

INSTITUT DE GÉOLOGIE DE L'UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

Directeur : Professeur Eugène Wegmann

L'EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DU MASSIF DE L'AAR

(Relations du socle avec la couverture)

THÈSE

PRÉSENTÉE A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL
POUR L'OBTENTION DU GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES

PAR

ALEC BAER

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel, sur le rapport de MM. les professeurs Eng. WEGMANN, D. AUBERT et H. BADOUX, autorise l'impression de la présente thèse sans exprimer d'opinion sur les propositions qui y sont contenues.

Neuchâtel, le 1^{er} juin 1959.

Le Doyen :
Dr J. CLERC.

**L'EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE
DU MASSIF DE L'AAR**

(Relations du socle avec la couverture)

L'EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DU MASSIF DE L'AAR

(Relations du socle avec la couverture)¹

par

ALEC BAER

AVEC 22 FIGURES ET 5 PLANCHES

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
PRÉFACE	7
INTRODUCTION	9
Le cadre géographique	9
Le cadre géologique	10
L'intérêt tectonique de la région	11
Considérations historiques	12
PREMIÈRE PARTIE	15
Les roches	15
Les schistes cristallins et les gneiss de la bordure méridionale	15
Les schistes cristallins de la bordure septentrionale	18
Le granite de Baltschieder	24
Le Carbonifère	27
Les porphyres quartzifères	30
Le Permien	32
Le Mésozoïque	41
Le Trias	41
Le Jurassique	49
Le Lias	49
Généralités	49
Le Lias inférieur	49
Le Lotharingien	53
Le Pliensbachien et le Domérien	55
Le Toarcien	60
Considérations sur la sédimentation du Lias	62

¹ Publié avec l'appui du Fonds national suisse de la recherche scientifique.

	Pages
Le Dogger	64
Le Malm	70
Le Crétacé	73
Le Tertiaire	73
La Tectonique	77
Généralités	77
Description régionale	79
Le bloc cristallin d' Eggerberg	79
La zone sédimentaire de Baltschieder	80
Le bloc cristallin d'Ausserberg	83
La zone sédimentaire Gampel-Schiltfurgge	89
Le bloc cristallin du granite de Baltschieder	97
La zone sédimentaire de Loèche	100
Le bloc cristallin du Niwen	107
La zone sédimentaire du Faldumrothorn	107
Le bloc cristallin des Laucherspitzen	113
La zone sédimentaire du Restirothorn	114
Le bloc cristallin du Restigrat	119
La zone sédimentaire du Ferdenrothorn	119
Récapitulation	120
DEUXIÈME PARTIE	123
La Cinématique	123
Généralités	123
Etat antérieur à la mise en place du granite de l'Aar	123
Etat postérieur à la mise en place du granite de l'Aar	125
Interlude mésozoïque et permien	126
Généralités	126
Le Permien	126
Le Trias	127
Le Lias	129
Le Dogger	133
Le Malm	134
Le Crétacé et le Tertiaire	135
Etat avant le plissement alpin	135
Les déformations alpines	137
Généralités	137
Etude régionale	140
Généralités	140
La nappe du Doldenhorn	140
La nappe du Gellihorn	145
Etat après le plissement alpin	146
Les nappes helvétiques en dehors du secteur Ferdenrothorn - Loèche - Baltschieder	147
CONCLUSIONS ET HYPOTHÈSES	151
RÉSUMÉ	154
BIBLIOGRAPHIE	157

PRÉFACE

C'est mon maître, le professeur WEGMANN, qui m'a proposé ce travail au début de 1953. Depuis lors, il n'a cessé de témoigner à mes efforts un intérêt dont je lui suis infiniment reconnaissant. Ses nombreuses suggestions ont été pour moi un appui indispensable, et les méthodes tectoniques qu'il a développées sont à l'origine même de ma thèse.

J'éprouve également une profonde gratitude envers feu le professeur H. GÜNZLER-SEIFFERT qui, au cours des rares entrevues que nous avons eues, m'a procuré de précieux encouragements. Sans ses minutieuses recherches des vingt-cinq dernières années, ce travail aurait sans doute une orientation différente.

Je remercie MM. les professeurs D. AUBERT et H. BADOUX de la bienveillance et de l'intérêt qu'ils m'ont témoigné en tant que membres du jury.

Les ouvrages dont feu M. J. FAVRE, ancien conservateur au Muséum de Genève, m'a fait cadeau m'ont rendu d'infinis services.

MM. les professeurs GALOPIN, OULIANOFF et REICHEL m'ont appris chacun une part du métier de géologue ; qu'ils en soient vivement remerciés.

M^{me} M. CORNELIUS et M. J.-M. FONTBOTÉ ont passé tous deux quelques jours sur mon terrain. Leurs visites ont été pour moi pleines d'intérêt.

J'ai eu avec mes camarades B. KÜBLER et J.-P. SCHAEER de longues discussions touchant nos travaux respectifs. Je garde le meilleur souvenir de ces confrontations.

M. R. GIROUD a taillé avec beaucoup de soin la totalité de mes lames minces. Qu'il veuille m'excuser de toutes les difficultés qu'elles lui ont causé.

D'autre part, ma gratitude est peu de chose en face de l'appui que m'ont apporté mes parents durant mes études.

Merci, enfin, à ma femme qui a accompli souvent pour moi d'ingrâtes besognes et qui m'a parfois accompagné sur le terrain.

La compagnie du chemin de fer Berne-Lötschberg-Simplon a bien voulu me laisser circuler le long de la voie ferrée, ce qui m'a été fort utile en certaines occasions.

La population des régions où j'ai séjourné a toujours été accueillante, mais nulle part autant qu'à Ausserberg. Que chacun en soit ici remercié.

La publication de ce travail a bénéficié de l'appui du Conseil d'Etat du canton de Neuchâtel, du Fonds national suisse de la recherche scientifique et de Lonza AG. C'est pour moi un devoir agréable de leur exprimer ici tous mes remerciements.

Les travaux de terrain ont occupé chaque été de 1953 à 1956 et durant les vacances de Pâques 1954 et 1955. De rapides vérifications en 1957 ont précédé la rédaction définitive.

Les bases topographiques utilisées sont les feuilles 527 (Wildstrubel-E), 528 (Jungfrau-W), 547 (Montana-E) et 548 (Visp-W) de la Carte nationale au 1 : 50.000 et leurs agrandissements au 1 : 25.000. Le Service topographique fédéral m'a fourni également les photos aériennes de l'« Atlas-Photo 1946 » pour les régions qui m'intéressaient.

La toponymie est celle de la Carte nationale au 1 : 50.000 à deux exceptions près. J'ai utilisé en effet les noms français de Loèche-Ville (Leuk) et de Loèche les-Bains (Leukerbad). L'emplacement de localités inconnues de la Carte nationale est décrit lors de leur première apparition dans le texte.

Saint-Blaise, printemps 1958.

INTRODUCTION

Le cadre géographique

Comme le but de ce travail est l'étude d'un problème particulier, la région étudiée ne saurait avoir de forme géométrique régulière. Pour embrasser la plus grande étendue possible de la couverture autochtone, les limites choisies ont été les suivantes :

à l'est le cours du Baltschiederbach jusqu'à son embouchure dans le Rhône ;

au sud le cours du Rhône entre l'embouchure du Baltschiederbach et celle de la Dala — plus exactement, puisque le fleuve coule ici dans une importante plaine d'alluvions, c'est le bord septentrional de cette plaine qui forme la limite ;

à l'ouest le cours de la Dala de Loèche-les-Bains à son embouchure dans le Rhône ;

au nord, enfin, une ligne arbitraire suivant approximativement la coordonnée 137 de Loèche-les-Bains à la Lonza, puis le cours de la Lonza vers le sud et la coordonnée 134 jusqu'au Baltschiederbach (fig. 1).

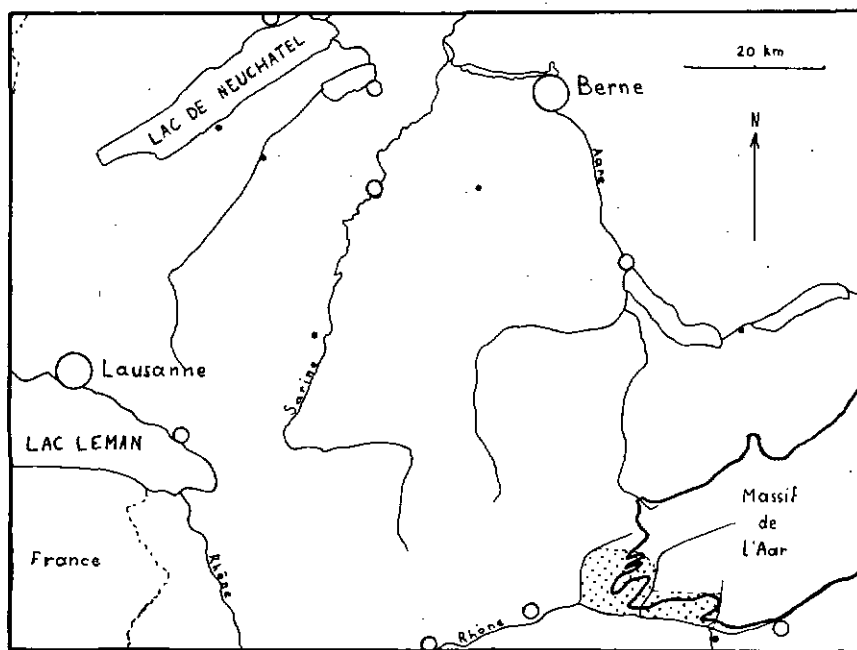


Fig. 1. Carte de situation. En pointillé, la région étudiée.

Lorsque la nécessité s'en est fait sentir, je n'ai pas hésité à déborder de ce cadre en quelques endroits. C'est notamment le cas sur la rive droite de la basse Dala et dans la région de Kummenalp sur Ferden.

La surface ainsi étudiée, voisine de 130 km², est coupée en deux par la profonde tranchée de la Lonza entre Goppenstein et la vallée du Rhône. A l'E nous entrons dans l'imposant massif (pris ici dans son sens géographique) du Bietschhorn, dont descendent vers le S une série de courtes vallées méridiennes très encaissées. Les principales sont l'Ijohal, le Bietschtal et le Baltschiedertal. C'est une région profondément découpée, et seuls les versants dominant le Rhône supportent quelques villages et des mayens.

A l'W de la Lonza, le cristallin disparaît sous les sédiments autochtones et le relief devient plus calme. La vallée la plus importante est celle du Fescheljü, torrent qui se jette dans le Rhône en face d'Agarn. Les sommets principaux sont le Torrenthorn, dont la vue sur les Alpes valaisannes est célèbre, et la chaîne des Rothörner, soit du N au S : Ferdenrothorn, Restirothorn et Faldumrothorn.

Du point de vue hydrographique, toute la région est à rattacher au bassin du Rhône, et on a remarqué depuis longtemps l'alignement méridien quasi géométrique des torrents principaux. Ce sont vraisemblablement des cours d'eau conséquents le long du flanc S du massif de l'Aar, et on pourrait sans doute montrer que la haute Lonza (en amont de Ferden) et la haute Dala (en amont de Loèche-les-Bains) ne sont que les restes d'un système hydrographique plus ancien, capté par la basse Lonza et la basse Dala respectivement. Précieuses pour l'étude de la géologie, les profondes coupures du réseau hydrographique provoquent par contre la formation de grandes régions d'accès difficile ou quasi impossible, que l'on ne peut étudier qu'à distance. C'est plus particulièrement le cas des parois abruptes qui dominent la Lonza et le Bietschbaeh.

Pour terminer ces quelques notes de géographie physique, indiquons encore que les altitudes les plus fortes avoisinent 3000 m (le Krutighorn, entre Bietschtal et Baltschiedertal a 3020 m par exemple), alors que l'embouchure de la Dala dans le Rhône (le point le plus bas) n'est qu'à 589 m, soit une dénivellation totale de plus de 2400 m.

Le cadre géologique

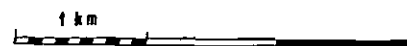
La région délimitée plus haut comprend l'extrémité SW du massif de l'Aar ainsi qu'une partie de sa couverture sédimentaire. Précisons-en rapidement les grandes lignes telles que les synthèses classiques nous les présentent.

A. LE CRISTALLIN

Du S au N on rencontre successivement :

1° Les schistes cristallins de la bordure méridionale du granite central de l'Aar.

ÉCHELLE

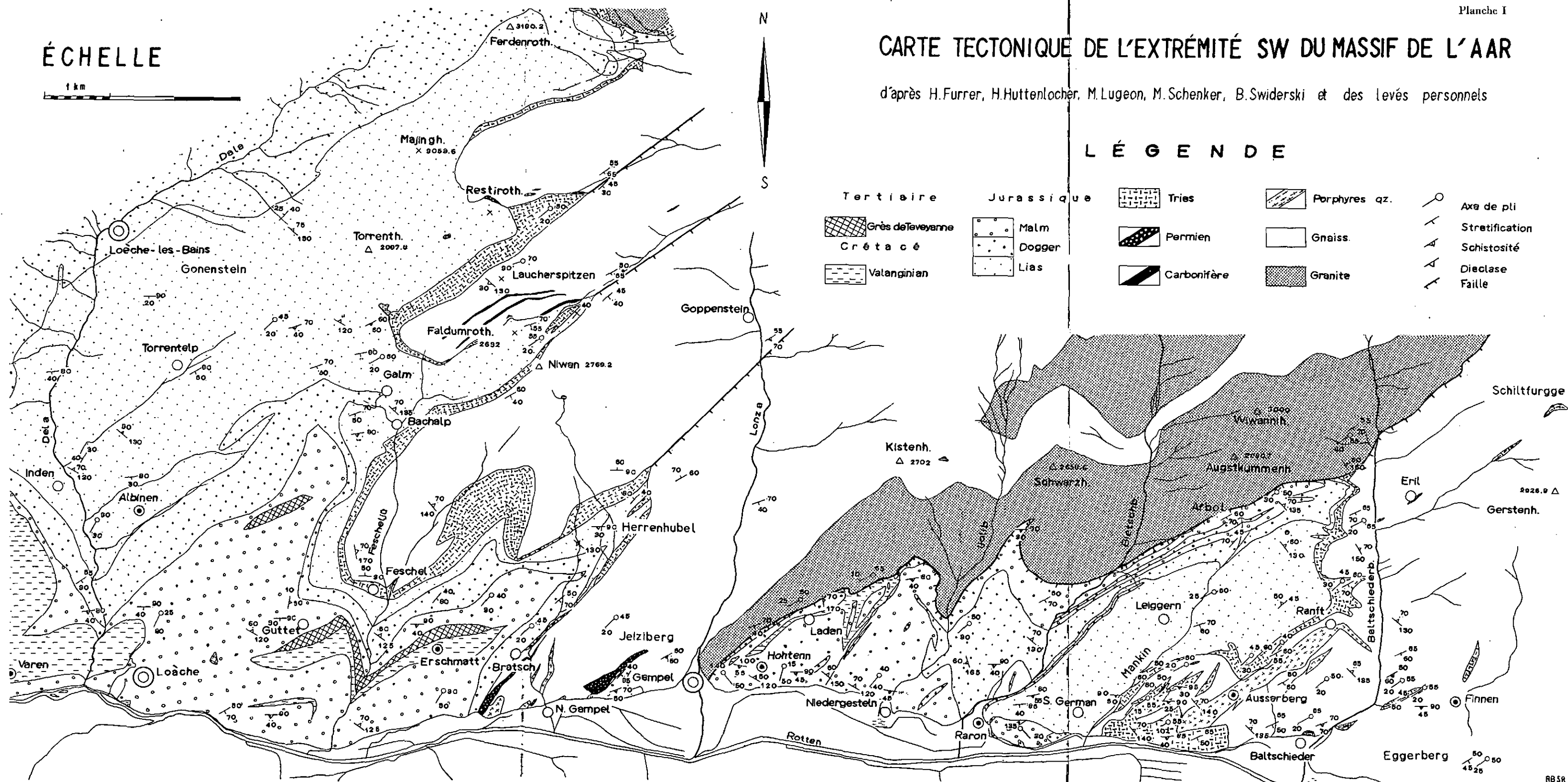


CARTE TECTONIQUE DE L'EXTRÉMITÉ SW DU MASSIF DE L' AAR

d'après H.Furrer, H.Huttenlocher, M.Lugeon, M.Schenker, B.Swidorski et des levés personnels

L É G E N D E

Tertiaire	Jurassique	Tries	Porphyres qz.	Axe de pli
Grès de Teveyanne	Malm	Permien	Gnaiss.	Stratification
Crétacé	Dogger	Carbonifère	Granite	Schistosité
Valanginian	Lias			Dieclase
				Faile



2° Le granite central de l'Aar, qui est représenté ici par le faciès particulier du granite de Baltschieder (SWIDERSKI 1919) ou « Wiwanni-granit » (HUTTENLOCHER 1921) et qui ne nous touche pas directement.

3° Les schistes cristallins de la bordure septentrionale de ce même granite, dits aussi « zone du Lötschental ».

A l'extrémité occidentale du massif, le granite de Baltschieder disparaît en profondeur sous les schistes cristallins des zones méridionale et septentrionale qui se rejoignent. Le granite de Gastern, situé plus au N, n'intéresse pas la région envisagée.

B. LES SÉDIMENTS

La couverture sédimentaire du massif dans le périmètre étudié a été généralement rattachée à l'Autochtone, la nappe du Doldenborn n'apparaissant réellement comme telle que sur la rive droite de la Dala. L'esquisse tectonique de la feuille « Gemmi » de l'« Atlas géologique de la Suisse » au 1 : 25.000 (1956) distingue schématiquement l'Autochtone, le Parautochtone et la nappe du Doldenborn. Nous verrons plus loin ce qu'il faut penser de ces subdivisions. La nappe du Gellihorn (sauf ses racines) et celle du Wildhorn restent cantonnées sur la rive droite de la Dala et contribuent à former la majestueuse paroi qui domine cette rivière en dehors de la région considérée.

C. LA RELATION ENTRE LE CRISTALLIN ET LES SÉDIMENTS

Chacun sait que le massif n'est pas simplement couvert de sédiments mais que ceux-ci y sont pincés sous forme de « lames » et de « coins ». Ces coins, orientés approximativement SW-NE, sont du SE au NW :

1° La mince pincée triasique et liasique de Baltschieder - Finnen - Briseheren.

2° Le coin complexe Hohtenn - Raron - Ausserberg, dont un lambeau se retrouve à la Schiltfurgge sur la crête dominant le Gredetschtal.

3° Le « synclinal de Loèche-Ville » de M. LUGEON (1914), qui par Engersch se suit jusqu'au Herrenbubel au-dessus du bas Lötschental.

4° Le repli de Trias et de Lias dans lequel est taillé le Faldumrothorn et qui, par Albinen, descend vers la Dala.

5° Le repli du Restirothorn, dont la prolongation occidentale atteint la Dala près d'Inden et qui, comme le précédent, a été magistralement décrit par M. LUGEON (1914).

6° Celui du Ferdenrothorn qui longe la haute vallée de la Dala.

Dans la partie tectonique, je reviendrai sur le rôle et le comportement de chacun de ces coins (cf. p. 77 et carte pl. I).

L'intérêt tectonique de la région

On voit d'emblée que la région est particulièrement bien choisie pour étudier les relations mécaniques qui lient le massif de l'Aar à sa couverture sédimentaire. En effet, elle débute à l'E, là où ont disparu

les derniers restes sédimentaires, et finit à l'W, après que le cristallin a plongé entièrement sous sa couverture. Les données du problème expliquent d'ailleurs d'elles-mêmes la forme aberrante de la région considérée. Il s'agissait, quand le professeur WEGMANN me confia ce travail, d'étudier la tectonique des coins sédimentaires et de vérifier plus particulièrement le bien-fondé des hypothèses généralement admises sur leur formation. On sait en effet que l'explication la plus répandue est celle d'un éclatement du massif cristallin soumis à la pression des nappes penniques. Elle a été soutenue d'abord par LUGEON et par ARGAND. Ce dernier, par exemple (1916, p. 159), parle de « la pression du flux intra-alpin » qui « a déterminé la production de surfaces listriques dirigées vers le haut et l'avant ; le long de ces surfaces, des coins rigides ont glissé et donné, en s'entourant des sédiments de couverture comme d'un manchon, la majeure partie des plis couchés helvétiques... ».

L'idée s'est peu à peu répandue de ces coins cristallins s'enfonçant comme autant de couteaux dans leur couverture sédimentaire. Pourtant Alb. HEIM, le grand maître à penser de tant de géologues alpins, avait formulé déjà certaines objections. En 1921, il écrivait dans sa « *Geologie der Schweiz* » (p. 180-181) :

Eine genaue Untersuchung über das Verhalten der zentralmassivischen Gesteine in dieser verzahnten Region [extrémité occidentale du massif de l'Aar] in Beziehung auf Schichtung, Schieferung, Klüftung, innere Schubflächen fehlt noch. ... Zudem widerspricht es meinem mechanischen Empfinden, für die Tiefe eine weniger plastische Bewegung als für die aufliegende Decke anzunehmen. Der durch die Faltung des Sedimentmantels erwiesene Zusammenschub auf $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$ der Profilbreite [profil d'après LUGEON (1914) passant par Loèche-les-Bains et le Horlini] kann durch Aufpressen einzelner Schuppen im Kristallinen nicht befriedigt werden. Ich kann der Auffassung von LUGEON und ARGAND nur beistimmen, wenn ich annehme, dass der zentralmassivische Zusammenschub sich ganz als « Ausweichungsschlavage » in Schieferung aufgelöst hat.

WEGMANN, ayant étudié cette zone en 1933, a subdivisé la genèse des « coins » en deux phases : le partage en compartiments faillés et la surimpression des phénomènes de laminage lors de la déformation alpine. Des « coins » passivement laminés ne pouvaient pas forcer leur chemin à travers les sédiments ; toute la configuration a subi une déformation d'ensemble (communication orale).

Mais ces remarques ne semblent avoir trouvé que peu ou pas d'écho. Comme on le verra plus loin, l'hypothèse d'ARGAND ne correspond pas à la réalité, et l'image que je m'en fais, sans doute plus complexe, est aussi plus satisfaisante.

Je me suis efforcé de grouper dans une première partie tous les faits d'observation, tous les renseignements tirés de la Nature elle-même, pour réserver à une deuxième partie les arguments que l'on peut fonder sur ces observations et les conséquences qu'il convient d'en tirer. Ainsi, celui qui n'a pas le loisir de s'attarder à une description régionale pourra néanmoins, par la deuxième partie, saisir l'essentiel de ce travail.

Considérations historiques

Depuis la monumentale monographie de Ed. VON FELLENBERG (1893) aucun travail important n'a plus traité l'ensemble du territoire étudié ici. La partie occidentale, jusqu'à la Lonza environ, est décrite dans le célèbre ouvrage de LUGEON sur les Hautes Alpes calcaires (1914). L'auteur a établi là un historique extrêmement fouillé des études antérieures à 1914, et je ne me donnerai pas le ridicule d'y revenir.

La monographie de LUGEON, très en avance sur l'époque, semble avoir découragé toute nouvelle étude du massif du Torrenthorn (au sens géographique) et de ses annexes. Seules quelques notes touchant des problèmes locaux ont en effet paru depuis lors (PAREJAS 1946a et b, WINTERHALTER 1933). Le domaine situé à l'E de la Lonza a été décrit dans le travail de B. SWIDERSKI (1919), un élève de LUGEON. C'est sans doute un bon travail, mais qui souffre de la comparaison avec celui du maître. Après SWIDERSKI, l'école de Berne a plus particulièrement attaché son nom à cette région, avec les travaux pétrographiques de HUTTENLOCHER (1921, 1933, 1942, 1947) surtout, mais grâce aussi à l'étude stratigraphique remarquablement fouillée de M. SCHENKER (1946). Le gisement de molybdénite du Baltschiedertal a suscité également quelques travaux dont le plus important vient tout juste de paraître (LEDERMANN 1955). L'existence de ces ouvrages antérieurs me permet de ne pas m'attarder à de trop longues descriptions stratigraphiques ou pétrographiques.

Concernant la pétrographie, il reste, je le sais, bien du travail. Ce n'était pas mon propos de m'y attarder et outre quelques faits nouveaux que je signalerai au passage, je n'en traiterai que d'un point de vue descriptif, nécessaire à la compréhension de la tectonique.

Quant à la stratigraphie, les descriptions de SCHENKER (1946) et de LUGEON (1904, 1914) me serviront de point de départ. Pour autant que mes observations ne diffèrent pas des leurs, je me bornerai là aussi à de rapides remarques.

LÉGENDE DE LA PLANCHE II

Carte montrant les limites des blocs cristallins et des zones sédimentaires, ainsi que la localisation des profils stratigraphiques.

Abréviations :

A. Augstkumme	K. Kistenborn	N. Niwen
Au. Ausserberg	Kr. Krutigborn	R. Restirothorn
F. Faldumrothorn	L. Laucherspitzen	S. Schwarzborn
Fe. Ferdenrothorn	Lb. Loèche-les-Bains	Si. Schiltborn
G. Gerstenborn	Lo. Loèche	T. Torrenthorn
Ga. Gampel	M. Majinghorn	W. Wiwannahorn

Blocs cristallins :

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> 1. Bloc d'Eggerberg 2a. Bloc méridional d'Ausserberg 2b. Bloc septentrional d'Ausserberg 3. Bloc du granite de Baltschieder | <ul style="list-style-type: none"> 4. Bloc du Niwen 5. Bloc des Laucherspitzen 6. Bloc du Restigrat |
|--|--|

Zones sédimentaires :

- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> I. Zone de Baltschieder IIa. Zone méridionale Gampel-Schiltfurgge IIb. Zone septentrionale Gampel-Schiltfurgge III. Zone de Loèche | <ul style="list-style-type: none"> IV. Zone du Faldumrothorn V. Zone du Restirothorn VI. Zone du Ferdenrothorn |
|---|---|

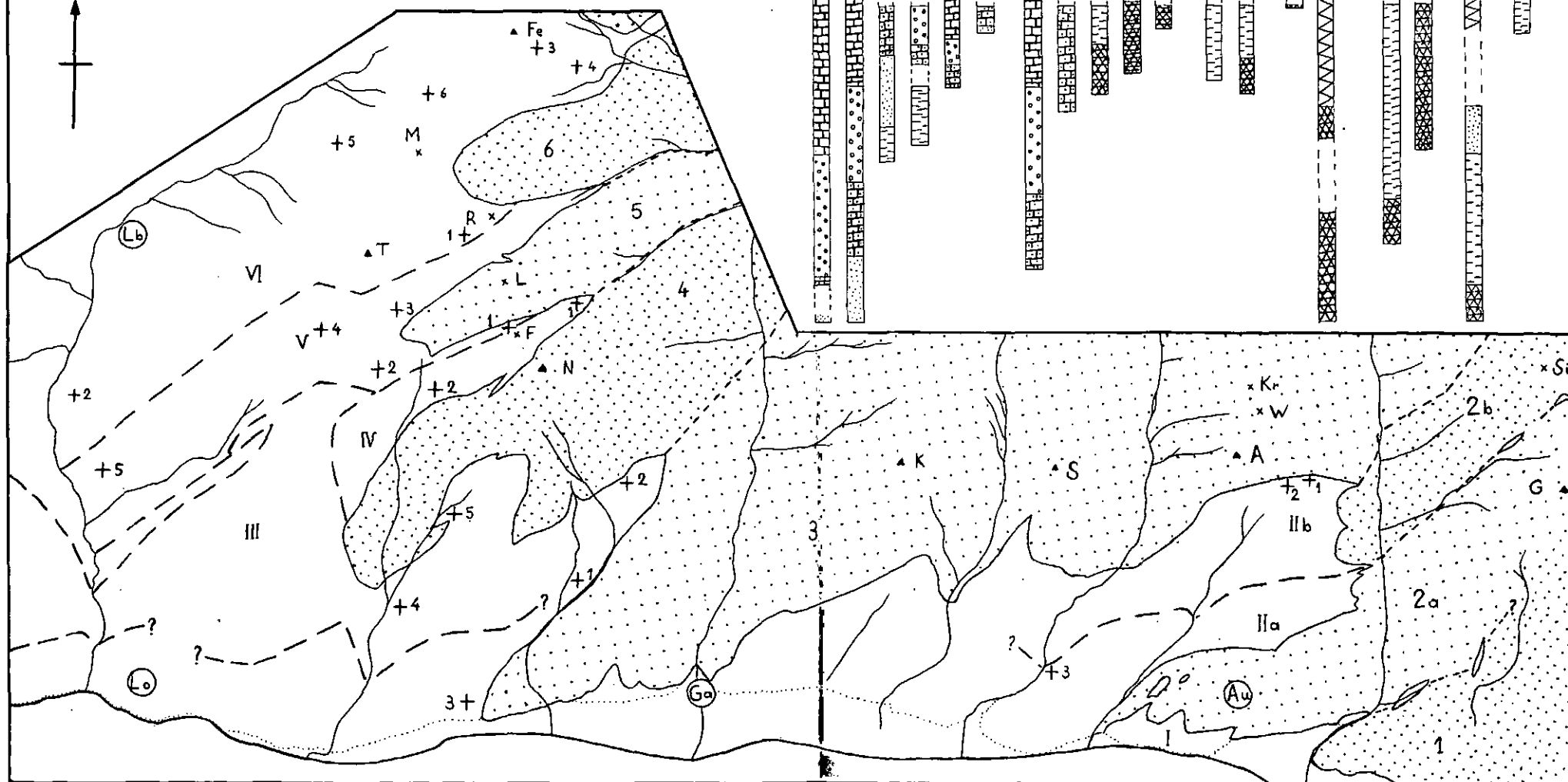
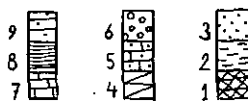
Légende stratigraphique :

- | | | |
|---|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> 9. Dogger indéterminé 8. Aalénien 7. Toarcien | <ul style="list-style-type: none"> 6. Domérien 5. Pliensbachien 4. Pliensb.-Dom. (II/3) <li style="padding-left: 20px;">Lias indét. (III/4) | <ul style="list-style-type: none"> 3. Lotharingien 2. Lias inférieur 1. Trias |
|---|---|--|

Les colonnes stratigraphiques limitées par des traits interrompus indiquent que l'épaisseur de la couche en question est trop grande pour être reportée à l'échelle.

Echelle de la carte: 2 km

Echelle des profils: 50 m



PREMIÈRE PARTIE

LES ROCHES

LES SCHISTES CRISTALLINS ET LES GNEISS DE LA BORDURE MÉRIDIONALE DU MASSIF DE L'AAR

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Ces roches n'occupent qu'une faible partie du territoire considéré et sont confinées à son extrémité sud-orientale. Elles affleurent sur le versant dominant la plaine du Rhône d'une part et dans la sauvage vallée de Baltschieder de l'autre. Ces deux vallées donnent ainsi deux coupes perpendiculaires entre elles. Dans la vallée du Rhône, ces gneiss et schistes cristallins s'étendent vers l'W jusqu'au cours du Mankin où ils recouvrent une lame de Trias et le Lias de la Strablwald. Ils ne montent pas très haut sur la pente, et on rencontre le Trias chevauché à 1200 m déjà (Mühlackern). Le village d'Ausserberg et les nombreux hameaux qui l'entourent reposent également sur ce cristallin, caché souvent par une importante couverture morainique. Dans le Baltschiederthal, il forme d'abruptes parois où se pincent dans les hauts les fameux replis synclinaux sédimentaires qui avaient déjà frappé VON FELLEMBERG. Très grossièrement ces gneiss occupent donc la pointe d'un triangle dont la plaine du Rhône serait la base et le cours du Mankin un côté, tandis que (pour ce qui nous intéresse) le Baltschiederbach formerait le dernier.

Sur et dans ce cristallin, on rencontre quelques petits lambeaux de Trias, dont j'analyserai la position plus loin. Enfin, des lentilles et filons de porphyres quartzifères d'âge vraisemblablement permien recoupent ces schistes cristallins en plusieurs zones.

PÉTROGRAPHIE

La direction générale de ces roches est à peu près NE-SW, et les diverses zones que l'on y rencontre s'alignent toutes selon cette orientation dominante. VON FELLEMBERG déjà (1893) avait été frappé par la présence de bandes de gneiss ceillé avec abondance de séricite sur les plans de foliation, les « Knotenschiefer » de sa terminologie. La première étude un peu plus poussée de ces gneiss et schistes cristallins dans la région qui nous intéresse est celle de SWIDERSKI (1919) qui a même tenté sur sa carte de distinguer des zones plus riches en gneiss ceillé et d'autres plus schisteuses. Il a également reconnu l'origine sédimentaire de ces roches. C'est cependant HUTTENLOCHER qui, dès 1921, en a étudié véritablement à fond la pétrographie (1921, 1933, 1942, 1947).

Nous sommes ici en présence (HUTTENLOCHER 1947) d'une zone sédimentaire polymétamorphique et dont l'histoire pétrographique est très complexe. Outre les gneiss oëillés et les schistes cristallins qui passent très progressivement des uns aux autres, on connaît quelques lames et lentilles d'amphibolites. Le tout est très écrasé par l'orogénèse alpine, et certaines zones qui paraissent moins riches en « yeux » feldspathiques ne sont probablement que d'anciens gneiss oëillés qui ont subi des mouvements plus intenses et dont les « yeux » ont été broyés et laminés.

Outre les rares lentilles amphiboliques encore reconnaissables (en particulier le long du bisse qui de Elm se rend au-dessus d'Eggerberg par les parois gauches du Baltschiedertal et sur le tunnel du B. L. S. immédiatement à l'W d'Ausserberg), il faut signaler une bande importante d'un schiste à amphibole et à sphène qui semble se suivre depuis le Lauigraben (pas sur la Carte nationale : c'est le ravin descendant à l'E d'Ausserberg et passant sous la voie du B. L. S. près du hameau de Bord) jusque sous la Schiltfurgge. L'affleurement le plus accessible est situé dans le Lauigraben quelques mètres au-dessus du bisse supérieur d'Ausserberg, à la cote 1250 environ. Dans les rochers les plus occidentaux du ravin oriental, on rencontre une lame amphibolique épaisse de 50 à 60 cm et visible sur 6 à 8 m de longueur. Elle est allongée parallèlement à la foliation générale. Une roche pétrographiquement tout à fait analogue se retrouve dans le lit du Furggbach à 2100 m d'altitude environ et plus bas encore, environ 50 m sous les chalets inférieurs de l'alpage d'Eril. Le sentier tout en zigzag qui descend d'Eril sur la fromagerie du Baltschiedertal recoupe en plusieurs endroits des bandes de cette même amphibolite à sphène, dont l'épaisseur est ici difficile à fixer, mais dépasse certainement plusieurs mètres.

A l'échelle de l'échantillon ou plus fin encore, les gneiss oëillés et schistes cristallins présentent tous le même schéma, en plus ou moins écrasé suivant les endroits. Le diamètre des « yeux » atteint au maximum 2 cm (Eggerberg) mais ne dépasse pas en général 5 à 10 mm, même dans les zones oëillées. La séricite est toujours abondante, donnant à la cassure fraîche les reflets brillants qu'avaient vus déjà VON FELLENERG (1893). Ça et là on rencontre des lentilles très feldspathiques, quasiment apliques, de quelques mètres de longueur. Pour avoir une bonne idée de l'alternance des lames plus et moins gneissiques et plus ou moins feldspathiques qui composent ces schistes cristallins, il suffit de longer le bisse supérieur d'Ausserberg depuis le tournant de la route de Ranft (cote 1280) en remontant le courant. La coupe fraîche produite par de récents élargissements du bisse permet d'étudier tout à loisir les variations infinies qui se jouent là sur le même thème.

