrammes 27 et 28 montrent une évolution régionale de F_{IV} et de B_{IV} semblable à celle observée pour D_{II} et F_{III} . Les plans axiaux sont plus raides vers le SE dans le Bietschtal qu'au Ijolital*, où F_{IV} pend vers le SSE d'une valeur plus modérée. Les axes B_{IV} tendent à plonger vers 240° au Ijolital* alors qu'au Bietschtal, B_{IV} plonge vers 225° .

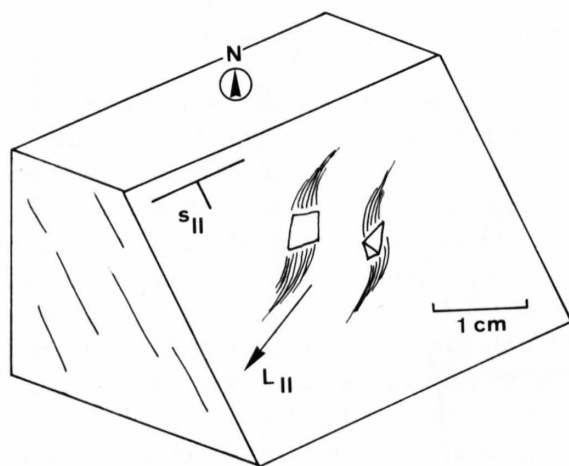


Fig. 24: Fibres tordues (quartz et calcite) autour des pyrites, montrant un cisaillement dextre (Mankin*, alt. 2145).

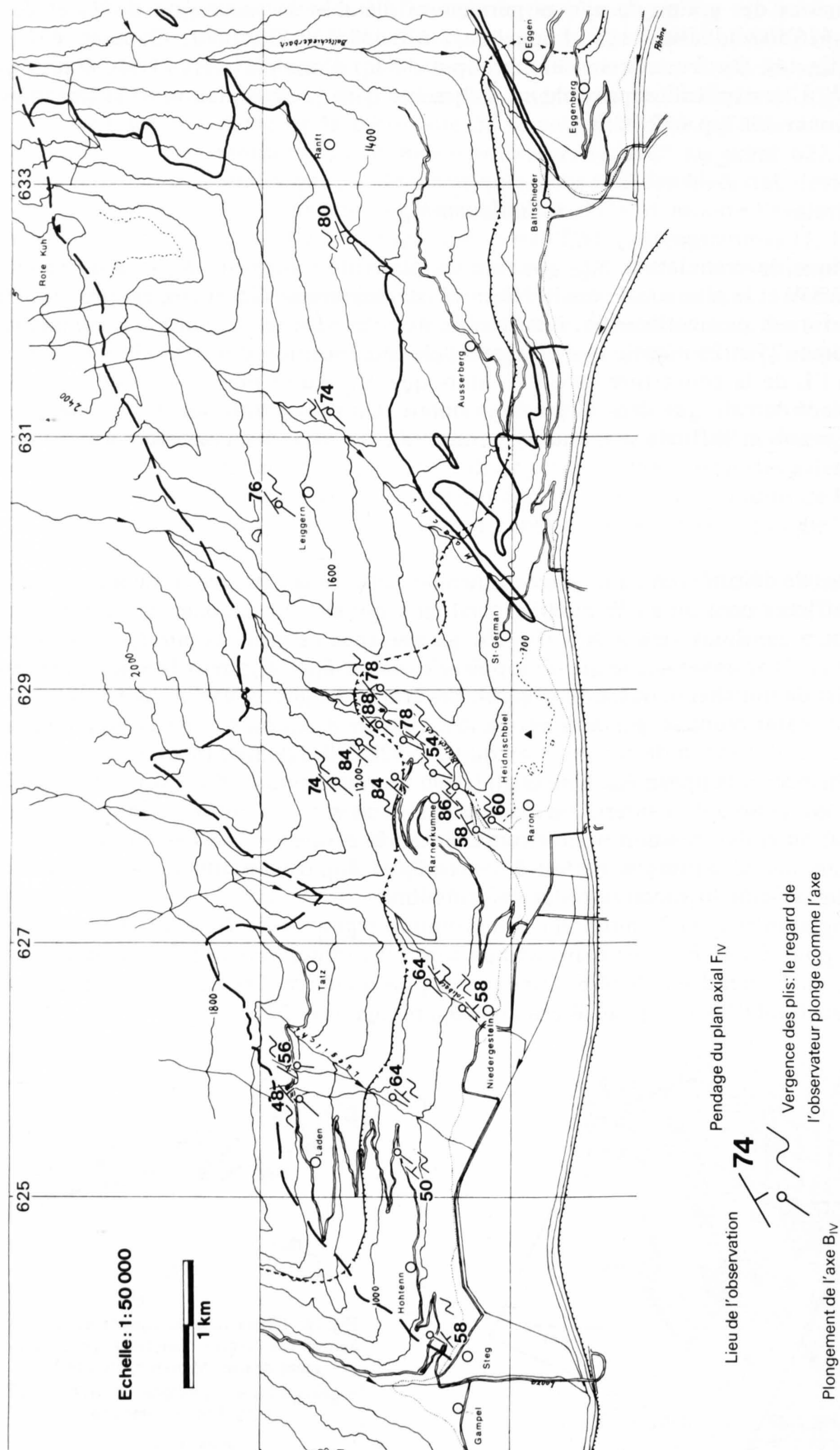


Fig. 25: Carte des relevés d'observations (pendage du plan axial, plongement de l'axe et vergence) des plis de phase F_{IV} entre la Lonza et le Baltschiedertal.

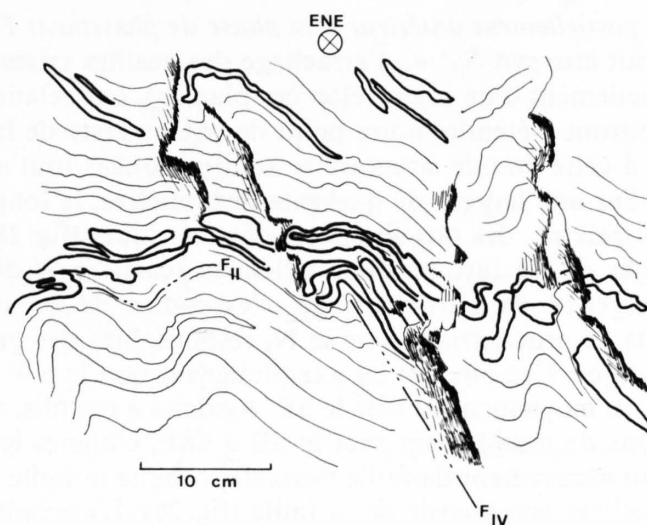


Fig. 26: Double pli F_{II} - F_{IV} dans le Dogger, sous Liden* (626.830/129.620/920).

Plissement F_V

Déjà discuté au Heidnischbiel (GASSER & DOLIVO 1980) où il était baptisé F_3 , le plissement F_V y est présent à l'échelle de la carte, en plis de style concentrique, en chevrons ou en kinks. On le retrouve, à l'échelle de l'affleurement seulement, le long du Rhône, cantonné surtout dans le Malm et le Dogger du Blasbühlhübel*, plus rarement dans les schistes aaléniens sous la Rarnerkumme* et dans le bas Ijolital*. Je n'ai pas retrouvé F_V à l'E du Mankin*, à l'W du Luogelkin* et au-delà de 600 m de distance de la plaine du Rhône. En dehors du Heidnischbiel, F_V s'observe sous forme de kinks, de vergences variables, n'excédant pas l'amplitude de 10 cm. Le plan axial F_V des kinks plonge vers le NE, l'axe B_V vers le SE. Le stéréogramme 29 (Heidnischbiel secteur 12) montre le comportement des surfaces sédimentaires au Heidnischbiel et l'axe B_V déduit, plongeant de $24^\circ/130^\circ$. Cette valeur ne concorde pas exactement avec la concentration maximum de B_V dans le stéréogramme 30 (Heidnischbiel) ($20^\circ/139^\circ$). Les structures F_V et B_V dans les stéréogrammes 30 et 31 montrent une grande variation de distribution. Ce phénomène a deux explications possibles: d'une part, les vergences différentes des kinks impliquent deux systèmes de plans axiaux d'orientation et de pendage différents (cf. GASSER & DOLIVO 1980, fig. 7); d'autre part, la compétence de la roche joue vraisemblablement un rôle dans l'étalement des mesures.

La faille RKG – Ecailles de socle dans la couverture

Rappelons que la faille RKG se présente comme un accident tectonique à rejet kilométrique accompagné de mylonites de socle dans sa lèvre N, et d'écailles cristallines et de lambeaux sédimentaires dans sa lèvre S.

Ce sont les écailles cristallines du Luogelkin* qui nous révèlent le mieux l'histoire de la faille au niveau de l'affleurement. Ces écailles, bien visibles sur la route de Laden* à Tatz, et encore mieux dans le ravin oriental (cf. p. 27 et 40 ainsi que SCHENKER 1946 et BAER 1959), varient de l'hectomètre au décimètre. Elles sont toujours contournées par la schistosité S_{II} , qui reste parallèle dans la matrice argileuse ou gréseuse et dans les éléments cristallins. Le point 626.560/131.100/1640, dans le ravin oriental du Luogelkin*, nous montre des écailles cristallines plissées par F_{II} (fig. 27). Les éléments cristallins décimétriques sont traversés par la schistosité dominante S_{II} . On peut donc affirmer qu'au moins à l'W du Luogelkin*, le mouvement de la

faille RKG est en tous cas partiellement antérieur à la phase de plissement F_{II} (pour BAER [1959, p.95] le mouvement pourrait être syn- S_{II} : «...l'arrachage des écaïlles cristallines est synchrone de la schistosité ou éventuellement d'un rejeu selon ces plans.»). Les relations entre cristallisation et déformation permettront d'étendre notre point de vue au reste de la faille.

Les mouvements liés à cette grande structure se sont prolongés tout au long de l'histoire des déformations alpines. Sur une largeur de quelques hectomètres, le long de la lèvre S de la faille, surtout à l'W du Luogelkin*, des plis similaires décimétriques (fig. 28), ou concentriques et alors associés à des zones de fracture ou de cisaillement (carrière W de Gampel, 622.260/129.280/635), ont une vergence de rétrocharriage, c'est-à-dire de mouvements vers le S, contraires aux mouvements de procharriage vers le N, responsables des grandes structures de l'Autochtone et de l'Helvétique. Ces plis ont un axe plongeant vers le SW à SSW, une surface axiale pendant faiblement ou moyennement vers le SE. Associés à ces plis, mais plus tardifs, on remarque çà et là, des plans de cisaillement vers le SE à SSE, éloignés les uns des autres de 50 cm à 1,5 m, décrivant un mouvement de faille normale, comme la faille RKG. Ces plans de cisaillement sont aussi localisés aux abords de la faille (fig. 28). L'ensemble de ces structures tardives (post- F_{II}), localisées le long de la faille, forme la phase de déformation D_{VI} . Au Luogelkin*, ses relations avec D_{III} et D_{IV} restent inconnues. De tels mouvements rétrodéversés sont rares ailleurs sur le terrain. Toutefois, sur la route de Geesch à Rarnerkumme* (627.580/129.360/830), dans les schistes aaléniens, un tel pli est observable (fig. 29). Ce pli replisse un kink F_V . Il est donc postérieur à la phase D_V , motivant l'appellation de F_{VI} . Encore doit-on admettre que cette structure est en rapport avec le mouvement de la faille RKG, distante de 1100 m. Je n'ai pas d'autre argument que la similitude de style et d'orientation avec les structures du Luogelkin* et de Gampel. L'étrange configuration en oignon des couches du Malm dans la carrière de Raron pourrait aussi s'expliquer par un tel mouvement.

Quoiqu'il en soit, la phase F_{VI} s'est exercée vraisemblablement tout au long de l'histoire des déformations alpines locales, avec au moins un paroxysme avant le plissement F_{II} . En d'autres termes, la faille RKG aurait joué dès avant F_{II} jusqu'aux déformations tardi-alpines (cf. synthèse fig. 43 et 46).



Fig. 27: Ecaïlles de socle du Luogelkin* (626.560/131.100/1640).

gr = Granite cc = Calcaire

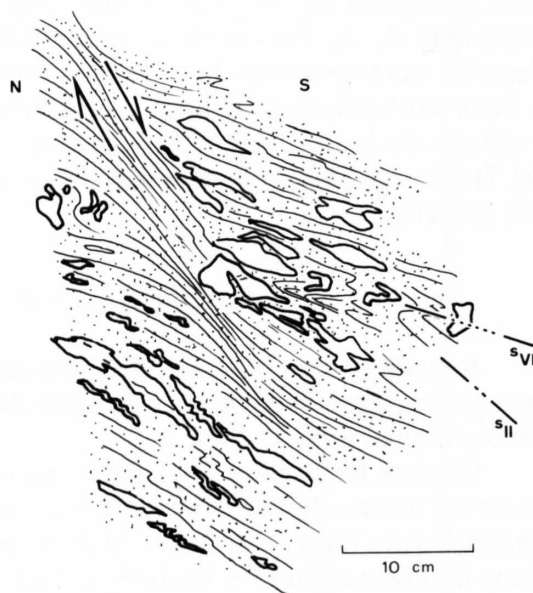


Fig. 28: Déformation de phase F_V (Dogger du Luogelkin*, 626.500/130.960/1570).

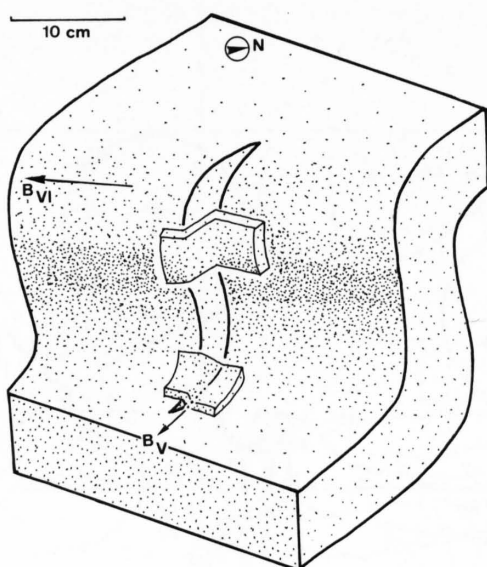


Fig. 29: Relations géométriques entre les phases F_V et F_{VI} (route de Rarnerkumme*, 627.580/129.360/830).

Les systèmes de diaclases du socle et de la couverture

Deux systèmes conjugués de diaclases, Z_1 et Z_2 sont mis en évidence:

- le système Z_1 , orienté de 50° vers le NW à 80° vers le SE (cf. stéréogrammes 32 et 33),
- le système Z_2 , le plus important rencontré sur le terrain, orienté de 80° vers le SW à 45° vers le NE.

Là où Z_1 et Z_2 s'observent ensemble, le système Z_2 semble recouper Z_1 . A l'intérieur de Z_2 , on observe fréquemment des systèmes de fissures de tension en échelon, dont le comportement est schématisé dans la figure 30 (l'angle entre les plans de cisaillement n'y est pas toujours respecté pour des raisons de clarté du dessin). Les plans de cisaillement décrivent un angle variant de 10° à 60° avec les fissures de tension qui les dessinent. Les stéréogrammes de la figure 30 montrent une grande variation dans l'orientation des plans de cisaillement: il n'est pas exclu que plusieurs phases de compression aient été rassemblées dans les phases Z_1 et Z_2 . On peut noter toutefois une *remarquable constance de la compression minimale X vers le NNE à SSW*.

Le contenu des diaclases a été décrit en page 18 pour le socle et 30 pour la couverture.

Déformation totale

Les marqueurs de la *déformation finie* dans le socle sont peu maniables: la répartition des yeux dans les gneiss œillés exige un ordinateur et du temps (FRY 1979).

Les marqueurs dans la couverture sont les bélemnites tronçonnées, les oolites ferrugineuses et les galets dolomitiques. Les bélemnites ne forment jamais de tribus assez importantes pour être utilisées statistiquement (BADOUX 1963). Les oolites ferrugineuses sont formées autour d'un noyau calcitique quasi sphérique, resté indéformé, et parfois rongé par la dissolution sous pression; l'ellipse de déformation finie serait donc fortement sous-estimée (TAN 1974, 1976). Restent les galets dolomitiques de la brèche sédimentaire liasique de la série de St-Germain. Deux échantillons sous les Grienläger* ont permis de construire les directions des axes principaux de l'ellipse de déformation finie (cf. carte structurale, planche II): les grands axes X plongent vers 242° à 244° de 06° ($\pm 3^\circ$), les petits axes Z perpendiculairement à S_{II} respectivement vers 336° de 24° et 338° de 30° et les axes intermédiaires Y vers 142° de 64° et 145° de

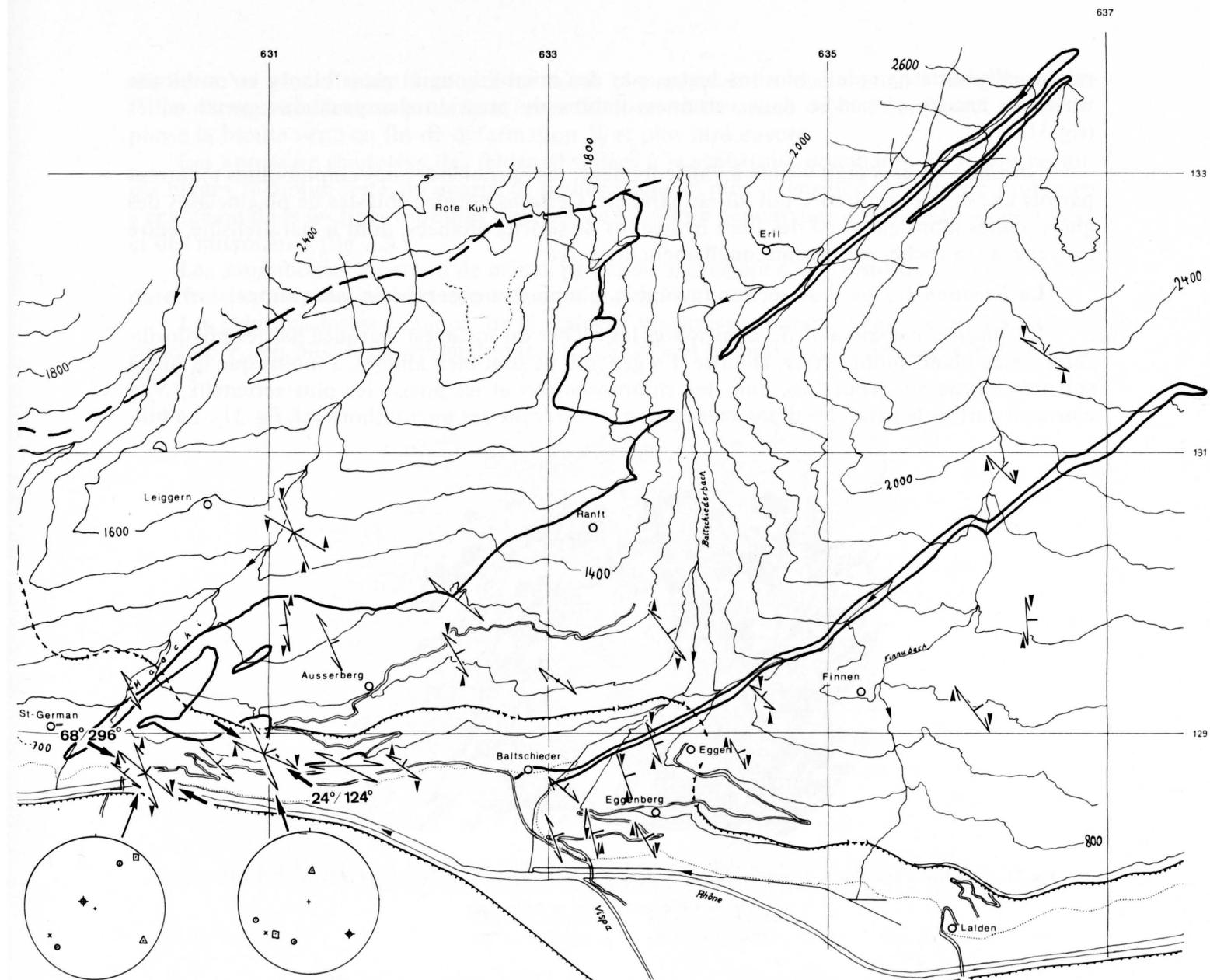
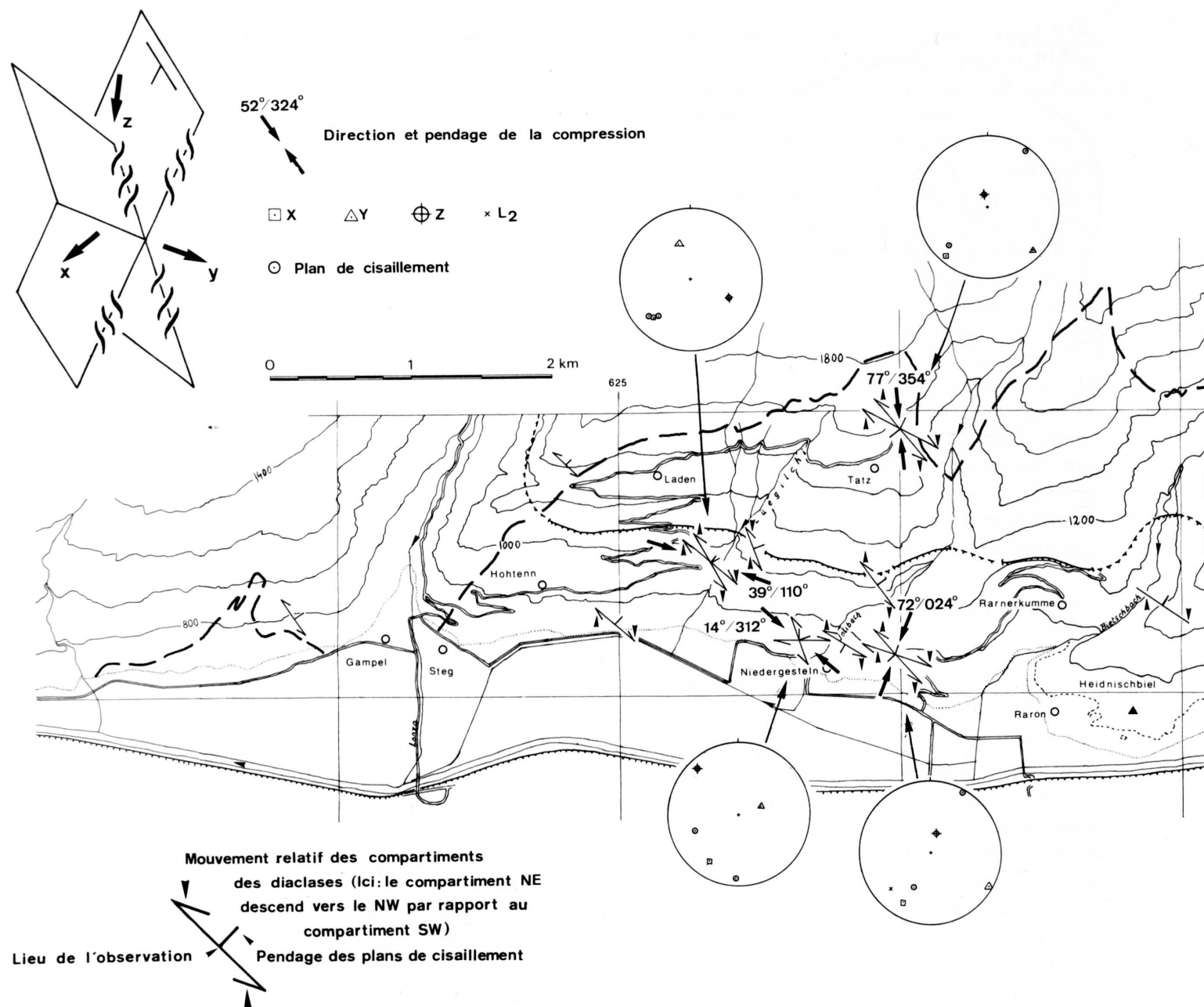


Fig. 30: Carte du comportement des fissures de tension participant au système de diaclases Z_2 .
 Stéréogrammes: projection de l'hémisphère inférieure

60°. L'observation des linéations d'étirement L_{II} vers 228° à 232° dans les schistes argileux voisins (sous forme de fibres autour des pyrites) fait apparaître une différence significative de 10° à 16° (influence de S_1 ?).

Quoique les galets dolomitiques, plus compétents que la matrice plus marneuse, n'aient pas enregistré la totalité de la déformation, j'ai pu tirer des valeurs minimales des rapports des axes de l'ellipsoïde de déformation finie d'un des échantillons:

$$X : Y : Z = 4,09 : 1 : 0,38$$

A volume constant, la sphère correspondante aurait un rayon de 0,58: il y a elongation suivant X et Y .

Les structures à l'échelle du microscope: rapports entre déformation et cristallisation

Résultant de l'examen au microscope polarisant de plus de 200 lames minces, toutes taillées perpendiculairement à la schistosité, les observations ci-après jetteront un pont entre l'histoire des déformations dans le socle et dans la couverture.

Déformation et cristallisation dans le socle (tabl. 3)

Une schistosité S_A , antérieure au rubanement R – donc supposée antéalpine –, préservée par la schistosité dominante S_2 , apparaît au microscope. Cette structure est matérialisée par des

rubans d'épidote dans les chloritoschistes, par des microlithons à micas blancs et/ou biotite verte, ou encore conservée dans certaines ombres de pression des yeux des gneiss œillés (fig. 31).

Le *rubanement* R était visible à l'affleurement; les hornblendes des amphibolites montrent parfois une texture ordonnée qui lui est parallèle. Certains porphyroblastes de plagioclases des gneiss œillés montrent aussi des fines inclusions de séricite alignées, dont le parallélisme, entre les yeux de la roche, est exceptionnellement conservé.

La *linéation* L_1 , faute de section favorable, n'a pu être observée en lame mince.

La *schistosité dominante* S_2 , dans toutes les roches du socle, est marquée par les phyllosilicates: mica blanc, biotite verte, chlorite. En général, ils sont bien alignés, à moins que la roche soit très leucocrate. Toutefois, dans les chloritoschistes et les gneiss les plus sériciteux, S_2 a conservé parfois le caractère d'une crénulation, conservant des microlithons (cf. fig. 31). La bio-



Fig. 31: Schistosité antéalpine S_A préservée par S_2 dans les chloritoschistes du Jeiziberg* (622.390/130.030/1120).

Chl = Chlorite Mn = Mica noir

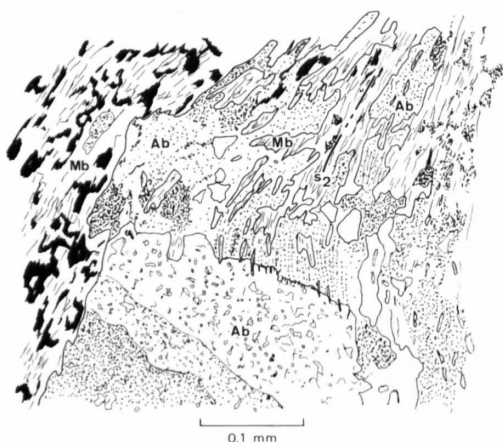


Fig. 32: Intercroissance de mica (Mb) et d'albite (Ab) dans l'ombre de pression d'une albite (microgranite porphyrique, 632.840/129.950/1250).



Fig. 33: Zone de «pressure shadows» d'une amphibole (Ho): bordure sans inclusion (Ac) et cristallisation (texture non orientée) principalement de mica blanc (Mb), de hornblende (Ho), d'épidote (Ep), de biotite verte (Mn) et de quartz (Qz) (amphibolite, 634.290/132.170/1510).

Cc = calcite

tite verte, en général plus large que les micas blancs, est souvent moins ordonnée, suggérant l'idée d'une cristallisation prolongée après S_2 . Il en va de même de la chlorite, qui rétro-morphose la biotite verte en fin de déformation S_2 et plus tard encore.

Les «pressure shadows» des feldspaths, liées à la schistosité dominante S_2 , voient les micas blancs, la biotite verte, du quartz, de petites albites et plus rarement de la chlorite, croître en s'engrenant dans les fines bordures fraîches – c'est-à-dire dépourvues d'inclusions – des albites et des microclines (fig. 32).

Les amphibolites montrent de même, perpendiculairement à la schistosité S_2 , une fine bordure fraîche, limpide, probablement d'actinote (fig. 33).

Les chloritoschistes à épidote de Honalpen* voient leurs rubans d'épidote plissés par une structure F_2 , en plis demi-centimétriques. La chlorite et la biotite verte dessinent le plan axial (fig. 34).

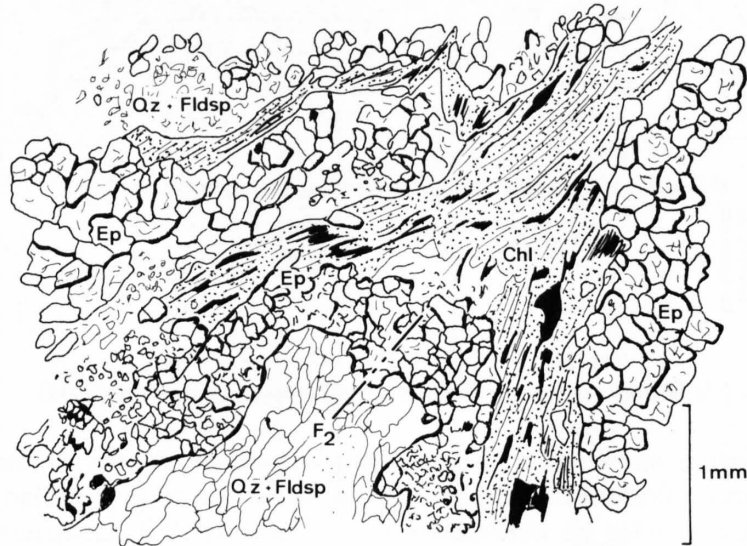


Fig. 34: Structure F_2 dans les chloritoschistes à épidote. Ruban d'épidote replissé et croissance de chlorite dans le plan axial de F_2 (634.880/131.740/2040).

Chl = Chlorite	Fldsp = Feldspath
Ep = Epidote	Qz = Quartz

Les grains de barytine du filon de Gampel sont allongés parallèlement à S_2 .

Le marbre paléozoïque de Gampel conserve les traces d'une ancienne schistosité dessinée par les micas et les biotites vertes, reprise par une crénulation S_2 . Les rosettes d'actinote-trémo-lite sont en majorité orientées parallèlement à S_2 .

Les brèches de faille montrent une cataclase antérieure à S_2 : les éléments granitiques baignent dans une pâte sériciteuse qui les contourne à l'instar d'yeux, les micas blancs sont parallèlement orientés dans la matrice et dans les blocs; les bords des plages granitiques sont engrenés avec de fines séricites. La déformation D_2 dans le socle est contemporaine de l'épisode majeur du métamorphisme alpin régional.

La forme de la *crénulation* S_3 varie des kinks, parfois conjugués, à la molle ondulation (fig. 35). L'amplitude ne dépasse guère $\frac{1}{3}$ de millimètre, et la longueur d'onde atteint 3 mm. Cette déformation est visible sur la plupart des lits micacés. Les sections perpendiculaires à la schistosité S_2 et à la linéation d'intersection avec S_2 (et à B_3) montrent que l'orientation de la surface axiale par rapport à la schistosité S_2 varie de 50° à 90° sans vergence particulière. Le style varié de la déformation S_3 et son orientation changeante n'excluent pas la présence de plusieurs phases coaxiales de microplissement, groupées sous le nom de S_3 .

Tableau 3: Synthèse des relations entre cristallisation et déformation dans le socle

		S _A désigne les déformations supposées antéalpines	S ₂ désigne la schistosité dominante	S ₃ désigne la crénulation millimétrique tardive
Gneiss sériciteux plus ou moins oeilés	Quartz	---	---	
	Albite	---	---	
	K-feldsp.	---	---	
	Mica blanc	---	---	
	Biotite	---	---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
	Chlorite		---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
	Epidote	---	---	
	Carbonate	---	---	
Gneiss leucocrates	Quartz	---	---	
	Albite	---	sauss.	
	K-feldsp.	---	---	
	Mica blanc		---	
	Chlorite		---	
Granite de Baltischieder	Albite	---	saussuritisation	
	Mica blanc		---	
	Biotite		---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
	Chlorite		---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
Schistes sériciteux	Mica blanc	---	---	
	Biotite	---	---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
	Chlorite		---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
	Amphibole	---	---	
	Sphène	---	---	
Chloritoschistes à épidote	Quartz	---	---	
	Feldspaths	---	---	
	Biotite	---	---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
	Chlorite	---	?	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
	Epidote	---	---	
Amphibolites	Hornblende	---	---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
	Actinote		---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
	Mica blanc		---	
	Mica noir		---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
	Chlorite		---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
	Epidote	---	---	
	Feldspaths	---	---	
Microgranites porphyriques	Quartz	---	---	
	Albite	---	---	
	Mica blanc		---	
	Biotite		---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
	Chlorite		---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
Marbre paléozoïque de Gampel et son contact	Calcite	---	---	
	Chlorite	---	---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
	Biotite	---	---	↓ ↓ ↓ ↓ ↓
	Actinote- Trémolite	---	---	

↓ : rétromorphose

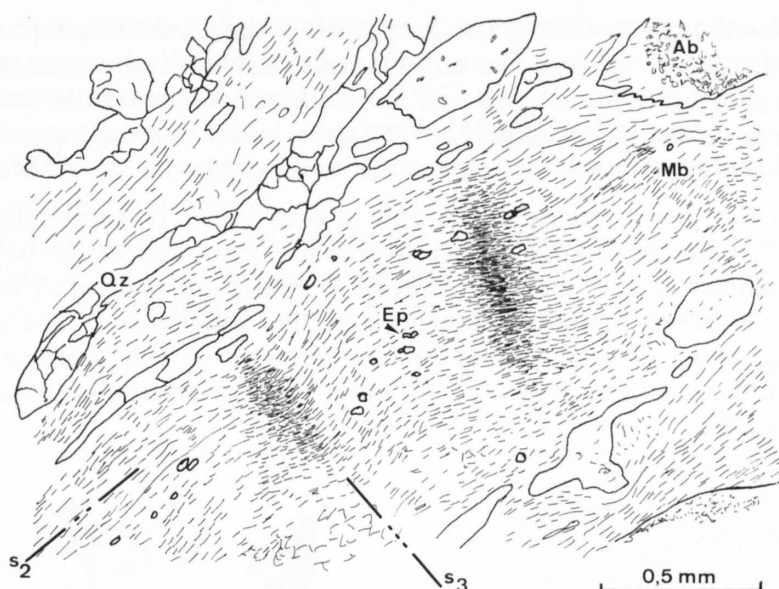


Fig. 35: Crénulation S_3 (schistes sériciteux, 634.300/130.120/1185).