L'étude des coupes minces fait ressortir tout autant, sinon mieux encore, la très grande complexité des roches de cette zone. HUTTENLOCHER (1947) a décrit en détail les phénomènes constatés, ce qui m'évitera d'y revenir. Disons cependant que les « yeux » sont des porphyroblastes de microcline, qui renferment souvent de nombreuses enclaves, dont entre autres des plagioclases plus anciens, albitisés sur

les bords. Ajoutons que les porphyroblastes eux-mêmes sont entourés d'auréoles albitiques. En conséquence HUTTENLOCHER envisage un premier cycle de granitisation (antérieur au métamorphisme d'âge alpin mais postérieur à l'albitisation des plagioclases les plus anciens), auquel on doit la formation des porphyroblastes de microcline par métasomatose potassique. Lors des mouvements alpins, la roche, tout d'abord broyée mécaniquement (déformation des porphyroblastes, structure « en mortier » du quartz), a été pénétrée ensuite de solutions potasso-sodiques qui ont provoqué tout d'abord une légère formation de feldspaths potassiques (avec utilisation pour ce faire de la séricite d'altération des plagioclases antérieurs), puis un stade principal d'albitisation très générale. On semble avoir ainsi une légère reconsolidation de la roche après sa déformation. L'étude des conglomérats permien de la gorge de la Massa près de Brigue (HUTTENLOCHER 1946) montre également que l'orogénèse alpine s'est accompagnée dans cette zone d'apports sodiques considérables. On peut en effet par l'étude de sédiments permien, métamorphisés au Tertiaire seulement, distinguer les transformations qui dans les roches plus anciennes sont dues à l'orogénèse alpine.

On voit par l'examen des coupes minces que la composition pétrographique ne change pas sensiblement de l'une à l'autre. C'est par contre l'inégale valeur des déformations tectoniques subies qui permet de distinguer les échantillons dont elles proviennent. En effet, personne n'hésiterait à classer certains échantillons dans les gneiss œillés, alors qu'avec tout autant de sûreté on refuserait ce nom à d'autres.

Dès lors, on peut se demander jusqu'à quel point la distinction entre gneiss œillés et schistes cristallins est d'ordre pétrographique et si de nombreux « schistes » ne sont pas des « gneiss » laminés. Il me semble que l'homogénéité de la roche paraîtrait plus grande si on pouvait faire abstraction de l'orogénèse alpine. A une pétrographie déjà compliquée et montrant une certaine différenciation en zones plus ou moins « œillées » est venu se superposer tout un jeu de faciès de déformation. Des zones préexistantes il a fait des lentilles et par des phénomènes de convergence a rendu plus inextricable encore la structure de la région. Cet aspect de la tectonique est parfois laissé de côté par les pétrographes ; c'est ici l'occasion d'y insister.

J'ai mentionné plus haut l'existence d'amphibolites dans les gneiss œillés. A part la roche à sphène dont il sera encore question, il faut dire que l'attribution de ces quelques lentilles à des amphibolites ou roches à amphibole laminées repose surtout sur une similitude macroscopique. Ce sont en général des roches très compactes, finement broyées, noires ou vert foncé, dont l'altération est plus poussée que celle de la roche encaissante. Fait à noter, ces lentilles peuvent être parfois obliques à la foliation générale. Elles apparaissent quelquefois très riches en biotite. On rencontre également (au N de Lalden, sous la voie ferrée par exemple) des zones où alternent lames et lentilles feldspathiques et amphibolitiques. Je serais porté à rapprocher ce faciès de celui qu'on retrouve, moins déformé, dans les schistes cristallins de la couverture N du granite central de l'Aar (bas Lötschental par exemple).

La zone d'amphibolites à sphène qui semble se prolonger du Lauigraben au Furggbach possède, elle, des caractères plus spécifiques. Les amphiboles sont visibles à l'œil nu, longues par endroits de quelques millimètres, et la surface des échantillons apparaît toute piquée de cristaux de sphène qui atteignent parfois 2 à 3 mm.

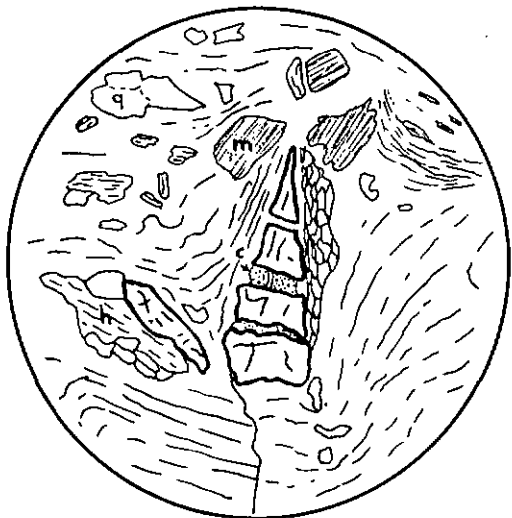


Fig. 2. Fuseau de sphène étiré perpendiculairement à la schistosité actuelle de la roche. Cristaux de quartz (g), de hornblende (h), de muscovite (m) et de calcite (c). Grossissement environ 20 diamètres.

de la pression se créent après cette rotation. Comme autres minéraux, nous rencontrons de la chlorite, qui accompagne la hornblende et contribue parfois à en agglomérer les débris, et du quartz extrêmement broyé. Je n'ai pas vu de feldspath reconnaissable comme tel.

Une coupe pratiquée dans un échantillon du Lauigraben montre la disposition suivante :

La structure de la roche apparaît fluidale par écrasement mécanique. De gros cristaux de sphène et de hornblende verte sont moulés dans une masse de séricite et de muscovite. Outre ces quelques cristaux, la hornblende verte fournit une quantité de débris plus ou moins anguleux (provenant probablement du broyage de grands cristaux), qui suivent les filets de séricite et soulignent la structure générale. Le sphène est toujours idiomorphe. La position des cristaux semble indifférente à la direction d'écrasement, et l'on peut, dans un cas tout au moins, montrer que le sphène a été tourné par la déformation. On voit dans la figure 2 que le fuseau de sphène a été brisé et étiré parallèlement à son plus grand axe, qui est exactement perpendiculaire à la foliation de la roche encaissante. L'auréole de déformation et le quartz de néoformation à l'« ombre » tectonique

LES SCHISTES CRISTALLINS DE LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE L'AAR

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Parmi les roches précambriennes qui affleurent sur le territoire étudié, ces schistes ont une importance particulière et occupent à eux seuls plus de la moitié des affleurements de cristallin. Sur la rive gauche de la Lonza, ils forment la quasi-totalité des parois abruptes que le train longe par une suite de tunnels et de galeries de protection entre Goppenstein et Hohtenn. La limite du granite de Baltschieder suit en effet l'arête qui, depuis le Kistenhorn, descend directement sur Gampel, et le granite est plus ou moins confiné (dans le Lötschental) aux abords de cette crête. Sur la rive droite de la Lonza, tout ce qui est d'âge précambrien appar-

tient à cette série de schistes cristallins. Outre le versant droit du bas Lötschental, cela représente également les sommets des Laucherspitzten (2843 m) et du Niwen (2769,2 m). Dans ces schistes sont aussi taillés les vallons du Dornbach, du Faldumbach et les deux rives du Fescheljü au-dessus de Feschel (vallée du Rhône). Si l'on cite encore le Jeiziberg à l'W de Gampel, on a ainsi les éléments marquants de la morphologie de cette zone.

Disons en passant que l'attention a été attirée depuis longtemps sur ces schistes cristallins car ils renferment en bordure de la région étudiée ici deux formations d'un certain intérêt économique. Il s'agit du Carbonifère exploité à Goltschried (Goltschenried des auteurs) et des fameuses mines de plomb de Goppenstein. La direction générale de la foliation reste à peu près la même que celle des schistes de la couverture méridionale, soit N 55 E, soulignée par les pinces sédimentaires bien connues des Rothörner.

PÉTROGRAPHIE

Pétrographiquement, la subdivision de cette grande masse n'est pas plus aisée pour le cartographe que dans le cas des gneiss ocellés que nous venons d'étudier, bien que les efforts tectoniques alpins ne se soient pas fait sentir ici avec autant de vigueur. C'est bien sûr VON FELLEBERG (1893) qui, le premier, a étudié scientifiquement ces séries. Il y a reconnu spécialement des amphibolites particulières, dont il a donné d'excellentes descriptions. SWIDERSKI, après lui (1919), a distingué une « zone des amphibolites » (qui suit l'axe du haut Lötschental) d'une zone des « paragneiss du bas Lötschental », dans laquelle est taillée cette dernière vallée. La zone des amphibolites, outre celles-ci et des aplites, est formée essentiellement de « schistes feldspathiques quartzito-micacés ». La zone des « paragneiss » comprend, outre d'autres amphibolites, des schistes plus ou moins sériciteux feldspathisés, mêlés de rares orthogneiss.

Là encore, ce sont les travaux de l'école de Berne qui ont renouvelé nos connaissances, principalement ceux de HUTTENLOCHER (1933, 1947), de HÜGI (1956) et de LEDERMANN (1942a, 1942b, 1945). Résumons-les brièvement.

L'ensemble des roches de cette zone est fait de gneiss à biotite (souvent chloritisés par rétroformation) à nombreuses intercalations d'amphibolites. Ils sont toujours bien lités ou zonés, et on ne connaît pas de vrais gneiss ocellés comparables à ceux de la couverture méridionale. Ça et là, des schistes à chlorite et épidote représentent probablement d'anciennes amphibolites laminées. Les plagioclases ont environ 30 % An (Oligoclase-Andésine) et les feldspaths potassiques se sont formés grâce à un apport postérieur à la formation de la roche, mais sans aucune relation avec le granite central de l'Aar. Enfin, des aplites et pegmatites jeunes, dues à la mise en place du granite, pénètrent dans les schistes cristallins spécialement à la bordure immédiate du massif.

Je donnerai maintenant quelques détails complémentaires provenant de mes observations et ceci d'autant plus que le cristallin situé à l'W

de la basse Lonza (sauf ses abords immédiats) n'a plus fait l'objet d'observations pétrographiques depuis le célèbre mémoire de VON FELLEBERG (1893).

Les gneiss à biotite et les schistes cristallins

Si l'aspect habituel de ces roches est celui de gneiss vert ou gris-vert riches en séricite, on rencontre néanmoins de nombreuses passées de gneiss coillés. Les « yeux » feldspathiques peuvent atteindre 1 cm de diamètre, ainsi au-dessus du village de Jeizinen, le long du sentier montant à Unter Fesel, ou à plusieurs reprises sur le chemin qui relie Jeizinen à Goppenstein, entre l'Arblauinen et le Ruossilauienen. Ailleurs le gneiss est gris clair, avec quelques traînées plus ou moins violacées ou « rouillées » et de rares biotites, mais toujours une abondance de séricite due aux écrasements alpins. Cette zone des gneiss à biotite a beaucoup souffert de l'orogénèse alpine. Les gneiss sont toujours très tectonisés, soit broyés, soit laminés, et les nombreuses traînées de gneiss coillé montrent toujours, même à l'œil nu, des porphyroblastes très broyés.

Voyons rapidement quelles sont s. l. m. les caractéristiques des principaux types rencontrés. Deux échantillons proviennent de gneiss à biotite reconnaissables comme tels même à l'œil nu. Les deux coupes montrent une intense déformation. La biotite est très altérée, par places entièrement chloritisée. La chloritisation est d'autant plus intense que les paillettes de biotite sont plus fines. Dans la coupe 133, la chlorite donne les couleurs anormales de polarisation caractéristiques de la pennine. Le quartz est à extinction onduleuse ou « en mortier », souvent en traînées ou en lentilles, mais ne formant jamais de véritables lits. Le reste des coupes est occupé par une masse grise en lumière naturelle, soulignant la structure laminée de l'ensemble et formée de séricite. On y reconnaît çà et là des débris de mâcles polysynthétiques de plagioclases, mais sans que ceux-ci soient déterminables. Une proportion importante de la séricite provient de l'altération des feldspaths sans qu'on puisse au juste articuler de chiffre. Dans la coupe 81 enfin, on rencontre un peu de calcite accessoire. On voit que ces gneiss à biotite ont subi une très forte rétro-morphose, liée sans doute aux déformations alpines, et l'on ne peut plus parler actuellement que de chlorito-séricito-schistes.

Si l'on examine des roches provenant du bord S de la zone cristalline, particulièrement au voisinage du front pennique, les efforts de déformation sont encore plus marqués s'il est possible : ainsi d'un échantillon recueilli au Jeiziberg sur le chemin de Gampel à Bratsch, dans une région où le dynamométamorphisme alpin a métamorphisé du Permien au point qu'on ne peut pas toujours à l'œil nu trancher entre ce qui est pré- et postcarbonifère. La roche (précarbonifère) est extrêmement laminée, formée essentiellement de quartz et de plagioclases altérés, disposés en lits dans une masse sériciteuse à muscovite. Les restes de mâcles de plagioclases reconnaissables sont probablement de l'albite. On trouve également des débris de feldspaths non mâclés indéterminables, mais que par analogie on pourrait rapporter éventuellement au microcline. La muscovite accompagne la séricite et souligne les plans de mouvement les plus marqués, entourant parfois chaque minéral d'une pellicule micacée. La chlorite accompagne souvent les lits de mica, de même que des traînées de petits grains opaques himonitisés et liés à ces plans de mouvement. Le quartz est à extinction très onduleuse ou « en mortier », mais on trouve répartis dans toute la coupe de minuscules grains de quartz qui sont vraisemblablement posttectoniques.

On voit par ces quelques exemples à quel point l'orogénèse alpine a modifié les structures antérieures. Son action décroît du S au N et de haut en bas, comme l'avait déjà vu VON FELLEBERG. L'examen des coupes minces ci-dessus confirme cette impression ; les échantillons les

plus déformés proviennent du Niwenpass et du Jeiziberg, les points les plus hauts et les plus méridionaux des affleurements situés à l'W de la Lonza.

Les amphibolites

VON FELLEMBERG avait déjà remarqué l'existence de curieuses amphibolites aux abords du bas Lötschental. Il s'agit de blocs de toutes tailles, le plus souvent anguleux, foncés, très riches en amphibole, pris dans une masse feldspathique claire. La pâte montre une certaine souplesse, une fluidité que soulignent quelques cristaux d'amphibole qui nagent dedans. On pourrait parfois (comme VON FELLEMBERG) penser à des filons d'amphibolite qui se recoupent en tous sens, mais la direction de la schistosité alpine est cependant visible. VON FELLEMBERG (1893) s'exprime ainsi :

Beim Absteigen von Jeizenen [Jeizinen de la Carte nationale] nach Gampel hinunter fällt auf, dass der östlich von Bratsch anstehende, schwärzlichgrau, körnige, theilweise in Augengneiss übergehende Sericitgneiss allmählig durch Aufnahme von Hornblende und Chlorit und Zurücktreten des sericitischen Glimmers zu einem wahren Hornblendegestein wird. Es treten im Gneise vielfach theilweise linsen-, theils gang-förmige Partien von Amphibolit auf, welche das Gestein in allen Richtungen durchschwärmen, so dass der normale graue Sericitgneiss sehr zurücktritt... ; es ist jedoch dieses gang und linsen-förmige Auftreten von Amphibolit lokal und untergeordnet... »

Dans le fond du Seetal, au N du granite de Baltschieder, il a également rencontré de ces amphibolites qu'il compare dans son style imagé « mit den Wänden eines mit Stuccomalerei verzierten italienischen Palazzo », et cette image donne vraiment une assez bonne idée des roches en question (fig. 3).

SWIDERSKI (1919) est revenu sur ces amphibolites, et sa description est analogue à celle de VON FELLEMBERG. Il distingue des aplites (claires) et des diorites (foncées). La roche est parfois

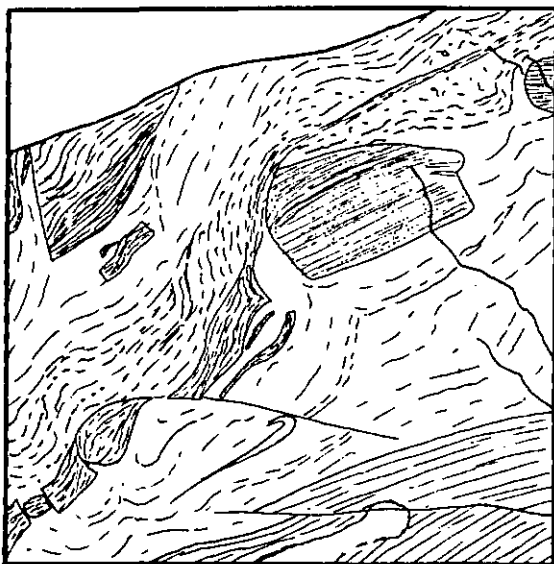


Fig. 3. Amphibolites migmatisées. Murs à avalanches sur Goppenstein. D'après photo. Surface environ 25 dm².

«panachée» de noir et de blanc, ou alors les parties dioritiques peuvent constituer des lentilles ou des blocs irréguliers dans la masse aplitique qui les enveloppe. Je reviendrai plus loin sur l'interprétation de l'auteur sur la formation de ces roches mixtes.

Auparavant disons quelques mots de la répartition géographique de ces amphibolites dans la région étudiée.

VON FELLEBERG avait vu les amphibolites du Jeiziberg, entre Gampel et Bratsch. Je les connais, toujours à peu près identiques à elles-mêmes, du Grossberg, de Nieder Gampel, de Mettjen, bref de toute la partie inférieure du cristallin qui occupe le versant de la vallée du Rhône. On les recoupe également sur le chemin de Jeizinen à Goppenstein, au S du Ruossilaunen. Elles apparaissent là brusquement dans les gneiss à biotite chloritisés. Les blocs amphibolitiques sont anguleux, contrairement à la région du Jeiziberg où la déformation alpine les a le plus souvent déformés en lentilles souvent très étirées. Plus au N, sur la crête qui borde la partie supérieure du Ruossilaunen, au N du «synclinal de Loèche-Ville», le cristallin apparaît formé de traînées sombres à biotite et claires aplitiques, ce qui représente sans doute une ancienne amphibolite zonée noir et blanc. C'est probablement la prolongation de cette zone que l'on rencontre près de Unter Fescl dans le lit du torrent descendant du Niwenböden, au-dessus du sentier de Bachalp. La roche est ici zonée, les bandes alternativement blanches et noires ont de 5 jusqu'à 50 cm de puissance.

Une très large zone de ces amphibolites existe plus au N encore, et sa limite passe environ au N du Faldumpass, puis, par le versant S du Faldumgrat, se retrouve dans les contreforts du Schönbiel sur le chemin qui, de la Faldumalp, gagne la Restialp. Je n'ai pas suivi cette limite plus à l'E. Vers le S on rencontre encore des amphibolites du même type au-dessus de Goppenstein, à l'altitude de 2200 m environ, là où la Compagnie du B. L. S. a établi d'importants travaux destinés à prévenir les avalanches. C'est sans doute là et au pied E du Faldumpass que les phénomènes de mélange atteignent leur plus grande ampleur. Les blocs amphibolitiques ont en général quelques décimètres de côté; le style de l'ensemble est très souple, montrant de magnifiques replis. La direction générale des traînées plus pauvres en blocs est parallèle à celle des grandes zones du massif de l'Aar. De la coupe mince (cristaux d'amphibole orientés parallèlement) à l'échelle du kilomètre, tout est orienté approximativement NE ou N 50 E, soit qu'il s'agisse d'un zonage noir et blanc de centimètre en centimètre, soit de l'alternance de bandes épaisses de plusieurs mètres.

S. l. m., l'amphibole est toujours de la hornblende verte; dans un seul cas, il semble exister quelques petits cristaux de hornblende brune. Les cristaux de hornblende ne montrent que rarement leurs contours cristallographiques. Ils sont en effet corrodés sur les bords et comme «mangés» par les feldspaths qui les entourent. Ces derniers sont toujours très séricitisés, souvent au point que leur détermination est impossible. On parvient cependant (dans des cas favorables) à distinguer de l'andésine et un peu de feldspath potassique. Le quartz est assez rare, en petits cristaux à extinction onduluse. Par places il est nettement posttectonique et s'accumule dans les anéoles de déformation des cristaux plus gros. Les produits d'altération habituels,

séricite et chlorite (pennae) sont plus ou moins abondants selon le degré de déformation de la roche ; la chlorite est particulièrement liée aux fissures et zones de cisaillement, qui traversent les diverses coupes. Parmi les minéraux accessoires on rencontre le sphène, assez abondant parfois (coupe 228), l'apatite, la calcite, la pyrite (très limonitisée) et la magnétite.

Dans les zones feldspathiques, la composition n'est pas très différente de celle des coupes précédentes. La proportion seule varie notablement, en faveur des feldspaths. Ceux-ci sont moins altérés que dans les zones plus amphibolitiques, et dans une même coupe, la séricitisation est maximum au bord des hornblendes. SWIDERSKI (1919) avait d'ailleurs déjà fait la même observation. Les plagioclases déterminables sont de l'andésine qui accompagne un peu de feldspath potassique. La hornblende verte est suivie ici aussi de hornblende brune dans un seul cas, mais dans deux coupes prises l'une au-dessus de Goppenstein près des murs à avalanche, l'autre au S du Ruossilauinen, on rencontre des cristaux d'augite ouralitisée. Si la majorité de la hornblende verte dérive véritablement de pyroxènes, comme dans ces deux cas, il est vraisemblable que les amphibolites sont des sills, ce qui confirmerait l'opinion de HUTTENLOCHER (1947). Le quartz est rare, en tout petits cristaux, donnant l'impression d'être posttectonique. Chlorite et séricite se rencontrent également, mais sont plus rares que dans les zones amphibolitiques. Dans un cas, j'ai rencontré de la pyrite et un peu d'épidote accompagnant la chlorite. HUTTENLOCHER (1947) signale des auréoles de biotite autour des blocs amphibolitiques ; je n'ai pas eu l'occasion de le constater, ni dans le terrain, ni sous le microscope. Il est vrai que la biotite pourrait être entièrement chloritisée par l'orogénèse alpine, et de ce fait, méconnaissable.

Comment peut-on interpréter les faits observés et quelle est là-dessus l'opinion des divers auteurs ? VON FELLEBERG (1893) s'est borné à décrire et à constater, selon la méthode éprouvée, chère aux naturalistes du XIX^e siècle. Après lui, SWIDERSKI (1919) a tenté d'une explication, influencée peut-être par la mode d'une époque, mais qui ne résiste pas à l'examen. Il a pensé qu'on se trouvait ici en présence d'un phénomène de différenciation magmatique. La décomposition (séricitisation) plus forte des feldspaths dans les parties plus basiques serait en relation avec cette différenciation. Les deux types extrêmes, aplites et diorites, se trouveraient réunis dans le faciès rubanné constitué par leur alternance. Le parallélisme de ces roches avec les gneiss encaissants proviendrait de leur mise en place sous forme de sills avant la montée du granite de l'Aar, « dont elles constituent probablement le phénomène précurseur ».

HUTTENLOCHER (1947), dans son aperçu général sur la pétrographie de la région occidentale du massif de l'Aar, est revenu sur cette question et en a donné une interprétation qui me paraît correcte. Il est évident que la roche telle qu'on la voit actuellement n'a pas pu se former en une seule fois. D'après lui, le même métamorphisme qui a produit les gneiss à biotite est responsable de la transformation des amphibolites. Les sédiments argilo-sableux devenaient plastiques, tandis que les sills amphibolitiques se brisaient en morceaux anguleux. Les solutions qui circulaient dans les pores de la roche se sont accumulées peu à peu dans les espaces entre les blocs d'amphibolites plus ou moins abrités de la pression pour s'y consolider sous forme de pegmatites (je dirais plutôt d'aplites). Ces phénomènes se passaient dans une zone suffisamment profonde pour que se forment des gneiss à biotite et que se marquent les structures très fluides caractéristiques des zones à amphibolite. Tout ce métamorphisme est antérieur à la mise en place des granites de

l'Aar et sans relation avec elle. Les blocs d'amphibolite s'entourent par réaction avec les aplites d'une auréole de biotite, mais la proportion d'anorthite des plagioclases n'est pas modifiée par ce début d'assimilation.

Je crois que c'est là la vraie explication de la genèse de ces roches, et ce n'est pas mon propos d'entrer dans des considérations pétrographiques plus poussées. Je n'insisterai pas sur les minéralisations de plomb de Goppenstein, étudiées en détail par HUTTENLOCHER (1931), mais VON FELLENBERG (1893) cite d'après GERLACH une petite exploitation de plomb près de Gampel. La mine serait à environ une demi-heure à l'W de Gampel, sous le chemin montant à Bratsch. Il s'agirait d'un filon orienté à peu près N 20 E, plongeant de 70° au SE et formé surtout de barytine. L'épaisseur du filon serait de un à deux pieds, la teneur en galène très faible : « ganz schwach eingesprenkt ». VON FELLENBERG déjà n'a pas réussi à retrouver cette exploitation et ignorait l'existence d'anciennes mines dans toute la région. Je n'ai pas davantage trouvé cette mine, et malgré les précisions géographiques de GERLACH on pourrait penser qu'il a confondu avec une autre mine de galène. Cependant, deux arguments parlent en faveur d'une observation correcte. L'un est que si l'on prolonge la direction du filon on arrive dans les mines de Goppenstein. L'autre est la présence en plusieurs points de lentilles de barytine dans tout le pied du coteau sous Bratsch et jusqu'à Gampel. Je reviendrai plus loin sur l'existence de cette barytine (cf. p. 36).

LE GRANITE DE BALTSCHIEDER

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Ce granite, appelé granite de Baltschieder par SWIDERSKI (1919), a été renommé plus tard « Wiwannigranit » par HUTTENLOCHER (1921), du nom du Wiwannahorn, sommet de 3000 m sur la crête séparant le Baltschiedertal du Bietschtal. Comme rien ne s'oppose à ce qu'on maintienne la première appellation (qui jouit au surplus de la priorité), je reprendrai ici le nom donné par SWIDERSKI.

Le granite de Baltschieder forme, de Hohtenn au Baltschiedertal, la limite septentrionale du coin sédimentaire principal, bordé au S par les schistes cristallins de la couverture méridionale du granite de l'Aar. Il est relativement limité en surface, ne formant qu'une bande mince qui se prolonge vers l'E en direction du Gredetschtal. Au N il est séparé du granite de l'Aar proprement dit par une étroite bande de schistes cristallins. Vers l'W il se termine en pointe au N de Gampel, au débouché du bas Lötsehtal dans la vallée du Rhône. Il est d'ailleurs là si schisteux qu'on ne peut pas le distinguer des gneiss de son bord septentrional.

PÉTROGRAPHIE

SWIDERSKI (1919) a reconnu là un granite différent de celui de l'Aar proprement dit, gris jaunâtre, à grain beaucoup plus fin. C'est un granite alcalin avec andésine, biotite et peu de quartz. Pour lui, le granite de Baltschieder est probablement plus ancien que celui de l'Aar, mais

HUTTENLOCHER semble avoir établi au contraire leur contemporanéité (1921). Selon lui, la montée granitique s'est effectuée « à froid », la masse visqueuse pénétrant plus ou moins passivement dans les schistes cristallins et les gneiss déjà métamorphiques. On ne rencontre pas de métamorphisme particulier aux limites du granite ; tout au plus ce dernier possède-t-il un faciès bordier aphito-pegmatitique, mais qui a été refroidi trop brusquement pour influencer les schistes encaissants. Le faciès plus gneissique de l'extrémité occidentale du massif est probablement dû à l'orogénèse alpine, de même que la zone écrasée que l'on rencontre un peu partout le long du contact avec les roches sédimentaires.

Dans la zone que j'ai particulièrement étudiée, de la bordure S du granite, les faciès les moins écrasés se rencontrent dans le Bietschtal et dans le Baltschiedertal. Dans cette dernière vallée les mouvements alpins ont débité la roche en grandes lentilles d'une dizaine de mètres d'épaisseur, séparées par des zones beaucoup plus broyées qui peuvent atteindre 5 m. La roche a parfois l'aspect d'un granite gneissique, à feldspaths de 2 à 3 mm de diamètre. Ailleurs elle est une espèce de schiste cristallin très fin où plus rien n'est reconnaissable à l'œil nu. Dans le Bietschtal, l'allure est sensiblement la même, et on trouve parfois des zones à feldspaths parfaitement idiomorphes, qui ont échappé à la trituration tertiaire. C'est quand on arrive dans l'Ijoltal que l'écrasement se fait sentir de manière vraiment plus intense. Même si on rencontre encore des zones à gros feldspaths, le grain devient plus fin. Si l'on suit le chemin qui, de Tatz, s'enfonce à flanc de coteau dans l'Ijoltal, on peut examiner les divers faciès de déformation de la roche.

Certaines zones sont presque noires, finement schisteuses, luisantes même, témoignant d'une véritable mouture. Elles alternent avec des lentilles broyées assez grossièrement et des passées gris clair séréciteuses de gneiss plus régulièrement écrasé. Enfin, au-dessus de Hochtenn et le long de l'ancien téléphérique industriel qui descend de la gare de Hochtenn aux usines de Gampel, les caractères primitifs de la roche ne sont souvent plus reconnaissables. On rencontre parfois un gneiss broyé finement qui ferait penser à un grès grossier par sa richesse en quartz clastique. Ailleurs le laminage prend le pas sur le broyage et on se demande alors s'il ne s'agit pas de sédiments beaucoup plus jeunes.

La molybdénite du Baltschiedertal

Ce gisement bien connu (situé en dehors des limites de la région envisagée) a fait tout dernièrement l'objet d'une étude pétrographique approfondie (LEDERMANN 1955), ce qui me dispensera d'y revenir. D'après cet auteur, le minerai est confiné essentiellement à des veines de quartz N 80-90 E ; 50° S et N 25-45 E ; 70° ESE. L'âge de la minéralisation ne semble pas être exactement fixé.

Les brèches d'Arbol et de l'Ijoltal

SWIDERSKI (1919) avait fait mention, au Krutiggrat, d'un gneiss conglomératique immédiatement sous le contact du Malm. Sur la Carte

nationale au 1 : 50.000, le « Krutiggrat » n'existe pas ; la localité en question est sur la crête limitant vers le haut les à-pics du versant E du Bietschtal, au sommet du ravin de l'Engbächji, juste sous le point coté 2286,5. Vérification faite, les observations de SWIDERSKI ne correspondent pas entièrement à la réalité. Les derniers lambeaux septentrionaux de Malm sont, sur l'arête, séparés du cristallin par un couloir très redressé, herbeux et pierreux, de 3 à 4 m de large. Dans le couloir, aucun affleurement n'est visible, et toute la roche est éboulée et visiblement broyée par des efforts tectoniques.



Fig. 4. Brèche de granite dans le granite de Baltschieder broyé. Arbol. D'après photo.

Au N du ravin, la roche cristalline montre une pâte fine, gris assez sombre, remplie de blocs granitiques dont la longueur ne dépasse généralement pas 10 cm, mais peut atteindre exceptionnellement 25 cm (fig. 4). Ces blocs, les « galets » de SWIDERSKI, possèdent des formes quelconques, mais toujours anguleuses. Ils semblent être parallèles à la schistosité actuelle, mais ce n'est pas partout absolument certain. La disposition des éléments bréchiques ne suit pas la direction générale d'étirement habituelle, et les blocs ne montrent aucun allongement préférentiel.

L'ensemble de la roche est d'ailleurs très brisé, rendant toute observation difficile. Cette zone bréchique a environ 5 m de puissance. Elle passe brusquement au N à un gneiss (granite de Baltschieder broyé) à grain très fin, sombre, habituel dans la zone de bordure du sédiment. Il n'existe aucun doute qu'il s'agisse là d'une zone tectonique de broyage et non d'un gneiss à conglomérats. Les blocs anguleux, non triés, granitiques, sont pris dans une masse qui s'en distingue uniquement par son degré de broyage beaucoup plus poussé.

Je reviendrai là-dessus au sujet de la tectonique, mais on peut dès maintenant apporter une précision supplémentaire. Il est tectoniquement exclu qu'une telle brèche cristalline de 5 m de puissance, qui n'est pas laminée mais broyée, soit due à l'écrasement sur la surface cristalline de sédiments mésozoïques, ceci d'autant plus qu'il n'existe pas le moindre lambeau de ces derniers dans la brèche.

SCHENKER (1946), pour sa part, a signalé dans le cristallin du flanc W de l'Ijolith, au contact du Malm, sur le chemin montant de Nieder Gesteln à la cote 1100 environ : « kugelförmige, quarzitisches Gebilde, wahrscheinlich tektonischer Entstehung » qui passent au N à un gneiss gris normal. Je suis enclin à attribuer aussi à cette brèche une formation analogue à celle d'Arbol et à y voir la prolongation vers l'W de cette dernière.

LE CARBONIFÈRE

Comme mes célèbres devanciers, VON FELLEBERG et LUGEON, j'attribue au Carbonifère diverses séries de schistes, grès et conglomérats noirs, riches en matières charbonneuses. Je le fais comme eux sans preuves absolues, n'y ayant pas trouvé de fossiles, bien qu'on ait, paraît-il, découvert récemment à Goltshried des débris végétaux reconnaissables (*cit. in LEDERMANN 1945*).

Dans la région étudiée, c'est LUGEON (1914) qui a le premier signalé et cartographié dans les Laucherspitzen trois bandes de grès et schistes carbonifères, qui se prolongent vers l'ENE en direction du Faldumgrund et de l'ancienne exploitation de Goltshried. Outre cette seule série d'affleurements connue jusqu'à aujourd'hui, j'ai reconnu du Carbonifère en trois autres endroits, en dessous de Bratsch, au-dessus de Jeizinen et au col coté 2840, situé immédiatement au N du Restirothorn.

A. Le Carbonifère de Getwing

En face du village de Turtmann, dans la vallée du Rhône, et au pied du coteau aride dominé par la chapelle de Bratsch se trouve le hameau de Getwing. A la cote 745, en haut d'une bande de vigne qui descend jusqu'à la plaine à l'E des maisons, est situé un chalet qui nous servira de repère. Un petit bisse dérivé du torrent venant de Bratsch se termine quelques mètres en dessous et à l'W de ce chalet. Si l'on descend dans la pente d'une dizaine de mètres en dessous du bisse, on trouve une lentille de schistes ardoisiers, noirs, mats, avec par endroits des traces d'oxyde de fer. La puissance maximum ne dépasse en aucun cas 3 m, la longueur maximum visible est de 4 m. Cette lame est pincée dans un grès que je considère comme permien. Sa position n'est probablement pas stratigraphique, mais due aux intenses efforts tectoniques subis. Le laminage très poussé ne permet pas de distinguer la stratification de la schistosité qui est ici environ de N 70 E, 65° SE.