Ab = Albite	Mb = Mica blanc
Ep = Epidote	Qz = Quartz

Déformation et cristallisation dans la couverture (tabl. 4)

Une schistosité S_1 semble avoir précédé la phase majeure de déformation F_{II} . Dans les schistes argileux hettangiens et aaléniens, ce sont de fins horizons de concentration de matière graphiteuse qui marquent S_1 (stylolithes?); un échantillon de schistes aaléniens provenant de Ritzubode (Bietschtal) a même révélé un micropli (fig. 36). Dans la dolomie rubanée triasique (Blaugraben*), les micas blancs et les biotites vertes s'orientent parallèlement à la stratification et à S_1 ; par la suite, une partie des micas recrystalliseront selon S_{II} .

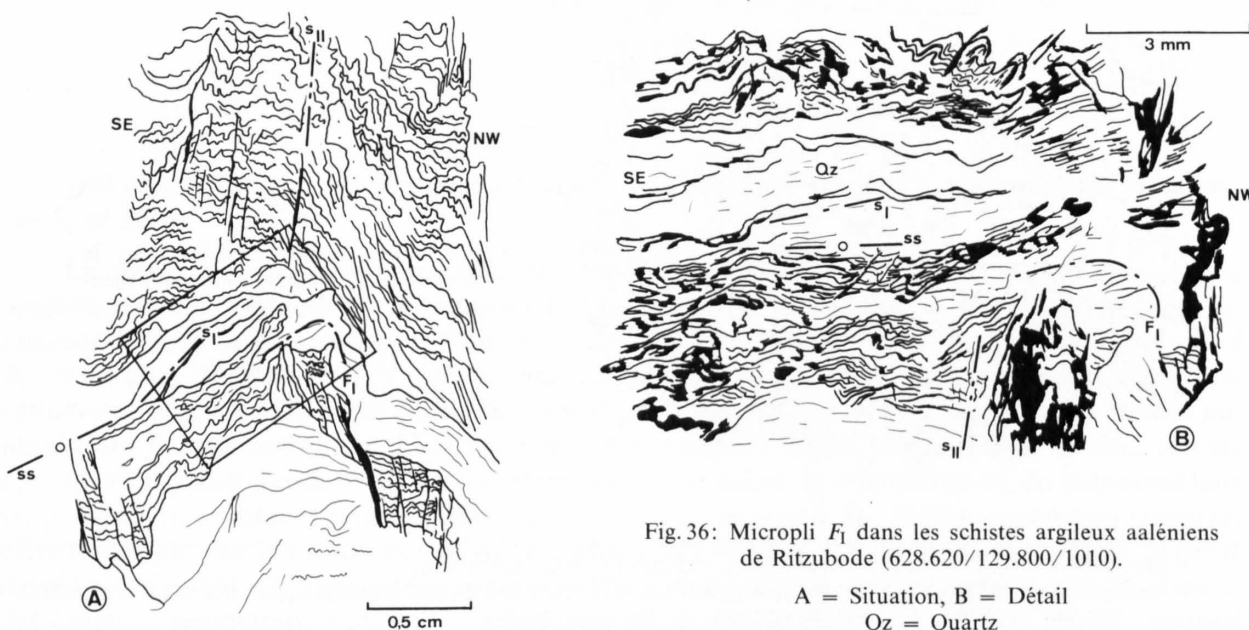


Fig. 36: Micropli F_1 dans les schistes argileux aaléniens de Ritzubode (628.620/129.800/1010).

A = Situation, B = Détail
Qz = Quartz

Une obliquité entre la stratification et S_I est parfois visible, déterminant une vergence entre stratification et schistosité. Sur trois lames minces de dolomie¹⁾, deux montrent une vergence vers le NW de S_I par rapport à SS (fig. 37); sur six lames minces de schistes argileux²⁾, cinq montrent une vergence vers le NW (fig. 38). Ainsi deux lames montrent une vergence contraire: on tentera d'expliquer ce phénomène important dans le cadre de la synthèse (p. 70 et fig. 45).

Le *plissement* F_{II} est la structure majeure de la couverture. L'examen des lames minces de schistes argileux, hettangiens et aaléniens, et de dolomie triasique (Blaugraben*) montre que S_{II} est un *clivage de crénulation*. L'étude des microplis F_{II} révèle que plus on s'éloigne du socle, plus la crénulation S_{II} est intense et plus les minéraux tendent à cristalliser dans le plan axial de F_{II} , parallèlement à S_{II} . Ainsi, au-dessus d'une tranche hectométrique de sédiments sur le socle cristallin, et excepté dans les charnières de F_{II} , S_{II} est la seule structure syn-métamorphique visible en lame mince (fig. 39).

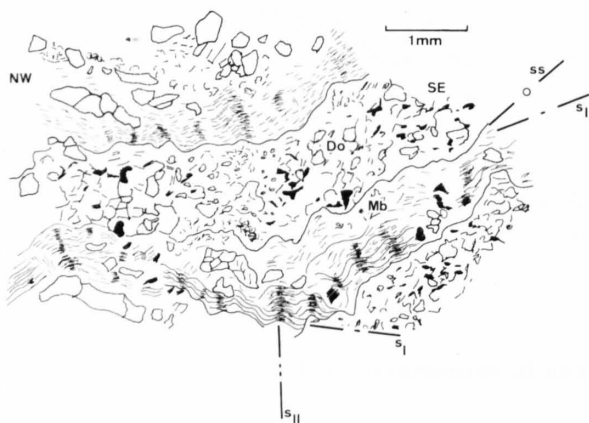


Fig. 37: Schistosité S_I dans la dolomie rubanée (charnière de pli F_{II} ; Blaugraben*, 633.280/132.260/1860).

Do = Dolomite Mb = Mica blanc

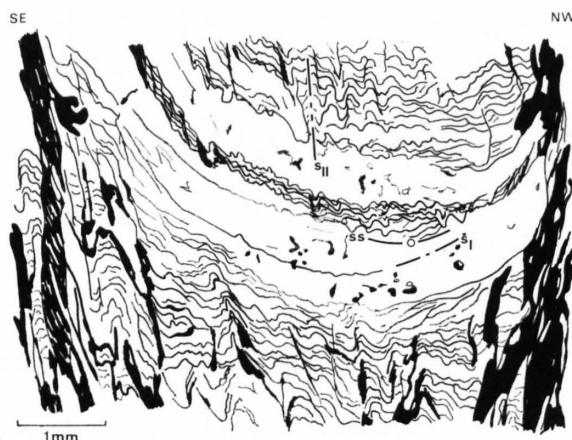


Fig. 38: Obliquité entre la stratification SS et la schistosité S_I au sein des schistes hettangiens (Baltschiedertal, 632.850/132.110/2160).

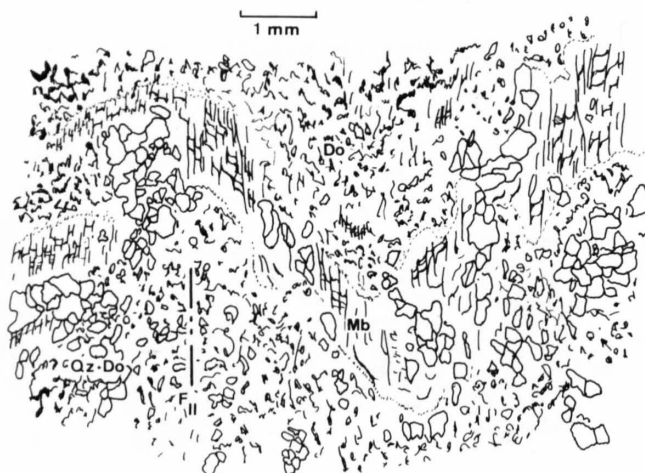


Fig. 39: Micas blancs crénulés dans le plan axial de F_{II} (dolomie rubanée; Blaugraben*, 633.275/132.275/1825).

Do = Dolomite
Mb = Mica blanc
Qz = Quartz

¹⁾ Blaugraben*: 633.275/132.275/1825 (2 éch.), 633.280/132.260/1860 (1 éch.).

²⁾ Mankin*: 630.650/130.050/1205; Ritzubode: 628.620/129.800/1010; Gräbu/Baltschiedertal: 632.850/132.110/2160; Grienläger*: 632.540/131.770/2315; Ijolital*: 627.280/130.000/1025 (2 éch.).

La schistosité S_{II} est dessinée par les micas blancs, la chlorite et la biotite verte, ces deux derniers minéraux étant souvent moins ordonnés que la muscovite; le quartz et les carbonates sont également recrystallisés parallèlement à S_{II} dans les quartzites lotharingiens, les calcaires arénitiques et spathiques du Lias et du Dogger par exemples. Le stilpnomélane et la chlorite du calcaire oolithique callovien cristallisent en majeure partie parallèlement à S_{II} , 10 à 20% du stilpnomélane finissant de se développer sous F_{III} (cf. fig. 41).

Les ombres de pression autour des pyrites, liées à la déformation D_{II} , sont occupées par du quartz, du mica blanc et accessoirement de la biotite verte. L'antitaxialité de la croissance des fibres dans ces ombres de pression (cf. p. 48) paraît visible dans la figure 40.

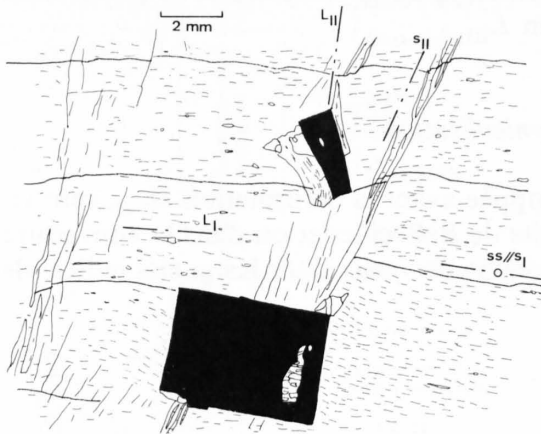


Fig. 40: Crénulation S_{II} naissante dans les Quarten-Schiefer; croissance antitaxiale des fibres dans l'ombre de pression des pyrites (Blaugraben*, 633.280/132.270/1860).

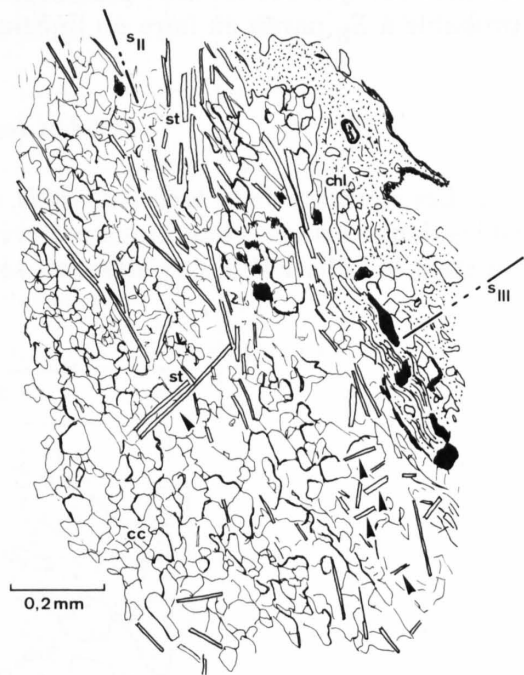


Fig. 41: Cristallisation de stilpnomélane dans deux directions de schistosité, S_{II} et S_{III} (fléché); calcaire oolithique callovien (628.980/130.380/990).

cc = Calcite chl = Chlorite st = Stilpnomélane

Des observations précédentes se dégage donc l'idée que *le pic de métamorphisme s'est étalé sur S_I et S_{II} .*

La *crénulation* S_{III} se marque dans les lits de phyllosilicates par des ondulations de faible amplitude et de longueur d'onde millimétrique. Exceptionnellement, de petits chevrons apparaissent. Quand le plan axial est déterminable, et la lame mince taillée perpendiculairement à B_{III} et au plan de schistosité, F_{III} paraît normal à S_{II} . Le stilpnomélane des calcaires oolithiques calloviens, dont 10 à 20% des individus cristallisent parallèlement à F_{III} (fig. 41), est le seul minéral dont j'ai pu certifier la cristallisation syntectonique à S_{III} . Comme aucun minéral n'a été aperçu cristallisant pendant F_{IV} ou lors de phases ultérieures, la cristallisation du stilpnomélane serait donc un argument pour l'antériorité de S_{III} par rapport à F_{IV} . Il faut cependant tempérer cette remarque par le fait qu'aucun stilpnomélane n'a été observé à l'W du Bietschtal, là où se développe F_{IV} . On n'a donc aucun argument sûr concernant les relations entre cristallisation et déformation permettant d'affirmer l'antériorité de S_{III} par rapport à F_{IV} .

Le microscope a révélé dans deux échantillons de calcaire arénitique supposé pliensa-bien (629.880/130.680/1720, 632.540/131.780/2300) et dans un calcaire arénitique supposé ba-jocien (627.230/139.190/745) une structure souvent vacuolaire, communément allongée en forme de monocristal de calcite souvent dissous, pratiquant un angle constant de 60° à 65° avec la schistosité S_{II} (ce qui donne comme orientation spatiale dans les trois échantillons respective-ment: $75^\circ/320^\circ$, $62^\circ/330^\circ$, $35^\circ/018^\circ$). Ces structures énigmatiques butent parfois contre les plans de dissolution sous pression S_{II} , ce qui pourrait faire songer à leur antériorité. Mais on n'a pas de recristallisation parallèle à S_{II} . Ces cristaux paraissent résulter d'un remplacement à l'échelle millimétrique: certains monocristaux conservent des vestiges des structures organiques des entroques qu'ils ont traversées. En trois dimensions, la structure est prismatique et paraît n'intéresser que des niveaux plus dolomitiques. L'orientation de la structure et sa postériorité probable à S_{II} paraît en faire un linéament d'extension L_{III} .

Brèches tectoniques – Cornieulisation

Les éléments de la *brèche de faille*, qui s'est développée avant la déformation D_{2-II} , sont vi-sibles dans tous les échantillons prélevés dans le granite de Baltschieder ou dans la couverture jouxtant la faille RKG. Ces éléments se comportent comme des yeux dans les gneiss œillés: ils

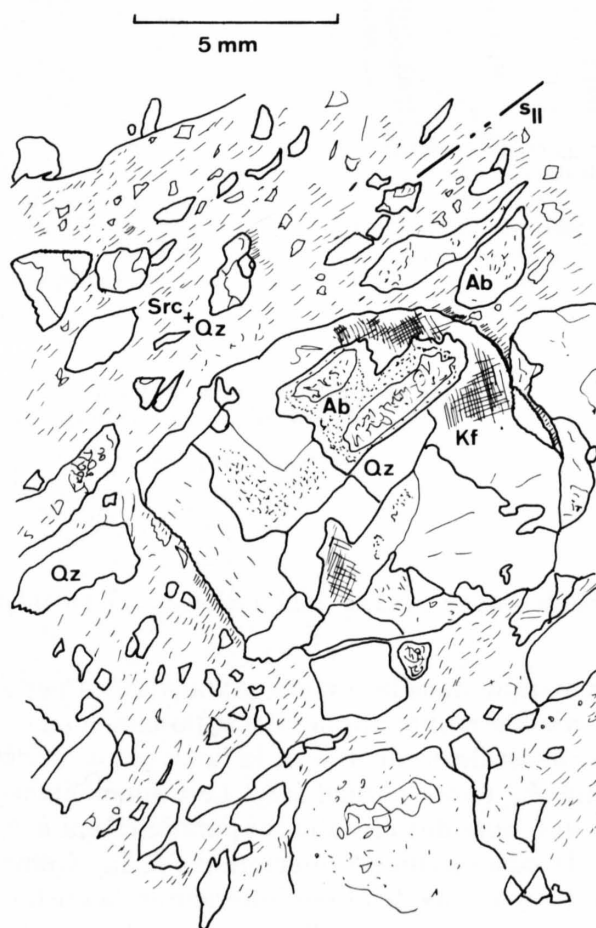


Fig. 42: Brèche tectonique au sein du socle, liée à la faille RKG (Arbol, 631.560/132.230/2305).

Ab = Albite
Kf = Feldspath alcalin

Qz = Quartz
Src = Séricite

Tableau 4: Synthèse des relations entre cristallisation et déformation dans la couverture

		S _I Phase de déformations supposées antéalpines	S _{II} Phase de développement de la schistosité dominante	S _{III} Phase de crénulation millimétrique
Dolomie triasique	Carbonates			
	Micas blancs			
	Micas noirs		-----	
Dolomie rubanée	Carbonates	-----	-----	
	Micas blancs		-----	
	Micas noirs		-----	
Quarten-Schiefer	Quartz		-----	
	Séricite		-----	
	Micas noirs	-----	-----	
Cornieule	Carbonates		-----	
	Micas blancs			
	Micas blancs	x x x x x : cornieulisation		
Marnes sinémuriennes	Zones de diss. sous pression	x x x x x		x x x x x x x x x x
	Calcite	-----		
	Micas noirs		-----	
Quartzites lotharingiens	Micas blancs			
	Qz + carbon.	-----		
	Quartz et calcite			-----
Calcaires du Lias supérieur	Zones de diss. sous pression			
	Micas blancs			
	Micas noirs		-----	
Schistes argileux aaléniens et hettingiens, mordorés bajociens	Zones de diss. sous pression	-----		
	Micas blancs		-----	
	Micas noirs			
Calcaires spathiques du Dogger	Quartz et calcite			-----
	Micas blancs			
	Chlorite			
Oolithe callovienne	Micas noirs			-----
	Stilpnomélane			-----
	Chlorite			
Brèches tectoniques	Carbonates			
	Zones de diss. sous pression		x x x x x : bréchification	
	Quartz et calcite	x x x x x x x x x x		
	Micas blancs			

sont contournés par la pâte sériciteuse et dans les ombres de pression, la matrice s'engrène finement avec les fragments (fig. 42). Les micas sont communément allongés dans la pâte et dans les éléments de la brèche, et croissent en s'imbriquant parfois dans ces éléments.

Les *cornieules* observées en lame mince présentent des phyllosilicates dans le plus beau désordre d'un élément à l'autre et dans la matrice. Les micas des éléments ne sont pas alignés avec ceux de la matrice. Cette observation appelle l'idée que la dernière phase de la cornieulisation s'est déroulée après S_I et peut-être S_{II} , effaçant ces phases de déformation et d'éventuelles autres cornieulisations. Toutefois dans un échantillon prélevé au Steinbruchgraben* (633.630/131.200/1450), certains «galets» sont alignés entre eux et avec les phyllosilicates de la matrice, alors que d'autres ne le sont pas. On pourrait en déduire que la bréchification a eu lieu en tout cas pendant, sinon avant, S_{II} (éventuellement même S_I) et a peut-être duré ou repris après S_{II} (cf. STECK 1966, p. 24: Les brèches de déformation antéalpines dans l'arête N du Grisighorn).

Synthèse et conclusions

Considérations paléogéographiques

Le dépôt du *Trias* ne présentant aucune variation latérale notable sur le terrain étudié, le lecteur se reportera avantagement aux travaux de synthèse de FREY (1968) et de MEGARD-GALLI & BAUD (1977).

Le *Lias*, par contre, montre des passages latéraux importants et significatifs (fig. 43). Une observation attentive de la «Nördliche Liasserie» (secteur compris entre Gräbu et la faille RKG) permet de constater:

- a) L'amincissement notable de la série vers le S (ou vers l'intérieur du complexe alpin) qui n'est certes pas uniquement dû à la tectonique alpine: dans Gräbu, sous la Rote Kuh*, la partie supérieure de la série liasique passe de 15 à 4 m.
- b) L'abaissement de la granulométrie du N au S, de même que le changement de lithologie: contre la faille RKG et vers le haut de la série, on assiste au dépôt de galets dolomitiques; plus au S, localement, ce sont des galets granitiques qui se sédimentent; leur taille décroît du N au S et de bas en haut.

Aux frontières entre la série septentrionale du Blaugraben* et la série méridionale de St-German, la partie supérieure du Lias est peu différenciée, ne comportant que 10 à 20 m de calcaires arénitiques et spathiques (coupes 1 et 2).

Rapidement, la série méridionale s'épaissit vers le S. D'abord apparaissent sur les schistes hettangiens, les marnes sinémuriennes, puis les quartzites roux lotharingiens. Ces deux formations s'épaissent considérablement – de 2 à 50 m – vers le S. Parallèlement, la brèche sédimentaire à galets dolomitiques du Lias supérieur, épaisse de 4 m aux Grienläger*, s'amincit rapidement et disparaît à l'W de St-German. Ces galets dolomitiques pourraient venir d'une terre émergée hors du terrain étudié; sur la coupe qui nous intéresse, il n'y a pas de lacunes des schistes hettangiens.

A titre d'hypothèse de travail, on peut émettre l'idée de deux bassins correspondant au Blaugraben* et à la série de St-German. Ces deux bassins, unis à l'Hettangien, s'individualisent

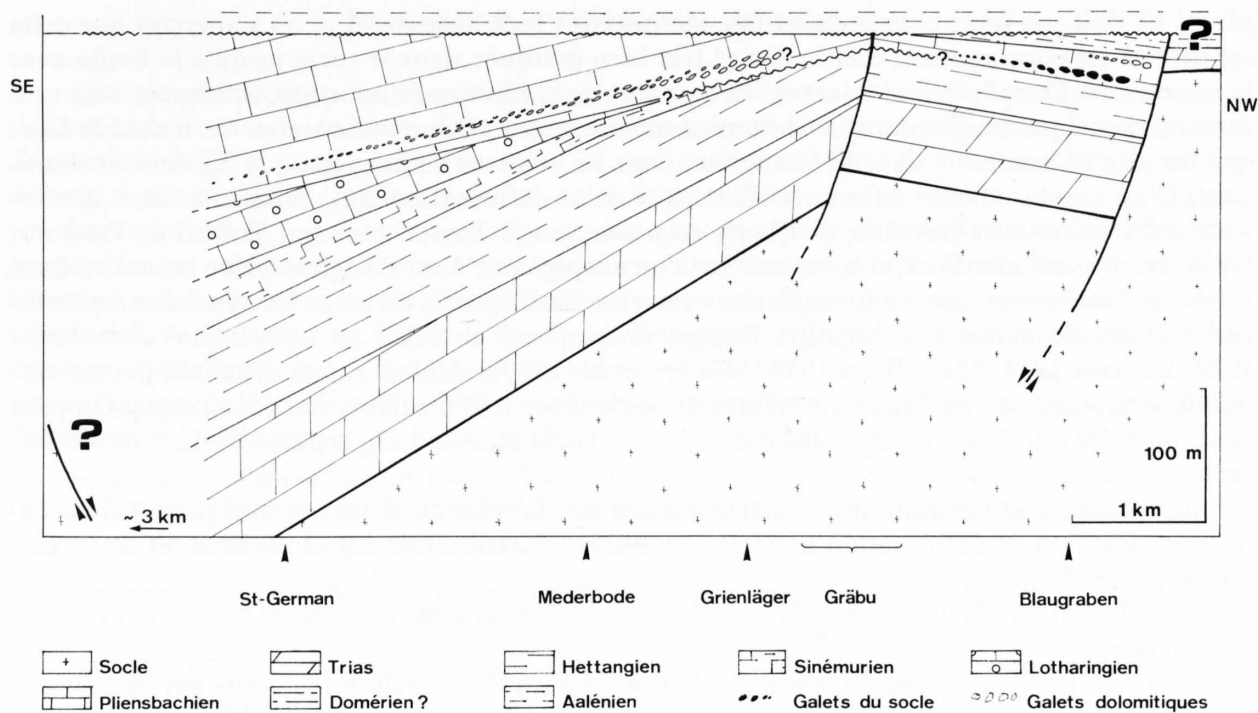


Fig. 43: Hypothèse paléogéographique liasique: le «graben» de St-German–Blaugraben*.

du Sinémurien au Pliensbachien et communiquent de nouveau à la fin du Lias. La limite N du bassin du Blaugraben* pourrait bien avoir été une faille synsédimentaire, ancêtre de la faille RKG et limitant au S la «presqu'île du Bietschhorn» de TRÜMPY (1971) (galets anguleux de cristallin et de dolomie aux abords de la faille). Rappelons que la zone de Baltschieder–Brischeren* paraît aussi être limitée par une faille (p. 44). Quoique je n'aie observé aucun indice datant cette faille, ou signalant la présence d'une terre émergée ou d'un haut-fond au S de la série méridionale, l'image du bassin complexe liasique de St-German–Blaugraben* semble être un graben, témoin d'une tectonique de distension liasique, prônée en ces lieux par BAER (1959), et par de nombreux auteurs en divers lieux des Alpes (entre autres: TRÜMPY 1971, BAUD & MASSON 1975).

Au *Dogger* et au *Malm*, la sédimentation est plus calme et moins tourmentée d'accidents tectoniques. La publication de TRÜMPY (1971) constituera une référence.

Synthèse structurale

Faute d'observations régionales entre le Baltschiedertal et la Lonza, la relation entre S_1 et S_1 (premières schistosités respectivement dans le socle et dans la couverture) ne peut être éclaircie. Chacune de ces déformations nourrira quelques hypothèses.

Les relations entre cristallisation et déformation, la situation et l'évolution géométrique commune des plans schisteux comme surfaces axiales du plissement majeur, font clairement apparaître l'identité des déformations S_2 et S_{II} , désormais appelées D_{2-II} . Cette apparente sim-

plicité ne doit pas nous cacher qu'en fait, si l'on suit l'évolution de S_{2-II} , on s'aperçoit que cette schistosité est constamment dominante et très bien marquée dans le socle jusqu'à la limite avec la couverture. Dans le Trias, S_{II} est un clivage de crénulation peu important, S_I étant la structure dominante, en particulier dans les dolomies rubanées et les Quarten-Schiefer. Ce n'est que lorsque les plis F_{II} tendent à devenir isoclinaux dans les schistes hettangiens que S_{II} devient dominant. D'où vient une telle différence d'intensité de la déformation S_{2-II} entre le socle et la couverture ? Une réponse possible, d'ailleurs esquissée par C. Taylor dans son Travail de Doctorat (1976, inédit), est que S_2 représente une structure réjuvenée, dont l'origine réside peut-être dans la phase «saalienne» (ou «allobrogiennne» ou «tardivarisque»), formant les synclinaux permocarbonifères du massif des Aiguilles-Rouges et du massif de l'Aar au Lötschental (SWIDERSKI 1919, LUGEON 1914-1918, BAER 1959, MASSON et al. 1980b). Hélas, aucun synclinal permocarbonifère ne s'insinue ici dans les phyllites du socle entre le Baltschiedertal et la Lonza. On peut aussi postuler que S_I et S_2 sont confondus dans le socle alors que S_{II} replisse S_I dans la couverture.

La situation et l'évolution géométrique ainsi que la relation d'âge établies par les liens entre cristallisation et déformation avec D_{2-II} motivent l'attribution des clivages S_3 et S_{III} à une même phase D_{3-III} .

Les déformations ultérieures de la couverture n'affectent pas le socle, exceptés les systèmes de diaclases.

Les relations entre cristallisation et déformation au Heidnischbiel ne nous permettent pas d'affirmer que F_I de GASSER & DOLIVO (1980) corresponde à S_I , ou S_I et S_{II} s'il se confirme que F_I au Heidnischbiel devait être décomposée en deux phases. Peut-être vaut-il mieux considérer pour le Heidnischbiel une histoire indépendante.

Les constatations ci-dessus et les relations entre cristallisation et déformation conduisent au tableau 5 ci-dessous.

Tableau 5: *Corrélation des phases de déformation entre socle et couverture entre le Baltschiedertal et la Lonza*

socle	couverture autochtone	Heidnischbiel GASSER & DOLIVO (1980)	métamorphisme croissant →
s_1	s_I	F_1	?
s_2	s_{II}	$F_2?$	
s_3	s_{III}		
	s_{IV}	$F_2?$	
	s_V	F_3	?
	s_{VI}		
	z_1 et z_2		

Plissement F_{2-II} – Discussion et hypothèse

Le style géométrique du plissement F_{2-II} – structure régionale dominante et qui concerne le socle et la couverture – comprend de larges anticlinaux ouverts de socle pinçant des synclinaux de couverture (cf. coupes 1 et 2, ainsi que GRATIER & VIALON 1980). Le plissement devient rapidement similaire, quasi isoclinal au-dessus des schistes hettangiens; simultanément, la schistosité de plan axial S_{2-II} passe d'un clivage de crénulation espacé dans le Trias, à une schistosité serrée dans les schistes aaléniens. Cette structure s'accompagne d'une recristallisation de micas blancs et noirs ainsi que de chlorite et de la formation de stilpnomélane (p. 61). Sur le plan de schistosité, se marque une *linéation minérale d'étirement* L_{2-II} , vraisemblablement contemporaine de la schistosité S_{2-II} (donc de F_{2-II}), *subparallèle à l'axe du plissement* F_{2-II} , *quelque soit le niveau structural dans lequel on l'observe* (socle ou couverture, plis ouverts comme sous les Grienläger* ou plis fermés du Bietschtal).

La question majeure qui se pose est de savoir *quelle peut être la genèse d'un plissement dont l'étirement est subparallèle à l'axe* (ici F_{2-II})? Les idées que l'on peut énoncer souffrent malheureusement de lacunes d'observations systématiques:

- méconnaissance de la répartition des déformations autour des plis F_{2-II} ,
- absence d'observations sur les linéations d'extension L_{2-II} en lame mince,
- manque de données précises sur l'angle entre L_{2-II} et B_{2-II} et ses variations possibles.

Si l'on considère que la stratification est mieux conservée dans les charnières de F_{2-II} , où S_{2-II} est moins intense, on peut en déduire que la déformation D_{2-II} tend à se concentrer dans les flancs. Quant à la genèse du plissement F_{2-II} , si l'on exclut une réorientation d'une linéation formée à un stade précoce du plissement, caractéristique des plis à linéation parallèle à l'axe et perpendiculaires à la chaîne alpine (BADOUX 1972) (hypothèse infirmée par l'observation que même dans les plis ouverts, L_{2-II} est *parallèle* à B_{2-II}), l'hypothèse la plus séduisante est une *genèse des plis par cisaillement simple dextre* (fig. 44).

De tels plissements, utilisant un ou deux plans de cisaillement, ont maintes fois été décrits dans la littérature, entre autres par PLANCHEREL (1979) dans les Préalpes Médiannes Plastiques, et par MASSON et al. (1980b) dans l'Helvétique. Par l'hypothèse d'un cisaillement dextre, on explique également (fig. 44) la virgation des axes B_{2-II} des plis qui, vers l'W, passent de 225° à

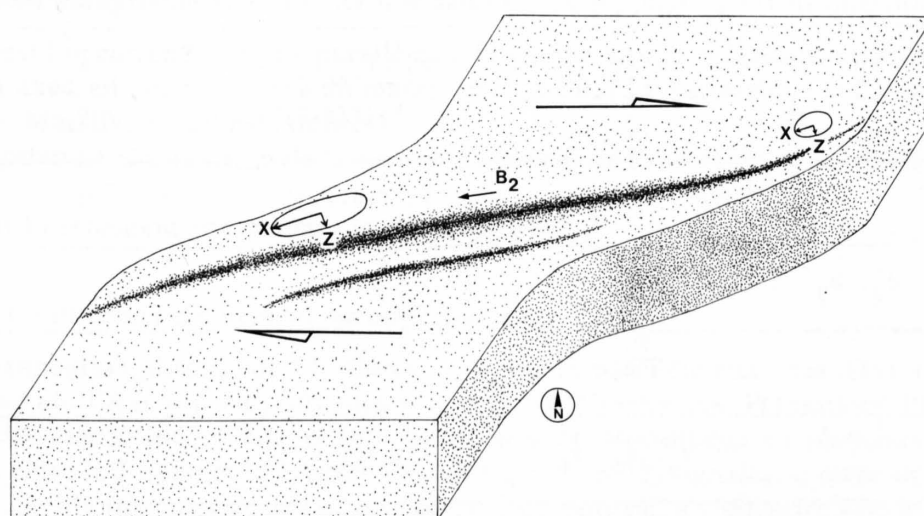


Fig. 44: Bloc-diagramme d'un cisaillement simple dextre, matérialisant la genèse du plissement F_{2-II} et la virgation des axes B_{2-II} .