B. Les schistes noirs de Wildi

Au NE de Jeizinen, à l'altitude de 1700 m environ, se trouvent les trois chalets de « Wildi ». Près de ceux-ci, non loin du contact des sédiments mésozoïques, on rencontre dans les schistes cristallins quelques lames très noires, que j'attribue également, quoique avec quelques réserves, au Carbonifère. La position tectonique est en tout cas identique à celle de la lame de Getwing.

C. La région des Laucherspitzen

LUGEON a cartographié (1910) et signalé sommairement (1914) dans cette région trois lames de Carbonifère, de direction approximativement NE. Les deux principales passent sur la crête qui, du Faldumpass, monte au sommet des Laucherspitzen, alors que la troisième passe au col même, sous le Trias, et se prolonge vers l'E dans la même position en direction du Faldumgrund.

Il s'agit davantage, en réalité, d'une suite de lentilles que de bancs proprement dits. Ce sont des schistes bleu-noir à taches d'oxyde de fer souvent, pincés dans des grès plus ou moins grossiers suivant les endroits. La lame septentrionale mesure au pied W des Laucherspitzen de 10 à 15 m de puissance, la lame méridionale a sous le col de 5 à 30 m de puissance. Sur la crête menant aux Laucherspitzen, le gel a délité toute la roche sur place, et les débris carbonifères qu'on y rencontre ne peuvent pas donner d'indication sérieuse. Tout est ici extrêmement laminé et débité en lentilles de toutes tailles.

Sur le col même, et contrairement à la carte de LUGEON, le Carbonifère n'est pas au mur immédiat du Trias, mais en est séparé par quelques dizaines de mètres d'amphibolites migmatisées. Vers l'E, dans le fond du Faldumgrund, par contre, le Carbonifère est au contact immédiat du Trias, à quelques mètres d'éboulis près. Les deux replis ne sont donc pas rigoureusement parallèles, et on a ici une légère discordance. Dans ces quelques mètres de Carbonifère, la roche est très variée, comprenant en général des bancs gréseux de 5 à 50 cm de puissance, séparés par de fins lits schisteux de un demi à 2 cm de puissance. Le contact septentrional du Carbonifère est caché sous 6 m environ d'éboulis. Dans la zone septentrionale visible, le sédiment se charge de blocs cristallins plus ou moins anguleux, qui atteignent 10 cm sur 15. Brèche tectonique ou sédimentaire ? Je penche pour la deuxième éventualité.

Plus à l'E encore, sur le sentier qui relie la Faldumalp à la Restialp, on retrouve dans le gneiss à Schönbiel des lames noires schisto-gréseuses, qui représentent sans doute la suite vers l'E des lames du Faldumpass. Dans la même direction, on parvient plus à l'E aux anciennes mines de Goltschried.

Sous le microscope, les schistes carbonifères des Laucherspitzen ne diffèrent pas sensiblement de ceux de Getwîng. Le laminage est tout aussi poussé, mais semble être accompagné de broyage intense. Les grains de quartz sont très petits, anguleux, et apparaissent rarement sous forme de lentilles. Toute la coupe est très homogène, mais montre (grâce à l'orientation de la séricite) des zones fortement plissotées, pincées entre d'autres très laminées, conséquence d'une déformation tectonique intense.

De deux galets extraits de zones conglomératiques, le premier s'est révélé être un granite à biotite parfaitement reconnaissable. La roche est fortement broyée, disloquée, mais a été protégée du laminage intense qui a atteint les roches mères. Les biotites sont peu chloritisées, les plagioclases trop séricitisés pour être déterminables, les feldspaths potassiques assez bien conservés. Le quartz montre la structure habituelle « en mortier ».

L'autre galet n'est pas aussi typique. Il vient probablement d'une zone aplétique.

Je n'ai pas tenté d'étudier systématiquement les galets du Carbonifère pour tâcher de retrouver quelles roches affleuraient lors de son

dépôt. Cela sortirait par trop du cadre du présent travail. Le simple essai effectué montre pourtant deux choses. D'une part, il confirme que les gneiss à biotite sont des roches à mise en place très ancienne, puisqu'ils s'érodaient déjà au Carbonifère. D'autre part, il montre que les galets préservés dans un sédiment gréseux ont beaucoup mieux résisté aux déformations alpines que leurs roches mères. Ils sont, de ce fait, plus facilement reconnaissables et peuvent contribuer ainsi à « trier » dans une roche les déformations alpines de déformations plus anciennes. La même remarque s'impose pour les grès liasiques, domériens en particulier, du Torrenthorn, comme on le verra plus loin.

D. Le vallon du Dornbach et le col 2840

Le col coté 2840 sur la Carte nationale (2841 sur la carte des Hautes Alpes calcaires) est situé au pied N du Restirothorn. LUGEON (1910) y indique le contact du Sinémurien-Rhétien en discordance sur le cristallin. La coupe que l'on relève au col est quelque peu différente; le Lotharingien y transgresse sur le Permien reposant à son tour sur le Carbonifère.

Le Carbonifère est ici très schisteux, noir, à taches d'oxyde de fer et d'une puissance de 3 à 4 m environ. Les deux versants du col sont très ébouleux, mais on peut affirmer néanmoins que le Carbonifère est bien ici en place entre les gneiss et les grès verts et violacés que j'attribue au Permien. Le passage est d'ailleurs progressif, par une zone où l'alternance des lentilles noires schisteuses et vertes gréseuses est bien marquée. C'est probablement ici une manifestation tectonique.

Lorsqu'on descend le vallon du Dornbach par le pied du Restigrat, on rencontre, pincées dans le cristallin à quelque 10 m de la limite N du Trias et parallèlement à lui, plusieurs lames gréseuses et schisteuses de Carbonifère. Les quelques mètres qui séparent le Carbonifère du Trias sont recouverts d'éboulis. La plus importante de ces pincées mesure environ 5 m de puissance sur 50 m de long, la plus petite encore reconnaissable comme telle n'a que 15 cm de puissance sur 1 m environ de longueur.

L'orientation de toutes ces lames est conforme à la foliation du gneiss encaissant, soit environ N 60 E; 60° SE. Or, si l'on relie ces différentes lames à celle du col 2840, on obtient une direction N 85 E. Il semble donc probable qu'il s'agisse là de deux passées différentes et non pas de la prolongation de la même.

E. Les schistes noirs de Laden

Au-dessus de Laden, mayen qui domine Hochtenn dans la vallée du Rhône, et vers l'E jusqu'au-dessus de Tatz, le contact entre le cristallin et les séries mésozoïques est jalonné de schistes noirs attribués par SWIDERSKI (1919) au Dogger et remplacés par SCHENKER (1946) dans l'Aalénien. J'ai beaucoup hésité sur l'attribution à tel ou tel étage de ces schistes énigmatiques. Malgré mes marches et contre-marches répétées, un doute a subsisté longtemps, même si je me suis finalement rangé à l'avis de SCHENKER. Je m'étendrai plus loin sur ces roches qui, très

laminées, sont spécialement difficiles à reconnaître. Certains de ces schistes sont mats en surface, alors que tous les schistes liasiques que je connais montrent des plans de stratification brillants. Y aurait-il des lentilles carbonifères en plus du Lias ? Je ne sais. J'espère que cette mention aidera ceux qui un jour reprendront peut-être l'étude de cette région.

LES PORPHYRES QUARTZIFÈRES

Depuis longtemps on connaît de l'extrémité occidentale du massif de l'Aar des porphyres quartzifères, principalement de la couverture méridionale de celui-ci, dans la région d'Ausserberg. Je les décris ici sans préjuger de leur âge. Ils sont habituellement attribués au Permien, quoique BRÜCKNER (1943*b*) ait admis un âge carbonifère pour les formations analogues du massif de Gastern. Je ne peux apporter aucun argument nouveau permettant de préciser leur position chronologique, sinon qu'ils semblent en tout cas antérieurs au dépôt des grès permien et ne les recoupent nulle part.

HISTORIQUE

C'est à ma connaissance VON FELLENBERG (1893) qui, le premier, a décrit des porphyres quartzifères de cette région. Il n'a d'ailleurs pas vu qu'il s'agissait de cette roche particulière et n'a défini qu'un « gneiss oïllé vert ». Néanmoins, tant d'après la localité (« à la base des schistes cristallins de Bratsch ») que d'après la diagnose pétrographique de C. SCHMIDT, il n'existe pour moi aucun doute qu'il s'agisse bien, ici, d'un porphyre quartzifère laminé. Après cette première description « par hasard », SWIDERSKI (1919) puis HUTTENLOCHER (1921) ont repris l'examen de ces roches.

PÉTROGRAPHIE

Je ne reviendrai pas longuement sur leur description pétrographique. Je rappellerai simplement qu'il s'agit (en affleurement) de schistes cristallins très fins, vert clair à gris, très sériciteux, extrêmement laminés, où l'on distingue les petits points blancs des phénocristaux de feldspath. Le laminage est tel qu'il est très difficile souvent, même avec une longue expérience, de distinguer un porphyre de certains schistes cristallins. Parfois, seule la coupe mince permet de trancher. Dans des zones exceptionnellement laminées, comme entre Gampel et Bratsch par exemple, toute distinction entre échantillons est inutile, et seul l'examen des affleurements et de leurs relations dans le terrain permet de décider. Les porphyres sont débités en parallélépipèdes par des réseaux de diaclases très lisses, qui permettent en général de les reconnaître.

HUTTENLOCHER (1933) a distingué des porphyres proprement dits une roche granito-porphyrrique qui les accompagne dans la région d'Ausserberg. Ils seraient moins régulièrement schisteux qu'elle ; les feldspaths seraient très étirés, accompagnés de biotite et de séricite. La roche rappellerait une syénite tectonisée. Je n'ai pas pu, sur le terrain,

constater cette distinction et j'ai réuni sous le même vocable les deux types de HUTTENLOCHER.

Sous le microscope, dans les échantillons les moins écrasés, on reconnaît facilement la structure porphyrique. Des phénocristaux nagent sans orientation dans une masse fine, où les mouvements alpins se sont marqués par une accumulation de séricite en lits approximativement parallèles. Ce sont presque uniquement des feldspaths potassiques (orthose), peu altérés, dont les formes cristallographiques et les macles sont faciles à distinguer. Les phénocristaux de quartz sont rares, toujours broyés, et représentés seulement par de grandes plages à extinction ondulacuse, de taille en général inférieure à celle des feldspaths. Lorsque le laminage est plus poussé, les phénocristaux de quartz disparaissent entièrement et ne subsistent qu'en traînées parallèles à celles de la séricite.

La masse principale comprend, outre ces débris de quartz, des restes feldspathiques broyés et de la séricite en fines paillettes. Ça et là on rencontre quelques traînées chloriteuses. Avec l'augmentation du laminage tectonique on assiste à une diminution du grain de la roche, à l'exception des porphyroblastes qui résistent assez bien, mais se séricitisent davantage. Enfin, dans les cas de mylonitisation extrême, la roche n'est plus qu'une masse extraordinairement fine de quartz et de séricite, dont on ne distingue les grains qu'à de forts grossissements ($380\times$). On arrive pourtant à reconnaître les « ombres » des phénocristaux de feldspath. En effet, la séricite qui les remplace s'éteint obliquement à l'extinction de la masse principale et permet de distinguer ainsi de vagues formes cristallographiques.

SITUATION ET ORIENTATION

Les porphyres quartzifères présentent leur plus grand développement dans les schistes cristallins de la couverture méridionale du massif de l'Aar. Ils n'y sont pourtant pas confinés, car on les connaît également du granite de Baltschieder et de la couverture septentrionale des schistes cristallins.

A. Dans la région de Baltschieder et d'Ausserberg, on connaît de très nombreuses passées parallèles à la foliation générale des schistes cristallins. Elles ont été bien cartographiées par HUTTENLOCHER (1933). Ce sont des lames ou des lentilles qui se suivent en trains de dimensions variables. Les plus minces lentilles ont moins de 1 m de puissance, alors que les lames principales dépassent 10 m. L'endroit le plus favorable pour les examiner est la coupe du Lauigraben, le long de la route qui d'Ausserberg monte au hameau de Ranft. Là, ils sont d'ailleurs disloqués de très curieuse façon, dont pour une part, en tout cas, le fauchage (« Hackenwerfen ») est responsable. Dans le Baltschiederthal, le long du bisse supérieur d'Ausserberg, ces mêmes porphyres quartzifères sont responsables d'un énorme cône d'éboulis, très dangereux à passer après les orages, et que le bisse coupe en tunnel.

Nous devons à HUTTENLOCHER (1933) la remarque que les porphyres quartzifères forment très souvent le socle immédiat du Trias. Mes observations concordent sur ce point avec les siennes, mais je ne crois pas que son interprétation soit correcte. Il envisage en effet que lors du dépôt du Trias les zones de porphyres auraient représenté des dépressions, des « rainures » dans la surface ancienne. Le Trias s'y serait accumulé et aurait été ainsi épargné plus longtemps par l'érosion. Mon interprétation relève surtout de la tectonique. J'y reviendrai plus loin.

B. Dans le granite de Baltschieder, SWIDERSKI (1919) et HUTTENLOCHER (1933) ont signalé également des traînées de porphyres quartzifères. Je n'ai pas recherché ces affleurements, mais ai rencontré par contre de nombreux blocs éboulés dans les cônes de la rive droite du Baltschiedertal, dans la région dite « Senntum ». Sur l'autre versant de la vallée, on les trouve en place au N de la pincée synclinale de la Schiltfurgge.

C. Dans les schistes cristallins de la couverture septentrionale du massif, les porphyres quartzifères sont abominablement laminés dans les pentes dominant Nieder Gampel. Il s'agit le plus souvent de lentilles peu épaisses (moins de 5 m de puissance), strictement parallèles à la schistosité générale. C'est le cas du placage bordant la plaine du Rhône à environ 300 m à l'E de la partie orientale de Getwing. Il en va de même pour les affleurements que recoupe le chemin de Bratsch à Nieder Gampel, au-dessous du « tt » de « Mettjen ». Par contre, on trouve une zone épaisse de plusieurs dizaines de mètres sur rive gauche du torrent débouchant à Nieder Gampel (Enggerschwasser de la carte de LUGEON). Si l'on monte par exemple de Gampel à Bratsch par le sentier normal, on passe peu avant le torrent au-dessus d'un groupe de granges coté à 946 m. Il faut s'élever au-dessus du sentier, et on rencontre alors successivement d'E en W environ 70 m de porphyres quartzifères laminés, séparés d'une deuxième bande d'une vingtaine de mètres de puissance par 10 m de gneiss broyés et de grès ou d'arkoses probablement permien. Il existe d'ailleurs aussi quelques menues lames de porphyres dans cette série intermédiaire.

Vers l'W, ces lames se poursuivent sous la chapelle de Bratsch et semblent se perdre dans les gneiss, à moins que les efforts tectoniques tertiaires n'aient effacé les traces de leur passage. Vers le NE, ces lames disparaissent également et n'atteignent plus le chemin qui descend de Jeizinen à Gampel. Il s'agit donc là d'une sorte de lentille, reproduisant à plus grande échelle la même disposition que les lames de moindre importance.

D. Enfin, j'ai découvert également quelques lentilles de porphyres dans le vallon du Dornbach au N du lieu dit « Riesegg » sur la carte de LUGEON (pied du Restigrat). L'une a peut-être 2 mètres de puissance, l'autre en a cinq ou six. Une coupe mince taillée pour vérification a confirmé qu'il s'agit là d'un porphyre, prodigieusement laminé, il est vrai.

LE PERMIEN

GÉNÉRALITÉS

Dans l'Autochtone des massifs cristallins externes on attribue habituellement au Permien deux types de phénomènes différents, d'une part une altération superficielle de la surface ancienne du cristallin, d'autre part des dépôts détritiques variés reposant sur ce cristallin ou le cas échéant sur le Carbonifère et antérieurs aux quartzites de la base du Trias. L'âge permien de ces séries n'est fixé, comme on le sait, que par

la découverte déjà ancienne de deux seuls exemplaires de *Walchia piniiformis* sous le col de Balme et dans la « montagne du Fer ». L'un de ces exemplaires, figuré dès 1865 par Oswald HEER (1865) comme *Lycopodites falcifolius* Hr., a été repris en 1872 (HEER 1872) comme *Walchia piniiformis* Stbg. var. (?) et décrit plus en détail en 1877 (HEER 1877) dans la « Flora fossilis Helvetiae ». Cette plante, si elle est fréquente dans le Permien, n'en est pas caractéristique car elle existe (rarement) dans le Carbonifère. Peut-être les trouvailles récentes du Verrucano glaronnais apporteront-elles des précisions.

Je ne reviendrai pas sur les caractéristiques du faciès Verrucano si développé en Suisse orientale et qui a fait l'objet de nombreuses monographies. Tout au plus rappellerai-je les points principaux qui, dans les Alpes de Suisse occidentale, comportent du Permien-Verrucano. Dans les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges, le Permien est connu depuis longtemps, tant par ses dépôts conglomératiques que par la surface d'altération du socle cristallin (cf. p. ex. COLLET, OULIANOFF, REINHARDT 1952). COLLET y a même signalé un dépôt carbonaté vraisemblablement d'origine lagunaire qui, à ma connaissance, est le seul du genre connu. Le parallèle établi par cet auteur (COLLET 1943) avec les poches carbonatées vues par SWIDERSKI (1919) doit être abandonné, les observations de ce dernier ne correspondant pas exactement aux faits (SCHENKER 1946).

Plus près de la région qui nous occupe, le Verrucano a été signalé en de nombreux points. Au bord S du massif de l'Aar, ZBINDEN (1946) et HUTTENLOCHER (1946) ont décrit des conglomérats des environs de Naters et de Fiesch. Au bord N du massif, on connaît aussi des schistes micacés et des conglomérats (Feuille Grindelwald de l'« Atlas géologique suisse » au 1 : 25.000). A l'extrémité orientale du massif, je l'ai dit, les grandes masses de Verrucano de l'Autochtone et du Parautochtone glaronnais et grison sont connues depuis longtemps.

A l'extrémité occidentale enfin, VON FELLEMBERG (1893), le premier, a décrit du Lötschenpass un Verrucano dont on semble devoir faire plutôt une surface d'altération permienne. BUXTORF et TRÜNINGER (1909) ont pensé voir des conglomérats permien sur le dos du massif de Gastern (Doldenalp par exemple), quoiqu'en définitive ils penchent plutôt en faveur d'une brèche mécanique d'âge alpin. VON TAVEL (1937), après eux, n'a décrit sur le granite de Gastern aucun dépôt d'âge permien, mais par contre une profonde altération, différente d'aspect au N (Schönbühl, Gfallalp) et au S (Lötschenpass).

Dans le secteur dont j'ai entrepris l'étude, deux auteurs ont cru voir des dépôts d'âge permien. Ce sont VON FELLEMBERG et SCHENKER. VON FELLEMBERG (1893) décrit des schistes sériciteux gris et noduleux, ressemblant au Verrucano, à la base du Restirothorn et au col séparant le Mannliborn (appelé Schwarzborn sur la Carte nationale) du point coté 2948 (2944 de la Carte nationale) au NE du Restirothorn. Malheureusement ces deux observations sont erronées ; il s'agit dans chaque cas de schistes cristallins anciens. Nous le verrons, VON FELLEMBERG a manqué de bien peu les affleurements de Permien véritable.

M. SCHENKER (1946), pour sa part, a attribué (avec doute) au Permien des schistes gris-vert à yeux de feldspath, bordant le Trias dans les hauts du Lauigraben au NE d'Ausserberg par exemple. J'ai repris minutieusement ce dernier affleurement et je suis convaincu qu'il n'existe là pas de Permien. Les schistes cristallins à lui attribués par SCHENKER appartiennent sans aucun doute à la zone cristalline méridionale du massif de l'Aar. Une coupe mince effectuée par SCHENKER lui a montré entre autres une grande abondance de sphène. C'est à mon avis parfaitement normal, puisque ces schistes cristallins forment la prolongation vers le NE des amphibolites à sphène rencontrées plus bas sur le bisse supérieur d'Ausserberg ! Du point de vue pétrographique les hypothèses de SCHENKER sur la formation de ces schistes à yeux feldspathiques sont d'ailleurs loin d'être satisfaisantes.

Voilà donc ce qu'on sait jusqu'à présent du Permien et du faciès Verrucano dans l'extrémité occidentale du massif de l'Aar. Pour ma part, j'ai trouvé divers dépôts, gréseux et conglomératiques principalement, que j'ai attribués au Permien. Avant de les décrire pourtant, je tiens à donner les raisons de cette attribution. En effet, plusieurs de ces sédiments, les grès en particulier, ne montrent pas les caractéristiques des dépôts continentaux et désertiques que l'on admet habituellement pour le Permien de ces régions. Si je leur ai donné cet âge, c'est partiellement par analogie de faciès avec ce qu'on connaît, mais surtout pour les distinguer résolument tant du Carbonifère charbonneux que du Trias qui les surmonte. Ils ne sont donc « permien » que par interpolation, s'il est possible de le dire. Je me dispense ainsi des dénominations « Permo-Carbonifère » et « Permo-Trias » de divers auteurs, non pas que je conteste leur utilité dans certains cas, mais je crois cette subdivision impraticable dans les divers dépôts que j'ai examinés.

ÉTUDE RÉGIONALE

Les sédiments que je considère comme permien sont répartis en trois régions que j'étudierai successivement. Il s'agit d'abord d'Ausserberg et de la rive gauche du Baltschiederbach, ensuite de la région entre Bratsch et Gampel, enfin, rassemblés dans un même groupe, des affleurements situés plus au N, dans la région des Rothörner, Faldumrothorn et Restirothorn.

A. Ausserberg

Dans toute cette région, le Permien est caractérisé par des grès ou plus souvent des arkoses claires, grises, blanches ou parfois jaunâtres, à grain très fin. Très compactes, elles se distinguent facilement des quartzites du Trias, dont la surface d'altération est beaucoup plus sèche, souvent même sableuse.

S. l. m. la distinction entre Permien et Trias se fait facilement grâce aux feldspaths et à la séricite. En effet, l'altération des feldspaths est beaucoup plus poussée dans les grès permien dont la richesse en séricite n'a point d'équivalent dans les quartzites triasiques (cf. p. 42).

A titre d'exemple, voici la coupe relevée sur la tête orientale du tunnel immédiatement à l'W de la gare d'Ausserberg :

9. Calcaire dolomitique très laminé, lentilles de quartzites très fréquentes sur les quatre premiers mètres, mais diminuant vers le haut. Visible sur 6 m au moins.
8. Quartzites comme (6), puissance 5,60 m.
7. Quartzites comme (5), litage mal visible, bancs de 20 cm de puissance au moins. Puissance 2 m.
6. Quartzites triasiques, gris souris à gris-bleu à la cassure, brun-gris à l'altération, surface altérée plus guilochée que (5). Litage fin, tous les 2 cm en moyenne. Puissance 2 m.
5. Quartzites permienncs très compactes, gris-brun ou gris jaunâtre à la cassure, gris-jaune à brun en altération. Puissance 1 m.
4. Schistes cristallins très finement laminés. Puissance environ 1 m.
3. Schistes cristallins broyés, puissance 80 cm.
2. Porphyres quartzifères laminés, puissance 80 cm.
1. Schistes cristallins broyés comprenant des lentilles de porphyres quartzifères. Visibles sur 5,2 m.

Les niveaux (1) à (4) appartiennent au cristallin, les niveaux (5) et (7) au Permien et les niveaux (6), (8) et (9) au Trias dont ils forment la base. Les alternances constatées proviennent vraisemblablement de l'écrasement alpin et sont d'origine tectonique.

Cet affleurement, s'il est spécialement typique, est loin d'être unique. En de très nombreux endroits, j'ai retrouvé ces arkoses ou grès compacts entre le cristallin et le Trias.

C'est le cas dans le vallon où coule le Furggbach, sur le versant occidental de la Schiltfurgge, de part et d'autre du Trias. Peu en dessous du col, le Permien mesure environ 2 m de puissance ; c'est presque par places un micro-conglomérat : il contient des galets de quartz laitex qui atteignent 2 cm de diamètre. L'alpage d'Eril est situé sur ces grès que l'on retrouve encore dans les derniers lacets inférieurs du sentier de Zen Steinen. On trouve là quelques minces lentilles (jusqu'à 10 cm de puissance) ayant l'allure de gneiss ceillés pincés dans les grès. Je suppose que la tectonique alpine est responsable de leur mise en place. Le fond du repli triasique, que l'érosion a épargné au col même, passe probablement peu au-dessus de la surface topographique actuelle, puisque le Permien affleure encore tout du long.

En face, le Steinbruchgraben (pas sur la Carte nationale, ravin descendant de Ober Matten au N de Ranft sur le bisse supérieur du Baltschiedertal) représente la prolongation du lambeau de la Schiltfurgge. Au N de celui-ci, quelques mètres en dessous du sentier qui monte à la Rote Kub et à l'E des escarpements du Mäderboden, j'ai retrouvé également des arkoses permienncs.

On en rencontre aussi au N du piton triasique qui domine Baltschieder et au bord de la voie ferrée du B. L. S., près du chemin qui monte dans le Baltschiedertal, comme M. le professeur WEGMANN me l'a fait remarquer lors d'une excursion commune.

La roche mère de ce sédiment est sans doute le schiste cristallin de la même région, comme en témoignent les gros cristaux de microcline. Par rapport à elle, le sédiment montre un appauvrissement en quartz et un enrichissement notable en carbonates, ces derniers venant éventuellement de dépôts lagunaires prétriasiques locaux.

Dans la région de Bielen et de Mühlackern, les lambeaux triasiques pincés dans le cristallin sont eux aussi accompagnés de quartzites gris clair massives du Permien, dont la puissance dépasse 1 m. J'ai retrouvé enfin à l'extrémité NE de la petite colline de Bielen quelques minuscules lames de quartzites pincées dans les schistes cristallins et qui atteignent quelques mètres de long sur quelques décimètres de large. Ces lentilles sont dans la prolongation exacte au NE du lambeau triasique s'élevant au-dessus de Kalkofen.

B. Le Jeiziberg

J'emploie cette dénomination dans une acception plus large que ne le fait la Carte nationale pour désigner la région de forme vaguement triangulaire dont les sommets seraient Gampel, Getwing et Jeizinen. Ce sont des pentes rocailleuses, coupées de petits ressauts rocheux et couvertes principalement d'éboulis et de pierriers de tous genres, sur lesquels de maigres bois de pins et de chênes s'efforcent de subsister. Brûlé par le soleil, hérissé de taillis épineux, peuplé de vipères, ce coteau est géologiquement très compliqué. Malgré mes nombreuses allées et venues, je sais n'en pas être venu à bout, car à chaque passage j'ai trouvé des faits nouveaux et inattendus. Dans les grandes lignes, il s'agit de schistes cristallins de la couverture du massif de l'Aar, surmontés de quelques lambeaux mésozoïques abandonnés par l'érosion. L'écrasement alpin a été particulièrement violent ici ; ceci complique beaucoup les observations, car la tectonisation des diverses roches tend à les rendre toutes très semblables. Je traiterai plus loin des lambeaux de Secondaire, pour m'attacher ici à décrire les diverses roches rencontrées dans ce qu'il est convenu d'appeler le « vieux cristallin ». En réalité, lorsqu'on a réussi à débrouiller quelque peu la géologie de ces pentes, on se trouve en présence de :

- a) schistes cristallins de la couverture du massif ;
- b) amphibolites migmatisées ;
- c) porphyres quartzifères ;
- d) lames de barytine ;
- e) sédiments divers, grès charbonneux, quartzites, conglomérats.

Ces cinq groupes de roches sont interfoliés, distribués en lentilles, en écailles, en lames, apparemment dans le plus grand désordre. A première vue, on peut grouper les schistes cristallins et les amphibolites, puis viennent les porphyres quartzifères, la barytine, dont la position est énigmatique, et enfin les sédiments que je rattache au Permien.

Je n'ai pas grand-chose à ajouter sur la pétrographie des schistes cristallins, des amphibolites et des porphyres quartzifères, qui ont été décrits précédemment pour eux-mêmes.

1. Les lames de barytine

A part la mention par GERLACH (*in* VON FELLEBERG 1893) d'un mince filon de galène dans une gangue de barytine, je ne crois pas que

ce dernier minéral figure ailleurs dans la littérature de ce district. Il s'agit de lentilles ou de bancs atteignant 1 m de puissance et jusqu'à 4 m de long. Ils sont formés à 75 % environ de barytine grossièrement cristallisée, souvent teintée en rose ou en rougeâtre par des sels de fer probablement. On distingue sous le microscope de rares trainées quartzieuses, ainsi que quelques taches d'un minéral opaque à reflets métalliques brillants (galène ?). Tantôt les lentilles se suivent en trains, tantôt elles paraissent isolées. Parfois on voit (au bord du bisse, au « g » de « Grossberg ») des débris anguleux légèrement allongés, disposés en lits parallèles dans une masse schisteuse sombre. Ils n'ont que 0,5 à 1 cm de puissance et sont régulièrement espacés de 1 à 2 cm. Les lames de barytine accompagnent souvent les conglomérats, mais peuvent aussi en être indépendantes. Les plans de stratification de ces derniers ou des quartzites sont en général indiscernables de la schistosité tertiaire surimposée à toute la structure, et c'est ce qui complique tellement les choses¹.

D'où provient la barytine ? J'ai envisagé trois solutions possibles.

A. Il s'agit de filons montés dans les schistes cristallins avant le dépôt des sédiments.

B. Ce sont d'anciens filons remaniés dont les débris ont été redéposés avec les conglomérats.

C. Les deux possibilités A et B se trouvent réunies.

En faveur de la première explication, on peut citer le filon de galène à gangue de barytine de GERLACH, et la présence de la barytine (assez peu importante il est vrai) dans les mines de galène de Goppenstein, comme très souvent d'ailleurs dans les gisements de plomb.

Le cas B expliquerait la relation fréquente qui existe entre barytine et conglomérats, et on envisagerait les minces « lits » décrits plus haut comme de véritables sédiments. Les schistes fins qui les accompagnent sont trop métamorphiques pour qu'on puisse déterminer à coup sûr leur origine, bien qu'ils fassent beaucoup songer à des jaspes. Cette sédimentation de la barytine n'a rien d'impossible, et on connaît d'importants gisements (Missouri U. S. A.) qui n'ont pas d'autre origine (RAGUIN 1949).

La troisième possibilité, combinaison des deux premières, montre l'embarras dans lequel on se trouve pour déterminer la genèse de ce minéral².

2. Les sédiments divers

Les plus frappants et aussi les plus typiques de ceux-ci sont les conglomérats. Ce sont eux que j'ai découverts tout d'abord, sur le sentier de Bratsch à Gampel, au N exactement de la concasseuse de la grande

¹ Les quelques exceptions constatées sont décrites dans la partie tectonique (cf. aussi p. 82).

² NICGLI et STAUB (1914), dans leur étude de la zone d'Urseren, ont relevé l'existence de barytine dans le lit d'un torrent près de l'Oberalp. Ils y voient la métasomatose des dolomies du Trias moyen, dont quelques lambeaux restent çà et là. Si cette possibilité mérite d'être envisagée, rien au Jeiziberg ne permet de supposer un âge triasique de la barytine.

carrière ouverte dans le lambeau mésozoïque. On voit des galets rouge lie-de-vin, étirés en minces lentilles, dans un ciment gréseux accompagné de lames de barytine. La puissance de cette série est très grande. Les zones conglomératiques alternent avec des zones plus gréseuses de la manière la plus variable, comme le montre la coupe suivante relevée le long du sentier d'E en W, c'est-à-dire stratigraphiquement de haut en bas :

1. Lambeau mésozoïque sous lequel on trouve la zone 2.
2. Porphyres quartzifères, puissance visible plus de 1 m.
3. Schistes et grès permien, charbonneux, 13 m de puissance.
4. Eboulis cachant 7 à 8 m de puissance de roches.
5. Grès assez grossiers avec galets lie-de-vin et barytine, 18 m de puissance.
6. (environ 10 m au-dessus du sentier) grès comme (5), 4,8 m de puissance.
7. Eboulis cachant 2 m de puissance de roches.
8. Grès grossiers très broyés, puissance 9 m.
9. Quartz filonien au contact des schistes cristallins, 1 m de puissance.
10. Gneiss et schistes cristallins très laminés (lentilles de sédiments?), puissance 1,5 m.
11. Gneiss laminé normal.

On a donc ici une série de près de 60 m de puissance de grès et conglomérats permien. Il est impossible de dire s'il y a là des redoublements, mais l'examen du profil n'en donne pas l'impression.

C'est la coupe la plus complète que j'aie pu relever. Ailleurs on rencontre des séries analogues quoique moins importantes, comportant parfois des grès charbonneux identiques à ceux du Carbonifère, mais qui peuvent parfaitement n'être que des lentilles plus riches en matières organiques dans la série permienne gréseuse.

Les galets et lentilles lie-de-vin sont toujours très étirés et de dimensions très variables. Les plus petits n'ont que quelques millimètres de long, les plus gros atteignent 2 m de long sur 1,2 m de large. A titre d'exemple du laminage intense de toute la région, les rapports des trois axes principaux de deux galets mesurés sont : 3 : 10 : 20 et 3 : 10 : 50.

Voilà donc les types de roches que j'ai pu reconnaître. Quelles sont leurs relations entre elles ? Je le répète, les mouvements alpins ont broyé et écrasé toute la masse de la montagne, et il paraît à première vue désespéré de vouloir débrouiller la tectonique. Une étude d'extrême détail permettrait probablement d'y arriver. Je vais tâcher de dégager ici les grandes lignes.

Il semble exister une puissante zone de sédiments permien avec barytine sous le lambeau mésozoïque. Cette zone s'élève de Nieder Gampel vers le NE, par le Grossberg et le Jeiziberg, en tout cas jusqu'au point coté 1107 du sentier Gampel-Jeizinen. C'est d'elle que j'ai donné la coupe plus haut. Une autre bande importante est formée presque uniquement de quartzites et d'arkoses compactes analogues à celles d'Ausserberg. On y rencontre partout (environ 50 m au-dessus de Getwing par exemple) des traînées schisteuses vertes et lie-de-vin, restes probables de galets. Sa puissance varie de 30 à 50 m, augmentée par endroits de lames gneissiques à amphibolites ou de filons de porphyres quartzifères interfoliés. On la suit depuis Getwing, par Mettjen et Bratsch, jusqu'en amont du sentier descendant à Gampel, environ 250 m

plus haut dans la gorge de l'Engerschwasser (pas sur la Carte nationale, cf. p. 32). Il semble d'ailleurs là qu'une lame de gneiss d'une quinzaine de mètres de puissance vienne se ficher dans ces sédiments.

Vers le NE, on retrouve ces mêmes arkosés au-dessus de Wildi, dans le tournant du sentier montant à Unter Fesel et le long de la conduite où LUGEON (1914) a signalé un calcaire à galets dolomitiques. Plus haut encore, au sommet de la grande clairière que figure la Carte nationale, à la cote 1880, on voit le contact des grès de base du Trias sur les quartzites permienes. La différence est particulièrement frappante entre ces dernières d'allure souple et les grès du Trias brisés et cassants.

Sans analyser ici le rôle tectonique de ces deux bandes permienes, on peut néanmoins faire remarquer que la zone principale Getwing-Wildi suit la base du repli « synclinal » sédimentaire baptisé par LUGEON « synclinal de Loèche-Ville ». L'autre forme le soubassement immédiat du lambeau mésozoïque du Jeiziberg.