240° et plongent plus fortement (p.47). En admettant la croissance antitaxiale des fibres de quartz et de calcite tordues autour des pyrites (fig.24), la torsion des «pressure shadows» a pu être due à un cisaillement dextre.

A plus grande échelle (cf. SPICHER 1980), on peut rêver d'expliquer par ce cisaillement dextre, la non-coaxialité des massifs de l'Aar et du Mont-Blanc (A. Escher et A. Steck, communic. orale). LAUBSCHER (1970) d'ailleurs postule un cisaillement dextre majeur oligo-quaternaire dans les Alpes centrales et orientales.

Corrélations avec les régions voisines et les travaux s'y rapportant

Dans le *massif de l'Aar au N de la ligne Brig-Mörel*, la structure dominante est une schistosité S_1 de pendage SE à étirement L_1 vers le SE à SSE (LABHART 1965, STECK 1966, 1968). Au Baltschiedertal, S_1 existe, avec des vestiges de L_1 , confondue vraisemblablement avec S_2 (cf. STECK et al. 1979, fig.2/4). Cette schistosité S_1 résulte d'un premier plissement alpin (STECK et al. 1979) qui est du même style que celui postulé à Belledonne par GRATIER & VIALON (1980) (cf. STECK et al. 1979, fig.2/1 et 2/4).

La schistosité S_2 est une structure propre au SW du massif de l'Aar (STECK et al. 1979).

L'orientation géométrique du clivage de crénulation S_3 dans STECK (1966) et STECK et al. (1979) fait songer à S_{3-III} entre le Baltschiedertal et la Lonza, mais ce dernier n'y a pas été perçu comme un cisaillement.

Le tableau 6 résume les corrélations entre la nomenclature du présent travail et celles de LABHART (1965), STECK (1968) et STECK et al. (1979).

Le passage d'un étirement dominant vers le S, au centre du massif, à un étirement vers le SW à son extrémité occidentale, paraît donc être le problème du passage d'une déformation à une autre, comme le suggère également STECK (1968, STECK et al. 1979).

Tableau 6: *Nomenclature structurale: corrélations entre les divers auteurs*

LABHART (1965)	STECK (1968)	STECK et al. (1979)	DOLIVO présent travail
s_1 ↓ ?	s_1 ↓ ?	s_1, P_{1a} P_{1b}, P_2 [fig.2,5]	s_1 D_2
		P_3 [fig.2,4]	D_3
s_2, B_2	B_2		
	s_3	s_3^c	s_x (fig. 15)
	s_4, s_5, s_6	s_4^c, s_5^c, s_6^c	
	ZK_1, ZK_2	Z	Z_1, Z_2

Tableau 7: Comparaison entre les nomenclatures de C. Taylor et E. Dolivo

TAYLOR 1976 : b= "basement", c= "cover"	DOLIVO, présent travail
Mylonitisation D_{3b}	Faïlle RKG, s_1 ?
D_{4b}/D_{1c}	s_1, s_I
D_{5b}/D_{2c}	F_{2-II}
D_{6b}/D_{3c}	s_{3-III}
"Fibrous and open veins"	s_{IV}
	s_V
	z_1, z_2
<div style="border: 1px solid black; width: 40px; height: 20px; display: inline-block;"></div> : déformation dominante	

Pour l'*W* du massif de l'Aar, les corrélations sont à faire avec le Travail de Doctorat de C. Taylor (1976, inédit), qui a étudié de façon très complète l'histoire des déformations entre Galm, la Bachalp, le Faldumrothorn et le Lötschental; il a aussi distingué une histoire séparée pour le socle et la couverture (tabl. 7).

L'histoire des déformations en relation avec celle de l'Autochtone et de l'Helvétique

Le présent paragraphe veut donner une esquisse de réponse aux trois questions suivantes:

1. Quelle est l'occurrence de plis parallèles à la chaîne alpine, à linéation d'étirement parallèle aux axes, en dehors du SW du massif de l'Aar, dans l'Autochtone et l'Helvétique associés aux Massifs cristallins externes?
2. Quelle pourrait être la cause de la flexure du massif de l'Aar et de la courbure de ses plans axiaux?
3. Quel est l'événement provoquant la schistosité S_1 ?

1. Plissement à linéation d'étirement parallèle aux axes

La présence d'un plissement à linéation d'étirement parallèle aux axes n'est pas propre au SW du massif de l'Aar (où ce phénomène a déjà été observé par PLESSMANN 1958 et STECK 1968). BADOUX (1963, 1965, 1970, p. 547) décrit déjà ce phénomène en plusieurs endroits de l'Helvétique entre le Rhône et la Lizerne. BADOUX (1972, p. 32) signale, au cœur de la nappe de Morcles: «...cet allongement ne se fait pas, comme on pourrait s'y attendre vers le NW, [parallèlement à l'avancée de la nappe] mais vers le NE, soit plus ou moins selon l'axe des plis. La cause en est obscure; peut-être s'agit-il d'une déformation antérieure aux plis NE?». MASSON

relève aussi le fait et précise: «Deformed ammonites (...) show a maximum elongation to the northeast, at a small angle with the fold axes; this also is a typical feature of the tectonics of a large part of the Helvetic in Valais» (cf. MASSON et al. 1980b, p. 119, 132).

A l'E du massif de l'Aar, MILNES & PFIFFNER (1977) et PFIFFNER (1977, 1980) ne mentionnent pas de plis à linéation d'extension parallèle aux axes. Ils situent le plissement du massif de l'Aar dans cette région lors de la «Calanda-Phase», contemporaine du métamorphisme oligomiocène (PFIFFNER 1977, p. 96–97) et conséquente du passage des nappes helvétiques (MILNES & PFIFFNER 1977, fig. 3).

A l'W, dans la zone de Martigny–Chamonix, AYRTON (1980) observe des plis P_1 à linéation parallèle aux axes. Mais alors la déformation progressive est si intense que l'hypothèse d'une réorientation est la plus plausible (voir aussi FLINN 1962 et GRATIER & VIALON 1980). Au massif de l'Aar toutefois, la linéation est subparallèle aux axes des plis, même ouverts; la déformation est loin d'y être aussi forte qu'entre Martigny et Chamonix et l'hypothèse de la figure 44 garde ma préférence.

2. Flexure et courbure du massif de l'Aar

En ce qui regarde la flexure longitudinale du massif de l'Aar («Aletschhorn-Kulmination» de STECK 1968), on peut faire remarquer qu'elle n'est pas propre au massif, mais se retrouve au Simplon (A. Steck, communic. orale, STECK et al. 1979). Une synthèse de l'histoire des déformations alpines entre Helvétique et Pennique est hors de mon propos. Notons tout de même que l'hypothèse de la figure 44 implique une flexure des axes. Le soulèvement du massif a été invoqué par BAER (1959), partiellement discuté par STECK (1968, p. 41–42) (voir aussi SCHAEER & JEANRICHARD 1974).

Quant à la courbure des plans axiaux de F_{2-II} et de la faille RKG autour d'un axe plongeant vers le SW (coupes 1 à 7), elle paraît postérieure à F_{2-II} : elle replisse ces structures. On pourrait l'attribuer à D_{3-III} ; faute d'un nombre satisfaisant de mesures (stéréogrammes 25 et 26) on ne peut décider si l'éventail de S_{3-III} est lié génétiquement à un stade tardif de F_{2-II} (axes B_{2-II} et B_{3-III} parallèles, STECK 1968, fig. 2, c, D 29), ou s'il est le résultat d'une déformation ultérieure. Le passage intangible de soubresauts dirigés vers le NW, induits par le train des nappes helvétiques, peut expliquer aussi bien la courbure des plans axiaux que la genèse de la déformation D_{IV} , dont les vergences sont constamment orientées vers le NW; mais les plans de F_{IV} sont aussi courbés (stéréogrammes 27 et 28).

3. Schistosité S_I

Quant à la schistosité S_I , rappelons (p. 60) que sa vergence par rapport à la stratification traduit en général un mouvement relatif de couches surincombantes vers le NW, bien que la vergence contraire se manifeste aussi. D'autre part (fig. 16), la linéation d'étirement L_1 peut décrire un transport vers le NW.

L'idée d'un plissement antérieur à F_{2-II} d'axe SW–NE (fig. 37) à direction de flux vers le NW est cohérente avec les remarques ci-dessus (fig. 45). D'autre part, le métamorphisme des sédiments triasiques paraît contemporain de S_I , puis de S_{II} . La signification des veines de calcite et de quartz, replissées par F_{2-II} , est plus délicate. Alors que je les tenais pour des manifestations de S_I (NABHOLZ & VOLL 1963, p. 769), J.-P. Gratier (communic. orale) accusait un stade précoce de F_{2-II} , responsable de la création de fissures de tension entre les éléments d'un boudinage des flancs du pli (GRATIER & VIALON 1980, fig. 3 et divers travaux des mêmes auteurs sur la genèse des structures du synclinal de Bourg-d'Oisans).

Quel serait donc l'origine du plissement F_1 ?

Le paroxysme du transport des nappes helvétiques avant le plissement majeur du massif de l'Aar, tout au moins à son extrémité occidentale est une proposition séduisante. Cette sugges-

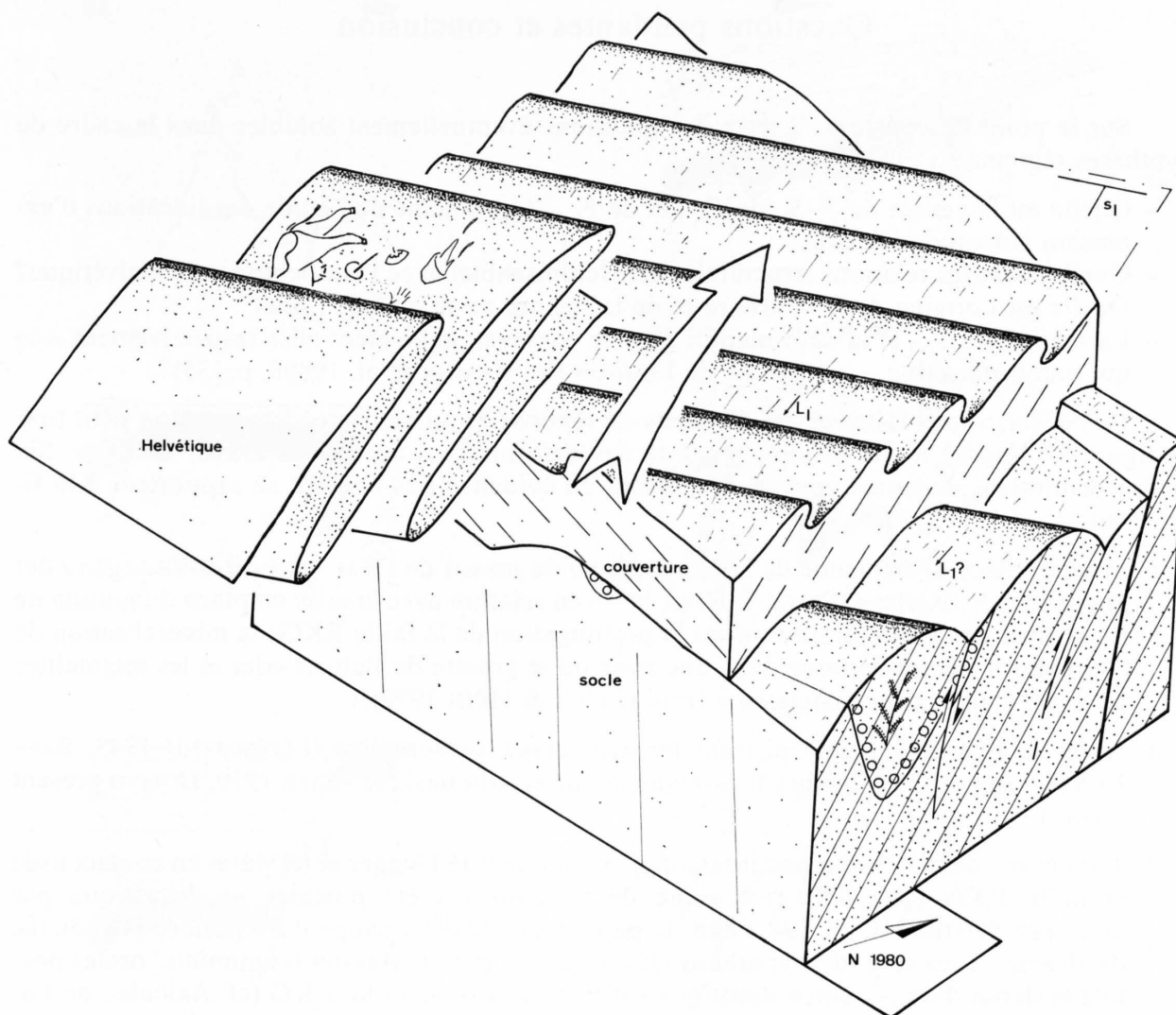


Fig. 45: Proposition d'une cinématique de S_1 au SW du massif de l'Aar.

tion ressort déjà des observations de BUGNON (in MASSON et al. 1980b, p. 133–135). La figure 45 passe comme chat sur braise sur le sort de l'Helvétique en relation avec F_{2-II} après la mise en place des nappes, mais il appartient aux travaux en cours à l'W de la Lonza d'apporter un élément de réponse à cette question (P. Bugnon, thèse en cours). L'idée n'est d'ailleurs pas nouvelle car STECK (1968) écrivait déjà: «Wahrscheinlich fand die Verschiebung, Zerschierung und gleichzeitige Hauptkristallisation einer späten Phase der Orogenese, nach den Hauptdeckenüberschiebungen statt.»

Questions pendantes et conclusion

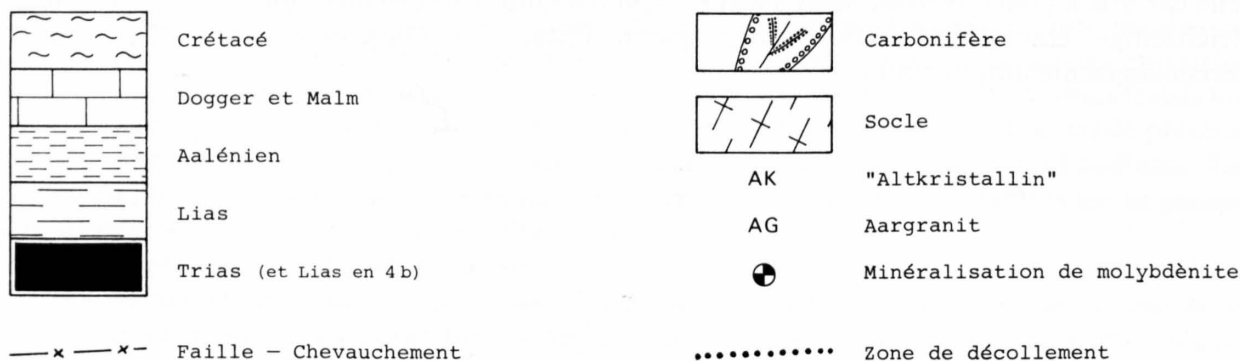
Sur le point de conclure, il reste des questions éventuellement solubles dans le cadre de synthèses régionales:

- Quelle est la genèse de F_1 - S_1 , de F_{2-II} et de F_{3-III} ? (problème de l'étude des linéations d'extension correspondantes).
- Quelles sont les relations structurales du Heidnischbiel avec l'Autochtone et l'Helvétique?
- Quelle est l'origine de la courbure et de la flexure du massif de l'Aar?
- La schistosité S_{1-I} et la déformation F_{2-II} de ce travail équivalent-elles respectivement – ce qui paraît plausible – à H_1 et H_2 de BUGNON (in MASSON et al. 1980b, p. 135)?

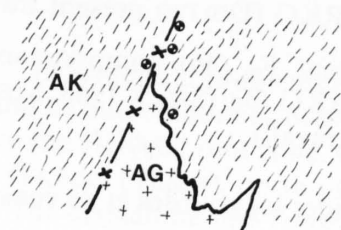
Des observations faites et des éléments de réponse esquissés précédemment, on peut tirer la figure 46, résumé d'une histoire possible des déformations au SW du massif de l'Aar. Six phases évolutives majeures peuvent être mises en évidence (les chiffres se rapportent à la figure 46):

1. Mise en place hercynienne de la molybdénite du massif de l'Aar «aus «Restlösungen» der granitische Schmelze» (STECK & HÜGI 1970) en relation avec la mise en place du granite de l'Aar, avec des concentrations dans la prolongation de la faille RKG; la minéralisation de l'Alpjahorn s'étant déposée dans une zone où le granite de Baltschieder et les migmatites du socle étaient déjà cataclasés à froid (STECK & HÜGI 1970).
2. Après la phase saalienne plissant les synclinaux carbonifères (LEDERMANN 1945, BAER 1959, C. Taylor 1976, inédit), tectonique de distension liasique (BAER 1959, DOLIVO présent travail).
3. Tectonique de distension postjurassique (3a) mettant le Dogger et le Malm en contact avec la faille RKG (une telle tectonique de distension a été postulée au Jurassique par GÜNZLER-SEIFFERT (1924, 1941) dans la partie frontale de la nappe du Wildhorn près du lac de Brienz). Une seconde hypothèse (3b), suggérée par H. Masson (communic. orale) postule le dépôt d'un Aalénien détritique sur le bloc N de la faille RKG (cf. Aalénien de Laden*, p. 26).
4. Décollement au niveau de l'Aalénien et de la surface de la faille RKG (4a) sous l'impulsion des nappes helvétiques en translation (H. Masson, communic. orale). Ce mouvement engendre dans les sédiments un plissement F_1 (4b) qui fait suite au décollement, lequel donne naissance à un écaillage du socle le long de la faille RKG (STECK 1968, STECK et al. 1979, DOLIVO présent travail).