Entre Nieder Gampel et Mettjen, on rencontre également des lambeaux permienes méconnaissables, qu'il faut probablement rattacher à la plus orientale des deux bandes principales.

De très nombreuses mesures tendant à retrouver les plans de sédimentation de ces séries semblent montrer une ancienne stratification qui actuellement est à N 30-50 E, 50-70° SE, alors que la schistosité alpine surimposée est N 80-100 E, 60-80° S.

C. La région des Rothörner

Le Permien de cette région diffère passablement de celui des secteurs plus méridionaux. Il s'agit en général de grès sériciteux vert pâle, gris ou violacé, souvent plus schisteux et relayés alors par de véritables schistes sériciteux très fins, à toucher gras ou satiné. Très souvent ces schistes et ces grès contiennent des grains violets ou roses, probablement colorés par des oxydes de fer.

Plusieurs coupes minces provenant de diverses localités montrent une structure très constante. Les rapports des minéraux entre eux varient par contre fortement d'une coupe à l'autre.

Le degré d'écrasement change aussi, mais on a en général une grande abondance de séricite dont la proportion croît avec le laminage. Les grains ou galets sont formés principalement de quartz, de feldspath et de carbonate (calcite). Ils sont déformés, étirés en lentilles ou simplement broyés et aplatis. Les feldspaths sont toujours très altérés, méconnaissables à part quelques mâcles polysynthétiques de plagioclases encore visibles. La proportion quartz-feldspath varie beaucoup. Suivant la pureté des grès elle passe de un pour trois à trois pour un. La calcite ne fait quasi jamais partie des grains détritiques, mais se rencontre parfois très abondamment dans la masse sériciteuse plus fine, au point qu'on peut parfois parler de grès calcaire. De rares paillettes de biotite reconnaissable et quelques lambeaux et traînées de chlorite complètent l'assortiment minéralogique.

Les affleurements repérés sont les suivants :

- a) le Faldumpass ;
- b) le Restipass ;
- c) le col 2840 et le vallon du Dornbach.

a) *le Faldumpass*

Sur le col même, j'ai relevé du N au S la coupe suivante :

1. Chloritoschistes verts, très feuilletés.
2. Schistes gréseux gris, très sériciteux, très laminés, à nombreux petits grains violets ou rouges. Puissance 2 à 3 m.
3. Brèche tectonique à éléments de cristallin, allure de grès grossier, puissance 80 cm à 1 m.
4. Schistes comme (2) mais plus fins et plus sériciteux encore. Puissance environ 2 m.
5. Trias.

Les niveaux (2) et (4) appartiennent sans aucun doute au Permien, le niveau (3) en est probablement aussi.

b) *le Restipass*

Sous le col, dans les éboulis de cornicule du versant SW, on trouve des blocs de schistes verts et lie-de-vin. J'hésite à les attribuer au Permien car je n'y ai pas rencontré de grès, et ce même faciès schisteux existe aussi dans le Trias. Je n'ai pas réussi à trouver dans les éboulis voisins du col un affleurement en place qui permette de résoudre la question, mais LUGEON (1914, p. 46) connaissait, semble-t-il, un affleurement qui, d'après sa position, place ces sédiments dans le Permien.

c) *le col 2840 et le vallon du Dornbach*

Il a déjà été question de ces localités à propos du Carbonifère qui y accompagne le Permien. Au col même, la gélifraction rend la coupe un peu confuse, mais sur le versant E, à peu près 20 m plus bas, les conditions sont plus favorables. Sous le Lias (représenté ici par les grès du Lotharingien), on rencontre 5 m d'épaisseur de grès verts et violacés, très laminés. Ce sont ces grès qu'on voit sur le col passer à des schistes noirs éventuellement carbonifères. VON FELLEBERG (1893) n'a pas vu ce Permien, bien qu'il ait sans doute visité la localité. Il décrit en effet des schistes cristallins noduleux, gris, sériciteux, d'allure Verrucano, sur l'arête qui mène du col au Schwarzhorn, entre le point 2944 et ce dernier.

L'autre coupe dont il a été question à propos du Carbonifère, celle du Dornbach à l'extrémité NE de l'affleurement triasique, montre un Permien gréseux qui a beaucoup d'analogies avec celui du Faldumpass. Il s'agit ici de lentilles très écrasées, souvent riches en petits cubes de pyrite de 0,5 mm d'arête. La plus épaisse a 1,80 m de puissance, les deux autres 1,20 m et 1,60 m respectivement (la coupe complète figure à la p. 114).

CONCLUSIONS

Si l'on compare les faciès du Permien dans l'ensemble de la région étudiée, on voit qu'à Ausserberg il s'agit de grès-arkoses fins, clairs, massifs, dont l'épaisseur mesure de 1 à 2 m en moyenne.

Au Jeiziberg, ce sont des grès grossiers et des conglomérats d'une soixantaine de mètres de puissance et, sous Bratsch, des quartzites plus régulières mais également très épaisses (près de 50 m).

Dans la région des Rothörner, ce sont des schistes et des grès verdâtres ou violacés, de puissance réduite, inférieure à 2 m. Il y a donc un contraste frappant entre la région du Jciziberg et les deux autres. Même si on envisage un dépôt sur une surface ancienne ravinée et travaillée par l'érosion, ces différences restent anormales. Nous verrons plus loin qu'il faut faire appel à la tectonique pour les expliquer de manière satisfaisante.

Ces observations cadrent parfaitement avec les remarques récemment parues de Cbr. AMSTUTZ (1957) sur la paléogéographie du Permien. Cet auteur estime en effet que l'importance des dépôts fluvio-lacustres et lacustres est plus grande qu'on ne l'avait pensé et que des failles ont provoqué de considérables différences de dépôt dans le canton de Glaris.

LE MÉSOZOÏQUE

Pour tout ce qui concerne la stratigraphie des sédiments postpermien nous disposons de nombreux renseignements, grâce en particulier à la monographie méticuleuse de M. SCHENKER (1946). De ce fait, les régions situées à l'E de la Lonza sont mieux connues, et je serai contraint, en ce qui les touche, à quelques répétitions inévitables, pour maintenir le plus d'unité possible au domaine que j'étudie.

LE TRIAS

SCHENKER (1946), qui nous servira bien souvent de référence, a reconnu dans le Trias cinq niveaux qui sont :

- 5^o Schistes bariolés, « Quartenschiefer ».
- 4^o Cornieules et gypse.
- 3^o Schistes argileux et quartzites.
- 2^o Calcaires dolomitiques.
- 1^o Grès, quartzites.

C'est la subdivision habituelle du Trias autochtone, à quelques variations locales près (ROHR 1926, KREBS 1925, COLLET 1943, etc.). Avec moins de détails, c'est également celle admise par LUGEON (1914) dans le massif du Torrenthorn. Là, cet auteur décrit en effet comme Trias : « calcaires dolomitiques et cornieule, schistes argileux foncés et par places quartzites à la base ».

Je n'ai pas de modification essentielle à apporter à cette succession classique. J'indiquerai à propos de chaque étage les remarques qui me semblent s'imposer. Je signale simplement ici d'une part que les quartzites de base sont à l'W de la Lonza plus fréquentes que ne l'affirme LUGEON et d'autre part que les cornieules ne forment pas, à mon avis, un horizon stratigraphique indépendant.

1. Les grès

Ce sont des roches grises ou blanches le plus souvent, parfois roses (SCHENKER 1946). La surface d'altération beige, sombre, brune même, s'effrite sous le doigt, prêtant à l'affleurement un touché arénacé très caractéristique. Le grain en est fin (1 mm de diamètre au moins), mais on connaît certaines zones beaucoup plus grossières dont le diamètre moyen des grains est de 5 mm, pouvant même atteindre jusqu'à 2 cm (bisse supérieur d'eggerberg) dans les couches les plus inférieures. Les bancs sont en général épais, très massifs, dépassant 1 m de puissance. Le passage aux calcaires dolomitiques est probablement franc, mais par suite des efforts tectoniques tertiaires on constate le plus souvent au contact une zone de broyage et de lentilles.

S. I. M. SCHENKER a reconnu une « typische Pflasterstruktur mit ineinander-greifende Quarzen » et, semble-t-il, deux générations de composants. A sa description j'ajouterai quelques observations.

Tout d'abord, on rencontre des coupes qui sont comme imprégnées de carbonates. Ceux-ci forment une sorte de ciment qui emballe les grains de quartz et de feldspath. Cet enrichissement en carbonates est probablement dû, lors de la diagenèse, à une circulation d'eaux provenant des calcaires dolomitiques qui forment le toit des grès. A strictement parler, ce ne sont pas des quartzites mais des grès arkosiques, car la proportion de feldspath est de l'ordre de 40%. J'insiste d'autre part tant sur l'absence ou l'extrême rareté de la séricite que sur le faible degré d'altération des feldspaths. Ceux-ci (microcline et plus rarement plagioclases) sont gris en surface, « sales » mais sans jamais être séricitisés. Ce sont deux différences typiques d'avec les grès permien dont les feldspaths sont très altérés et qui sont très riches en séricite ou en muscovite.

LUGEON (1914) a signalé que la quartzite de base se rencontre dans l'Autochtone de sa région uniquement derrière Feschel, où elle atteint 1 m de puissance. En réalité, elle existe dans toute la zone sédimentaire du « synclinal de Loèche-Ville ». Ce « synclinal » forme le bord nord-occidental actuel de la distribution des grès. Plus au NW, en effet, on ne la rencontre nulle part dans l'Autochtone que j'ai étudié.

Aux environs du Lötschenpass, les quartzites qui affleurent de nouveau se sont déposés sur une surface inclinée au N, car le diamètre des galets augmente du N au S (VON TAVEL 1937). On doit donc admettre une zone émergée bordée au NW et au SE de deux bassins de sédimentation. Dans la région que j'ai plus spécialement étudiée, l'épaisseur des grès ne varie pas énormément comme le montre le tableau ci-dessous.

Tableau des épaisseurs mesurées (en mètres)

(Tableau 1)

Zone I (zone sédimentaire de Baltshieder - Finnen)

1. Baltshiederbach	1-2
2. Baltshiederbach, flanc N du repli sédimentaire	0
3. Bisse supérieur d'eggerberg	env. 4
4. N de Baltshieder	3
5. Tunnel W d'Ausserberg	4
6. Bisse supérieur de Kalkofen	5

Zone II (zone sédimentaire de Gampel - Schiltfurgge)

1. Au S du Furggbach	1
2. Route de Ranft, virage 1410 m	1-2
3. Lauigraben, chemin	0
4. Lauigraben, sous le chemin	0,5
5. Lauigraben, au-dessus du bisse supérieur	3
6. Schiltfurgge	2
7. Blaugraben	2-3
8. Blaugraben, flane S	8

Zone III (zone sédimentaire de Loèche)

1. Lisière au N de Jeizinen	3
2. Chemin de Jeizinen à Unter Fescl, virage à l'altitude de 1660 m	1
3. Sommet de la clairière au N de Wildi	2
4. Dans le Bachtoli, sur le chemin de Feschel à Erschmatt	0,15
5. Chemin de Feschel à Erschmatt	1
6. Sentier inférieur de Bachalp à Brentschen, bifurcation 1560 m	0,00
7. Sentier supérieur de Bachalp à Brentschen	1-2
8. Herrenhubel	2

2. *Les calcaires dolomitiques, les schistes verts, les cornieules*

a) *Les calcaires dolomitiques*

Ils sont de beaucoup les roches les plus typiques et les plus épaisses du Trias. Visibles de très loin grâce à leur patine jaune ou crème, ils sont particulièrement frappants pour l'observateur qui, de la vallée du Rhône, lève les yeux vers les coteaux d'Ausserberg. C'est une roche bleutée ou grise à la cassure, exceptionnellement rose (derrière Balthieder par exemple). La surface altérée est le plus souvent crème, mais peut passer du blanc pur au gris-brun assez foncé. Le toucher en est souvent pulvérulent. La roche se débite en parallélépipèdes par des systèmes de diaclases absolument planes et très serrées. Parfois on voit un certain litage, alternance de zones claires et foncées de quelques millimètres ou quelques centimètres de puissance, mais c'est habituellement un calcaire très compact sauf lorsqu'on rencontre les nids de recristallisation mentionnés par SCHENKER (1946) et qui occupent par place la base de l'étage.

Si certains bancs peuvent paraître très métamorphiques, ils ne méritent jamais l'appellation de marbre. Le faciès est extrêmement constant, absolument identique dans toute la région considérée. SCHENKER (1946) a décrit un « breccios ausgebildeter Dolomit » que j'ai aussi rencontré çà et là. D'après les observations que j'ai pu faire (forme et alignement des composants), je rapporte cette roche à des brèches sédimentaires du type « intraformationnel » (BAER 1956b).

Par exemple dans le haut du Faldumgrund, quand on monte au Niwenpass, on peut voir un banc de calcaires dolomitiques jaunes reposant sur un banc du même calcaire de couleur grise. Or le banc supérieur contient de nombreux « galets » provenant indubitablement du banc sous-jacent. Je ne pense pas qu'il s'agisse là d'une émerision mais simplement d'un remaniement sous-marin dans une zone particulièrement agitée.

S. l. m. le calcaire dolomitique habituel montre une masse de carbonate extrêmement fine, accompagnée de rares petits grains de quartz. Ça et là on rencontre des cristaux (de calcite probablement) beaucoup plus grands, grossièrement cristallisés. Dans les zones plus disloquées la séricite fait son apparition mais reste subordonnée aux principaux plans de glissement.

Dans les calcaires dolomitiques SWIDERSKI (1919) avait signalé des intercalations plutôt locales de schistes noirs ou de schistes psammitiques gréseux, qui semblent avoir échappé à l'attention de SCHENKER. Ils sont noirs, brillants, avec taches et traînées d'oxyde de fer sur les plans de couche. Ils apparaissent habituellement en lentilles de quelques mètres de longueur, atteignant jusqu'à 80 cm de puissance (Kalkofen, 10 m sous le chemin de St. German).

S. l. m. ils sont finement gréseux, les grains de quartz passablement arrondis étant accompagnés d'une masse noirâtre d'allure charbonneuse, qui ne présente pas de structure propre.

Il s'agit sans aucun doute d'intercalations stratigraphiques dans le calcaire dolomitique, leur position, limitée au surplus à la région Mankin-Kalkofen - Zum Stein, ne laisse aucune hésitation là-dessus. Je pense qu'il faut les rapporter aux schistes à *Equisetum* que l'on connaît dans la même position stratigraphique du Hockenhorn (COLLET et PAREJAS 1929), du bord septentrional du massif de l'Aar et de la zone de Chamoni (PAREJAS 1922a) par exemple.

b) *Les schistes verts* (« Tonschiefer mit Quarzit »)

Verts ou gris, très sériciteux, contenant de petits cubes de pyrite, ils se distinguent à peine des schistes bariolés. Peu épais (jusqu'à 3 m), ils sont limités à la zone II (Gampel - Schiltfurgge) et n'apparaissent ni au SE ni au NW comme un niveau stratigraphique reconnaissable et suivi.

On a pourtant dans la région des Rothörner des lentilles sédimentaires argiluses vertes, rouges ou violacées, qui pourraient représenter une formation analogue (sous le Weisssee par exemple). Ces schistes, semblables à certains sédiments permien, trahiraient par leur coloration la présence d'une terre émergée proche.

C'est certainement dans les diverses coupes qu'offre le ravin du Lauigraben que les schistes verts sont les plus faciles à reconnaître; SCHENKER (1946) a justement fait remarquer qu'ils sont typiquement à la base immédiate des cornieules.

c) *Les cornieules et le gypse*

Les cornieules, à part leur structure, possèdent la caractéristique d'être fréquemment remplies de débris de roches étrangères. Les schistes

verts du soubassement sont les plus fréquents, parfois même en blocs de plusieurs décimètres de long. Plus rarement on y trouve des morceaux de calcaire dolomitique et de cristallin. La couleur varie du gris à l'orange, virant parfois au rose. Le gypse est assez irrégulièrement répandu, formant souvent la masse principale dans laquelle sont pris des débris de calcaire dolomitique, accumulé ailleurs en poches ou en lentilles. Il se mêle à la cornieule sans qu'on puisse lui attribuer un niveau déterminé, bien que SCHENKER le rattache à la partie moyenne ou supérieure, ce que je n'ai pas pu confirmer.

La formation des cornieules

Il s'agit là d'un problème fort controversé. On rencontre en effet habituellement deux interprétations :

- a) les cornieules sont d'origine chimique ;
- b) elles sont d'origine tectonique.

Dans la première interprétation, il s'agit d'horizons riches en gypse, dans lesquels la dissolution a créé des vides, provoquant ainsi la structure cellulaire bien connue. BRÜCKNER (1941), par exemple, qui partage cette opinion, envisage une roche primitivement riche en anhydrite et en dolomie. Par suite d'hydratation et de dissolution différentielle, l'anhydrite se transforme en gypse, et on constate une néoformation de calcite. Il s'agit donc de sédiments qui, par un enchaînement de phénomènes purement physico-chimiques, se transforment en cornieules. Ces cornieules doivent donc posséder une continuité stratigraphique et représenter un horizon caractéristique.

Pour les tenants de la deuxième explication, les cornieules sont le résultat d'un broyage de calcaires dolomitiques. DE RAAF (1934), parmi d'autres, constate par exemple un passage progressif des calcaires dolomitiques à la cornieule dans le Trias de la nappe du Niesen. Le calcaire dolomitique est de plus en plus moulu jusqu'à n'être qu'une masse calcaréo-dolomitique recristallisée postérieurement. Ce sont donc des zones particulièrement déformées dans certains calcaires dolomitiques et elles n'ont, de ce fait, pas de position stratigraphique déterminée.

Dans les parages immédiats de ma région, les auteurs ont tantôt attribué aux cornieules une origine tectonique (KREBS 1925, Blümlisalp ; VON TAVEL 1937, pied du Balmhorn ; BRUDERER 1924, bord septentrional du massif de l'Aar), tantôt purement sédimentaire (BRÜCKNER 1941, tunnel du Lötschberg ; SCHENKER 1946, bord méridional du massif de l'Aar).

C'est à dessein que j'ai exposé ci-dessus deux opinions franchement opposées, car la vérité, je crois, est entre les deux. Mes observations me poussent en effet à envisager la formation suivante :

Lors de leur dépôt, les sédiments qui donneront des cornieules sont faits d'une alternance continue de minces lits gypseux ou d'anhydrite, calcaires ou dolomitiques. Souvent cette sédimentation s'accompagne du remaniement des lits sous-jacents. On a formation de brèches intraformationnelles subaquatiques ou subaériennes. D'autre part, la transgression

de la mer où se déposaient ces roches, a vraisemblablement provoqué une érosion des niveaux supérieurs de l'horizon immédiatement sous-jacent. Dès le début de la diagenèse, les phénomènes de dissolution, principalement du gypse et de l'anhydrite, ont ôté à la roche le peu de cohésion qu'elle avait.

Dans ces conditions, le moindre effort tectonique, la plus faible déformation, devaient réduire en menus morceaux le sédiment ainsi « préparé ». Les cornieules résultent donc d'efforts de déformation, appliqués à une roche chimiquement favorable. Elles sont principalement chimiques et secondairement seulement tectoniques.

C'est là une hypothèse que confirment de nombreuses observations. Ainsi, les cornieules (que je connais) présentent quatre caractéristiques :

1° Elles sont toujours accompagnées de gypse.

2° Elles sont stratigraphiquement liées aux calcaires dolomitiques, donc à un niveau stratigraphique. Elles ne forment néanmoins pas un véritable horizon. Le type de sédimentation envisagé est un faciès d'évaporation lagunaire, qui peut très bien se maintenir plus longtemps à certains niveaux qu'à d'autres et ne pas être partout synchrone.

3° Elles contiennent une quantité de débris de schistes verts, principalement dans la région d'Ausserberg. Nous savons que ces schistes occupent la base des séries gypseuses. Les schistes bariolés du toit ne semblent pas fréquents dans les cornieules, en tout cas beaucoup moins que les schistes verts de base. On a signalé dans des cornieules triasiques du Lias (CORNELIUS 1925) et même du Flysch (DE RAAF 1934) dont la présence est sans doute tectonique. J'interprète la présence de blocs de quartzites triasiques et de cristallin comme la conséquence d'une émergence de ces roches lors du dépôt des cornieules. (De telles régions émergées existaient non loin de là, au Restigat par exemple.) L'existence de blocs stratigraphiquement plus jeunes, si elle s'explique par la tectonique, n'est nullement une preuve en faveur d'une formation purement mécanique. Les partisans de cette dernière idée n'ont jamais expliqué pourquoi les roches du mur participent tant à la composition des cornieules, alors que celles du toit en sont quasi absentes.

4° Il existe également des cornieules là où on ne connaît pas de schistes verts à leur base. Elles passent alors directement aux calcaires dolomitiques sous-jacents. La description donnée par DE RAAF (1934, p. 35) d'un tel passage est un magnifique exemple de remaniement du calcaire dolomitique formant des brèches dans le sédiment plus gypseux susjacent. Le fait que l'auteur croie voir là une preuve de la formation tectonique des cornieules n'y change rien.

Les conclusions de H. P. CORNELIUS (1925) se rapprochent beaucoup des miennes. Cet excellent connaisseur des Alpes attribuait à la seule tectonique les intercalations de matériel étranger, alors que j'y vois pour une grande part un phénomène relevant de la sédimentologie. D'autre part, aux arguments en faveur d'une origine principalement sédimentaire des cornieules, il ajoute l'observation que ces roches existent

aussi dans des régions tectoniquement très peu transformées (Zechstein allemand par exemple).

Dans la série sédimentaire comprise entre les quartzites et les schistes bariolés, on reconnaît donc les dépôts d'une mer lagunaire peu profonde, avec formation çà et là de lentilles plus argiluses et plus gréseuses. Vers le haut, la sédimentation devient plus franchement du type des évaporites (niveaux gypseux). Au toit de cette série, les schistes bariolés marquent la brusque fin de la sédimentation chimique. Je considère donc comme une unité stratigraphique la série : calcaire dolomitique avec lentilles noires - schistes verts - cornieule. Ce sont autant de faciès d'une même mer. Aussi, dans le tableau des épaisseurs mesurées (tableau 2), ces faciès sont-ils groupés.

Il semble que la sédimentation « type cornieule » ait commencé plus tôt au NW qu'au SE. On y rencontre en effet beaucoup de débris de quartzites de base, alors qu'au SE ces morceaux sont exceptionnels. Ces restes de quartzites sont précisément en abondance où elles n'existent pas comme niveau suivi (Weissee sous le Torrenthorn par exemple). Il me paraît évident qu'il s'agit là d'un remaniement sur place des grès par la mer dolomitique. Que leur épaisseur primitive ait été inférieure ici à ce qu'elle était plus au SE est vraisemblable.

Tableau des épaisseurs mesurées (en mètres)

(Tableau 2)

Zone I

1. Bisse supérieur d' Eggerberg	11
2. Baltshiederbach	15,5 ; 25

Zone II

1. Au S du Furggbach	env. 15
2. Route de Ranft, virage altitude 1410 m . . .	10
3. Chemin de Leiggern sur Neuwerk	12
4. Lauigraben, sur le bisse supérieur	env. 40
5. Lamigraben, en dessous du bisse supérieur . .	env. 15
6. Lauigraben	env. 30
7. Schiltfurgge	30
8. Steinbruchgraben, partie inférieure	5
9. Steinbruchgraben, partie supérieure	plus de 10
10. Mankin, partie supérieure	8-10
11. Mankin, partie inférieure	25-30
12. Augstkummen	0,5

Zone III

1. Lisière de forêt au-dessus de Jeizinen	plus de 30
2. Ravin de Bratsch, 1320 m, rive gauche . . .	7,5
3. Herrenbubel	15
4. Rive gauche du Fescheljö, chemin d'Erschmatt	100

Zone IV (zone sédimentaire Faldumrothorn - Galmalp)

1. Pied E du Faldumpass	15
2. Niwenpass	plus de 30
3. Faldumpass	21
4. Sous le Horlini	env. 10

Zone V (zone sédimentaire du Restihorn)

1. Sous le Weisssee	plus de 20
2. Galm	plus de 30

Plus au NW encore

1. Chemin d'Oberferden à Unterferden	6-8 (F.)
2. Kastler (= Pt. 2250 de la C. N.) :	env. 26 (L.)

Abréviations : (F.) FRANCK 1930 ; (L.) LUCEON 1914.

3. Les schistes bariolés (« Quartenschiefer »)

Décrits par SCHENKER (1946), ces schistes semblent limités au domaine qu'il a étudié. Plus au NW, en effet, je ne les ai jamais rencontrés, et là où le contact est visible le calcaire dolomitique passe directement au Rhétien sans intercalation schisteuse aucune. Les lames argileuses versicolores de cette région se rattachent aux schistes verts mentionnés plus haut (lettre b, p. 44).

Les schistes bariolés sont argileux, sériciteux, tendres, mats, de couleur jaune, verte ou plus rarement grise. En général très schisteux, ils peuvent se déliter dans l'eau en formant une pâte plastique, mais sont parfois remarquablement durs, surtout à la base. On y trouve exceptionnellement des bancs ou lentilles de marbre. Je connais un tel banc remarquablement pur de la coupe offerte par la rive gauche du Baltschiederbach, en face du village de Baltschieder. SCHENKER a signalé l'apparition de chloritoïdes analogues à ceux décrits par P. NIGGLI (1912) dans le Vorderrheintal.

Tableau des épaisseurs mesurées (en mètres)

(Tableau 3)

Zone I

1. Bisse supérieur d'Eggerberg	4
2. Baltschiederbach	plus de 9

Zone II

1. Route de Ranft, virage altitude 1410 m	8
2. Lauigraben, au-dessus du bisse	plus de 2
3. Lauigraben, sur le bisse	plus de 2
4. Chemin de Leiggern sur Neuwerk	3

LE JURASSIQUE

Le Lias

GÉNÉRALITÉS

Malgré les premiers travaux de DE LA HARPE (1877), c'est à LUCEON (1904) que revient l'honneur d'avoir débrouillé la stratigraphie du Lias dans la région du Torrenthorn. Il y a reconnu, en effet, la série complète des étages, du Rhétien au Toarcien. Sa stratigraphie contrôlée par la paléontologie correspond heureusement à une succession de faciès facile à reconnaître, même en l'absence de fossiles. A vrai dire, ce parallélisme n'est qu'un à peu près, et les limites de faciès ne correspondent pas toujours rigoureusement aux limites paléontologiques (COLLET 1947a). Néanmoins, j'ai jugé cette approximation suffisante dans un travail avant tout tectonique.

La stratigraphie établie ainsi a servi de point de comparaison pour une quantité de localités où le Lias est trop peu fossilifère ou trop déformé pour permettre une subdivision détaillée. C'est ainsi que les étages des régions étudiées par SCHENKER (1946), privés de repères paléontologiques, ont été rapportés par cet auteur à la série clé de LUCEON. Je la redonne rapidement telle qu'elle figure dans le mémoire sur les Hautes Alpes calcaires (LUCEON 1914) :

Toarcien : Schistes arénacés, calcaires parfois sériciteux, calcaires gris plaquetés, nombreuses bélemnites à la base.

Domérien : Grande épaisseur de grès siliceux à patine rousse.

Pliensbachien : Calcaires arénacés détritiques avec ammonites.

Lotharingien : Grès siliceux, comme ceux du Domérien mais plus lités et à patine verte ou violacée.

Sinémurien : Banc peu puissant de calcaires à gryphées.

Hettangien : Schistes marneux.

Rhétien : Grès siliceux et bancs de lumachelle.

LE LIAS INFÉRIEUR

Le Rhétien

Cet étage est représenté dans toute la région que j'ai étudiée par un faciès très constant. Ce sont des calcaires ou des schistes argileux gris-bleu parfois siliceux, mais où la composante calcaire domine toujours. La couleur passe parfois au gris ou au brun surtout dans les régions les plus méridionales. Dans le massif du Torrenthorn, on rencontre souvent de minces bancs de lumachelle. La surface altérée de la roche est bleu sale, tirant parfois au gris ou au jaunâtre. Le calcaire rhétien donne parfois un débitage en « Griffel » caractéristique.

Vu la ressemblance entre les faciès du Rhétien, de l'Hettangien et du Sinémurien, il est souvent difficile de trancher entre ces trois étages

dans les régions tant soit peu laminées. Habituellement, la plus grande teneur en calcaire du Rhétien sert à le reconnaître. Il est souvent peu épais, mais constant. Il se distingue ainsi des schistes bariolés du Trias supérieur qu'on ne rencontre que dans les régions sud-orientales. C'est ce qui me fait le rattacher au Lias, dont il représente la transgression de base, et non au Trias.

L'Hettangien

Il s'agit de schistes argileux sombres, brillants, à reflets bleu acier ou gris, souvent très finement feuilletés et riches en séricite. Très exceptionnellement ils contiennent des intercalations plus marneuses ou plus sableuses, mais sont en général d'une monotonie désespérante. L'abondance de séricite, la présence de taches d'oxydes de fer, typiques de ces schistes, ne suffisent malheureusement pas à les distinguer de l'Aalénien dont le faciès est absolument identique. Au SE en particulier, il est parfois impossible de rattacher les schistes de ce faciès à un étage plutôt qu'à un autre. SCHENKER (1946), par une étude méticuleuse des affleurements, a réussi le plus souvent à débrouiller les structures, mais reconnaît que dans certains cas le doute subsiste !

Lorsque de tels schistes sont particulièrement écrasés, ils ne se distinguent plus non plus des schistes noirs du Trias dolomitique ou du Carbonifère. Rappelons en passant que SWIDERSKI (1919), croyant à l'absence du Lias inférieur, a attribué tous les schistes de ce faciès à l'Aalénien.

Le Sinémurien

Ce niveau est représenté par des calcaires sombres, plus ou moins sableux ou marneux, à *Gryphea arcuata* Lam. Les Gryphées sont encore reconnaissables dans les régions nord-occidentales, mais c'est davantage leur abondance (la roche tout entière n'est qu'une lumachelle) que leurs caractéristiques paléontologiques qui font facilement reconnaître l'étage.

Au SE, l'écrasement alpin a rendu toute Gryphée méconnaissable, et les attributions d'un calcaire marneux à ce niveau se fondent avant tout sur la position stratigraphique entre les schistes hettangiens et les grès lotharingiens. On y rencontre fréquemment, il est vrai, de nombreux débris de fossiles, mais indéterminables. L'attribution problématique de plusieurs exemplaires de *Gryphea arcuata* à un gîte fossilifère du Steinbruchgraben a été discutée en détail par SCHENKER (1946, p. 42).

Tableau des puissances mesurées (en mètres)

(Tableau 4)

	Rhét.	Hett.	Siném.	Total
Zone 1				
1. Bisse supérieur d' Eggerberg	?	7	?	7
2. Baltschiederbach	1	25	0	6

	Rhét.	Hett.	Siném.	Total
Zone II				
1. Mankin	0	45	20	65
2. Blaugraben I, 1900 m alt.	?	0	2	2
3. Blaugraben II, 1800 m alt.	20,5	6	1	7,5
4. Blaugraben III, 1700 m alt.	(1)	10	0	10
5. Rote Kuh E	(1)	25	0	25
6. Rote Kuh W	(1)	15	2,5	17,5
7. Route de Ranft, 1410 m alt.	2	?	?	2
8. Chemin de Leiggern sur Neuwerk	1	3	6	10
9. Lauigraben, bisse supérieur	2	?	?	2

Zone III

1. Fescheljü, chemin d'Erשמatt	1	?	?	1
--	---	---	---	---

Zone IV

1. E du Niwenpass	0	1,5	0,5	2
2. Arête au N du Niwenpass	12	20	1	33
3. Niwenpass	7	5	?	12
4. Pied W du Niwenpass	25	5	?	30
5. Sentier de Galm à Obren	3,5	?	0,4	3,9
6. Pied E du Faldumpass	22,5	?	?	22,5

Zone V

1. Galm	7	1,5	0,5	9
2. Sous le Weisssee	16,5	?	?	16,5
3. Faldumpass	2	?	?	2
4. Faldumpass	1,5	?	?	1,5

Zone VI (zone sédimentaire du Ferdenrothorn)

1. Versant NW du Majinghorn (L.)	?	12		12
2. Sentier d'Unterferden à Oberferden	6	10		16
3. Sentier d'Unterferden à Oberferden (F.)	6	4-8		10-14
4. Oberferden		13	?12	25
5. Kastler (Pt. 2250, Kummenalp) (L.)	30			30

Explications :

(1) Le Rhétien a été attribué au Trias.

? Epaisseur de l'étage inconnue.

?12 L'attribution au terrain en question est douteuse.

Les chiffres placés entre deux colonnes indiquent la puissance totale des deux étages qui n'ont pas pu être distingués.

Abréviations : (F.) FRANCK 1930 ; (L.) LUGEON 1914.

Quelques remarques s'imposent concernant le tableau ci-dessus.

Dans la zone II, l'extraordinaire différence de puissance entre les parties septentrionale et méridionale est particulièrement à noter. Elle avait déjà frappé SCHENKER et lui a permis de distinguer une « série liasique septentrionale » de très faible puissance et une « série liasique méridionale » extrêmement développée. Un phénomène analogue se rencontre, moins net sans doute, dans la zone IV où, par exemple, le profil 2 représente plus de dix fois la puissance du profil 1. Même en invoquant un écrasement tectonique plus poussé par endroits, on ne peut pas rendre compte d'une telle augmentation de puissance sans avoir recours à une sédimentation plus importante en certains points qu'en d'autres.

Dans les grandes lignes, le Lias inférieur est localisé de la manière suivante :

Zone I. — On le rencontre uniquement sur rive gauche du Baltschiederbaeh. Le Rhétien, sous son faciès habituel, est au toit immédiat des schistes sérieiteux brillants verts et jaunes caractéristiques du Trias supérieur. Il passe par une zone de laminage et d'interpénétration mutuelle à des schistes argileux, brillants, bleu-noir à reflets métalliques ou gris argent, toujours parsemés de taches d'oxyde de fer. Je les attribue à l'Hettangien dont ils ont le faciès et la position stratigraphique. Ils sont recouverts en discordance tectonique par des schistes cristallins à yeux feldspathiques, et nulle part au contact je n'ai su trouver les calcaires fossilifères du Sinémurien. Les affleurements ne sont pas toujours bons, mais je crois cependant que ce dernier étage manque ici.

Zone II. — Le Lias inférieur, formé essentiellement de niveaux plastiques, a flué facilement sous les efforts alpins, s'accumulant par endroits, se réduisant à d'autres. Néanmoins, par de nombreux profils stratigraphiques, on arrive à se faire une bonne idée des épaisseurs déposées.

Ce qui frappe l'observateur est avant tout que le flanc N du prétendu synclinal que forme cette zone est extraordinairement réduit ou inexistant. Dans le Baltschiedertal, en effet, le Lias inférieur tout entier dépasse exceptionnellement 25 m (profil 5), mais est le plus souvent beaucoup plus réduit, le Sinémurien en particulier étant quasi inexistant. Si nous suivons ce flanc N vers l'W, dès la Rote Kuh toute trace de Lias inférieur disparaît, aussi loin qu'on puisse le suivre jusque derrière Gampel. On pourrait penser que les schistes situés au N de Tatz ont été attribués par erreur à l'Aalénien, mais il n'en est rien (cf. Aalénien, p. 65).

Si nous revenons à la profonde coupure du Baltschiedertal pour examiner le flanc S de ce « synclinal », nous voyons que le Lias inférieur y affleure régulièrement tout du long, soit dans le Steinbruchgraben, soit dans le Lauigraben, soit dans le Mankin. Dans ce dernier, il atteint un développement maximum de 65 m.

Il faut remarquer que ce n'est pas l'Hettangien seul qui s'épaissit ici, mais aussi le Sinémurien. Extraordinairement réduit dans la série NW, il a ici soudain 20 m. La seule autre localité où cet étage ait plus de 2,5 m de puissance est située également au flanc SE : c'est la coupe 8,

relevée sur la route de Leiggern au-dessus des granges de Neuwerk, dans la forêt. La distinction entre une série méridionale et une série septentrionale établie par SCHENKER apparaît donc ici particulièrement justifiée.

Zone III. — Dans toute cette zone, LUGEON (1914) a signalé une homogénéisation des faciès du Lias, qui l'a obligé à cartographier du « Lias indéterminé ». Tout le Lias y est en effet très gréseux.

Le Lias inférieur (à l'exception du Rhétien) existe-t-il ? Je ne le crois pas. J'attribue au Lias moyen et supérieur Pliensbachien-Domérien-Toarcien la totalité du Lias de LUGEON. Comme on le verra dans les pages consacrées à ces étages, SCHENKER y a reconnu un faciès particulier, uniforme, distinct de celui du Torrenthorn, auquel je rattache également la zone III et ses roches « chargées de silice » (LUGEON).

Zones IV et V. — Dans cette région, le Rhétien existe presque partout au sommet du Trias. Sa puissance varie fortement en certains points, mais le faciès ne subit que quelques changements. Dans la plupart des cas, il est franchement calcaire avec des intercalations schisteuses subordonnées. Il n'est pas toujours possible, quand ces dernières sont très nombreuses, de savoir si on a affaire à une série qui représente l'Hettangien et le Rhétien ou si c'est véritablement un faciès particulier de ce dernier. Dans quelques cas le Rhétien devient plus détritique ; c'est le cas à Galm et au N du Niwenpass.

L'Hettangien est toujours schisteux, sauf dans les cas mentionnés plus haut, où il se confond avec le Rhétien. Le Sinémurien est très caractéristique et toujours très mince. Il existe probablement partout, mais très réduit, devient difficile à distinguer. Étant essentiellement schisteux, le Lias inférieur affleure en général assez mal, dans des ravins ou des couloirs éboulés où l'on voit facilement qu'il existe, mais où l'on peut rarement mesurer sa puissance totale. C'est ce qui explique les lacunes des coupes relevées.

LE LOTHARINGIEN

Cet étage existe dans la région considérée sous deux faciès légèrement différents. En gros, il s'agit toujours de grès, mais souvent très calcaires au SE (zone II), alors qu'ils ne le sont jamais au NW (zones IV et suivantes). Dans la zone III, on ne le rencontre pas, du moins pas différencié, et cette zone sépare ainsi les deux faciès reconnus.

a) *Le faciès sud-oriental (zone II)*

Habituellement il s'agit de grès et quartzites bruns ou verdâtres, riches en oxydes de fer. Ils alternent souvent avec des calcaires spathiques gris sableux (cf. p. ex. SCHENKER 1946, p. 44). La base de l'étage est pourtant toujours franchement quartzitique et transgresse brutalement sur le Sinémurien. La proportion de calcaire augmente vers le haut et rend de ce fait la limite du Pliensbachien assez difficile à

déterminer. La présence des calcaires distingue absolument le Lotharingien de cette zone de celui déposé plus au NW.

Dans le Lotharingien, comme dans tout le Lias, on suit la distinction entre série méridionale et série septentrionale, dont il a déjà été question. Outre une différence d'épaisseur, le faciès septentrional est toujours sensiblement plus gréseux que l'autre.

D'autre part, le faciès méridional contient par endroits des calcaires bréchiques hourrés de galets dolomitiques. Ces calcaires se rencontrent par exemple le long du chemin montant à Leiggern sur l'éperon occidental du Mankin, ou dans le versant du Bietschtal en dessous de Riedgarten sur le hisse inférieur de St. German, mais surtout sur le sentier qui, par Ranft, monte à la Rote Kuh. Le niveau bréchique mesure ici plus de 5 m de puissance et forme de grandes plaques à peu près parallèles à la topographie. Les galets n'ont que quelques centimètres de long et ont été étirés par l'écrasement alpin. Le calcaire dolomitique qui les compose ne peut provenir que du Trias.

Dans la série septentrionale, outre la plus grande abondance des grès, on trouve des horizons conglomératiques dont les éléments peuvent atteindre 10 cm de diamètre (cf. SCHENKER 1946, p. 46, profil 5). Parmi les galets on rencontre des schistes argileux noirs, probablement hettangiens, du quartz, et même du granite du Bietschhorn. Tout l'horizon est fortement enrichi en minéral métallique (blende et galène). S. l. m. SCHENKER a reconnu une teneur en blende pouvant atteindre 20 % !

Le conglomérat à galets de cristallin marque dans la série N une interruption de sédimentation qui durera jusqu'à la grande transgression aalénienne. Quant à la présence de galets de Trias dans le Lotharingien de la série S, c'est un fait d'importance capitale pour toute la paléotectonique du Lias. On verra plus loin les déplacements verticaux et horizontaux que subit ce faciès particulier.

b) *Le faciès nord-occidental (zone IV et plus au NW)*

Dans la région étudiée par LUGEON (à l'exception, nous l'avons vu, de la zone III), le Lotharingien est finement gréseux, gris-bleu ou jaunâtre en coupe fraîche ; il apparaît brun foncé ou verdâtre, souvent avec des reflets violacés sur les surfaces altérées. Coloré également par des oxydes de fer, il ressemble beaucoup au Domérien avec lequel il est facile de le confondre. Les critères qui permettent la distinction sont :

1° La couleur d'altération. Le Domérien est plus jaunâtre et n'a jamais de teinte verte ou violacée.

2° Le litage. Le Lotharingien est finement lité en bancs réguliers, tandis que le Domérien est beaucoup plus massif, souvent mal stratifié.

3° La présence de calcaires. Le Lotharingien n'en contient jamais, alors que le Domérien peut être entrelardé de lames ou de lentilles plus calcaires.

4° La finesse du grain. Les grains du Domérien sont en général plus grossiers que ceux du Lotharingien ; l'aspect arénacé des surfaces altérées est plus marqué.

Tableau des puissances mesurées (en mètres)

(Tableau 5)

Zone II

1. Bietschtal (Haselwald)	20
2. Rote Kuh W	env. 13
3. Rote Kuh E	6
4. Blaugraben I (env. 1900 m alt.)	10
5. Blaugraben II (env. 1800 m alt.)	6
6. Blaugraben III (env. 1700 m alt.)	7

Zone V

1. Faldumpass	2-3
2. Galm	quelques mètres

Zone VI

1. Arête N du Restirothorn	0-3
2. Versant NW du Majinghorn, sur la Fluhalp	30
3. Versant NW du Majinghorn, sous le Müllerstein	35 (L.)
4. Sentier d'Unterferden à Oberferden	30

Abréviation: (L.) LUGEON 1914.

De ce tableau ressort encore une fois la grande différence de puissance à l'intérieur d'une même zone, spécialement nette ici dans la sixième. Remarquons également qu'au col N du Restirothorn le Lotharingien est transgressif directement sur le Permien, ce qui rend encore plus étonnantes les épaisseurs de 30 et 35 m tout près de là.

LE PLIENSCHACHIEN ET LE DOMÉRIEN

Ces deux étages forment à eux seuls la plus importante partie du Lias. Le Domérien, en particulier, donne sa structure morphologique au massif du Torrenthorn, comme cela ressort d'un coup d'œil jeté à la carte de LUGEON (1910). La différence de faciès, déjà sensible au Lotharingien entre les régions nord-occidentale et sud-orientale étudiées, est ici très marquée, et la division en deux étages indépendants n'est possible que dès la zone IV vers le NW.

En effet, dans la zone II, les deux horizons sont confondus (quand ils existent) sous un faciès grésocalcaire, alors que dans la zone III la distinction n'est possible qu'en certains points, l'individualisation des deux étages étant très faible. Cette disposition m'oblige à traiter le Plienschachien et le Domérien ensemble dans les zones II et III. Le tableau comparatif des épaisseurs mesurées figure à la fin de la description des deux étages (p. 59).

Zone II. — Dans cette zone la série plienschacho-domérienne n'existe que dans la série méridionale de SCHENKER (1946). Nous avons vu plus

haut que du Lotharingien à l'Aalénien règne dans toute la série septentrionale une importante lacune stratigraphique.

Dans la série méridionale, le faciès est extrêmement constant. Ce sont des calcaires plus ou moins spathiques, arénacés, gris ou souvent bleus sur une coupe fraîche, brun jaunâtre ou gris en altération. Je n'y connais aucune intercalation schisteuse. L'écrasement alpin a provoqué souvent la formation de lentilles, de lames et de boudins de calcite (SCHENKER 1946, p. 45, fig. 19), parallèles à la stratification, qui donnent à la roche un aspect caractéristique. On peut examiner tout à loisir la monotonie de ce faciès le long du chemin qui, de St. German, pénètre dans le Bietschtal en suivant le tracé de la voie provisoire utilisée durant la construction de la ligne du Lötschberg.

Zone III. — La série compréhensive de la zone II se retrouve à peu près ici avec les mêmes caractères. Cependant on rencontre çà ou là une alternance de calcaires plus ou moins gréseux, gris-bleu, et de calcaires plus purs, noirs à grain fin, plaquetés. C'est le cas par exemple le long de la route, aux premières maisons S de Feschel, ou aussi sur la crête du Herrenhubel.

Pourtant, dans le versant boisé à l'E d'Unter Fesel et sur la crête qui descend du Herrenhubel et domine le Lötschental, on parvient à reconnaître deux faciès dans le « Lias indéterminé ». Les couches de base sont franchement calcaires, montrant souvent de gros nodules de teinte différente, tels que je les connais du Pliensbachien du Torrenthorn. Sur ce calcaire vient en transgression un mètre de grès détritiques très grossiers, avec de nombreux débris de bélemnites et quelques galets de Trias. Les grains de quartz atteignent en général 2 à 3 mm de diamètre. Sur ce niveau particulier, on rencontre des quartzites fines, beiges, qui ressemblent énormément au Domérien du Torrenthorn et que j'attribue à cet étage, de même que les grès grossiers qui en forment la base.

Dans toute cette région boisée, coupée de fossés d'effondrement et de dolines et où il est difficile de se repérer, on rencontre des calcaires gris-bleu, spathiques, contenant çà ou là des horizons conglomératiques à galets de Trias dolomitique. Je les attribue au Pliensbachien, mais sans en avoir la preuve rigoureuse. LUGEON (1914, p. 69) a cité près du chalet de Thuren : « un affleurement de brèche échinodermique à cailloux dolomitiques. C'est, je crois, le dernier reste, vers l'E, du Dogger. » J'ai retrouvé cet affleurement et je l'attribue au Pliensbachien, tant par le faciès de la roche que par la présence de calcaire dolomitique triasique en galets. Il ne s'agit en aucun cas de Dogger qui ne contient jamais ici de galets triasiques. C'est probablement de la part de LUGEON une confusion de faciès avec le Dogger du Balmhorn et de la Kaufmannskumme. Le Dogger du « synclinal » disparaît sous le glaciaire à l'E du torrent de Bratsch, mais n'existe plus sur le sentier montant de Jeizinen à Unter Fesel.

Ainsi, c'est le Pliensbachien-Domérien plus ou moins différencié qui (à l'exception de quelques pointements de Rhétien) transgresse ici sur le Trias. Le Lias inférieur a-t-il été déposé puis érodé ? Il ne le semble pas

car aucun conglomérat de transgression, aucune brèche polygène ne montre de blocs provenant de ces étages. Comme le faciès sablo-calcaire compréhensif débute plus au SE au Pliensbachien, il est probable qu'il s'étend jusqu'ici.

Zones IV à VI. — La grande différence que l'on constate ici entre le Pliensbachien et le Domérien oblige à traiter chacun de ces étages pour lui-même.

Le Pliensbachien

Ce sont des calcaires arénacés, détritiques, souvent très riches en débris organiques, presque lumacelliques par endroits. La couleur de la cassure fraîche est gris-bleu tirant parfois au noir ; l'altération la fait passer au beige sombre ou au brunâtre. Dans l'W, la roche a tendance à s'enrichir en matières argileuses, et on constate une alternance de zones calcaires et schisteuses (chemin d'Albinen aux échelles d'Albinen par exemple). Dans l'E, au contraire, le caractère détritique est manifeste ; ça et là on rencontre des bancs très gréseux ressemblant au faciès domérien.

On trouve un peu partout certains niveaux très riches en silice, qui tranchent par leur couleur d'altération blancâtre et qui sont précieux pour distinguer, dans certaines régions, la stratification de la schistosité. Le Pliensbachien est aussi, dans la région Schafberg - Galm, hourré de galets dolomitiques triasiques. Ces brèches représentent le faciès que nous connaissons déjà du Lotharingien du Bietschtal.

Au sommet de l'étage, partout où le passage au Domérien est visible, il est très progressif. Le Pliensbachien calcaire et à entroques devient plus détritique et passe insensiblement au grès domérien. La zone de passage est d'ailleurs souvent formée d'une alternance de lentilles calcaires et gréseuses. Il est facile d'observer cette transition en de nombreux endroits. C'est le cas sur la route de Loèche à Loèche-les-Bains, sous Bodmen, où le train quitte la route pour rejoindre la Dala. Ça l'est aussi au SW de Galm, au pied du monticule supérieur qui porte une croix de bois ; ça l'est encore sur le sentier d'Unterferden à Oberferden, au pied de la Wandfluh, et en de nombreuses autres localités.

Le Domérien

Ce sont des grès grossiers, détritiques, coupés parfois de bancs plus calcaires. Leur couleur est grise ou bleutée, exceptionnellement verdâtre ou violacée. Sur les surfaces altérées, la couleur jaune-brun fait reconnaître la roche de loin. La stratification est en bancs plus épais que dans le Lotharingien ; le grain en général est plus grossier. Le passage au mur et au toit est progressif.

Partout où on peut observer la transition au Toarcien, en particulier, le passage se fait sur plusieurs mètres ; la teneur en quartz diminue peu à peu et la couleur d'altération jaune cède le pas au gris bleuté caractéristique du Toarcien calcaire. Cette transition est particulièrement régulière au haut du Majinggraben, au N de Loèche-les-Bains. Quand on

descend sur la Majing Alp par le très mauvais sentier venant de l'hôtel du Torrenthorn, en arrivant dans le ravin, on voit le contact au-dessus de soi. Ailleurs (sur l'arête montant de Schnide au Pt. 2806,5 au S du sommet du Torrenthorn par exemple), ce même passage est souligné par une coloration lie-de-vin caractéristique. Elle est peut-être due à une diminution de la profondeur avec apports terrigènes.

Dans les régions orientales (Schafalp, Galm), on rencontre des silicifications sous forme de nodules clairs étirés, analogues à celles du Pliensbachien. Le grain est partout très variable, souvent grossier, atteignant dans certains lits jusqu'à 3 et même 5 mm de diamètre. Pourtant, nulle part je n'ai constaté de sédimentation rythmique ou d'autres structures de sédimentation (stratification entrecroisée) qu'une telle granulométrie devrait faire ressortir. Tout au plus voit-on des lentilles plus ou moins fines de grain et plus ou moins calcaires. La roche est un grès véritable, et une étude des plus gros galets récoltés à l'E de la Schafalp, au-dessus du Pt. 2416, a montré que l'on y retrouve des porphyres quartzifères.

Sur quatre échantillons, deux étaient des porphyres, un un grès glauconieux et un vraisemblablement une arkose.

S. l. m. les porphyres quartzifères sont très facilement reconnaissables, leur altération étant en général plus faible que celle des roches mères que je connais. On voit parfaitement bien les porphyroblastes de feldspath à peine séricitisés sur les bords dans certains cas, plus altérés dans d'autres. Quelques trainées d'oxyde de fer, qui traversent ces galets, sont très probablement une altération contemporaine du dépôt ou même postérieure.

La présence de ces porphyres quartzifères en galets dans le Domérien est extrêmement intéressante car ce sont des roches typiques, faciles à reconnaître et à localiser. Ils peuvent venir des environs du Löttschenpass ou des coteaux dominant le Rhône. Une chose est donc sûre, une partie du cristallin du massif de l'Aar émergeait non loin de là au Domérien.

Ce premier point acquis pour la région de la Schafalp, progressons vers le N et examinons le Domérien de la Wandfluh au pied SE du Ferdenrothorn. Les pentes limitées par le précipice de la paroi et dominant Oberferden se prêtent particulièrement à cette étude. Nous constatons tout d'abord que la base du Domérien est là très riche en galets de calcaires dolomitiques du Trias. Ceux-ci forment souvent un banc de 30 à 50 cm de puissance au contact du Pliensbachien, mais montent aussi dans le Domérien. Vers le haut (stratigraphiquement), ils se raréfient alors que les galets cristallins deviennent de plus en plus fréquents pour finalement dominer complètement. On voit donc ici sur quelques mètres le reflet de l'érosion de la base du Trias puis du sommet du cristallin.

Parmi les premiers galets cristallins déposés on en rencontre de noirs, très compacts, qui, s. l. m., se révèlent être des grès fins. On voit de nombreux grains arrondis, bien triés, généralement de quartz, plus rarement de carbonate, pris dans une masse chloriteuse plus ou moins chargée d'un pigment opaque noir à reflets rouge-brun. Ça et là des débris indubitablement organiques (structures échinodermiques?) parsèment les coupes.

D'où proviennent ces grès ? Quelle est leur roche mère ? D'après leur situation entre des galets triasiques dolomitiques et d'autres, cristallins, ils ne peuvent être que permien ou carbonifères. Ce sont en effet les seuls sédiments (et les seuls grès) antétriasiques connus dans la région. La masse noire opaque qui emballe les grains ne semble pas être charbonneuse. Elle serait plutôt ferrugineuse et, dans ce cas, on pourrait y voir un enrichissement en fer datant du Permien. Je m'abstiendrai de trancher, ne retenant que le fait capital suivant : dans les environs de la Wandfluh, on constate, du Pliensbachien supérieur au Domérien inférieur, l'érosion successive du Trias, du Permien-Carbonifère et du cristallin.

Avant de terminer ce chapitre consacré au Domérien, j'aimerais insister sur la limite Domérien-Pliensbachien dans la région de la Wandfluh. PAREJAS (1946b) y a décrit des indices d'orogénèse, des replis coupés et des diaclases remplies au sommet du Pliensbachien. Grâce aux indications topographiques de l'auteur, j'ai pu retrouver la localité signalée. Pourtant, malgré un jour entier passé à rechercher les faits mentionnés, malgré une étude systématique du contact, aucun argument, aucun indice de la discordance supposée n'a pu être relevé.

Le contact Domérien-Pliensbachien est toujours régulier, parallèle aux lits des deux étages, légèrement onduleux par places, mais sans aucune discordance. Par endroits, la tectonique tertiaire a dérangé quelque peu les conditions primitives de dépôt. On a au contact, sur I à I,2 m de puissance, une zone bousculée, formée de lentilles des deux roches très repliées. Il n'y a aucun point commun entre ces phénomènes tectoniques et un dépôt transgressif du Domérien sur le Pliensbachien plissé.

Tableau des épaisseurs mesurées (en mètres)

Zone II		(Tableau 6)	
1. Bietschtal (Haselwald)	Pl. + Dom.	175	
2. Rote Kuh W		0	
3. Rote Kuh E		0	
4. Blaugraben I (1900 m alt.)		0	
5. Blaugraben II (1800 m alt.)		0	
6. Blaugraben III (1700 m alt.)		0	
Zone III			
1. Herrenhubel	Pl. + Dom.	15	
2. Rive gauche du Fescheljü sur le chemin d'Ersch-			
matt		68	
Zone V		Pl.	Dom.
1. Galm		5	4
2. Flanc E de la Schafalp, sous le			
Pt. 2806,5	plus de 50		épais
3. Chemin d'Albinen à Ober Dorben .	30		50

Zone VI	Pl.	Dom.
1. Arête N du Restirothorn et zone au S du Schwarzseenji	6-8	réduit
2. Chemin d'Ober Dorben aux échelles d'Albinen	10	10
3. Versant NW du Majinghorn, au-dessus de la Fluhalp	30	40 (L.)
4. Versant NW du Majinghorn, sous le Müllerstein	60	50 (L.)
5. Sentier d'Unterferden à Oberferden	20	(L.)
6. Arête du Ferdenrothorn, au S du Pt. 2650	8	15 (L.)

Abréviation : (L.) LUGEON 1914.

Quelques rapides commentaires feront mieux ressortir les caractéristiques importantes de ce tableau.

Zone II. — Dans cette zone, contraste très marqué entre la série septentrionale (coupes 2 à 6) et la série méridionale. Dans la série septentrionale, la lacune du Pliensbachien et du Domérien est véritablement stratigraphique car l'Aalénien y transgresse partout sur le Lotharingien. Au S, par contre, la série très épaisse représente un maximum absolu pour toutes les zones examinées.

Zone III. — J'ai déjà dit les raisons qui me font attribuer au Pliensbachien-Domérien à peine différenciés le « Lias indéterminé » que renferme cette zone.

Zone IV. — Ni le Pliensbachien ni le Domérien ne sont assez favorablement exposés dans cette zone pour pouvoir être mesurés.

Zone V. — Point n'est besoin de longs commentaires pour faire ressortir ici la réduction très poussée des deux étages considérés à Galm (puissance totale 9 m), qui contraste avec les épaisseurs mesurées plus au NW (coupe 3 : 80 m), en accord avec ce que nous avons vu des autres étages du Lias dans les mêmes coupes.

Zone VI. — Les conditions sont ici analogues à celles de la zone précédente : des séries réduites dans les régions SE de la zone et beaucoup plus épaisses dans les régions NW ; 20 m de puissance totale dans la coupe 2 et 110 m sous le Müllerstein.

LE TOARCIEEN

Au Toarcien aussi on constate une différence de faciès entre la zone II et les zones IV à VI. Elle n'est cependant pas très considérable. En effet, SCHENKER (1946) a attribué au Toarcien des calcaires gris ou blancs, à lentilles plus schisteuses, qui passent progressivement, à la base, à la série compréhensive Pliensbachien + Domérien. Dans la zone III, le Toarcien n'est pas reconnaissable comme tel ; probablement

forme-t-il également le sommet de la série domérienne. Nous avons vu en effet qu'au Pliensbachien et au Domérien le faciès des zones II et III est analogue. Je pense qu'il en est de même ici.

Dans les zones situées plus au NW, où le Toarcien est bien développé, M. LUCEON (1910) a distingué deux faciès, l'un calcaire, l'autre schisteux, plus fréquent dans l'W de la région. Paléontologiquement d'ailleurs, la partie supérieure des grès du Domérien est déjà à rattacher au Toarcien (*Belemnites acuarius* Schl.).

Cet étage est formé de calcaires gris, bleutés ou noirâtres, arénacés souvent, avec de nombreux débris organiques, de bélemnites et d'échinodermes. Les intercalations ou zones schisteuses sont noires ou plus souvent grises, plus claires que les calcaires, avec des reflets brillants de séricite sur les plans de schistosité. Souvent il est difficile de dire s'il s'agit de schistes ou de calcaires laminés, car on peut rencontrer tous les stades de passage. D'ailleurs, par endroits, le Toarcien se charge de quartz et prend un faciès gréseux analogue au Domérien. Ainsi au S de la Wandfluh, le passage du Domérien au Toarcien est progressif, et on rencontre dans le Toarcien, à 3 m du contact, des lentilles gréseuses domériennes de 15 cm de puissance, dont la position actuelle ne doit rien à la tectonique. Ce Toarcien gréseux prend souvent une teinte beige ou même brune par enrichissement en fer.

Cette grande variété de faciès rend la confusion facile tant avec le Pliensbachien pour les niveaux calcaires qu'avec l'Aalénien pour les niveaux schisteux. Ainsi, dans la région de Schnide et de Galm, où les lames tectoniques sont nombreuses, il est très difficile de fixer une limite précise entre Aalénien et Toarcien.

Si en gros la subdivision proposée par LUCEON (1904) [Toarcien calcaire à la base, Toarcien schisteux plus haut] se maintient, il n'est pas toujours possible sur l'affleurement de savoir où classer la roche examinée. Il serait plus exact d'envisager le Toarcien comme un passage progressif du faciès gréseux au faciès calcaire puis au faciès schisteux. La transition est progressive, et même dans les séries calcaires on rencontre souvent des intercalations schisteuses importantes. Le Toarcien est l'étage le moins bien individualisé et le moins caractéristique de faciès de tout le Lias de cette extrémité occidentale du massif de l'Aar.

Tableau des puissances mesurées (en mètres)

(Tableau 7)

Zone II

1. Bietschtal (Haselwald)	15
2. Rote Kuh W	0
3. Rote Kuh E	0
4. Blaugraben I (1900 m alt.)	0
5. Blaugraben II (1800 m alt.)	0
6. Blaugraben III (1700 m alt.)	0

Zone V

1. Galm	7
2. Chemin d'Albinnen à Ober Dorben	60

Zone VI

1. Chemin d'Ober Dorben aux échelles d'Albinnen	40
2. Versant NW du Majingborn, sur la Fluhalp	60 (L.)
3. Versant NW du Majinghorn, sous le Müllerstein . . .	85 (L.)

Abréviation : (L.) LUCEON 1914.

Zone II. — Rien à dire de particulier de cette zone dans laquelle les conditions sont analogues à ce qu'elles étaient au Pliensbachien et au Domérien.

Zone III. — Le Toarcien y est peut-être représenté dans les derniers bancs du Domérien, mais le manque de différenciation des faciès ne permet pas de le reconnaître.

Zone IV. — Aucun affleurement de Toarcien ne se présente dans cette zone, qui permette d'en mesurer la puissance.

Zone V. — Cette zone reste la plus typique, avec sa série réduite au SE et sa série épaisse au NW, cette dernière étant plus de huit fois supérieure à la première.

Zone VI. — La différence de puissance est ici moins fortement marquée, mais ce sont toujours les affleurements situés le plus au NW qui présentent les plus grandes épaisseurs, les 85 m de la coupe (3) étant la puissance maximum de l'étage mesurée dans la région.

CONSIDÉRATIONS SUR LA SÉDIMENTATION DU LIAS

Avant de passer au Dogger, je tiens à grouper ici quelques remarques sur la sédimentation liasique, qui offre dans la région étudiée des particularités dont l'importance ressortira mieux encore lorsque nous en aurons envisagé les caractères tectoniques.

1. Les faciès

Au Lias inférieur (Rhétien, Hettangien, Sinémurien) et au Lotharingien, on distingue deux domaines différents : le premier comprend les zones I, II, IV et suivantes, et le deuxième, la seule zone III. Dans le premier domaine, les étages sont fortement schisteux, identiques de part et d'autre de la zone III. Dans cette dernière, rien ne permet d'affirmer l'existence du Lias inférieur et, vu les épaisseurs très réduites qu'il présente dans la série septentrionale de la zone II, on peut raisonnablement estimer qu'il n'y a jamais été déposé, ou, du moins, qu'il y fut érodé sans laisser de traces, avant le dépôt du Pliensbachien. La partie septentrionale de la zone II serait donc à rapprocher de la zone III.

Au Lias moyen et supérieur (Pliensbachien, Domérien, Toarcien), les conditions changent de nouveau. On a toujours deux domaines distincts, mais dont les limites ne sont plus les mêmes. Au SE, les zones II et III présentent un faciès « compréhensif » (absent dans la série septentrionale de la zone II) uniformément gréso-calcaire. Au NW, par contre, dans les zones IV, V et VI, cette série est différenciée dans la succession devenue classique depuis la description du Torrenthorn et de ses abords par LUGEON (1914). Le Pliensbachien est calcaire, le Domérien gréseux, le Toarcien calcaire puis schisteux. Tous les passages d'un faciès à l'autre sont progressifs, mais bien marqués ; les transitions sont brusques, mais pas « cataclysmiques ». Latéralement, c'est-à-dire du SW au NE, les faciès sont remarquablement constants, à l'exception peut-être du Toarcien qui serait davantage schisteux dans l'W (LUGEON 1914).

2. Les variations de puissance

On a vu, plus ou moins nettement pour chaque étage, que dans toutes les zones on retrouve une variation de puissance du SE au NW, variation qui peut être très considérable, de l'ordre de dix fois ou même davantage. Il est important de remarquer que ce ne sont pas certains étages qui montrent ces changements de puissance, mais tous et dans chaque zone. Par contre, latéralement, du NE au SW, les épaisseurs sont plus constantes. A l'intérieur des différentes zones, là du moins où les coupes sont suffisantes, on retrouve en plusieurs points la même disposition.

Ceci démontre que durant toute la sédimentation du Lias, ces zones se sont comportées comme des unités. Mais si chacune est indépendante, toutes suivent le même schéma, toutes sont approximativement parallèles et toutes appartiennent à un régime particulier commun. J'analyserai ce régime (dont les causes sont tectoniques) plus loin et j'en montrerai dans une synthèse finale les conséquences à longue portée.

3. Les galets dolomitiques triasiques

Un dernier point particulier sur lequel il convient d'insister est l'existence de brèches ou conglomérats à galets dolomitiques triasiques. Ces conglomérats se retrouvent en effet toujours identiques à eux-mêmes, à différents niveaux et en différentes localités. Si on ordonne toutes les observations, on voit de manière frappante qu'ils migrent à la fois du SE vers le NW et du Lotharingien au Dogger ! En effet, on les trouve : 1° au Lotharingien, dans la zone II (Bietschtal) ; 2° au Pliensbachien, dans la zone V (Galm) ; 3° au Domérien inférieur, dans la zone VI (Oberferden, Wandfluh) ; 4° à l'Aalénien, en blocs, au-dessus du Lötchenpass (VON TAVEL 1937) ; 5° au Dogger (Bajocien), à la Kaufmannskumme (LUGEON 1914)¹.

Comment interpréter ce déplacement ? La présence des galets triasiques implique l'émersion du Trias dolomitique ; celle des galets cristal-

¹ Les calcaires à galets dolomitiques d'Unter Fesel ne peuvent donc pas être du Dogger (cf. p. 56).

lins rencontrés au toit des premiers dans les zones II, V et VI confirme qu'il s'agit de l'érosion progressive du massif de l'Aar et de sa couverture. Quels sont les schémas qui peuvent en rendre compte ?

A. S'agit-il d'une transgression marine du S vers le N sur la bordure du massif émergé ? Evidemment non, car dans les zones au N des dépôts de Trias remanié on n'aurait aucun dépôt marin, ce qui n'est pas le cas, les faciès étant même parfois les mêmes dans les zones septentrionales et méridionales (Lotharingien par exemple).

B. S'agit-il d'un seuil émergé qui se déplace du S au N durant tout le Lias ? Non, car les épaisseurs mesurées prouvent le contraire. Si ce cas était réalisé, on devrait en effet constater une diminution de profondeur plus ou moins progressive du S au N, suivie d'une augmentation correspondante sur l'autre flanc du seuil. Les zones de variation de puissance constatées excluent cette hypothèse.

C. S'agit-il du basculement progressif vers le N de toute la masse cristalline et de sa surface plus particulièrement ? Pas davantage, car alors les régions méridionales émergeraient toujours plus ; ce serait l'inverse du cas A. Pour les mêmes raisons, c'est une impossibilité.

D. S'agit-il du basculement vers le N de la surface de chaque zone l'une après l'autre ? Oui, sans aucun doute. C'est la seule manière d'expliquer à la fois la migration du faciès à galets dolomitiques et les changements de puissance constatés (cf. p. 129 à 133 pour le détail du processus).

Le Dogger

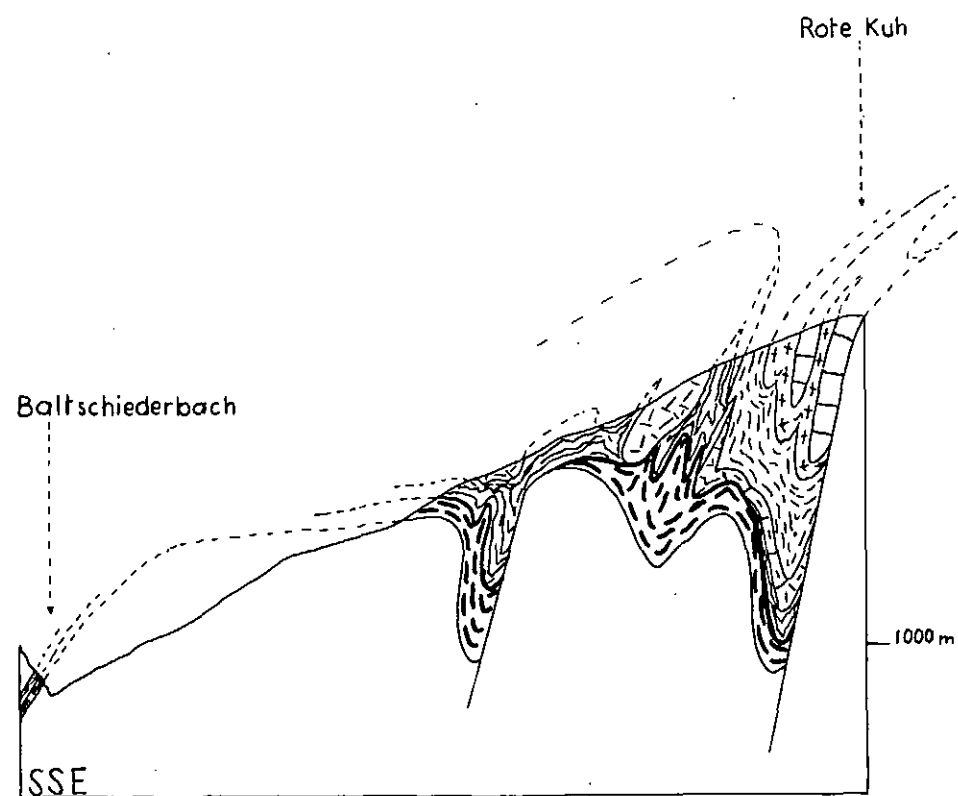
L'AALÉNIEN

Contrairement à LUCEON (1904) et aux écoles de langue française en général, mais en accord avec SCHENKER (1946) et les écoles de langue germanique, j'attribue l'Aalénien au Dogger et non au Lias. Je préfère en effet considérer la très importante transgression aalénienne (sensible dans tout l'Helvétique) comme le début d'une époque nouvelle, ce que j'ai fait déjà pour le Rhétien. Très constant partout, le faciès de l'Aalénien ne montre aucune variation importante dans la région étudiée ici.