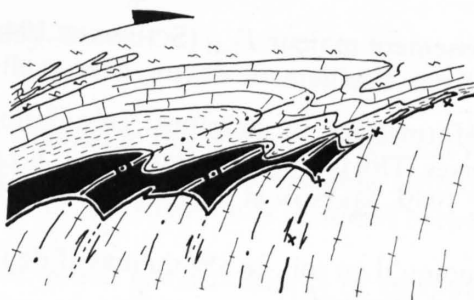
Fig. 46: Histoire possible des déformations au SW du massif de l'Aar (explications dans le texte). Les dessins sont construits au mépris de toute échelle.



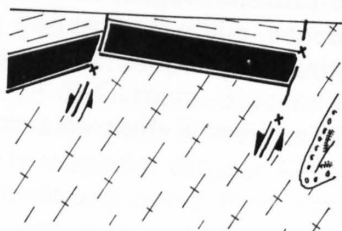
SE NW



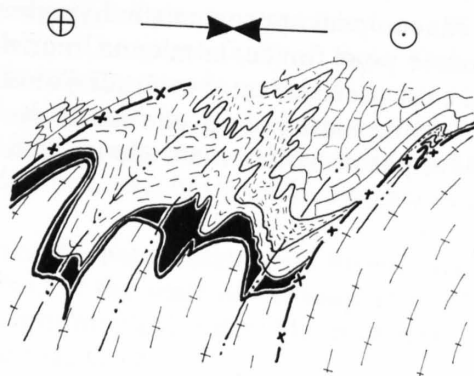
1



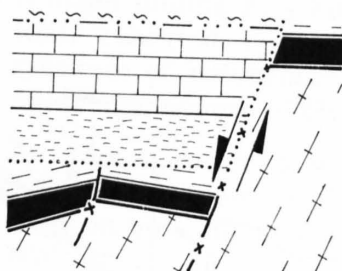
4b



2



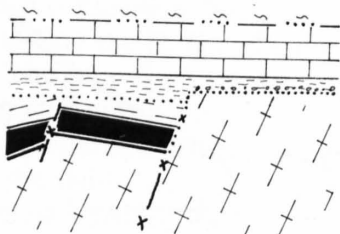
5



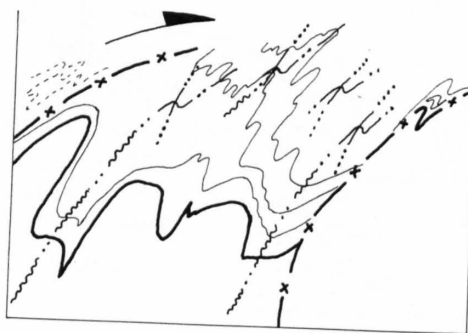
3a



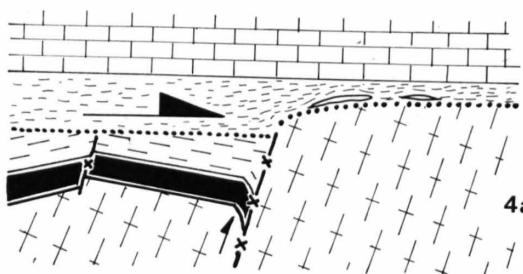
6a



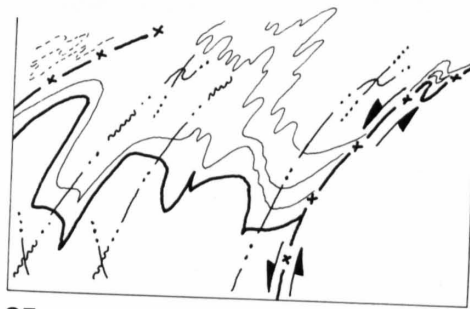
3b



6b



4a



6c

SE NW

5. Plissement majeur F_{2-II} (SCHENKER 1946, BAER 1959, STECK 1968, STECK et al. 1979), engendré par cisaillement dextre, avec replissement de la faille RKG (DOLIVO présent travail).
6. Déformations tardialpines: crénulation S_{3-III} (6a), plissement F_{IV} (6b), compressions diverses (DOLIVO présent travail, fig. 30) et rejeux de la faille RKG (6c) (STECK 1968, STECK et al. 1979, MASSON et al. 1980b, p. 135–137, DOLIVO présent travail).

Quoiqu'il en soit, le SW du massif de l'Aar n'a pas fini de vider les gourdes et de consumer les cortex. D'ailleurs:

«... chacun peut approcher son hypothèse de la flamme de l'autel, et dire en la voyant flamber: «Fumée pour fumée, la mienne, monsieur, vaut la vôtre.»

»Et c'est précisément par là que j'aime cette science. Elle est infinie, vague, comme toute poésie. Comme toute poésie, elle sonde des mystères, elle s'y abreuve, elle y flotte sans y périr. Elle ne lève pas les voiles, mais elle les agite, et par de fortuites trouées, quelques rayons se font jour.»

TÖPPFER, R.: La vallée du Trient, in «Nouvelles genevoises»

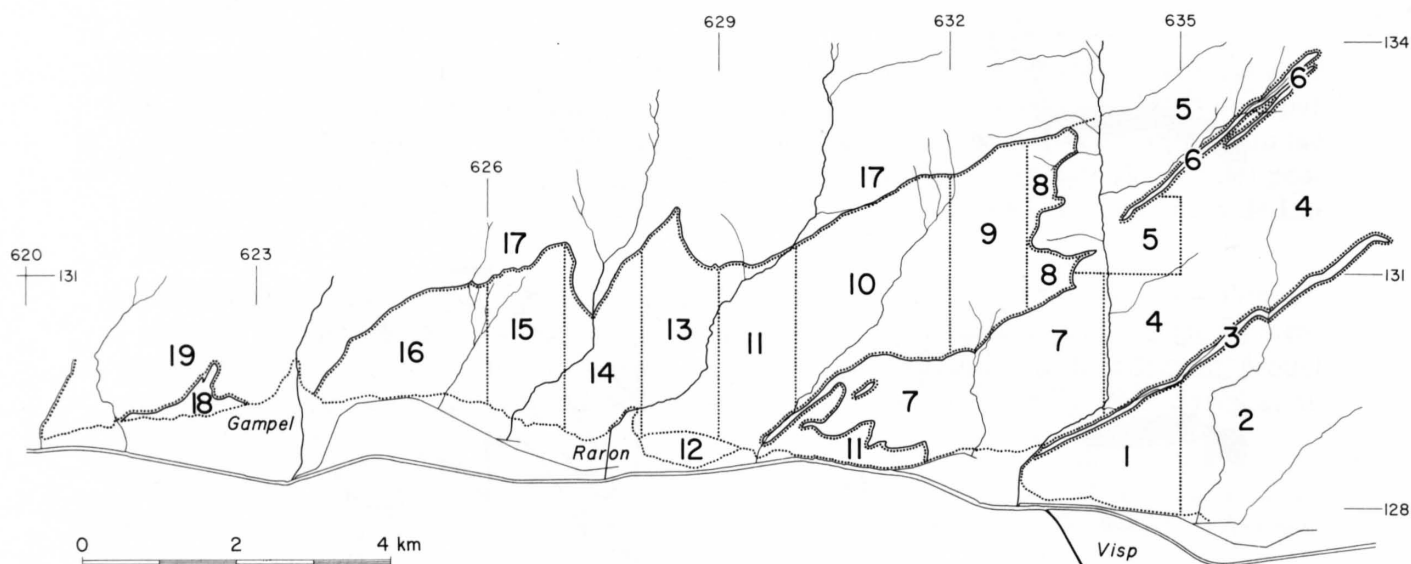


Fig. 47: Secteurs couverts par les stéréogrammes.

Summary

The structural problems examined are entirely situated in the crystalline External Aar massif and its autochthonous Mesozoic cover. Nevertheless, the hill of Heidnischbiel belongs possibly to the Helvetic root zone. Geographically the area of investigation is included between Visp and Gampel (Valais), north of the Rhône river.

The crystalline pre-Triassic basement of the Aar massif consists mainly of sericitic augengneiss interbedded with more leucocratic zones. One also finds amphibolites, chloritoschists with epidote, barytine veins in Jeiziberg (W of Gampel), a Paleozoic marble lens (W of Gampel), porphyritic microgranite dykes near Ausserberg. The great fault of Rote Kuh–Gampel ("fault RKG") separates this basement and its sedimentary cover from the Baltschieder granite.

The cover seems to be a complete sequence from Triassic to upper Jurassic. The Lias is the realm of the tectonic distension zone; the "fault RKG" limits the northern border of the «graben» of St-German–Blaugraben, temporarily divided into two basins. The Dogger is also subject to important lateral variations.

In a special chapter we establish and summarize the nomenclature of Alpine structures in basement and cover. First, the structures are examined at the scale of the map, then of the outcrop, and in thin section, and finally according to chronological order. The dominant structure in basement and cover is a folding F_{2-II} , on a kilometric scale.

The description of the different structures leads to the following two main observations:

- A major folding F_{2-II} with lineation L_{2-II} parallel to the fold axes B_{2-II} refolds the "fault RKG"; the folds F_{2-II} , with axes gently plunging to the SW, affects the basement with deep synclines of sedimentary cover (Steinbruchgraben, Blaugraben) pinched between large rounded anticlines of crystalline rocks.
- An older schistosity S_I with a lineation L_{I-I} plunging to the SE is well marked in the shales and banded dolomites of Blaugraben; S_I is sometimes discordant with respect to the bedding; on nine observations of this type, six have shown a relative movement towards the NW.

A complete and condensed synopsis on the other structures in the basement and cover is contained in Figures 13 and 16.

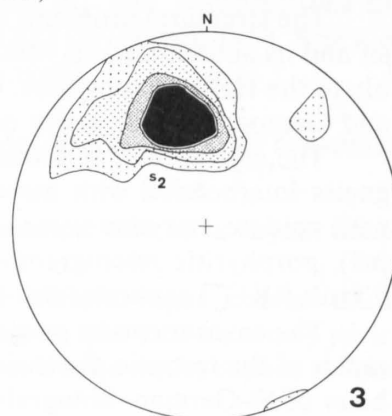
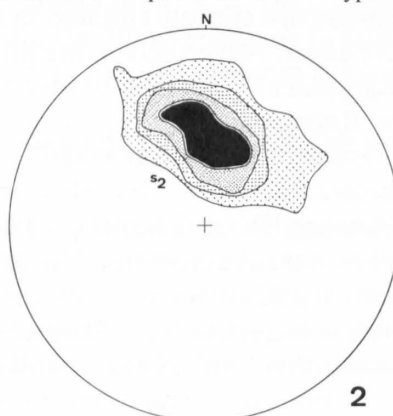
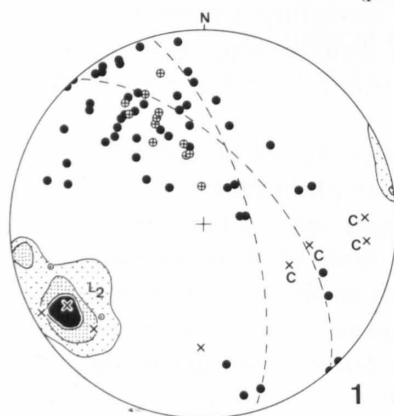
In conclusion, we examine a paleogeographic hypothesis on Liassic distensional tectonics, connecting the S_2 and S_{II} , then S_3 and S_{III} phases in the basement and the cover.

The genesis of the F_{2-II} folding, a major phase in the western part of the Aar massif, by simple dextral shear is discussed on the basis of the observation that the L_{2-II} stretch lineation is always subparallel to B_{2-II} axes, whatever the structural level may be. Correlations are proposed with the published results of LABHART (1965), STECK (1966, 1968) and STECK et al. (1979) in the basement north of the line Brig–Mörel, and with the thesis of C. Taylor (1976, unpublished), W of the Lonza.

The present work also proposes that the main Helvetic thrusting took place before the main folding F_{2-II} in the southwestern Aar massif (fig. 46).

Stéréogrammes 1-9¹⁾

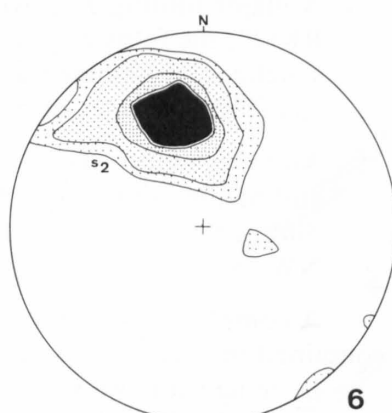
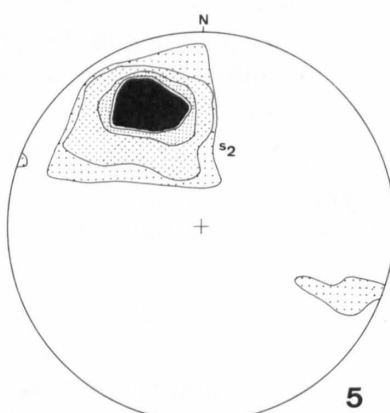
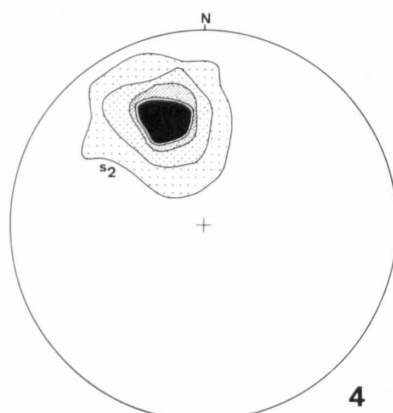
Les chiffres arabes désignent les structures du socle, les chiffres romains celles de la couverture
(projection de l'hémisphère inférieur de type Schmidt)



● Rubanement R (52 mesures), linéation L_2 (34 mes.; < 10%, 10-15%, > 15%)²⁾, ⊕ plans axiaux F_2 (12 mes.), + axes des plis B_2 (9 mes.) dans le socle. C = veines de chlorite. Les deux axes B_2 construits (⊙) représentent deux solutions acceptables compte tenu de la répartition de R .

S_2 dans le secteur 1
(225 mesures; < 1%, 1-5%, 5-10%, > 10%)

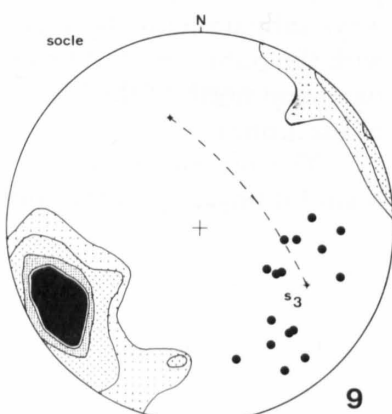
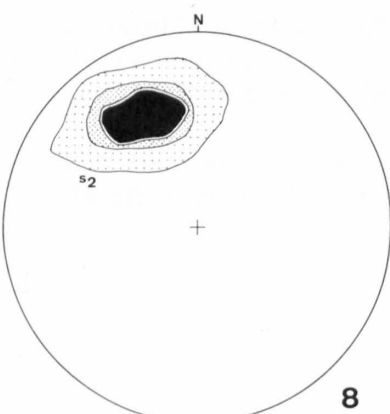
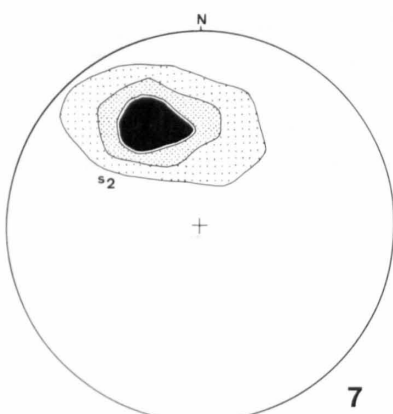
S_2 dans le secteur 2
(155 mesures; < 1%, 1-5%, 5-10%, > 10%)



S_2 dans le secteur 4
(169 mes.; < 1%, 1-5%, 5-10%, > 10%)

S_2 dans le secteur 5
(167 mes.; < 1%, 1-5%, 5-10%, > 10%)

S_2 dans le secteur 7
(224 mes.; < 1%, 1-5%, 5-10%, > 10%)



S_2 dans le secteur 17
(99 mesures; < 5%, 5-10%, > 10%)

S_2 dans le secteur 19
(175 mesures; < 5%, 5-10%, > 10%)

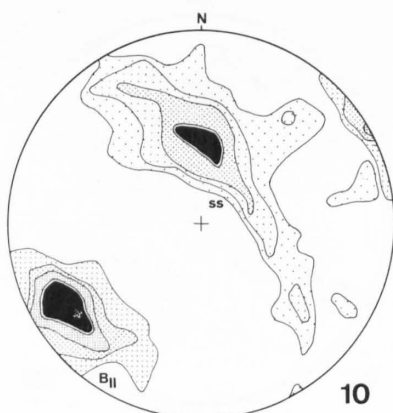
● Crénulation S_3 (16 mesures)
Linéation d'intersection entre S_2 et S_3
(247 mes.; < 1%, 1-5%, 5-10%, > 10%)
Angle moyen entre S_2 et S_3 = 90°

¹⁾ Répartition des secteurs: voir figure 47.

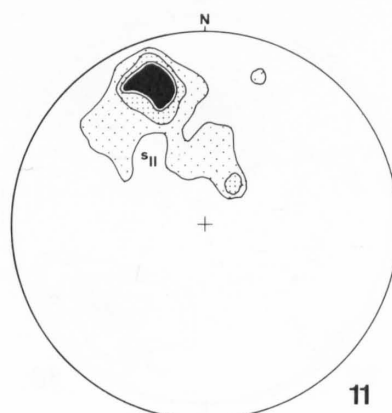
²⁾ Densité de points par unité de surface (VISTELIUS 1966, VIALON et al. 1976, canevas de Dimitrijevič).

Stéréogrammes 10-17

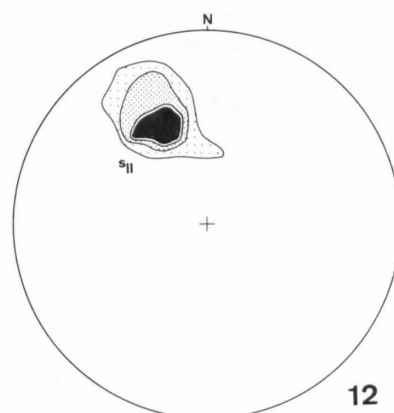
(projection de l'hémisphère inférieur de type Schmidt)



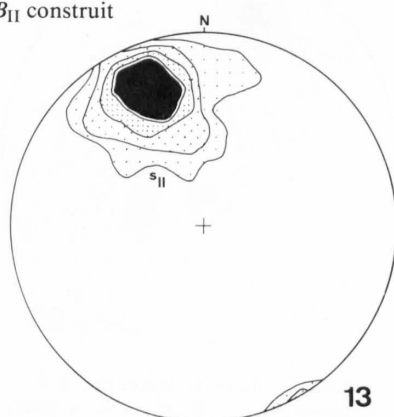
Stratification SS dans la couverture
(143 mesures; < 1%, 1-5%, 5-10%,
> 10%) Axes du plissement B_{II} dans
la couverture (82 mesures; < 1%,
1-5%, 5-10%, > 10%)
+ B_{II} construit



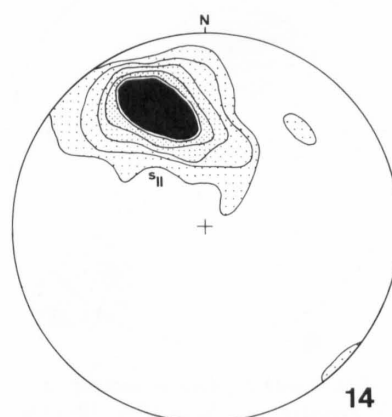
Schistosité S_{II} dans le secteur 3
(43 mes.; < 2,5%, 2,5-10%, > 10%)



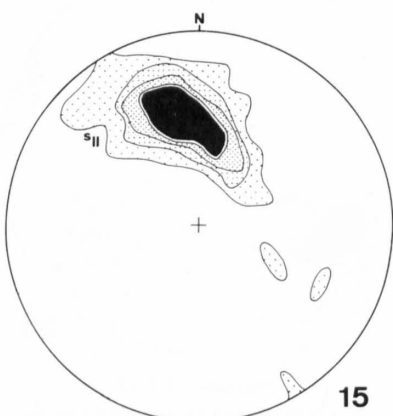
Schistosité S_{II} dans le secteur 6
(28 mesures; < 4%, 4-10%, > 10%)



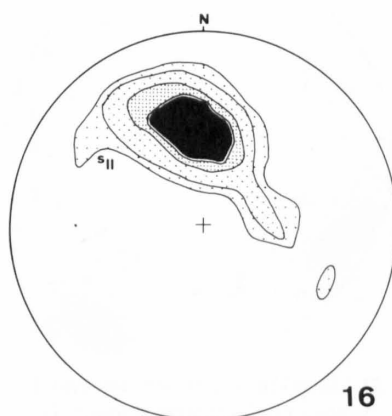
Schistosité S_{II} dans le secteur 8
(197 mesures; < 2%, 2-5%, 5-10%,
> 10%)



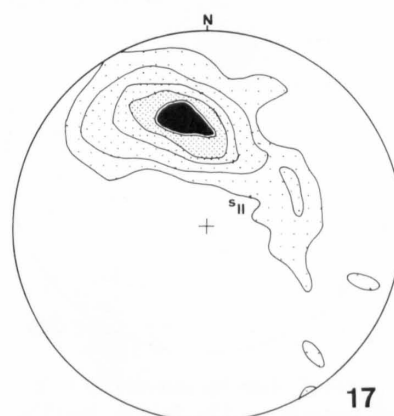
Schistosité S_{II} dans le secteur 9
(400 mesures; < 1%, 1-2%, 2-5%,
5-10%, > 10%)



Schistosité S_{II} dans le secteur 10
(208 mesures; < 1%, 1-5%, 5-10%,
> 10%)



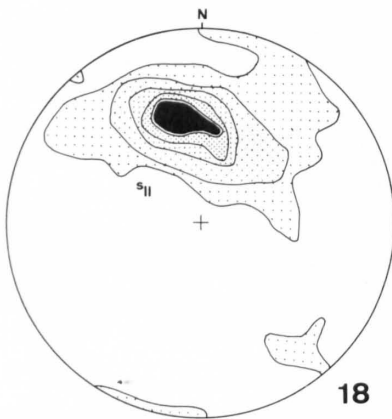
Schistosité S_{II} dans le secteur 11
(217 mesures; < 1%, 1-5%, 5-10%,
> 10%)



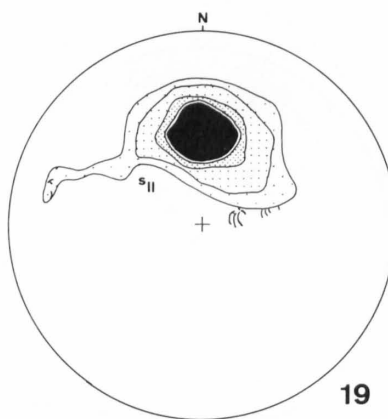
Schistosité S_{II} dans le secteur 13
(401 mesures; < 1%, 1-5%, 5-10%,
10-15%, > 15%)

Stéréogrammes 18-25

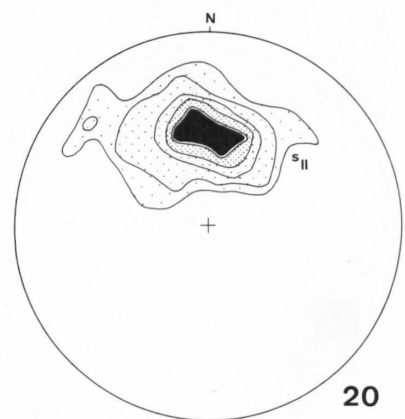
(projection de l'hémisphère inférieur de type Schmidt)



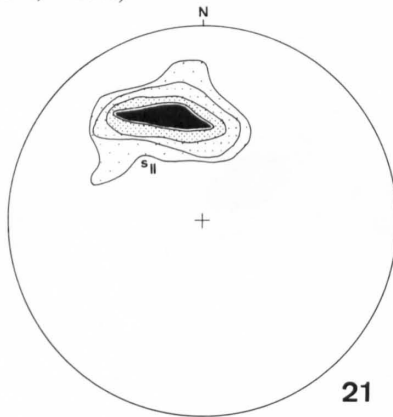
Schistosité S_{II} dans le secteur 14
(459 mesures; < 1%, 1-5%, 5-10%,
10-15%, > 15%)



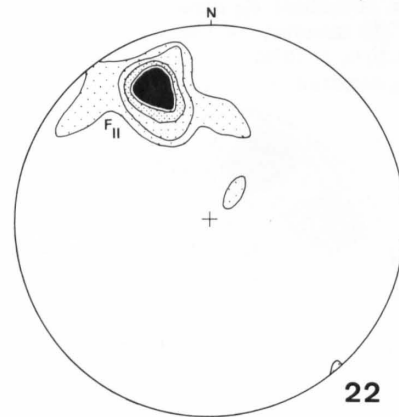
Schistosité S_{II} dans le secteur 15
(448 mesures; < 1%, 1-5%, 5-10%,
> 10%)



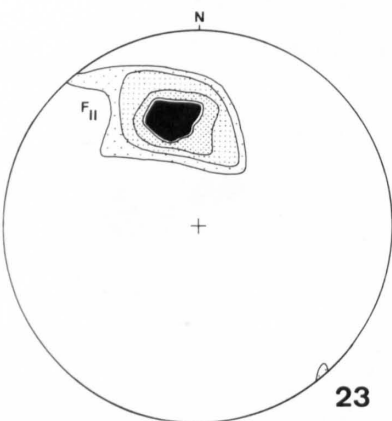
Schistosité S_{II} dans le secteur 16
(342 mesures; < 1%, 1-5%, 5-10%,
10-15%, > 15%)



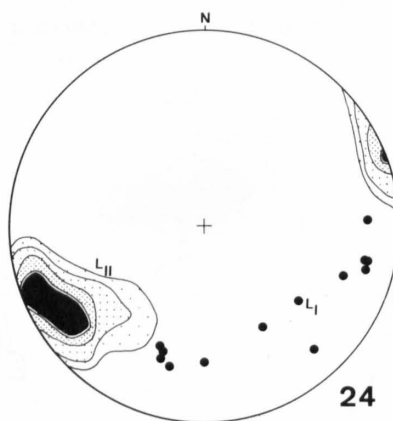
Schistosité S_{II} dans le secteur 18
(55 mesures; < 5%, 5-10%, 10-15%,
> 15%)



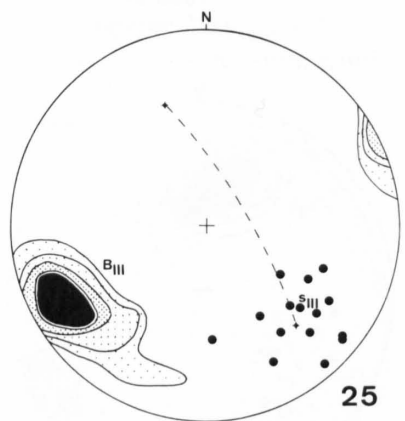
Axes F_{II} dans les secteurs 3 à 9
(46 mesures; < 10%, 10-20%, > 20%)



Axes F_{II} dans les secteurs 10 à 18
(40 mesures; < 5%, 5-10%, 10-15%,
> 15%)



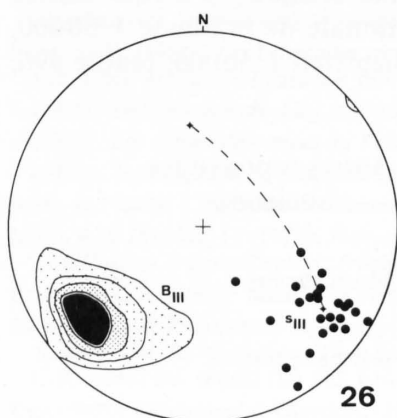
● Linéation d'étirement minéral L_I
Linéation d'étirement minéral L_{II}
(63 mesures; < 5%, 5-10%, 10-15%,
> 15%)



Secteurs 3 à 11
● Plans axiaux de crénulation S_{III}
Axes de crénulation B_{III} (65 mesures;
< 5%, 5-10%, 10-15%, > 15%). An-
gle entre S_{II} moyen et S_{III} moyen =
110°

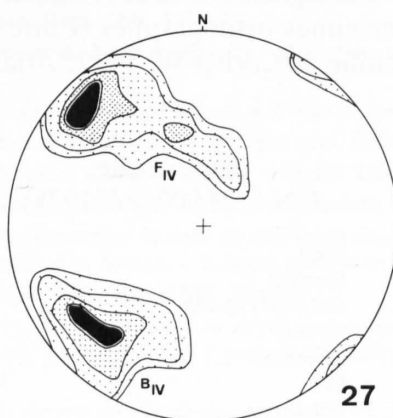
Stéréogrammes 26-33

(projection de l'hémisphère inférieur de type Schmidt)



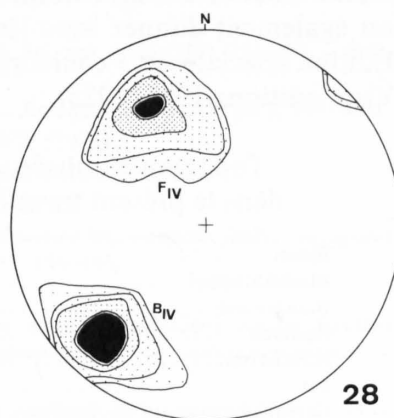
26

Secteurs 13 à 18
● Plans axiaux de crénulation S_{III}
Axes de crénulation B_{III} (59 mesures; < 5%, 5-10%, 10-15%, > 15%). Angle entre S_{II} moyen et S_{III} moyen = 96°



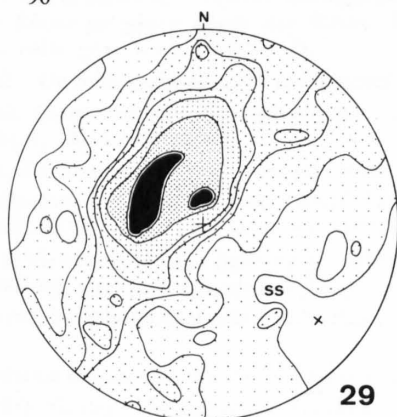
27

Secteurs 10 à 13
Axes du plissement B_{IV}
(51 mes.: < 5%, 5-10%, 10-15%, > 15%)
Plans axiaux du plissement F_{IV}
(52 mes.: < 5%, 5-10%, 10-15%, > 15%)



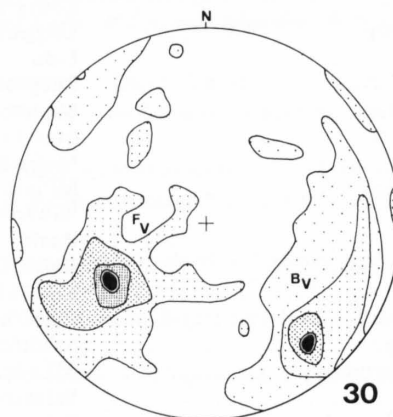
28

Secteurs 14 à 16
Axes du plissement B_{IV}
(39 mes.: < 5%, 5-10%, 10-15%, > 15%)
Plans axiaux du plissement F_{IV}
(37 mes.: < 5%, 5-10%, 10-15%, > 15%)



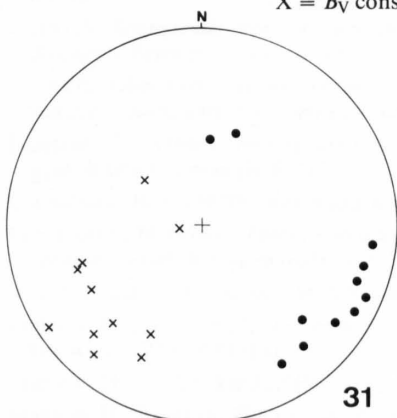
29

Stratification SS au Heidnischbiel
(685 mesures; < 0,5%, 0,5-1%, 1-2%, 2-3%, 3-4%, 4-6%, > 6%).
X = B_V construit



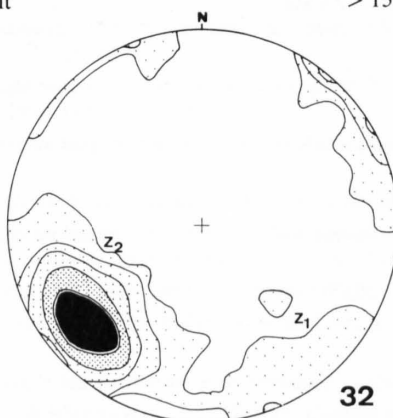
30

Axes B_V (91 mesures; < 5%, 5-10%, 10-15%, > 15%) et plans axiaux F_V
(85 mesures; < 5%, 5-10%, 10-15%, > 15%) au Heidnischbiel



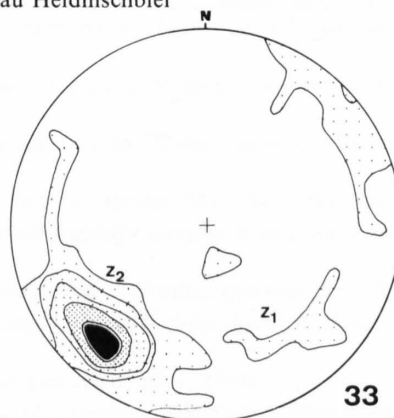
31

Secteurs 13 à 15
● Axes B_V + Plans axiaux F_V



32

Système de diaclases Z_1 et Z_2 dans le socle (234 mesures; < 1%, 1-3%, 3-5%, 5-10%, > 10%)



33

Système de diaclases Z_1 et Z_2 dans la couverture (193 mesures; < 1%, 1-3%, 3-5%, 5-10%, > 10%)

Annexe toponymique

Liste des noms de lieu orthographiés autrement que sur la Carte nationale au 1:25 000, feuille 1288 «Raron», édition 1978, et signalés dans le texte par un astérisque (*). L'équivalence est également donnée avec les anciennes orthographes (Carte nationale de la Suisse 1:50 000, Edition spéciale en 3 couleurs, feuille 548, Visp-W, 1939; Atlas Siegfried 1:50 000, feuille 496, Visp, éditions 1913, 1925).