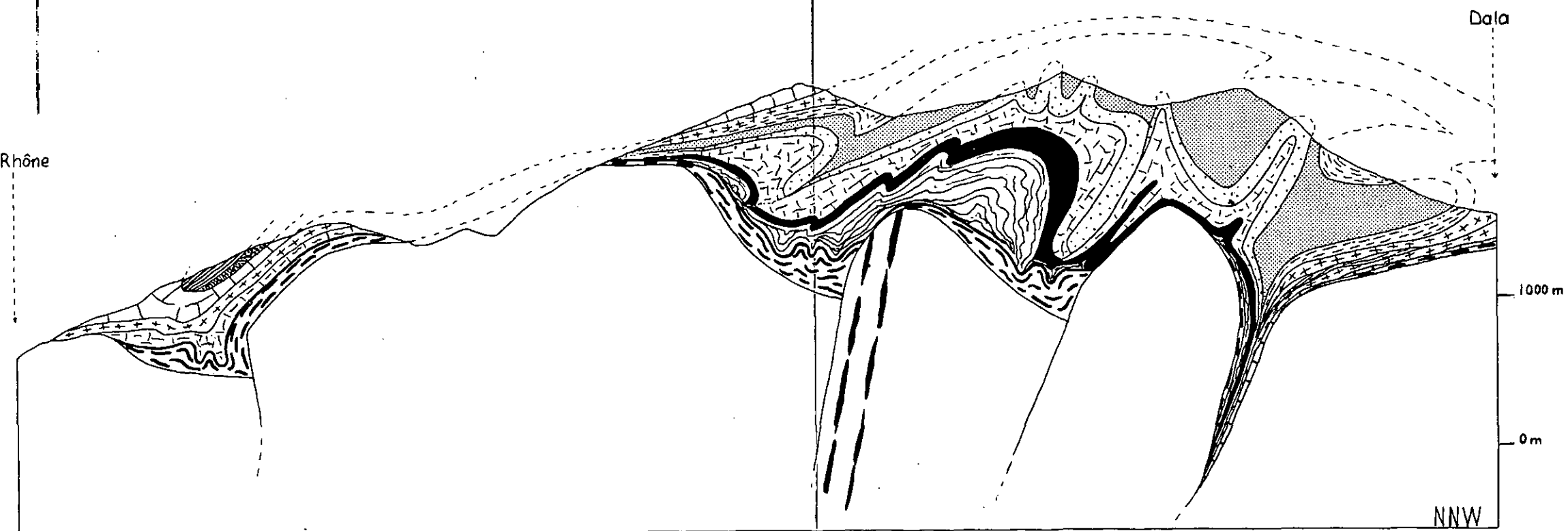
Ce sont des schistes argileux noirs, parfois bleutés ou gris, mous, à taches d'oxyde de fer sur les plans de stratification. Ils se distinguent très mal ou pas du tout de l'Hettangien. Souvent, surtout au toit et au mur, ils sont remplis de lentilles de quartz et de calcite, qui leur donnent un aspect très bouleversé. Cette ségrégation est sans doute la conséquence des déformations tertiaires. Dans les régions particulièrement tectonisées, la proportion de sérieite peut augmenter notablement et prêter à la roche des reflets gris. C'est le cas sur la route de Feschel, au S du village, où ces schistes plus clairs que l'Aalénien normal en sont probablement quand même.

Par endroits on rencontre des intercalations gréseuses sans importance. On en voit quelques-unes en bordure de la route de Loèche à

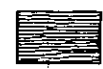
Profil transversal du Baltschiederbach à la Dala



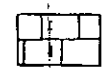
Rhône



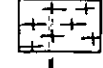
Grès de Tavayanne



Valanginien



Malm



Dogger indifférencié



Aalénien



Toarcien



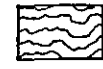
Domérien



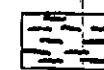
Pliensbachien et au SE
Lias supérieur indifférencié



Lotharingien



Lias inférieur



Trias



Carbonifère



Cristallin indifférencié

ÉCHELLE

1 km

Loèche-les-Bains, entre le hameau de Tschingeren et le pont routier sur la Dala. SCHENKER (1946), pour sa part, a signalé un banc de calcaires grossièrement spathiques de 1 à 2 m de puissance, dans le Blaugraben. La couleur en est sombre, la surface d'altération est rougeâtre. Ce sont les seules exceptions que je connaisse dans la série si monotone de l'Aalénien.

SCHENKER (1946) a cartographié, dans la partie occidentale de sa région, une mince bande aalénienne au contact immédiat du cristallin, bande qui atteint plus de 10 m de puissance entre Laden et Mattacker, mais qui se poursuit vers l'E sous forme de lentilles jusqu'à la Rote Kub. « Wabrscheinlich gehören sie (diese Schiefer) ins Aalénien » (SCHENKER 1946). Après de longues recherches, j'ai réussi à découvrir un affleurement qui me permet de confirmer cette attribution.

Dans le Luogelkin, entre Tatz et Laden, à l'altitude de 1620 m environ, on trouve dans le lit du ruisseau la coupe suivante de bas en haut (du N au S) :

1. Cristallin, granite de Baltschieder laminé.
2. Schistes bleu-noir brillants, mêlés à des copeaux cristallins sériciteux, dorés. Puissance 15 cm.
3. Schistes comme (2), copeaux cristallins plus rares, puissance 50 cm.
4. Schistes comme (2) mais avec de nombreux nodules de quartz et de calcite d'origine tectonique. Puissance 1 m.
5. Calcaire échinodermique gris foncé, à nombreux débris organiques, encrines, piquants d'oursins, etc. Contient un très important conglomérat à galets cristallins. Puissance environ 1 m.
6. Calcaire gris clair à reflets bleu ciel. Puissance visible 1 m.

D'après son faciès, le niveau (5) ne peut être que du Bajocien, ce qui place automatiquement les niveaux (2), (3) et (4) dans l'Aalénien. Deux autres arguments s'ajoutent à celui-ci : l'un est que les nodules de quartz et de calcite sont fréquents dans les lits tourmentés de l'Aalénien ; l'autre, que cet étage est partout fortement transgressif au N de la zone II. Il n'est pas étonnant de l'avoir ici au contact du cristallin, si on se rappelle les puissances extrêmement réduites du Lias inférieur de la Rote Kub et du Blaugraben, sur lequel il repose en discordance.

Il est extrêmement difficile de mesurer la puissance qu'atteint l'Aalénien. D'une part, une série aussi schisteuse a pu subir des étirements ou des accumulations tectoniques (empilement ou redoublement de plis par exemple), d'autre part, en bien des endroits le Bajocien n'affleure plus, emporté par la tectonique ou l'érosion. Dans l'ensemble, c'est partout une série très épaisse.

Tableau des épaisseurs mesurées (en mètres)

(Tableau 8)

Zone II

1. Bietschtal (Haselwald)	plus de 12
2. Blaugraben I (1900 m alt.)	plus de 3
3. Blaugraben II (1800 m alt.)	plus de 25

4. Blaugraben III (1700 m alt.)	plus de	8
5. Rote Kub W	plus de	5
6. Rote Kuh E	plus de	6
Estimation de l'épaisseur déposée		120-140

Zone III

1. Herrenhubel (Aalénien probable).	plus de	30
2. Sur Getwing (transgresse sur le gneiss) . . .		50
3. Rive gauche du Fescheljü, sur le chemin d'Erschmatt.		150

Zone VI

1. Versant NW du Majingborn, sous le Müller- stein	50	(L.)
2. Sentier d'Unterferden à Oberferden (Aalé- nien probable)	20	

Abréviation : (L.) LUGEON 1914.

Les estimations de SCHENKER (120 à 140 m) et de LUGEON (150 m) coïncident assez bien et montrent un changement considérable des conditions de sédimentation depuis le Lias, argument de plus pour en séparer l'Aalénien.

Tandis que LUGEON, sur sa carte (1910), n'a figuré que du « Dogger indéterminé », SCHENKER (1946) a été amené à distinguer le Bajocien du Bathonien, bien que la faible épaisseur de ce dernier ne permette pas de le cartographier. En partant de ses résultats, on peut attribuer la plus grande partie du « Dogger indéterminé » au Bajocien. En quelques points seulement, le Bathonien semble exister.

LE BAJOCIEN

Le Bajocien est un calcaire échinodermique à entroques, arénacé, qui, dans la zone II, offre de très grandes similitudes avec le Pliensbachien + Domérien compréhensif (SCHENKER). Il est partout gris bleuté, parfois presque noir, beige, brunâtre ou roux sur les surfaces altérées. Il se charge spécialement de silice dans la zone III, où la plus ou moins grande richesse en quartz provoque dans la roche une alternance de lits plus ou moins clairs de quelques mètres de puissance. Dans la zone III également, il semble plus plaqueté que dans la zone II, ainsi, par exemple, dans le haut de la clairière de Scmsen, qui domine Guttet.

Dans le profil du Luogelkin supérieur, mentionné à propos de l'Aalénien (p. 65), j'ai signalé dans le Bajocien un conglomérat à galets cristallins. Il s'agit d'un véritable conglomérat pratiquement monogène (fig. 5). La pâte a le faciès normal du Bajocien, tant en ce qui concerne

son caractère échinodermique que pour la couleur (à la cassure et en surface altérée). Ce niveau est bourré de blocs cristallins, gneissiques, de toutes tailles. Les plus petits ont moins de 1 cm de long; les plus gros atteignent 20 cm. Quelques lames gris-bleu brillantes peuvent représenter des débris d'Aalénien ou éventuellement un faciès légèrement différent. Les blocs sont subarrondis, visiblement distincts des copeaux cristallins pincés dans l'Aalénien sous-jacent. Ils n'en ont ni la forme lenticulaire, ni la teinte mordorée caractéristique du granite de Baltschieder fortement laminé. D'ailleurs j'ai pu voir un galet nettement oblique à la schistosité, ce qui, pour une lame tectonique, serait une impossibilité.

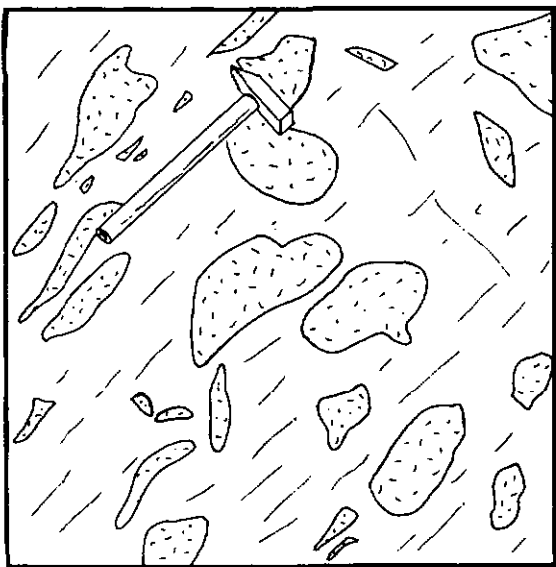


Fig. 5. Conglomérat granitique dans le Bajocien. Lit du Luogelkin au-dessus du sentier Tatz-Laden. D'après photo.

Dans ce conglomérat deux faits sont importants à noter :

- 1° Il est monogène, formé uniquement de blocs de cristallin ;
- 2° Le triage est quasi inexistant, et on rencontre des blocs de forte taille.

Le premier point montre que la transgression bajocienne s'est faite ici sur une véritable île ou sur un seuil quelconque émergé et déjà érodé jusqu'au cristallin. Le deuxième donne à penser que la côte en question était très peu éloignée de l'affleurement et que son relief était assez abrupt pour que s'en détachent des blocs de quelques décimètres cubes. Il est probable même que le mouvement de surélévation de la côte est postérieur à l'Aalénien. Ce dernier en effet s'est déposé vraisemblablement ici déjà en transgression sur le socle granitique. Il ne contient nulle part de conglomérats à éléments cristallins (tout au plus des calcaires dolomitiques triasiques loin au NW, cf. p. 63), et son faciès, très constant, est celui d'une mer profonde.

Pour que le Bajocien en repos sur cet Aalénien vaseux contienne le conglomérat décrit, il faut que le relief soit devenu singulièrement plus accidenté dans un temps relativement court. A mon avis, seules des

cassures peuvent ici entrer en ligne de compte. L'épaisseur du Bajocien est dans l'ensemble assez variable, sans qu'il semble s'en dégager une ordonnance quelconque.

Tableau des épaisseurs mesurées (en mètres)

(Tableau 9)

Zone II

A. Série septentrionale	1. Blaugraben	50-70
	2. Luogelkin supérieur	plus de 2
B. Série méridionale	1. Bietschtal	moins de 20
	2. Luogelkin inférieur	4-5

Zone III

1. Au-dessus de Getwing (Dogger indéterminé, probablement Bajocien)	20
2. Rive gauche du Fescheljü, sur le chemin d'Erschmatt (Bathonien-Bajocien).	150

On peut penser que dans la zone II les épaisseurs diminuent d'E en W, tant dans la série septentrionale que dans la série méridionale. Il faut cependant être très prudent car les conséquences des efforts tectoniques, plus marqués dans l'W précisément, peuvent pour une bonne part avoir contribué à créer cette différence.

Dans la zone III, l'extraordinaire puissance relevée par LUGEON frappe évidemment d'emblée. Si elle comprend le Bathonien, je ne crois pas que ce dernier étage ait plus de quelques mètres, et par conséquent il ne modifie pas beaucoup la valeur obtenue. On pourrait douter de la justesse de l'observation si toute cette coupe, dès le Trias (environ 100 m), ne se distinguait par des épaisseurs étonnantes. On ne peut que prendre note du fait, le nombre de profils relevés étant trop restreint pour tenter une comparaison quelconque.

LE BATHONIEN

SCHENKER (1946) a attribué à ce niveau des schistes argileux sombres, brillants, qui constituent par endroits la base du Callovien. Leur position stratigraphique interdit en effet d'en faire de l'Aalénien, dont ils ont pratiquement le faciès. Dans les régions situées plus au NW, il est souvent difficile de savoir si les niveaux plus schisteux du Dogger, qu'on rencontre çà et là à la base du Malm, ne sont pas simplement des calcaires tectonisés du Bajocien. J'attribue cependant au Bathonien divers affleurements.

A. Le long du sentier qui longe le pied E de la crête du Horlini, on rencontre des schistes gris clair, brillants, légèrement ferrugineux. Au pied W de cette même crête, on trouve aussi des schistes verdâtres, sombres, que je rapporte au même étage. Sur l'arête même du Horlini à Schnide, le Bathonien existe probablement aussi, mais les complica-

tions tectoniques sont si nombreuses, les faciès si mal différenciés qu'on ne peut rien affirmer.

B. Le bisse qui, par le pied du Bannwald, descend vers Guttet coupe sous le Malm des calcaires finement feuilletés, clairs, schisteux, qui pourraient aussi être du Bathonien ou éventuellement un faciès « tectonisé » du Bajocien supérieur.

L'épaisseur de ce Bathonien problématique est partout négligeable ; SCHENKER (1946) a relevé une lentille puissante de 6 m ; les affleurements que je connais n'atteignent même pas cette valeur.

LE CALLOVIEN

LUGEON a cartographié dans la zone III de larges bandes de Callovien, que j'avoue n'avoir pas su distinguer du Bajocien-Bathonien. Son texte (1914) ne fait mention que de schistes argileux calloviens, que couperait le sentier de Feschel à Erschmatt. Je ne crois pas pouvoir attribuer au Callovien les zones plus schisteuses du Dogger supérieur, ceci d'autant plus que je connais du Horlini une véritable oolithe ferrugineuse indubitablement callovienne. Comme elle diffère quelque peu du faciès plus méridional, je la décrirai séparément.

Zone II. — C'est un des très grands mérites de SCHENKER d'avoir reconnu et suivi l'oolithe ferrugineuse callovienne dans la région dont il a abordé l'étude. Il a pu ainsi en « structurer » toute la stratigraphie. Il s'agit d'un calcaire sombre, pas forcément oolithique, vert, violet ou brun, roux ou ocre sur les surfaces altérées, souvent très riche en débris organiques recristallisés (bélemnites).

L'épaisseur est toujours extrêmement faible, en moyenne de 20 à 30 cm (SCHENKER). La couche ne semble d'ailleurs pas être absolument continue car sous le hameau de Wasserleite sur Raron, le Bajocien passe au Malm par 10 cm de schistes plus ou moins ferrugineux, qui sont probablement bathoniens. Le Callovien manque. Ailleurs il s'enfle au point de mesurer 80 cm le long du hisse du Tälwald sur le versant gauche de l'Ijolithal, 1 m sur le chemin du Bietschtal, à environ 100 m au N du viaduc du BLS, et même 1,5 m sur rive droite du Luogelkin le long du bisse de Luoglen. Ce dernier affleurement est extrêmement « tectonisé » et enrichi en lentilles de calcite.

Zone III. — Quand on parcourt les pentes couvertes d'éboulis qui descendent au S du sommet du Horlini, on trouve juste sous le Malm un calcaire brun jaunâtre, à minuscules pisolithes ferrugineux de 1 à 3 mm de diamètre. Ce banc, que j'attribue au Callovien, ne mesure que 30 à 50 cm de puissance. Au N du sommet, l'arête qui, de Schnide, se dirige vers le S, est interrompue par une série de petits ressauts qui sont comme autant d'éperons. Le quatrième, compté depuis le col, est lui aussi callovien. Il ne montre pas ici les oolithes caractéristiques, mais se distingue du Malm par sa surface altérée plus jaune, sa teinte plus noire et son grain à la fois plus grossier et plus arénacé. La carte de

LUGEON est ici trop schématique, car toute cette région du col de Schnide est d'une grande complexité à cause de son laminage intense.

Au vu des résultats de SCHENKER (1946) et d'après ce que j'ai trouvé au Horlini, il ne faut, je crois, attribuer au Callovien que le niveau très ferrugineux, souvent oolithique, épais de moins d'un mètre, qui forme la base du Malm partout où il a été reconnu. Les schistes argileux de la figure 41 de LUGEON (1914) seraient probablement du Bathonien, ou éventuellement un faciès plus schisteux du Bajocien.

Le Malm

Le Malm est très uniforme de faciès dans toute la région étudiée. SCHENKER a distingué à l'E de la Lonza l'Argovien du Malm supérieur, alors que plus au NW une telle distinction ne semble pas applicable, peut-être parce qu'on est ici dans la zone III, dont on a vu précédemment l'indépendance tout au long de la série basique. Je décrirai séparément l'Argovien de la zone II pour traiter ensuite du Malm en général.

L'ARGOVIEN

(Zone II)

Cet étage est formé de schistes et de calcaires gris, tirant parfois au noir, à patine jaunâtre, dont l'éclat soyeux est caractéristique. Souvent, ce qui le distingue franchement du Malm, il est parcouru de très nombreuses lentilles de calcite, qui lui donnent un aspect tourmenté, un peu analogue à celui de l'Aalénien. Le passage au Malm est progressif, difficile à fixer exactement, bien que par endroits SCHENKER ait signalé un changement de couleur très net.

La puissance de l'étage est plus faible au N qu'au S. A la Rote Kuh, il ne mesure que quelques mètres, alors que dans le Bietschtal (série méridionale) il atteint un maximum de 50 m environ.

LE MALM

Sous ce nom j'entends ici le Malm supérieur (sur l'Argovien) de la zone II et le Malm indifférencié de la zone III, de faciès identique.

C'est le « Hochgebirgskalk » des auteurs de langue allemande, calcaire bleuté, gris, à grain fin, en gros bancs légèrement sérieux sur les plans de couche. Il est bien caractéristique à la gare de Hohenm, dans les grandes dalles régulières très redressées qui bordent la voie, ou aussi en dessous de Guttet et d'Erschmatt, où les placages gris quasiment sans végétation se voient très bien de la route cantonale entre Susten et Turtmann.

Dans le lambeau du sommet du Horlini, on rencontre un faciès particulier (plus dolomitique ?). La roche est très riche en lentilles grises ou blanches, dures, extrêmement laminées. Elles ne dépassent pas 5 cm de puissance et sont étirées parfois sur près de 1 m de long. Je ne les ai pas rencontrées ailleurs et pense qu'il s'agit de concentrations dolomitiques étirées par les efforts alpins particulièrement intenses dans cette

région. A part cela, le faciès du Malm est partout d'une désespérante monotonic.

Les fossiles sont quasi absents ou beaucoup trop recristallisés pour être reconnaissables, et je n'ai trouvé que dans le Bietschtal, en bordure du pâturage d'Eschji, des restes écrasés de bélemnites et peut-être de gastéropodes indéterminables.

LE TITHONIQUE (?)

En de nombreux endroits, les niveaux tout à fait supérieurs du Malm prennent un faciès particulier, que j'attribuerais volontiers au Tithonique. Il s'agit :

- A. de la présence fréquente de brèches sédimentaires ;
- B. d'un enrichissement en dolomite ;
- C. d'une coloration rouge plus ou moins intense.

Les trois phénomènes vont généralement de pair.

A. Les brèches sédimentaires

Dans la zone II, SCHENKER a signalé une brèche de 2 m de puissance, qu'il rapporte aux « Troskalkbreccien » du Titlis. Dans les environs de Hochtenn, on rencontre des formations analogues. Dans la zone III, je connais deux types de brèches. D'une part celles que l'on rencontre en plusieurs points de la route de Loèche à Guttet, aux abords immédiats des affleurements des grès de Taveyanne et dans le virage en épingle à cheveux coté 1046. Ce sont des brèches d'un calcaire plus sombre, presque noir, grumeleux, rendant sous le marteau une odeur affreusement fétide. Elles semblent contenir de nombreux restes organiques recalcifiés et méconnaissables.

Un type un peu différent est représenté au mur immédiat du grès de Taveyanne, en bordure de la route. C'est un calcaire bréchique, plus semblable au Malm, à nombreux petits débris d'un calcaire plus foncé. La pâte est plus dolomitique par taches qui ressortent en gris plus clair. Cette dernière brèche n'est bien visible que sur des coupes fraîches ; l'altération superficielle uniformise trop les variations de coloration pour qu'elles y soient encore sensibles. C'est à des brèches de ce type que je rapporte la « knorrig Bank » bréchique à l'échelle microscopique de SCHENKER.

L'autre type de brèches est celui qu'il est très facile d'étudier le long de la nouvelle route de Bratsch et d'Erschmatt. Ce sont des brèches intraformationnelles, tout à fait analogues à celles qu'on connaît du Purbeckien et du Portlandien du Jura (JOUKOWSKY et FAVRE 1913, BAER 1956b). Elles n'ont en général que quelques centimètres de puissance, mais il en est une dont l'importance est beaucoup plus considérable. On la rencontre environ 1 km à l'E du pont sur le Fescheljö, le long de la route, et elle se prolonge au NE, où le lacet du sentier montant directement à Erschmatt la recoupe également.

Stratigraphiquement de bas en haut, on a 20 à 30 cm de calcite très

grossièrement cristallisée (cristaux jusqu'à 3 cm de diamètre), puis une brèche sédimentaire dont les morceaux rapetissent à mesure qu'on monte dans la série. A la base, les plus gros mesurent environ jusqu'à 5×20 cm ; au sommet, les plus petits n'ont plus que 2 à 3 cm de diamètre. La puissance de la brèche proprement dite atteint 1 à 2 m. L'emboîtement des morceaux les uns dans les autres diminue avec le diamètre moyen des éléments. Au toit, on passe sans transition à un calcaire du type habituel du Malm. Tout le ciment de la brèche est imprégné par taches ou par bts d'un pigment rouge brique, ferrugineux.

B. L'enrichissement en dolomite

Plus rare, et aussi plus difficile à constater, il est extraordinairement développé sous l'affleurement de grès de Taveyanne que la route coupe au N de Brentschjong. Si on quitte la route pour parcourir la maigre forêt de pins qui la surmonte, on rencontre quelques petits pointements d'un calcaire très dolomitique, blanc rosé, vaguement gris-bleu par places, qui représente le Malm supérieur. Au bord de la route, la proportion de dolomite est beaucoup plus faible, tout au plus a-t-on quelques traînées plus claires dans le faciès habituel (cf. sous A).

C. La coloration rouge

Une teinte rouge brique, plus ou moins marquée, est fréquente dans les niveaux supérieurs du Malm. Elle est toujours limitée aux plans de couche et n'imprègne pas véritablement la roche. Dans la zone II, SCHENKER (1946) l'a signalée de l'Ijolital ; je la connais également en dessous de Hohstenn, au bord du sentier descendant au Pt. 629 (Stegerfeld). Les mêmes conditions se retrouvent dans la zone III.

Les mouvements alpins ont parfois transporté cette coloration sur les plans de mouvement, mais elle est principalement parallèle à la stratification. Il s'agit peut-être, lors du dépôt du Malm, de l'érosion de terres exondées dont les produits d'altération sidérolithique ont été entraînés dans la mer. Ce n'est donc pas un argument permettant de connaître la profondeur de la mer où se déposaient ces sédiments rouges, contrairement à la présence des brèches et des niveaux dolomitiques qui marquent, par rapport au reste de l'étage, une diminution de profondeur.

Si aucun de ces trois facteurs n'est typique, à lui seul, du Tithonique, leur association dans les derniers niveaux du Malm montre pourtant un ensemble de phénomènes attribuables à cet étage. Il faudrait y ajouter de rares lentilles d'un calcaire gris ou beige, à taches noires, que l'on voit par exemple le long de la route de Bratsch aux abords de l'affleurement de brèche sédimentaire rouge. Ces calcaires ressemblent à l'œil nu à certains faciès du Purbeckien du Jura.

Il est important de noter que le Malm des deux flancs du « synclinal de Loèche-Ville » présente des faciès tout à fait identiques, ce qui permet de conclure à des conditions de sédimentation analogues. La puissance du Malm est bien difficile à estimer, car d'éventuels replis pincés en augmentent probablement la puissance çà ou là. Il atteint vraisemblablement une cinquantaine de mètres d'épaisseur.

LE CRÉTACÉ

LE VALANGINIEN

LUGEON (1910) a attribué avec raison au Valanginien des schistes et calcaires gris qui forment le noyau apparent du « synclinal de Loèche-Ville ». Plus au SE, ARBENZ (*in* SCHENKER 1946) a le premier reconnu la présence, au toit du Malm, d'un faciès analogue. Ces marno-calcaires passent insensiblement au Malm à leur base, et il est très difficile de distinguer le Malm laminé du Valanginien schisteux. Dans l'ensemble, le Valanginien est plus schisteux et plus foncé ; sa couleur d'altération est plus beige. D'autre part, on y rencontre de petits cubes de pyrite qui n'existent pas dans le Malm.

La coloration rosée du Malm supérieur se retrouve par endroits dans le Valanginien et complique la distinction. Par exemple, dans la très bonne coupe de la nouvelle route d'Erschmatt en dessous du village, le passage du Jurassique au Crétacé est moins net que dans la topographie où les niveaux plus schisteux du Valanginien dessinent une combe très visible.

Au-dessus de Grechmatten, le Valanginien est bourré par places de débris organiques où on reconnaît de petits Gastéropodes, mais la recristallisation très poussée ne permet pas s. l. m. de distinguer autre chose que quelques restes à structure échinodermique dans une masse finement calcaire très laminée¹.

Dans la zone III, outre la grande pincée de Valanginien cartographiée par LUGEON (1910), j'en ai retrouvé une nouvelle bande, beaucoup moins importante, dans la région de Lichten (à l'E de Loèche, au-dessus de la nouvelle route de Bratsch). La route coupe cette pincée une première fois au « c » de Lichten et une deuxième fois au « R » de Rotafen. Ce Valanginien est formé de schistes finement plaquetés, analogues à ceux des autres affleurements connus.

La puissance de l'étage qui, dans la zone II, atteint 20 m (Luogelkin), est sans doute plus forte, voisine peut-être de 100 m dans la zone III, où les efforts tertiaires rendent toute estimation difficile.

LE TERTIAIRE

LES GRÈS DE TAVEYANNE

Historique

I. « Tuf augitique »

LUGEON (1904) a décrit des environs de Loèche divers affleurements de grès verts particuliers. Dans son mémoire principal (1914), il a corrigé cette première détermination et, à la suite de nouvelles observations, a parlé d'un tuf augitique, quoique préférant visiblement l'appellation

¹ L'attribution au Valanginien de la totalité de cet affleurement n'est pas absolument certaine. Peut-être s'agirait-il d'étages plus élevés.

plus neutre de « roche verte ». Il a fixé la position de cette roche particulière au sommet du Malm, car elle repose directement sur cet étage et semble s'intercaler entre celui-ci et le Valanginien.

WINTERHALTER (1933) a repris l'étude de ce « tuf augitique » et, par une série d'analyses microscopiques, pétrographiques et chimiques, a montré que la dite roche avait une extraordinaire parenté avec les grès de Taveyenne. Dans ses conclusions, il demandait si le « tuf » et les grès de Taveyenne n'étaient pas du même âge et, par conséquent, si les roches au toit du « tuf » étaient véritablement du Valanginien. Il voyait d'autre part une certaine similitude avec la Birre, où les grès de Taveyenne transgresseraient sur le Malm¹.

VUAGNAT, dans son étude d'ensemble sur le Flysch nord-helvétique (1952), a confirmé les conclusions de WINTERHALTER quant à l'appartenance du « tuf augitique » aux grès de Taveyenne, dont ils représentent le type II, ou du moins une de ses variétés. Il attribue (avec beaucoup de réserves) ce « tuf » à la couverture de l'Autochtone et note l'intérêt que présenterait une étude détaillée des affleurements en question pour apporter des précisions sur la curieuse position de ces grès. Il rappelle également que toute interprétation est rendue particulièrement délicate par la présence de zones disloquées, plus ou moins glissées, et par le laminage très intense de toute la région.

2. « Schistes, grès, calcaires, Valangien-Tithonique »

LUCEON (1910) a cartographié sous ce vocable une bande de roches qui s'étend entre le Malm et le Valanginien sous Guttet et sur Erschmatt principalement. Dans le mémoire explicatif (1914), il les décrit sommairement aux pages 63 et 65 : « Les schistes (valangiens) passent insensiblement au Jurassique par l'intermédiaire de quelques bancs légèrement arénacés qui représentent la transformation latérale du tuf augitique. » Et plus loin : « En suivant le chemin de Feschel à Erschmatt, on croise le Malm, puis, près du village, des couches à alternance de calcaire et de grès blanc quartziteux. Ce sont ces couches énigmatiques qui appartiennent soit au Jurassique supérieur, soit au Crétacé inférieur. »

De la description de LUCEON et de sa carte, deux observations importantes sont à retenir. D'abord, que ces grès représentent la transformation latérale du « tuf augitique », ensuite qu'ils n'existent nulle part au contact méridional du Malm et du Valanginien.

Description

Le « tuf augitique », ou tout au moins sa composante éruptive, a été décrit par WINTERHALTER (1933) et par VUAGNAT (1952). La roche est très disloquée, broyée à outrance dans tous les affleurements. Les zones les plus laminées sont souvent très altérées et prennent une coloration

¹ BRÜCKNER (1952) a démontré depuis que la transgression vue par ADRIAN (1914) n'existe pas ; il a trouvé que le mur des grès de Taveyenne est du Berriasien (Öhrlikalk) et, intercalés entre les deux, a reconnu des débris de Valanginien, d'Hauterivien et de Barrémien.

brun rouille. Dans l'ensemble, le grès vert est très régulier de faciès, contenant tout au plus quelques niveaux légèrement plus grossiers.

Dans toute la roche, on rencontre des lentilles de schistes brillants noirs, d'une puissance très réduite. Ces lentilles n'ont au plus que 1 à 3 dm de long, souvent à peine quelques millimètres. Lorsqu'on les examine sur les plans de stratification, elles ne présentent pas la forme effilée de lentilles tectoniques, mais un contour tout à fait arrondi. Il s'agit là de formations sédimentaires du type des « Tongallen », fréquentes dans le Flysch. Je pense que ce faciès schisteux est à rapprocher des schistes à Globigérines, qu'il représente probablement. Il n'y a là rien d'impossible, puisqu'on sait que ces deux formations (grès du Flysch et schistes à Globigérines) sont habituellement synchrones (BRÜCKNER 1952).

Dans l'éroulement descendu du Guggerbubel, on rencontre à un kilomètre environ de Loèche, le long de la route de Loèche-les-Bains, un gros affleurement particulièrement riche en blocs de grès de Taveyanne. Ceux-ci surmontent une zone importante de schistes gréseux noirs, éboulés eux aussi.

Sous le microscope, ces schistes, très laminés, sont formés d'une alternance de zones calcaires (calcite finement cristallisée) et de zones à grain plus grossier, riches également en calcaire, mais où on reconnaît des plagioclases peu altérés, des augites, souvent partiellement ouralitisées, et quelques hornblendes. Quelques grains représentent vraisemblablement des débris de laves. Les cristaux de quartz sont rares, en débris anguleux ; le mica est absent.

Les « grès quartzitiques », que LUGEON plaçait à la limite du Jurassique et du Crétacé, sont spécialement faciles à étudier sur le sentier qui descend directement de Guttet à Grechmatten, où il rejoint la route carrossable, et le long de celui qui monte d'Erschmatt à Brentschen, en suivant la lisière occidentale du petit bois dominant le village. Dans les deux cas, la roche est un grès calcaire gris fauve, bleu pâle ou vaguement verdâtre par endroits.

Les plaques minces montrent une abondance de calcite, à laquelle se mêlent des grains de quartz très anguleux, de nombreux plagioclases (trois fois plus nombreux environ que le quartz dans un échantillon venant d'Erschmatt) et une très grande fréquence de cristaux d'augite (échantillon provenant de Grechmatten).

LUGEON voyait un passage latéral du « tuf augitique » à ces grès, passage que j'admets également. Dans ces conditions, soit d'après la position tectonique, soit d'après la composition pétrographique, les grès calcaires sont évidemment des grès de Taveyanne d'un faciès particulier.

Or, à la Varnerkumme, au-dessus de Varen, LUGEON (1916, p. 126) a décrit d'autres grès quartzeux particuliers, dont il faisait un passage latéral des grès de Taveyanne reconnus comme tels. De même, dans la coupe de la Lizerne, les grès de Taveyanne ont un faciès curieux de grès gris, souvent massifs (VUAGNAT 1952), dans le prétendu « synclinal de raccord » entre les nappes de Morcles et des Diablerets. Je montrerai plus loin (p. 150) que ces divers affleurements appartiennent probablement tous à la même unité tectonique (carapace de la nappe du Doldenhorn).

Lorsqu'on descend de Guttet à Grechmatten, on coupe avec le sentier, en dessous du virage situé à peu près à la cote 1240, la série suivante (du N au S) :

1. Calcaire gris-bleu, plus ou moins dolomitique, taché de rose, Malm supérieur.
2. Calcaire grumeleux, gris foncé, très fétide, Malm supérieur, puissance environ 8 m.
3. Schistes calcaires gris à gris-noir, avec traînées beige, extrêmement feuilletés par zones. Malm ? 5 à 10 m.
4. Calcaire gréseux, gris très clair, à patine fauve. Grès de Taveyanne, puissance 1 m.
5. Brèche de quartz avec débris de ce calcaire gréseux, puissance environ 5 m.
6. Grès comme (4), puissance environ 3 m.
7. Calcaire gris-bleu, à traînées roses, très laminé, Malm ou Valanginien ? Puissance visible 2 m.
8. Grand pré qui cache environ 50 m de puissance de roche.
9. Calcaire gris, à débris organiques, dominant les maisons de Grechmatten. Valanginien ? (ou peut-être représentant en partie les couches à Cérithes ?).

On a donc du N au S le Malm autochtone avec ses faciès terminaux déjà décrits (p. 71 à 72), puis les grès de Taveyanne, qui comprennent une très importante zone de broyage tectonique, et le Valanginien du « noyau » du « synclinal de Loèche-Ville », avec peut-être, au sommet, l'équivalent des calcaires à Cérithes.

Plus à l'E, au-dessus d'Erschmatt, ce passage se présente dans des conditions un peu différentes. Si on monte d'Erschmatt à Brentschen par la lisière occidentale du bois, on constate que les derniers hancs du Valanginien (analogues à ceux de Grechmatten) sont interfoliés avec des niveaux appartenant aux grès de Taveyanne. Toute la région a subi avec une telle intensité les efforts alpins, le laminage est si poussé, que sur ces affleurements il est impossible de savoir si ces lentilles représentent d'anciens plis ou uniquement les effets d'un rabotage mutuel des deux niveaux. Elles mesurent souvent plusieurs mètres de puissance (jusqu'à 5) et se rencontrent jusqu'au contact du Malm qui, lui, en est absolument dépourvu. Dans cette série de lames de Valanginien et de grès de Taveyanne, approximativement à la cote 1340, au bord du chemin, affleure sur 30 cm de puissance une bande de schistes sériciteux détritiques, gréseux, vert pâle à traînées noirâtres. Ils appartiennent à la roche verte décrite par LUGNON. L'écrasement très intense leur a donné ici une allure un peu différente, mais l'étude de l'affleurement et des plaques minces taillées pour vérification ne permet aucun doute. Les grès clairs sont donc bien, une fois de plus, un passage latéral du grès vert du Guggerhubel.

Entre Brentschen et Engersch, on rencontre des conditions analogues, mais toutefois sans que j'aie su y voir de schistes verts. En partant de Brentschen vers l'E à flanc de coteau, on quitte le Malm aux premiers arbres (limite des feuilles 547 et 548 de la Carte nationale au 1 : 50.000) pour passer très progressivement à des schistes probablement valanginiens. La transition se fait sur au moins 10 m de puissance, et on atteint, le long du sentier arrivant au bas d'Engersch, l'éperon rocheux qu'indique la Carte nationale. C'est du grès de Taveyanne qui mesure 15 à 20 m de puissance. En continuant vers l'E, on retrouve un affleurement de grès gris clair, du même type que le précédent, et qui repose

directement sur un calcaire gris-bleu que je rapporte au Malm. Comme sous Guttet, ce grès comprend à 5 m de sa base une zone très broyée, faite de quartz et de débris de grès et qui mesure ici 2 m de puissance environ. Cet affleurement se trouve à la cote 1560, à 200 m environ à l'W d'Engersch.

La fréquence des alternances de lames tectoniques, la similitude de faciès entre le Malm laminé et le Valanginien, se conjuguent pour rendre très difficile l'interprétation de ces affleurements. Il s'y ajoute que les pendages sont dans toute cette pente approximativement parallèles à la topographie. Aussi le détail des structures n'est-il pas encore débrouillé ici. Je ne sais pas si les deux affleurements de grès de Taveyanne sont la prolongation l'un de l'autre. Ces grès reposeraient sur le Malm en un point et sur un reste de Valanginien autochtone en un autre.

Conclusions

De ce qui précède, il faut conclure que les grès de Taveyanne ont ici une beaucoup plus grande extension qu'on ne le pensait jusqu'alors. Il faut leur attribuer tout ce qui sur la carte de LUCEON (1910) est indiqué comme Tithonique. Ce faciès particulier est analogue à celui décrit de la Varnerkumme. Dans la région considérée, les grès de Taveyanne reposent entre le Malm et le Valanginien au flanc N du « synclinal » de la carte de LUCEON, et sont absolument inexistantes au bord S de ce même Valanginien. Par conséquent il n'existe pas ici de synclinal, et la bande de Valanginien est simple et non pas redoublée.

La position extraordinaire, à première vue, du Tertiaire entre le Malm et le Valanginien s'explique d'ailleurs mieux quand on sait qu'il s'agit ici de deux séries appartenant à deux nappes différentes, une série méridionale renversée, à laquelle se rattachent les grès de Taveyanne, reposant tectoniquement sur une série normale allant jusqu'au Malm (cf. p. 144).

LA TECTONIQUE

GÉNÉRALITÉS

La structure de l'extrémité occidentale du massif de l'Aar est dominée par l'alternance de zones sédimentaires et cristallines comme l'avaient déjà remarqué les anciens auteurs, DE LA HARPE et VON FELLEBERG par exemple. C'est cette structure qui me servira de cadre pour la description tectonique régionale qu'on va lire.

La plupart des auteurs ont parlé d'« anticlinaux » cristallins, entre lesquels sont pincés des « coins » ou « synclinaux » sédimentaires. Cette terminologie a le tort de préjuger d'une genèse particulière, aussi je préfère abandonner ces mots. J'ai employé jusqu'ici l'expression de

« zone » sédimentaire, je m'y tiendrai et je désignerai comme « blocs » cristallins les pseudo-anticlinaux qui les séparent. Cette distinction paraîtra peut-être byzantine. Je pense qu'elle est nécessaire car je montrerai que les blocs cristallins ne sont ni des « anticlinaux » ni des « coins » et que les zones sédimentaires n'ont qu'une similitude de forme avec des « synclinaux », mais sont loin d'en être au sens où on entend habituellement ce mot. Du S au N, ou plus exactement du SE au NW, je décrirai successivement :

1° Un premier bloc cristallin bordé au S par la plaine du Rhône et au NW par une mince zone sédimentaire. C'est l'Eggerberg. Il est formé essentiellement de gneiss grossièrement coëllés. A strictement parler, il est en dehors de la région étudiée, mais il était logique d'en tenir compte vu sa position au contact de la première zone sédimentaire. J'ai appelé cette première région cristalline « *bloc d'Eggerberg* » ou plus simplement « *bloc I* ».

2° Il est bordé au NW d'une mince zone sédimentaire presque exclusivement triasique, qui s'étend vers l'W jusqu'au cours du Mankin près de St. German. De là jusqu'à Baltschieder ce ne sont que des placages triasiques sur les schistes cristallins du deuxième bloc, mais à l'E du Baltschiederbach on en trouve quelques lambeaux pincés entre ce dernier bloc et celui d'Eggerberg. D'épaisseur très restreinte, c'est la « *zone de Baltschieder* » ou « *zone I* ».

3° Vient ensuite une importante série de schistes cristallins plus ou moins coëllés et recoupés de nombreux filons de porphyres quartzifères. Grâce à la profonde coupure du Baltschiedertal, on voit ces schistes cristallins se prolonger d'Ausserberg jusque très au N, au mur de la zone sédimentaire suivante. La pincée du Steinbruchgraben, dont la Schiltfurge représente la prolongation au NE, divise ce « *bloc d'Ausserberg* » ou « *bloc 2* » en deux parties, « *le bloc d'Ausserberg septentrional* » et le « *bloc d'Ausserberg méridional* ».

4° Le centre du travail de SCHENKER (1946) était la très importante zone sédimentaire que j'aborderai ensuite. Très importante, elle l'est aussi bien par la superficie qu'elle occupe que par son rôle tectonique. Elle s'étend de Gampel (à l'W) au Baltschiedertal à l'E, mais déborde de chaque côté par quelques lambeaux, ceux du Jeiziberg à l'W, ceux de la Schiltfurge à l'E.

On a vu précédemment que l'on pouvait distinguer ici deux séries sédimentaires distinctes, l'une septentrionale et l'autre méridionale. Cette même distinction est confirmée en tectonique et je traiterai donc séparément les deux parties de la « *zone Gampel-Schiltfurge* » ou « *zone II* ». Bien qu'appartenant à la même unité, les lambeaux sédimentaires du Jeiziberg seront traités pour eux-mêmes.

5° Cette longue bande sédimentaire s'appuie au NW contre le granite de Baltschieder qui représente la majeure partie du bloc suivant. Vers l'W, il s'enfonce sous sa couverture de schistes cristallins, et ce sont eux qui forment l'extrémité occidentale du bloc. L'ensemble de

ces roches cristallines formera le « *bloc du granite de Baltschieder* » ou plus brièvement « *bloc 3* ».

6° Sur la rive droite de la Lonza, le bloc 3 est bordé au NW d'une zone sédimentaire très importante et de structure compliquée, dont les étages s'échelonnent du Trias au Priabonien. A l'W de la Dala, elle passe aux parties les plus internes de la nappe du Doldenhorn, décollées au niveau de l'Aalénien. L'érosion l'a ménagée davantage que les précédentes, et elle se prolonge au N jusqu'au Horlini. C'est ce que LUGEON (1914) appelait le « *synclinal de Loèche-Ville* ». Pour les raisons exposées plus haut, je parlerai de « *zone de Loèche* » ou, dans l'ordre numérique, « *zone III* ».

7° Les schistes cristallins, qui au N et à l'E de Feschel séparent la zone précédente des replis du Faldumrothorn, forment évidemment un nouveau bloc cristallin. Il ne dépasse que peu vers l'W le cours du Fescheljü où, par suite du prolongement axial du massif, il s'enfouit sous sa couverture sédimentaire. Il s'agit du « *bloc du Niwen* » (son point culminant) ou « *bloc 4* ».

8° Plus au NW, la distinction des diverses unités tectoniques n'est facile que dans une étroite bande où l'indentation du cristallin et de sa couverture est bien visible. On a vu par l'étude de la sédimentation que les zones sédimentaires restent bien distinctes jusqu'au cours de la Dala vers l'W. La zone qui culmine au Faldumrothorn sera la *zone IV*, qui se prolonge vers le SW par l'alpage de Galm.

9° La crête cristalline des Laucherspitzen et le Faldumgrat qui la prolonge vers le NE (Lauchergrat de la carte de LUGEON 1910) représentent le « *bloc des Laucherspitzen* » ou « *bloc 5* », dont l'extrémité occidentale extrême affleure en dessous du Weisssee.

10° Il est limité au NW par le vallon du Dornbach, élargi dans sa partie supérieure pour comprendre les sédiments du Restirothorn qui, par le Torrenthorn, se prolongent jusqu'à la Dala. C'est la « *zone du Restirothorn* » ou « *zone V* ».

11° Les schistes cristallins qui affleurent au Restigrat (chaînon du Mannlihorn de la carte de LUGEON 1910) forment une nouvelle crête cristalline entre les zones V et VI. Ce « *bloc du Restigrat* » ou « *bloc 6* » est le dernier au NW de ceux que j'ai examinés.

12° Il est bordé par une très importante zone sédimentaire dont les replis se suivent facilement de Loèche-les-Bains jusqu'au Ferdenrothorn. Ce sera la « *zone du Ferdenrothorn* » ou *zone VI* ».

DESCRIPTION RÉGIONALE

Le bloc cristallin d'Eggerberg ou bloc 1

Ce bloc est formé dans sa quasi-totalité de gneiss œillés, souvent assez grossièrement, avec quelques intercalations amphibolitiques. C'est la région la plus méridionale étudiée, et c'est aussi naturellement celle

qui a le plus souffert au Tertiaire. A l'échelle du décamètre ou de l'hectomètre, on se trouve devant un amas de lames et de lentilles parallèles, empilées les unes contre les autres. C'est le type de déformation habituel de tout le cristallin de cette bordure méridionale du massif de l'Aar, en blocs relativement peu écrasés que séparent des zones très finement broyées. Il semble bien que les bandes à plus gros « yeux » ont mieux résisté que celles à « yeux » fins. Les alternances de zones à « yeux » de diamètre différent peuvent d'ailleurs aussi être secondaires (mécaniques) et non pas primaires (pétrographiques).

En ce qui concerne la tectonique de détail, les plans de débitage de la roche se répartissent en trois grands groupes, la foliation, la schistosité et les diaclases. (Pour tout le vocabulaire touchant à la schistosité s. l., se référer aux travaux de P. FOURMARIER. Ils sont résumés dans BAER 1956a.)

Les diaclases sont des fractures jeunes, postérieures à la schistosité, qui ne les a pas modifiées. En particulier, le système d'orientation N 140 E est le plus jeune que j'ai pu reconnaître. Il s'agit dans la plupart des cas de plans très lisses, presque toujours recouverts de quartz et de chlorite ou de l'un seulement de ces deux minéraux. Ce sont donc des fractures ouvertes, marquant un effort d'extension dans la direction N 50 E qui est plus ou moins ici celle du massif. Dans toute la région, on rencontre ces diaclases avec les mêmes caractéristiques.

Lorsqu'on remonte le cours du bisse supérieur des trois qu'indique la Carte nationale, on rencontre en arrivant à la zone de Baltschieder une coupe très intéressante. Du S au N, ce sont :

1. Gneiss ocellés, direction N 90 E.
2. 20 m Quartzite brisée, direction N 90 E.
3. 5 m Quartzite finement broyée, direction N 90 E.
4. 3 m Gneiss à gros feldspaths, direction N 90 E.
5. 10 m Gneiss à grain fin, direction N 90 E.
6. 2 m Eboulis occupant visiblement une zone de broyage.
7. 8 m Gneiss fin comme (5), direction N 55 E.
8. 5 m Schistes cristallins fins à « Augen » broyés, même direction.
9. Sédiments de la zone de Baltschieder, même direction.

Le passage du bloc à direction E-W à la bande N 55 E est absolument brusque ; il n'y a pas trace de transition, et les deux affleurements sont séparés par une zone éboulée qui ne laisse rien voir. On peut affirmer que ce ne sont pas les plans qui tournent, mais des blocs d'orientation différente qui s'affrontent. L'examen des régions adjacentes montrera qu'il s'agit d'une schistosité qui recoupe une foliation plus ancienne.

La zone sédimentaire de Baltschieder ou zone I

GÉNÉRALITÉS

Cette zone sédimentaire extrêmement mince (elle ne mesure en effet pas plus de 70 m dans sa plus grande largeur) se suit sur près de 15 km de St. German à l'W jusqu'à Brischern à l'E. Elle est principalement formée de Trias dolomitique et dessine les grands placages clairs bor-

dant le Rhône à l'E de St. German. Elle a été entièrement enlevée par l'érosion, jusqu'au bameau de Baltschieder derrière lequel se dresse un piton isolé de cornieule rose.

Pour mieux comprendre ces lambeaux, il faut suivre leur prolongation orientale à l'E du Baltschiederbach. Les sédiments y déterminent un étroit ravin entre les blocs cristallins 1 et 2, ravin qui disparaît dans le haut pour ne plus montrer dans sa prolongation orientale que quelques lames triasiques. D'emblée on voit que cette zone peut se diviser en deux parties. La partie orientale, dont les sédiments sont restés pincés entre deux mâchoires cristallines, et la partie occidentale dont la mâchoire méridionale a disparu. Cette deuxième moitié est moins bien conservée que la première et ne montre pas exactement le même comportement tectonique qu'elle. C'est une raison suffisante pour l'étudier séparément.

LE SECTEUR DE LA RIVE GAUCHE

Deux bonnes coupes permettent ici l'étude de la zone de Baltschieder. L'une est celle qu'offre le bisse supérieur des trois irriguant l'Eggerberg. Du N au S, elle montre :

1. Schistes cristallins laminés du bloc 2.
2. 0,60 m env. Grès-arkoses clairs légèrement verdâtres.
3. 4 m env. Quartzites dont les niveaux inférieurs sont plus grossiers, contenant des galets jusqu'à 2 cm de diamètre.
4. 3 m Calcaire dolomitique blanc doré. Il a subi un dynamométamorphisme croissant du S vers le N ; au contact de la quartzite (3) c'est un marbre véritable.
5. 5 m env. Cornieule d'origine tectonique, représentant un calcaire dolomitique broyé. On y rencontre des lits de calcaires dolomitiques et quelques lentilles de gypse.
6. 3 m env. Calcaire dolomitique rose.
7. 20 m Eboulis.
8. 2 m ou plus Schistes mordorés verdâtres, sériciteux.
9. 5 m env. Schistes sériciteux gris argent, quelques taches d'oxyde de fer sur les plans de couche.
10. 4 m Schistes comme (8).
11. 7 m Schistes comme (9).
12. 15 m Quartzite fine, plaquetée et laminée.

Il est facile de reconnaître ici une série complète de Trias, formant la couverture normale du bloc cristallin 2. En effet, les niveaux 2 et 3 représentent les quartzites de base ; les niveaux 4, 5, 6 sont les calcaires dolomitiques et cornieules du Trias moyen ; 8 et 10 représentent les Quartenschiefer et 9 et 11 pourraient être la base du Lias, l'Hettangien par exemple. De 8 à 11, il y a un redoublement de la série, dû probablement à une lame arrachée par les mouvements alpins.

Quelques dizaines de mètres plus bas, on retrouve cette même coupe à peine modifiée, dans le talus ébouleux dominant le torrent de Baltschieder.

Dans les deux coupes nous avons une série normale comprenant le Trias complet et la base du Lias, plaquée contre le bloc cristallin 2.

Elle est surmontée du cristallin du bloc 1, par l'intermédiaire d'une zone broyée prenant par places l'aspect d'un grès. La zone de Baltschieder n'est donc pas un synclinal, mais une lame sédimentaire en position normale. Il n'est pas possible d'imaginer un flanc synclinal renversé dont le laminage n'aurait rigoureusement rien laissé, pas même une lentille de calcaire dolomitique.

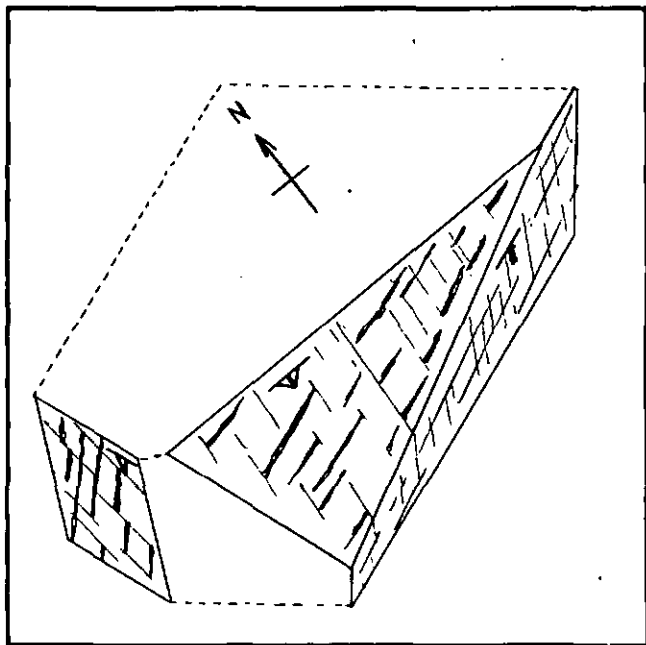


Fig. 6. Stéréogramme schématisant le débitage des calcaires dolomitiques du Trias du Mankin, la stratification sub-verticale NE-SW, les diaclases du système principal N 160 E; 70° NE et la schistosité E-W; 40° S.

LE SECTEUR DE LA RIVE DROITE

Passons maintenant à l'examen de la partie occidentale de cette même zone de Baltschieder, qui domine le Rhône. Où qu'on l'étudie, on ne la trouve plus formée que des niveaux les plus septentrionaux rencontrés précédemment. Ce sont des quartzites permienncs et triasiques (cf. p. ex. coupe p. 35) et des calcaires dolomitiques triasiques, où se rencontrent çà et là quelques lentilles schisteuses noires. En raison de l'écrasement très intense des roches, l'analyse tectonique est rendue ici plus délicate que dans le secteur oriental.

A première vue, il apparaît impossible de distinguer la stratification de la schistosité; c'est une pseudo-foliation au sens de FOURMARIER.

Le contact des calcaires dolomitiques et des quartzites qu'ils surmontent est souligné la plupart du temps par une zone de lentilles dolomitiques prises dans les quartzites. Souvent d'ailleurs plusieurs hancs des calcaires dolomitiques montrent une structure finement lenticulaire parallèlement aux plans de pseudo-foliation.

L'examen très attentif des calcaires dolomitiques permet néanmoins de retrouver la position véritable des plans de stratification originels. En effet, on constate dans les plans de pseudo-foliation des traînées gréseuses grises, prenant une teinte brun-jaune par altération superficielle et dont la largeur peut varier de un à quelques centimètres. Ailleurs le phénomène se produit à plus grande échelle, et il semble par places s'agir de véritables veines bondinées de 2 ou 3 m de puissance (à l'W de Baltschieder, au-dessus du Rhône par exemple). Or, ces veines et ces traînées sont très régulièrement orientées à N 50-60 E dans des plans de pseudo-foliation de direction approximativement E-W. Ces traînées ne sont rien autre que les restes laminés de bancs plus gréseux, plissés avec les calcaires dolomitiques (fig. 6). Il s'est formé tout d'abord des plis serrés à flancs très redressés, cisailés ensuite par la pseudo-foliation qui représente donc une schistosité postérieure et oblique à la vraie stratification.

Dans la partie orientale de la zone de Baltschieder, pincée dans le cristallin, la schistosité n'apparaît pas, mais dans la partie occidentale, qui n'y est plus pincée, elle est si marquée que jusqu'à présent tous les auteurs l'ont prise pour la stratification. Elle est le pendant de celle constatée dans le secteur occidental du bloc 1 et est due aux mêmes efforts. La direction axiale des couches ne s'est pas modifiée, mais l'inclinaison en a diminué, passant de 20° à 10° SW.

Le bloc cristallin d'Ausserberg ou bloc 2

GÉNÉRALITÉS

Au N et au NW de la zone sédimentaire de Baltschieder se trouve le bloc cristallin dit « d'Ausserberg ». De forme vaguement triangulaire, il s'élargit toujours plus d'W en E. Il sied de dire pourquoi, dans l'énumération des unités tectoniques, j'ai distingué dans ce bloc une série N d'une série S. Pétrographiquement, cette division ne se justifie nullement, ou alors il faudrait en établir un très grand nombre d'autres. Mais tectoniquement, il n'en va pas de même. La carte montre que dans le Baltschiederthal une pincée triasique importante s'enfonce dans le cristallin en déterminant le ravin du Steinbruchgraben. Cette pincée peut être très profonde car les éboulis ne permettent pas d'en voir l'extrémité inférieure.

Vers l'E, sur l'autre rive de la rivière, on retrouve au col de la Schiltfurgge un reste de Trias correspondant à celui du Steinbruchgraben. C'est la présence et l'importance de ce Trias qui me fait distinguer une série septentrionale au N et une série méridionale au S. Vers l'W, la série septentrionale plonge sous les sédiments mésozoïques et disparaît,

alors que la série méridionale se suit jusque près de St. German, où le Trias qui la borde est la prolongation de celui du Steinbruchgraben.

A l'E et au NE de St. German, on rencontre plusieurs lames et pinçées triasiques dans le cristallin. Leur étude introduira tout naturellement celle de la très importante zone sédimentaire Gampel - Schiltfurgge, qui borde au NW et recouvre en partie le bloc d'Ausserberg.

LA SÉRIE SEPTENTRIONALE

Le point intéressant de cette série est évidemment constitué par les complications tectoniques du bas du Blaugrahen (pas sur la Carte nationale, ravin sédimentaire aboutissant à l'Aeussere Scnttum dans le Baltschiedertal). Il y a là une interpénétration très poussée de lames cristallines et mésozoïques. Partout où les contacts sont approximativement parallèles aux plans de schistosité, les lames et les écharde sont abondantes, alors qu'elles sont très rares ou même disparaissent complètement quand ces mêmes contacts deviennent perpendiculaires à la schistosité. Les décollements et les mouvements de couche à couche sont évidemment beaucoup plus faciles dans les plans presque parallèles à la direction de poussée que dans tous les autres.

Abstraction faite des complications de détail, on voit dans le bas du Blaugrahen un repli anticlinal très effilé de cristallin, qui semble être une écharde plantée dans la peau triasique du massif. Il n'en est rien car cette lame cristalline possède partout sa couverture de quartzites de base triasiques, qui en épousent les contours. Ce dernier étage qui mesure 8 m de puissance environ au S du repli n'en a plus que 2 à 3 sur le flanc N.

Outre l'interpénétration intense sur les contacts (spécialement au contact calcaire dolomitique-quartzite), le phénomène le plus important à relever est la différence des efforts tectoniques subis au flanc N et au flanc S de l'intercalation gneissique. Au flanc N, le laminage est très marqué, mais n'a rien d'exceptionnel pour cette région. Par contre, au flanc S, il est d'une intensité tout à fait remarquable. Le cristallin est finement moulu ; il devient pulvérulent et prend une teinte blanc sale beaucoup plus claire que le gris verdâtre qui lui est habituel. La quartzite, elle aussi, montre un écrasement beaucoup plus poussé au flanc S, et malgré cela, elle y est deux à trois fois plus épaisse qu'au flanc N.

LA SÉRIE MÉRIDIONALE

Malgré son unité évidente, je suis forcé de traiter cette zone par secteurs, pour de simples raisons de clarté.

Dans toute la région qui s'étend entre Baltschieder, Ausserberg et le bord S du Trias du Steinbruchgraben, les conditions sont très semblables. Les schistes cristallins sont très laminés, débités habituellement en lentilles dures, séparées par des traînées plus micacées. On y rencontre de nombreuses veines de quartz, qui permettent de retrouver les phénomènes classiques qui accompagnent habituellement un laminage. Toutes

montrent un raccourcissement perpendiculairement aux plans de schistosité et un étirement parallèlement à eux.

Il en est de même dans les porphyres quartzifères. Le contact de ces derniers avec les schistes cristallins est toujours absolument franc, et on ne constate, à l'échelle inférieure au mètre, aucune interpénétration des deux roches. Si, par contre, on examine leurs relations à l'échelle du décamètre ou de l'hectomètre par exemple, les porphyres forment souvent des lames pincées dans les schistes cristallins ou inversement. Le plus bel exemple d'un tel phénomène se voit en bordure de la route qui d'Ausserberg monte à Ranft, dans le Witternwald, au-dessus du « W » initial de ce mot.

Les observations faites permettent de penser que très vraisemblablement les changements de direction, comme ceux de pendage, se font ici par relais de lentilles successives et non par courbure régulière et progressive des plans de foliation. Dans les porphyres quartzifères, les plans de foliation sont toujours très bien marqués, très lisses et suffisamment serrés pour permettre de les exploiter pour recouvrir les toits. Les étonnantes complications dans les porphyres quartzifères du Lauigraben sont un phénomène de fauchage.

En ce qui concerne le contact de ce bloc 2 avec la zone sédimentaire immédiatement au NW, il y a peu à dire. Les complications du Lauigraben, signalées par SCHENKER (1946), seront traitées avec celles du dernier secteur de ce bloc, et le flanc S du Trias du Steinbruehgraben n'offre rien de particulier. Le laminage au contact est intense, et les sédiments dessinent au niveau même du bisse un repli de quelques mètres d'amplitude.

Dans les régions plus occidentales de ce bloc d'Ausserberg, on constate une interpénétration du cristallin et de la couverture sédimentaire. SWIDERSKI (1919), le premier, a signalé ces lames, qu'il comparait à celles bien connues de la zone de Chamonix et du Lötchenpass. SCHENKER (1946), après lui, y est revenu, mais ne suivant pas les traces de son devancier, il a considéré la lame triasique principale, s'élevant au NE de Kalkofen, comme un lambeau d'érosion, plaqué sur le cristallin (cf. SCHENKER 1946, pl. IV, coupe 3). Mes observations confirment cependant la première idée de SWIDERSKI. Une coupe du NW au SE montre successivement :

1. Le Trias renversé de la zone sédimentaire III.
2. Une lame cristalline.
3. Une lame triasique (celle qui s'élève de Kalkofen).
4. Une nouvelle bande cristalline.
5. Une lame triasique à l'E de Mühlackern.
6. Le bloc cristallin d'Ausserberg avec sa couverture (7).
7. La couverture triasique appartenant à la zone de Baltschieder.

Cette petite région offre la clé de plusieurs problèmes tectoniques.

C'est essentiellement pour éclairer les rapports respectifs de la stratification des sédiments, de la foliation des schistes cristallins et de la schistosité qu'il vaut la peine d'examiner ce district. J'ai montré comment on pouvait distinguer la stratification de la schistosité, grâce aux

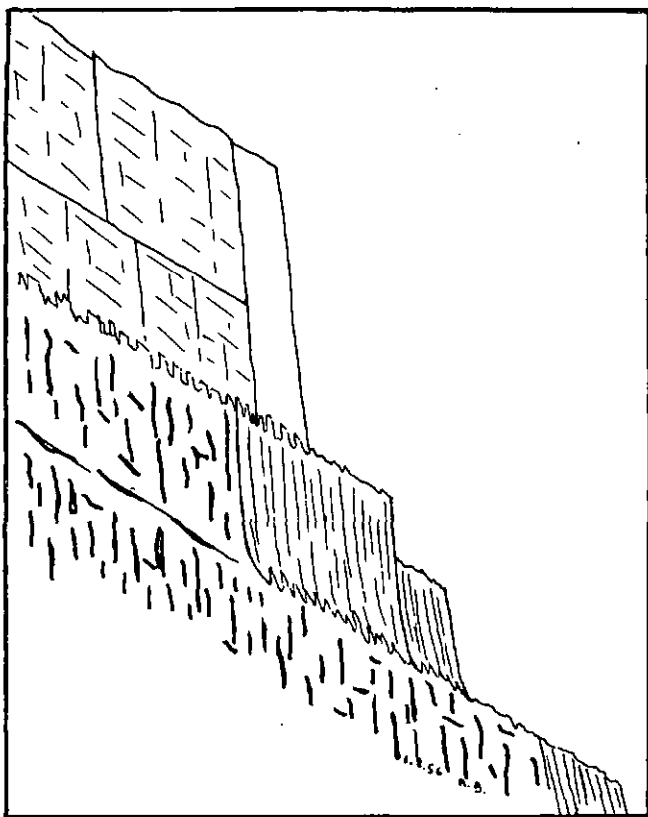


Fig. 7. Affleurement montrant les relations des schistes cristallins (dessous), des porphyres quartzifères (hachures fines) et du Trias gréseux (en blanc) et dolomitique (en haut à gauche). Stratification subverticale recoupée par une schistosité très couchée. Orientation de la paroi N 150 E, hauteur 8 m environ. E de Mühlackern/Ausserberg.

trainées gréseuses conservées dans les calcaires dolomitiques du Trias. Voyons ce qu'il en est ici.

Si on examine l'extrémité inférieure du lambeau triasique le plus oriental (culminant au Pt. coté 1272), on a le dessin de la figure 7. La mesure des divers plans de la roche et leur examen montrent sans peine qu'une première structure subverticale est recoupée et déplacée par une nouvelle, de pendage beaucoup plus faible. On a une lame de porphyre quartzifère, pincée dans les schistes cristallins dans leur position habituelle, c'est-à-dire environ N 60 E ; 80° SE. Vers le haut, la suite de cette lame est coupée net par un plan N 90 E ; 30° S. Le compartiment supérieur a été déplacé vers le N de 5 m au moins, ailleurs de plus de 20 m probablement. Sur ces porphyres quartzifères cisailés ou peut-être

sur les schistes cristallins les bordant au N, reposent les quartzites du Trias, flanquées de calcaire dolomitique, tous deux en position subverticale et parallèle à celle des porphyres quartzifères.

On doit donc admettre ici un premier mouvement tectonique qui a placé le Trias et les schistes cristallins en position redressée (mouvement donc postérieur au dépôt du Trias), puis un deuxième effort qui a cisailé la roche en déplaçant chaque fois le compartiment supérieur vers le N. Mais lorsqu'on examine de plus près la surface de contact entre les quartzites du Trias et les porphyres quartzifères et entre ceux-ci et les schistes cristallins, on s'aperçoit que, loin d'être lisse comme on pourrait s'y attendre, elle montre une sorte d'indentation, d'interpénétration des deux roches selon des plans parallèles à la foliation des schistes cristallins. Il faut donc de toute nécessité admettre un troisième effort tectonique, postérieur aux deux premiers, et qui, jouant dans les plans préexistants, a provoqué l'engrenage des niveaux les uns dans les autres.

Par endroits, à la base des quartzites du Trias, on rencontre encore quelques lambeaux d'une quartzite plus massive, que j'ai attribuée au Permien. Habituellement ces quartzites restent solidaires du cristallin, et les grès du Trias se décolent à leur sommet. Ailleurs, les quartzites et le Trias semblent concorder.

S'il était besoin de confirmer l'existence du cisaillement postérieur aux plans N 60 E, j'ajouterai qu'on trouve çà et là des parallélépipèdes de porphyres quartzifères, qui « nagent » isolés dans les schistes cristallins et qui n'ont subi qu'un déplacement latéral selon la schistosité, sans perdre l'orientation primitive de leur foliation.

Riche des connaissances que je viens d'exposer, il est facile, dans le lambeau triasique de Kalkofen à Mühlackern d'en bas, de retrouver la vraie stratification, qui est beaucoup mieux marquée sur le flanc NW que sur le flanc SE. Le calcaire dolomitique a beaucoup souffert de ces efforts tectoniques répétés et n'est plus, dans l'ensemble, qu'une vaste brèche laminée et broyée, surtout selon les plans de stratification. L'écrasement est beaucoup trop poussé pour qu'on puisse dire s'il s'agit de synclinaux triasiques ou pas.

Si on se déplace au NE de Mühlackern, dans la région de Bielen, on est frappé par une grande analogie de structure avec les régions basses. Malheureusement, le Trias manque ici. Si on prolonge la direction de la lame triasique principale, on aboutit exactement dans l'axe d'un ravin topographiquement bien marqué, partiellement rempli de moraine, et dont les schistes cristallins contiennent dans le même alignement de nombreuses lentilles de quartzites permienues. Or, le bec cristallin qui domine Mühlackern au « B » de Bielen est limité au NW par un ravin analogue au précédent, tant par sa morphologie que par son orientation et par la présence de lentilles de quartzite. Une nouvelle coupure sépare encore un petit éperon cristallin des premiers pointements sédimentaires de la zone II.

La couverture morainique cache malheureusement le contact exact et empêche également d'examiner la prolongation des ravins. L'ensemble des faits reconnus me paraît néanmoins suffisant pour admettre,

dans chacun d'eux, l'existence d'une faille qui représenterait la prolongation au NE des lames triasiques prises en sandwich dans le cristallin.

Pour terminer l'examen de ce bloc cristallin d'Ausserberg, il reste à mentionner les complications tectoniques rencontrées dans le Lauigraben, sur le bisse de Neuwerk, au NE d'Ausserberg. SCHENKER (1946, p. 32) les a signalées le premier et a donné une coupe relevée le long de ce bisse. Il est extrêmement difficile de se faire ici une idée exacte des relations des divers terrains, surtout à cause de la grande similitude que possèdent par tectonisation les schistes bariolés et les schistes cristallins anciens.

Je donne sans commentaire la coupe, que je crois complète, relevée sur le bisse de Neuwerk d'W en E à partir du premier affleurement occidental. La puissance totale est voisine de 150 m.