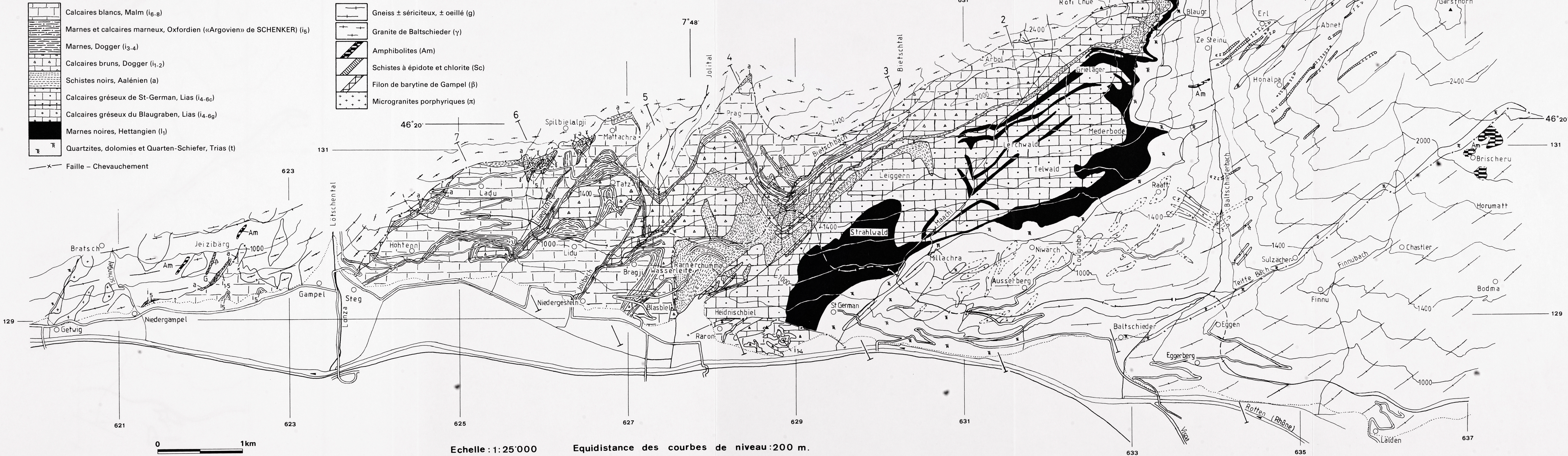
Toponymie utilisée dans le présent travail	Toponymie CN 1:25 000 (éd. 1978)	Autres toponymies anciennes
Binen	Binu	
Blasbühlhübel	Blasbiel	Blasbühlhubel
Blaugraben	633.460/132.480	
Bodmen	Bodma	
Brischeren	Brischeru	Brischern, Brichen
Eril	Erl	
Grienläger	Grieläger	
Honalpen	Honalpa	Hohenalp, Hohenalpe
Ijolital	Jolital	
Jeiziberg	Jeizibärg	
Kalkofen	Chalchofe	
Laden	Ladu	
Ladenwald	Laduwald	
Lauigraben	Lowigrabe	
Leiggern Alp	Leiggeralpa	Leigger Alp
Liden	Lidu	
Luogelkin	Luegilchi	Luegetkinn
Mäderboden	Mederbode	
Mankin	Maachi	Mahnkinn
Mattacker	Mattachra	
Mühlackern	Millachra	Mühlachern
Neuwerk	Niwärch	
Ranft	Raajt	
Rarerkumme	Rarnerchumma	Raronkumme
Rote Kuh	Roti chüe	Rothe Kuh
Rote Kumme	Roti Chumma	Rothe Kumme
Schiltfurgge	Schiltfurgga	
Steinbruchgraben	633.600/131.180	
Sulzacker	Sulzacher	
Tälwald (Ausserberg)	Telwald	Dälwald
Tälwald (Raron)	Telwald	Thelwald
Teufe Bach	Teiffe Bach	
Wasserleite	Wasserleita	
Zen Steinen	Ze Steinu	Zu Steinen

Bibliographie

- 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. (1963): *Les bélemnites tronçonnées de Leytron (Valais)*. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 68/6 (311), 233–239. – *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne* 138.
- (1965): *Déformation du Lias inférieur de la nappe du Wildhorn à Drône (Valais)*. – *Eclogae geol. Helv.* 58/2, 999–1001.
- (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.
- BAER, A. (1959): *L'extrémité occidentale du massif de l'Aar*. – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 82.
- BAUD, A. & MASSON, H. (1975): *Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes Médiannes, Suisse)*. – *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 131–145.
- BETEKHTINE, A. (1968): *Manuel de minéralogie descriptive*. – Mir, Moscou.
- BRONNER, G. & DEMATHIEU, G[eorges] (1977): *Premières traces de Reptiles archosauriens dans le Trias autochtone des Aiguilles Rouges (Col des Corbeaux–Viel Emosson, Valais, Suisse). Conséquences paléogéographiques et chronostratigraphiques*. – *C. R. Acad. Sci. (Paris) (D)* 285, 649–652.
- DEMATHIEU, G[ermaine] & G[eorges] (1978): *Aperçu sur l'étude des empreintes du Trias appliquée au gisement du Vieux-Emosson (VS, Suisse)*. – *Bull. Murithienne, Soc. valais. Sci. nat.* 95, 21–34.
- DURNEY, D.W. & RAMSAY, J.G. (1973): *Incremental Strains Measured by Syntectonic Cristal Growths*. In: DE JONG, K.E. & SCHOLTEN, R. (Ed.): *Gravity and tectonics* (p. 67–96). – John Wiley & Sons, New York.
- FELLENBERG, E. VON (1881): *Die Kalkkeile am Nord- und Südrande des westlichen Theiles des Finsteraarhornmassivs*. – *Mitt. natf. Ges. Bern, Jg. 1880*, 127–150.
- FELLENBERG, E. VON & MOESCH, C. (1893): *Geologische Beschreibung des Westlichen Theiles des Aarmassivs, enthalten auf dem nördlich der Rhone gelegenen Theile des Blattes XVIII der Dufour-Karte. Mit petrographischen Beiträgen von Prof. Dr. C. Schmidt*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 21.
- FLINN, D. (1962): *On folding during three-dimensional progressive deformation*. – *Quart. J. geol. Soc. London* 108/4, 385–433.
- FREY, M. (1968): *Quartenschiefer, Equisetenschiefer und germanischer Keuper – ein lithostratigraphischer Vergleich*. – *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 141–156.
- FRY, N. (1979): *Random point distributions and strain measurement in rocks*. – *Tectonophysics* 60/1-2, 89–105.
- GASSER, U. & DOLIVO, E. (1980): *Nouvelles observations sur la géologie du Heidnischbiel (Raron, VS)*. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 75/1 (357), 9–22. – *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne* 247.
- GRATIER, J.-P. & VIALON, P. (1980): *Deformation pattern in a heterogeneous material: folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps)*. – *Tectonophysics* 65/1-2, 151–180.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1925): *Der geologische Bau der östlichen Faulhorngruppe im Berner Oberland*. – *Eclogae geol. Helv.* 19/1, 1–87.
- (1941): *Persistente Brüche im Jura der Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes*. – *Eclogae geol. Helv.* 34/2, 164–172.
- HEIM, Alb. (1921): *Geologie der Schweiz*. – Tauchnitz, Leipzig.
- HÜGI, T. (1956): *Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 94.
- HUTTENLOCHER, H. (1921): *Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs*. – *Jb. phil. Fak. II Univ. Bern* 1, 43–51.
- (1933): *Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs (Blatt Visp, nördlich der Rhone)*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 13, 281–291.
- (1947): *Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv*. – *Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.]* 4 (1946–1947), 85–116.
- LABHART, T.P. (1965): *Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters (Wallis, Schweiz)*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 124.
- LAUBSCHER, H.P. (1970): *Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 50/3, 565–596.
- LEDERMANN, H. (1945): *Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aargranits im obern Löt-schental (westliches Aarmassiv)*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 25/2, 383–530.
- (1955): *Zur Kenntnis der Molybdänglanzlagertstätte im Baltschiedertal (Wallis)*. – *Beitr. Geol. Schweiz., geotech. Ser.* 33.
- LUGEON, M. (1914–1918): *Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander*. – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 30, Fasc. 1 (1914), 2 (1916), 3 (1918).
- MASSON, H. (1972): *Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique*. – *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 27–41.
- MASSON, H., BAUD, A., ESCHER, A., GABUS, J. & MARTHALER, M. (1980 a): *Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse du 1 au 3 octobre 1979: coupe Préalpes–Helvétique–Pennique en Suisse occidentale*. – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 331–349.

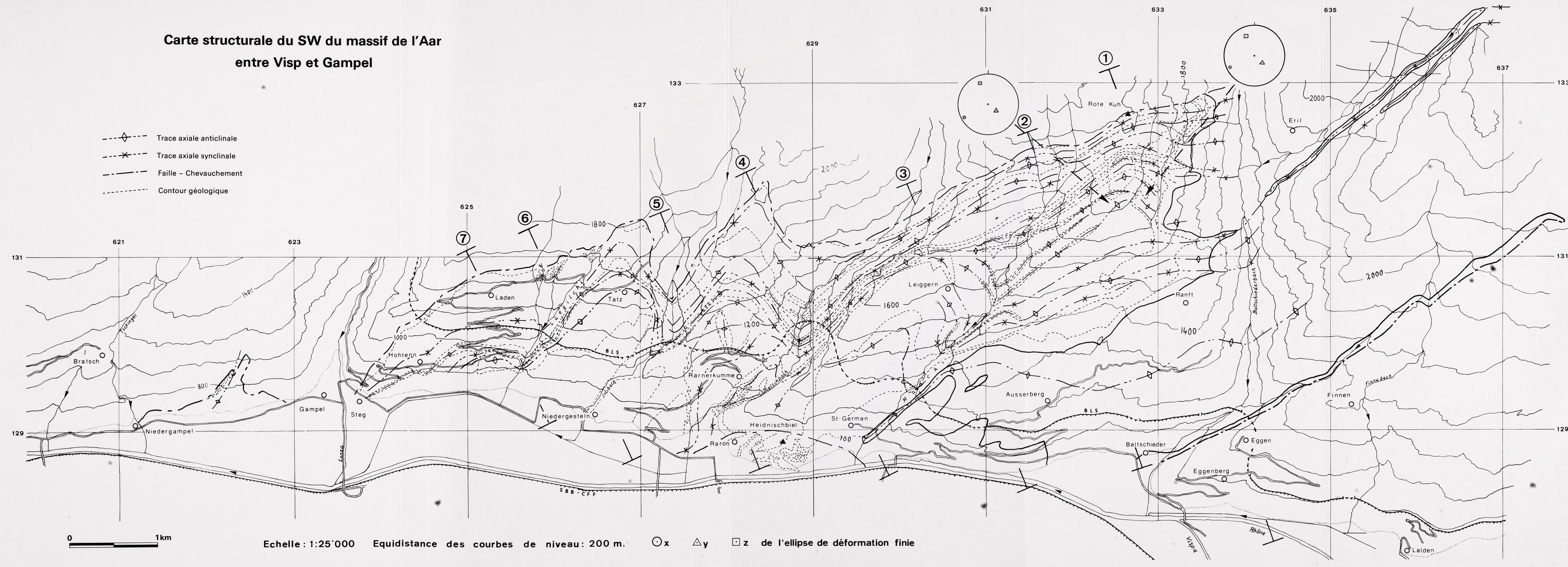
- MASSON, H., HERB, R. & STECK, A. (1980b): *Helvetic Alps of Western Switzerland (Excursion No. 1)*. In: SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION (Ed.): *Geology of Switzerland: a guide-book, Part B: Geological Excursions* (p. 109–153). – Wepf, Basel.
- MEGARD-GALLI, J. & BAUD, A. (1977): *Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques*. – Bull. Bur. Rech. géol. min. (2/Sect. IV), 1977/3, 233–250.
- MILNES, A. G. & PFIFFNER, O. A. (1977): *Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland*. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 83–95.
- NABHOLZ, W. K. & VOLL, G. (1963): *Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden)*. – *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 755–808.
- PETTJOHN, F. J. (1954): *Classification of Sandstones*. – *J. Geol.* 62, 360–365.
- PFIFFNER, O. A. (1977): *Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz*. – Diss. ETH Zürich 5911.
- (1980): *Strain analysis in folds (Infrahelvetic complex, Central Alps)*. – *Tectonophysics* 61/4, 337–362.
- PLANCHEREL, R. (1979): *Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar*. – *Eclogae geol. Helv.* 72/1, 145–214.
- PLESSMANN, W. (1958): *Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum–Helvetikum*. – *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., II a Math.-phys.-chem. Abt.* 7, 153–188.
- RAGUIN, E. (1970): *Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique*. – Masson & Cie, Paris.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. – McGraw-Hill, New York.
- SCHAEER, J. P. & JEANRICHARD, F. (1974): *Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses*. – *Eclogae geol. Helv.* 67/1, 101–119.
- SCHENKER, M. (1946): *Geologische Untersuchung der mesozoischen Sedimentkeile am Südrand des Aarmassivs zwischen Lonza und Baltschiederthal (Wallis)*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 86.
- SCHMIDT, C. (1900): *Mineralien aus dem Triasdolomit des Baltschiederthales im Wallis*. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.* 1, 16–21.
- SPICHER, A. (1980): *Carte tectonique de la Suisse 1:500 000 (2^e éd.)*. – *Comm. géol. Suisse*.
- STECK, A. (1966): *Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp–Grisighorn*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 130.
- (1968): *Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs*. – *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 19–48.
- STECK, A. & HÜGL, T. (1970): *Das Auftreten des Molybdänglanzes im westlichen Aarmassiv und Molybdängehalte von Gesteinen der gleichen Region*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 50/2, 257–276.
- STECK, A., RAMSAY, J. G., MILNES, A. G. & BURRI, M. (1979): *Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse et de la Société Suisse de Minéralogie et Pétrographie en Valais et en Italie nord du 2 au 5 octobre 1978*. – *Eclogae geol. Helv.* 72/1, 287–311.
- STRECKEISEN, A. (1974): *Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks*. – *Geol. Rdsch.* 63/2, 773–785.
- SWIDERSKI, B. (1918): *Sur la tectonique de la partie occidentale du Massif de l'Aar*. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 52, 49–51.
- (1919): *La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa*. – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 47/1.
- TAN, B. K. (1974): *Deformation of particles developed around rigid and deformable nuclei*. – *Tectonophysics* 24/3, 243–257.
- (1976): *Oolite deformation in Windgällen, Canton Uri, Switzerland*. – *Tectonophysics* 31/3-4, 157–174.
- TAYLOR, C. (1976): *Tectonic studies at the SW end of the Aarmassif, Switzerland*. – Thesis, Dept. of Science, Luton College of Higher Education, inédit.
- TRÜMPY, R. (1971): *Sur le Jurassique de la zone helvétique en Suisse*. – *Ann. Inst. geol. publ. hung.* 54/2, 369–382.
- VATAN, A. (1967): *Manuel de Sédimentologie*. – Ed. Technip, Paris.
- VIALON, P., RUHLAND, M. & GROLIÉ, J. (1976): *Eléments de tectonique analytique*. – Masson, Paris.
- VISTELIUS, A. B. (1966): *Structural Diagrams*. – Pergamon Press, Oxford, London.

Ecorché du SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel



Carte structurale du SW du massif de l'Aar
entre Visp et Gampel

- Trace axiale anticlinale
- Trace axiale synclinale
- Faille – Chevauchement
- Contour géologique



0 1km

Echelle : 1:25'000 Equidistance des courbes de niveau : 200 m. \odot x \triangle y \square z de l'ellipse de déformation finie