1. 5 m Schistes sériciteux laminés à patine dorée, probablement schistes cristallins broyés.
2. 2 m Calcaire bleu acier très laminé, taches d'oxydes de fer, Hettangien probable.
3. 2 m Schistes sériciteux comme (1).
4. 10 m Végétation
5. 30 à 40 m Schistes sériciteux comme (1).
6. 3 m Calcaire compact, gris-bleu à patine crème, Trias.
7. 20 m Calcaire sériciteux gris argent, laminé, Lias inférieur.
8. 2 m Schistes bariolés verts et orange, Trias.
9. 8 m Végétation
10. 4 m Cornieule du Trias.
11. ? Végétation, suite de la coupe en remontant un ravin.
12. Calcaire dolomitique avec intercalations gypseuses, lames schisteuses vertes, riches en pyrite, Trias.
13. 8 m Eboulis, suite de nouveau sur le bisse.
14. 5 m Calcaires dolomitiques plus ou moins fauchés, Trias.
15. 20 m Eboulis le long du bisse.
16. Schistes cristallins broyés, puissance inconnue.
17. 2 à 3 m Quartzite du Trias inférieur.
18. 1 m Schistes cristallins broyés.
19. 2 m Quartzite du Trias inférieur.
20. Cornieule du Trias, épaisseur inconnue.
21. 0,5 à 1 m Quartzite du Trias inférieur hroyée.
22. 2 m Schistes cristallins broyés.
23. 3 m Quartzite broyée du Trias inférieur.
24. 20 m Calcaire dolomitique, Trias.
25. 1 m Schistes bleu-noir, laminés, taches d'oxyde de fer, Hettangien probable.
26. Calcaire dolomitique du Trias.
27. 0,2 à 1 m Quartzite du Trias inférieur, très broyée.
28. Schistes cristallins feuilletés.

Si on résume les résultats acquis dans le bloc cristallin d'Ausserberg tout entier, on constate principalement que :

1° il existe une schistosité différente de la foliation à laquelle elle est postérieure ;

2° cette schistosité se marque beaucoup mieux au SE qu'au NW et semble inexistante dans les régions les plus septentrionales ;

3° le même système de diaclases récentes (N 140 E), rencontré dans les unités précédentes, se rencontre ici aussi.

La zone sédimentaire Campel - Schiltfurgge ou zone II

GÉNÉRALITÉS

Cette zone, dont les limites ont déjà été signalées, a presque 15 km de long. Comme l'a montré la première partie, il faut distinguer deux séries stratigraphiques, une série septentrionale et une série méridionale. A ces deux groupes, j'ajouterai les lambeaux du Jeiziberg, que leur position en klippe individualise. Ce seront par conséquent trois chapitres dont l'ensemble couvrira cette zone sédimentaire.

Quelles sont les limites de la zone septentrionale ? Ce n'est pas très facile de les fixer avec précision à cause de l'intensité du plissement. Néanmoins, en partant de la coupe transversale du Baltschiedertal et en déroulant par la pensée les plis actuels, on peut distinguer les deux zones par les considérations suivantes :

A. Dans le Baltschiedertal

Les calcaires dolomitiques du Trias sont très épais dans le flanc S du Steinbruchgraben, presque inexistant sur son flanc N et sur le bloc cristallin qui le suit au N, mais depuis là ils augmentent de puissance vers le N.

Les schistes du Lias inférieur ont leur puissance complète dans le Steinbruchgraben, mais ils ont entièrement disparu sur le bloc cristallin septentrional pour s'épaissir de nouveau peu à peu à mesure qu'on progresse vers le N. Ce sont des conditions absolument identiques à celles des calcaires dolomitiques, à la seule différence près que le Lias a été décollé du Trias au Tertiaire et qu'il est accumulé actuellement plus au N.

Le Lias supérieur, très épais dans le Steinbruchgraben, est aussi beaucoup plus réduit au N de celui-ci.

B. Dans le Bietschtal

Le Lias supérieur mesure actuellement à l'entrée du Bietschtal (sur rive gauche) 130 ou 150 m de puissance, mais 50 m plus au N environ il n'en a plus que 17 ! Ce passage extrêmement brutal correspond au Steinbruchgraben dont le noyau sédimentaire a été poussé toujours plus au N à mesure qu'on passe dans des étages plus élevés.

Les schistes aaléniens ont de 15 à 20 m de puissance au S du Bietschtal, atteignent 55 m plus au N, mais retombent brusquement à un maximum de 6 m.

Les calcaires du Bajocien n'ont que 15 m de puissance derrière Raron dans le Blasbühlhubel ; ils augmentent vers le N jusqu'à atteindre un maximum de 45 m, mais passent brutalement à 8-10 m seulement si on les suit encore vers le N.

L'Argovien est absent dans le Blasbühlhubel et croît régulièrement vers le N jusqu'à atteindre 16 m de puissance.

Le Malm augmente lui aussi de puissance du S au N, de 3 m jusqu'à 40 m dans les parois occidentales du Bietschtal.

A ces considérations, j'ajouterai encore une remarque importante de SCHENKER (1946, p. 16), c'est que dans la partie orientale du Bietschtal on distingue nettement une région septentrionale très plissotée, d'une région méridionale dont les replis sont plus tranquilles.

Il est évident d'après les remarques précédentes que le Steinbruchgraben et sa prolongation vers l'W marquent un seuil important. Ainsi donc, son versant N nous servira de limite entre la zone méridionale et la zone septentrionale. Vers l'W et le SW, les choses se compliquent, en partie à cause du plissement intense des sédiments, en partie à cause du déplacement vers le N des noyaux des replis synclinaux.

Si on revient momentanément à la coupe du Baltschiederthal, on constate que la série septentrionale est une série simple *renversée* qui va du Malm (au contact du granite de Baltschieder) au Lias inférieur. Le Trias n'est pas décollé du socle cristallin. La série méridionale est elle aussi *renversée*, et son terme le plus élevé, le Lias supérieur, repose au N contre le Lias inférieur décollé et renversé de la série précédente. Le hasard veut que l'absence ici du Dogger fasse croire à un simple repli anticlinal, mais les différences d'épaisseur des sédiments éliminent cette hypothèse. Ces remarques sont capitales pour la compréhension de la genèse tectonique de la région.

Le Malm, qui affleure à la Rote Kuh et en dessous, appartient à la série septentrionale, comme il est facile de s'en rendre compte. On a vu d'autre part que dans l'Argovien et le Malm du Bietschtal le seuil d'épaisseur constaté dans les autres étages est absent. On peut admettre que seul le Malm de la série septentrionale a été conservé et que là où il disparaît vers le S, passe approximativement la limite entre les deux séries. Dans le terrain, il faut donc la prolonger depuis le Steinbruchgraben par le Grienläger, les pentes boisées dominant Leiggern et la Rarnerkumme derrière Raron. La série méridionale est essentiellement formée de Lias et accessoirement de Dogger, alors que l'autre comprend surtout du Malm et du Dogger avec encore dans l'E du Lias et dans l'W du Valanginien.

LA SÉRIE MÉRIDIONALE

Ainsi définie, cette zone peut se subdiviser encore en un certain nombre de régions qui sont d'E en W : le lambeau d'érosion de la Schiltfurgge, le Steinbruchgraben, le cours inférieur du Mankin, la grande région liasique de Leiggern à Raron, et le Heidnischbiel, colline disloquée surmontant Raron.

La Schiltfurgge

Tectoniquement parlant, ce repli triasique et permien n'offre presque point de différence avec les résultats que montre le Steinbruchgraben.

Le Steinbruchgraben

Les replis des calcaires dolomitiques et de la quartzite triasique au flanc S du Steinbruchgraben montrent une stratification d'axe N 47 E ; 30° SW. La schistosité semble absente.

Le cours inférieur du Mankin

La structure de cette région est déterminée par sa position en bordure du bloc cristallin d'Ausserberg entre St. German et le Lauigraben. Le contact du Trias avec les schistes cristallins dans la gorge du Mankin est marqué par l'absence des grès de base et une zone de 2 à 3 m de puissance, bourrée d'échardes cristallines dans les calcaires dolomitiques ou les cornieules. Où qu'on prenne la coupe de ce contact, elle est d'ailleurs compliquée de nombreuses lames sédimentaires interfoliées dans les étages voisins. C'est aussi bien le cas dans le Lauigraben que dans le Mankin. Par exemple, sur le tunnel du B. L. S., sur rive gauche du torrent, on a d'E en W :

1. Calcaires dolomitiques triasiques, avec une lentille de schistes bariolés de 2 m de puissance.
2. Cornieule, 50 cm de puissance, broyée avec un calcaire gris-bleu, probablement rhétien.
3. Schistes bleu-noir, Hettangien probable.
4. Calcaire dolomitique et schistes bariolés broyés ensemble.
5. Calcaire probablement rhétien, 1 m de puissance.
6. Hettangien.
7. Alternance de calcaires et de schistes gris-bleu plus ou moins brillants.

Ce sont deux lames successives de Trias et de Lias inférieur en position renversée.

Vers le NE, le Trias et le Lias inférieur disparaissent sous la couverture quaternaire. Un minuscule pointement triasique en ressort au NNE de Mühlackern. Ce sont des calcaires dolomitiques complètement laminés et marmorisés, écrasés selon N 80 E, direction ici de la schistosité. Si, avec SCHENKER, j'attribue les calcaires gris-bleu immédiatement sous-jacents au Lias moyen et supérieur, le Trias et le Lias inférieur réunis n'ont ici qu'environ 1 m de puissance, ce qui pour une part est dû à un très violent laminage. Plus au NE encore, dans les hauts du Lauigraben, la même série réapparaît avec exactement les mêmes propriétés.

De Raron à Leiggern

En réalité, cette région s'étend encore partiellement sur la rive droite du Bietschbach, sous la Rarnerkumme. Les grands placages de Lias moyen et supérieur, qui s'élèvent de St. German à Leiggern, donnent à l'observateur une impression de monotonie que confirment les mesures dans l'ensemble de la région. Seuls quelques petits accidents locaux fixent çà ou là l'attention. Par exemple, si on examine la mince bande de Lias inférieur que recoupe le chemin Ausserberg-Leiggern à son entrée dans la gorge du Mankin (Pt. 1498), on s'aperçoit que les étirements mesurables sont N 60 E ; 25° SW, alors que le Pliensbachien-Domérien encaissant indique N 78 E ; 25° SW pour les mêmes structures. Il y a là près de 20° de discordance angulaire, qui doit probablement être rapportée à la différence de plasticité des deux niveaux.

La paroi orientale du Bietschtal permet aussi quelques observations intéressantes. L'examen des diaclases ouvertes du système N 130-150 E est très facile ici et montre que, par endroits, des mouvements très

tardifs dans les plans de schistosité les ont encore recoupés. Ces diachlases remplies de quartz et de calcite sont d'ailleurs groupées par bancs. Très fréquentes sur 5 à 6 m de puissance, elles n'existent presque pas dans les couches sus et sous-jacentes, pour se retrouver très nombreuses quelques mètres plus haut. C'est là sans doute un phénomène qui se rattache à la notion de « retard » introduite par P. FOURMARIER. On constate enfin que le boudinage des veines calcaires n'existe pas ici sous sa forme typique. Les veines étirées passent immédiatement au stade de lentilles, vraisemblablement pour des raisons tenant à la charge surincombante lors de la déformation.

Le Heidnischbiel

Depuis VON FELLENBERG (1893), qui lui a consacré plusieurs dessins, chaque auteur abordant la région s'est attaqué à cette colline moutonnée qui domine Raron. Les résultats les plus satisfaisants ont été obtenus par SCHENKER (1946). Il a reconnu un anticlinal de Malm qui serait en position normale à l'extrémité E, mais en position renversée à l'extrémité W. Il en fait une masse charriée du S au N contre le Lias supérieur. Deux faits compliquent l'étude du Heidnischbiel, d'une part sa dislocation tectonique très poussée, d'autre part l'absence de tout passage visible à une zone de structure plus simple. Il émerge de la moraine comme un nunatak et veut être étudié pour lui-même.

Concernant les relations de cette unité avec le reste de la région, nous en sommes réduit aux hypothèses. Il n'y a tectoniquement pas de rapport entre la structure de la colline et celle de la zone sédimentaire qui la borde. Alors que cette dernière est en position renversée, la colline est en position normale ! Il ne semble pas s'agir d'un simple lambeau de poussée (cf. p. 146).

LA SÉRIE SEPTENTRIONALE

Cette série est formée de couches renversées et écrasées contre le granite de Baltschieder, qui les borde au N et au NW. Dans le Baltschiedertal, les crochons des couches renversées donnent l'impression qu'il s'agit d'un synclinal dont le flanc N aurait disparu. VON FELLENBERG (1893), le premier, l'avait remarqué, puisqu'il attribuait au flanc N du « synclinal » quelques mètres de puissance pour le Lias et le Trias, alors qu'il en admettait plusieurs centaines au flanc S. Après lui, SWIDERSKI (1919) envisagea l'existence d'une faille bordière, dont la lèvres S affaissée butait contre la lèvres N cristalline soulevée. SCHENKER (1946) enfin, par un levé plus détaillé, put constater l'existence, au contact, de plusieurs lames cristallines pincées dans les sédiments, en particulier à la Rote Kuh et dans le Luogelkin, aux deux extrémités de son domaine d'étude.

Comme pour la série précédente, j'examinerai celle-ci par secteurs, en partant du Baltschiedertal (la meilleure coupe) et en avançant vers l'W. Ce seront successivement : le secteur entre Bietschtal et Baltschiedertal, puis celui entre Ijoltal et Bietschtal, comprenant en parti-

culier le Tälwald, enfin la grande région occupée surtout par le Malm entre Gampel et l'Ijolihaeh.

Du Baltschiedertal au Bietschtal

Le long du contact du granite, quelques lambeaux de Trias et de schistes noirs sérieiteux (peut-être aalénien?) marquent l'étirement du crochon sédimentaire simulant un synclinal. Ceux du Baltschiedertal et de la Rote Kuh sont connus; j'ai retrouvé une série analogue en suivant le contact vers l'W jusqu'au Bietschtal. Dans le cours d'un ravin descendant de l'Augstkumme, on voit du N au S :

1. Granite écrasé.
2. Calcaire dolomitique du Trias, 50 cm de puissance.
3. Calcaire beige, sableux, éventuellement Pliensbachien, 50 cm de puissance.
4. Schistes calcaires bleu-noir à taches d'oxyde de fer, Aalénien probable, 5 à 6 m de puissance.
5. Calcaire gris clair complètement marmorisé, Malm.

Tout le long du contact, la marmorisation du Malm est extrêmement poussée et atteint au moins 1 m de puissance. Le laminage extrêmement intense a pour résultat une grande uniformité dans la position des structures.

Les diaclases N 40 E; 70° NW n'auraient pas d'intérêt si les observations de terrain ne montraient pas leur curieuse répartition. Ces plans sont confinés aux bancs les plus durs, dans lesquels ils peuvent prendre l'allure d'une schistosité. Dès qu'on passe dans des lits plus tendres, ils disparaissent. C'est exactement le contraire de ce qui se passe pour une schistosité naissante, mais il pourrait par contre très bien s'agir de structures résiduelles. Dans ce cas, ce serait un reste d'une stratification à pendage NW, effacée par un rejeu très poussé selon les plans de pendage inverses. Des observations analogues mais plus claires, faites sur rive droite de la Dala, confirmeraient cette hypothèse.

Du Bietschtal à l'Ijoliital

Ce petit secteur comprend, outre le triangle du Tälwald, deux grandes parois dont d'importantes régions sont inaccessibles.

En bordure de la vallée du Rhône, c'est déjà l'amorce des grands placages de Malm que l'on rencontre plus à l'W. Les diaclases du système N 140 E sont ici remplies de calcite et sont très fréquentes. Si on détermine l'allongement subi par la roche du fait de ces cassures, on obtient des valeurs pouvant atteindre au maximum 15 % de la longueur actuelle mesurée perpendiculairement aux diaclases. Cela donne une vague idée de l'intensité des efforts qui les ont provoquées. Plus au N, on retrouve le régime de replis isoclinaux, caractéristique de toute la région. Au contact du cristallin, on se trouve partout dans le Malm, exception faite d'un petit lambeau triasique repéré par SCHENKER (1946). Le Malm qui, à 5 ou 6 m du contact, a son aspect normal, s'écrase de plus en plus quand on se rapproche du cristallin, se réduisant même par places en fine poussière grise, comme par exemple sur le sentier montant de l'Ijolialp à la crête de Prag.

De l'Ijolithal à Gampel

Cette région est caractérisée par un laminage et un écrasement très poussé des calcaires gris du Malm, qui la constituent en majeure partie. Les grandes dalles de Malm occupant ces pentes présentent de nombreuses « bosses » ou « enflures » des plans de stratification. Habituellement allongées, ne dépassant guère quelques mètres de dimensions maximum, elles donnent aux couches une allure ondulée qui n'a cependant rien à voir avec des replis. Ce sont en effet des amas lenticulaires de calcite, accumulés comme des sills à quelques centimètres en dessous de ces enflures, qui en provoquent la formation. Les lits de calcite se sont probablement formés à un instant où la pression surincombante était faible. Lorsqu'elle a atteint son paroxysme, l'écrasement consécutif a débité les lames de carbonate en amas plus ou moins lenticulaires, en moulant les couches calcaires sur les lentilles résistantes. Il s'agit d'un détail de déformation vaguement comparable à un boudinage très poussé et dont aurait disparu la classique zone protégée de la pression entre les boudins.

Un autre trait typique de ces calcaires, conséquence de leur plasticité relativement faible, est l'abondance des cassures. De nombreux systèmes se recoupent, dont la plupart sont orientés entre N 90 E et N 180 E. L'étude des intersections fait penser que tous sont à peu près synchrones car il est impossible, même dans de petites régions, de trier des générations successives. Le système à N 140 E environ reste partout de beaucoup le mieux marqué, et il est possible que les systèmes moins importants lui soient liés. L'étirement, mesuré comme ailleurs par la largeur des veines de calcite du système N 140 E, est d'environ 5%, mais il peut, sur de courtes distances, dépasser cette valeur.

Abordons maintenant l'examen de la partie septentrionale de ce secteur et, du même coup, les phénomènes du contact avec le granite de Baltschieder. Stratigraphiquement et pétrographiquement, on distingue ici deux bandes sédimentaires qui sont les pendants de celles de la Rote Kuh. D'une part, au contact immédiat du cristallin, quelques lambeaux de crochons écrasés, représentés par de l'Aalénien schisteux principalement ; d'autre part, le Malm et le Valanginien (tous deux en position renversée) qui montent depuis Hochtenn. L'Aalénien n'existe pas partout : on trouve des points où il n'y en a absolument pas, et d'autres où il a plusieurs mètres de puissance. Dans le haut du ravin du Luogelkin, j'ai rencontré lors d'un premier passage un petit pointement de cornicule et gypse triasique. Malgré l'impossibilité où j'ai été de le retrouver plus tard, je pense qu'il existe ici un de ces lambeaux comme SCHENKER en a retrouvé dans le Bietschtal. Ce même auteur a donné une bonne description avec figure des diverses lames gneissiques relevées par lui en bordure du contact, et je n'y reviendrai pas. Par contre, divers faits d'ordre purement tectonique lui ont échappé.

Au contact du granite, le Malm montre sa schistosité habituelle N 90 E environ, et ceci très régulièrement, mais l'Aalénien qu'il surmonte est toujours débité selon N 60-70 E. Le cristallin au mur de

l'Aalénien est en concordance avec lui. La discordance n'est donc pas entre cristallin et sédiment, mais entre deux niveaux sédimentaires. Ceci est particulièrement frappant dans le premier virage W du sentier supérieur qui descend de Laden sur Hochtenn.

D'après ce que nous avons vu plus à l'E, le débitage de l'Aalénien (parallèle au bord du cristallin) est bien une stratification, de même que celui du Malm est une schistosité. Qu'est devenue la stratification du Malm ? Elle existe encore par endroits, mais n'apparaît que sous forme de rares diaclases. Ce relais de la stratification par la schistosité et la transformation de la stratification en diaclase sera discuté plus loin (rive droite de la Lonza, cf. p. 104).

Concernant la discordance ¹ entre Malm et Aalénien, je précise que si l'Aalénien est absent, la discordance se fait au niveau du contact et pas dans les derniers mètres laminés du Malm.

Qu'en est-il des lames gneissiques nageant dans le sédiment ?

Prenons par exemple celle qui affleure dans un ravin qui, au SW de Laden, descend en direction du passage sous-voie du B.L.S. Cette lame, qui a plus de 2 m de puissance et 10 à 15 m de long en tout cas, est entièrement emballée dans du Malm. Elle est accompagnée d'une lentille de schistes probablement aaléniens, flottant pour son compte à 1 m de la lame principale (qui n'est pas celle décrite par SCHENKER 1946, p. 32). La position de la lame (N 75 E ; 50° SE) est intermédiaire entre celle des plans du cristallin et celle de ceux du sédiment. Il faut donc admettre qu'au moment où la lame cristalline a été entraînée dans le Malm, celui-ci subissait et avait probablement déjà subi des contraintes l'orientant E-W ; autrement dit, l'arrachage des écaïlles cristallines est synchrone de la schistosité ou éventuellement d'un rejeu selon ces plans.

Les autres lames de gneiss mylonitisé montrent le même phénomène, quoique habituellement moins visible. Ainsi, près de la bifurcation des sentiers inférieur et supérieur de Laden à Tatz, dans la forêt, on relève dans le Malm les plans suivants : N 75 E ; 66° SE ; N 77 E ; 45° SE ; N 90 E ; 40° S ; N 88 E ; 45° SE ; et dans le cristallin de la lame : N 65 E ; 65° SE ; N 70 E ; 75° SE ; N 70 E ; 85° SE.

LE JEIZIBERG

Il a déjà été longuement question de ce coteau dans la première partie, et sa tectonique (ou du moins celle des restes mésozoïques de sa couverture) n'est pas moins intéressante que sa stratigraphie. Quels sont les étages composant ces restes sédimentaires ? Nulle part je n'ai réussi à trouver au contact du Permien la moindre lame triasique, aucun autre auteur non plus d'ailleurs, et on peut raisonnablement conclure à son absence. Le premier étage mésozoïque est représenté par des schistes noirs brillants, qui sont surmontés de calcaires gris marmorisés passant à leur tour au Malm. SCHENKER (1946) a attribué respectivement à

¹ Ce n'est en réalité pas une véritable discordance puisque ce n'est pas l'obliquité de deux stratifications, mais d'une stratification et d'une schistosité.

l'Aalénien et au Bajocien les couches au mur du Malm, attribution à laquelle je me rallie d'autant plus volontiers que le contact du granite au N de Hochtenn lui ressemble beaucoup.

Sur le Malm, j'ai repéré à quelques dizaines de mètres au-dessus du bisse surmontant les carrières, un petit affleurement d'un calcaire noir, compact, à patine fauve. Ce n'est qu'une lame d'un demi-mètre de puissance environ et dont la surface ne dépasse pas $5\text{ m} \times 5\text{ m}$, reste probable d'un repli mangé par l'érosion. Une analogie de faciès n'existe qu'avec certains niveaux de l'Argovien, et je ne vois pas à quel étage on pourrait sans cela le rapporter. Toute l'épaisseur actuelle du Malm représenterait donc une série renversée, prolongation de celle dominant Hochtenn, dont elle ne se distingue que par un dynamométamorphisme plus intense. Il serait illusoire de donner une coupe synthétique de la série sédimentaire complète, tant les variations locales peuvent être importantes. A titre d'exemple et sans autre commentaire, je donne ci-après le détail de deux coupes prises au bord occidental de la langue mésozoïque (le bord oriental est très éboulé), la première sur le sentier de Gampel à Bratsch et la deuxième 15 m plus bas.

Coupe I d'W en E

1. plus de 0,6 m Gneiss très laminé, feuilleté, sériciteux.
2. env. 0,3 m Schistes bleu-noir, taches d'oxyde de fer, Aalénien probable.
3. env. 1,5 m Calcaire gris-beige, gréseux, laminé, bleuté en cassure fraîche, Bajocien probable.
4. 0,3 à 3 m Schistes comme (2).
5. 0,5 à 1 m Calcaire gréseux comme (3), schistes bleus et verdâtres éboulés.
6. Gneiss et schistes bleu-noir en lames.
7. Malm.

Coupe II d'W en E

1. Gneiss laminé, restes éventuels d'amphibolite broyée.
2. 1,4 à 1,6 m Alternance de minces lames de schistes gréseux probablement permien et de calcaires marmorisés gris ou noirs (chaque lame n'a que 5 à 10 cm de puissance).
3. Schistes gréseux vert pâle, sériciteux, broyés, traînées lie-de-vin, lentilles de schistes noir brillant, Permien probable.
4. 1 m Lentille d'un calcaire gris-noir marmorisé, prise dans la série permienne.
5. 1,6 m Schistes et grès comme (3) avec quelques lentilles de sédiments plus jeunes méconnaissables.
6. 0,2 m Lentille d'un calcaire gris clair marmorisé, avec nombreuses lentilles de calcite, éventuellement Bajocien.
7. 1,6 m Schistes et grès comme (3), avec de gros nodules de quartz (jusqu'à $20 \times 10\text{ cm}$ en coupe).
8. Eboulis cachant le contact du Malm.

Lorsqu'on relève systématiquement la position des plans de couche, on retrouve la discordance angulaire entre le Malm et les niveaux sous-jacents, rencontrée plus à l'E. Dans le Malm lui-même, la schistosité simule la stratification et semble l'avoir effacée ou l'avoir déviée, car dans certains cas on trouve des plans de direction N-60 E, qui ont visiblement été tournés vers le SW, par places jusqu'à devenir E-W.

RÉSUMÉ

L'étude de la zone sédimentaire Gampel - Schiltfurgge (zone II), entreprise secteur par secteur, a montré plusieurs phénomènes tectoniques importants. Je rappelle les principaux résultats acquis :

A. Le Steinbruchgraben suit une ligne tectonique qui permet de distinguer deux séries stratigraphiques, dont l'épaisseur croît du S au N. Cette ligne se suit vers l'W par le Grienläger et Leiggern jusque derrière Raron. Ces deux zones représentent toutes deux des séries simples, renversées et poussées vers le N.

B. Dans toute la région, on constate l'existence d'une schistosité environ E-W, dont l'intensité décroît du S vers le N et du haut vers le bas. Là où elle est très marquée, elle masque entièrement la stratification, alors que par endroits elle n'apparaît pas du tout (Steinbruchgraben par exemple).

C. Le contact avec le granite de Baltschieder est marqué par un écrasement intense du Malm dans lequel sont pris quelques copeaux cristallins. Le rabotage des copeaux est probablement synchrone de la schistosité.

D. Les traces de déplacement relatif montrent dans la majorité des cas une fuite au SW des compartiments SE.

E. Les diaclases N 130-150 E sont constantes, jeunes et ouvertes (remplissages de calcite). La valeur de l'étirement perpendiculairement à elles peut atteindre 15% de la longueur actuelle.

F. Le Heidnischbiel est une série *normale* appuyée à la série renversée de Raron. Sa structure très confuse est toute différente de celle du reste de la région.

Le bloc cristallin du granite de Baltschieder ou bloc 3

A vrai dire, ce bloc n'est pas uniquement formé de granite, car les schistes cristallins qui l'emballent à l'W de la Lonza appartiennent à la même unité tectonique. Cette division pétrographique correspondant aussi à un changement de structure, il est tout naturel d'étudier d'abord le granite puis sa couverture de schistes cristallins métamorphiques.

LE GRANITE DE BALTSCHIEDER

Dans l'E, la belle coupe du Baltschieder tal permet d'en étudier la tectonique tout à loisir. Il montre typiquement une structure en écailles et en lames qui ont habituellement plusieurs mètres ou dizaines de mètres d'épaisseur. Leur longueur et leur hauteur sont toujours un multiple important de ce chiffre. Chaque lame est faite de roches peu déformées, dont l'orientation ne varie pas de plus de 5° en moyenne. Elle est bordée au N et au S d'une bande schistifiée, broyée à l'extrême, de 2 à 4 m d'épaisseur. La lame suivante présente les mêmes caractères

que la précédente, à la différence près que sa direction a changé de 20° ou même 30°.

Nulle part je n'ai constaté de variation progressive de l'orientation, et partout le seuil correspond à une zone de broyage intense. La majorité des couloirs et des ravins qui entaillent ces parois suivent les bandes plus tendres.

LES SCHISTES CRISTALLINS

Ils sont extrêmement laminés au S, où il est souvent difficile de distinguer la foliation des nombreux systèmes de diaclases. Vers le N par contre, ils sont plus faciles à analyser et montrent alors une structure très semblable à celle du granite de Baltschieder. Dans les régions méridionales, la schistosité apparente est orientée à N 60 E environ et pend de 60° au SE. Néanmoins lorsqu'elle est mesurable, la direction des lames et des intercalations amphibolitiques est de N 40 E environ. D'autre part, au NE de Jeizinen, les mesures de foliation permettent de construire une zone d'axe N 45 E ; 20° SW.

Or, comme nous le verrons, la zone sédimentaire de Loèche possède dans ce secteur une direction N 42 E environ. Il existe donc là deux structures superposées, dont la plus ancienne est à N 40 E environ (direction des bandes amphibolitiques). Enfin, il semble qu'à l'extrême S au pied du Jeiziberg, derrière Nieder Gampel par exemple, apparaisse en direction N 100 E environ un système de diaclases très marqué (subvertical) et dont l'allure générale est celle d'une schistosité. Il y aurait donc là trois systèmes « S » principaux, respectivement à N 40 E, N 60 E, N 100 E.

Si on avance du S vers le N à travers ce bloc cristallin, le long du Lötschental par exemple, on constate sur rive gauche de la Lonza un redressement progressif de la schistosité au contact de l'importante passée amphibolitique au pied du Bächigraben. Le passage est très graduel, mais vu d'en face, il est bien visible (fig. 8). Je pense qu'il s'agit simplement là d'un changement dû à la lithologie des deux roches.

Plus au N encore, dans les parages de Mittal, les mesures prises en bordure de la route indiquent l'existence de deux systèmes de stries : le premier est orienté N 65 E ; 20° SW, le deuxième est dirigé à N 150 E ; 70-80° SE. Or, on remarque que les stries du premier système sont liées aux plans E-W environ, alors que celles du deuxième système n'apparaissent que dans les plans de foliation où elles indiquent toujours un soulèvement relatif des compartiments SE vers le NW. Il s'agit là de deux phases de mouvement inscrites chacune dans un jeu de plans presque perpendiculaire à l'autre.

Plus loin, de nombreux cônes d'éboulis cachent la roche en place le long de la route, mais si on suit sur rive droite le sentier qui, à flanc de coteau, va de Jeizinen à Goppenstein, on constate dans le gneiss au S de l'Arblauinen un pendage N de 50 à 80°. Il ne s'agit en aucun cas d'un fauchage, car la pente topographique est plus ou moins perpendiculaire à la direction des couches. Les mêmes pendages N se retrouvent d'ailleurs dans le cristallin au N de la zone sédimentaire de Loèche.

Enfin, très au N, sur rive gauche en face de la gare de Goppenstein, passe une zone de schistes cristallins extrêmement broyés et laminés dans le plan de foliation qui est ici de N 50 E ; 70° SE. Cette zone a 20 m environ de puissance. Elle se prolonge sur rive droite à travers la galerie

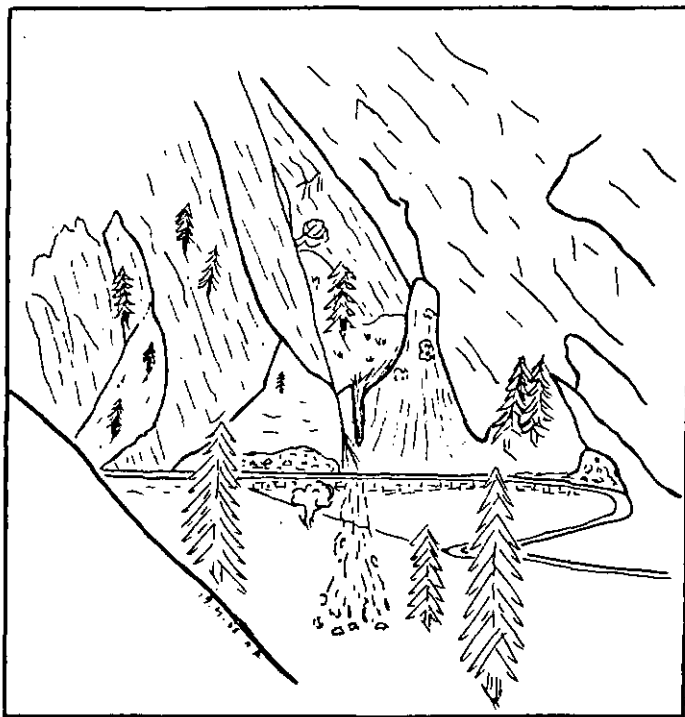


Fig. 8. Discordance angulaire des amphibolites (à gauche) dans les schistes cristallins (à droite). Rive E de la Lonza, en face de l'usine électrique inférieure sur Gampel.

d'amenée d'eau de la Lonza-Werke, où LEDERMANN (1942a) l'a retrouvée, et elle arrive ensuite dans l'exact prolongement du faux « synclinal » de Feschel. C'est donc une zone de dislocation importante, qui sépare les blocs cristallins 3 et 4 lorsque la zone sédimentaire intermédiaire a disparu. Vers l'E, cette même bande de broyage se suit sur de nombreux kilomètres.

Ce bloc cristallin nous a donc montré :

- 1° dans l'E, un débitage caractéristique en lentilles et en écailles ;
- 2° dans l'W, une majorité de mouvements relatifs abaissant au SW les compartiments SW, la superposition de trois plans structuraux principaux, des pendages N dans le N de la région et une zone broyée importante, qui fait le contact avec le bloc suivant.

La zone sédimentaire de Loèche ou zone III

GÉNÉRALITÉS

Les limites orientale et méridionale en sont fournies par le bloc cristallin 3 que je viens d'étudier et, plus à l'W, par les alluvions du Rhône qui longe le pied des coteaux. Au N, la zone III est bordée par le quatrième bloc cristallin dominant le Lötschental.

Approximativement sur la transversale du Fescheljü, ces gneiss s'enfoncent sous leur couverture sédimentaire, et les schistes aaléniens forment le bord N de la zone III. Le sommet du Horlini lui appartient donc encore, et la limite suit de là vers le SW la base du Dogger, passant au S d'Albinen et arrivant à la Dala à la hauteur du bameau de Tschingeren. La rive droite de cette rivière n'appartient plus au domaine étudié. Si j'ai choisi l'Aalénien comme limite, c'est d'une part parce que le Malm et le Dogger du Horlini se suivent visiblement et régulièrement jusqu'au-dessus de Loèche et, d'autre part, parce qu'il a permis le décollement de ces mêmes étages sur le Lias du Torrenthorn et de ses abords.

C'est dans l'E que les caractéristiques générales de cette zone sont les plus facilement reconnaissables. On remarque qu'il s'agit de deux séries sédimentaires distinctes. La première représente la couverture normale du cristallin du Niwen ; elle comprend le Trias, le Rhétien probable, un Lias mal différencié qui rappelle par certains aspects celui de la zone II, un Dogger essentiellement calcaire, et le Malm du type habituel.

La deuxième série est renversée contre la première et comprend du N au S des grès de Taveyanne, un Valanginien vaseux dont la partie supérieure pourrait éventuellement être encore des couches à Cérithes tertiaires et, sur le Valanginien, vient le Malm habituel, et enfin un Dogger indifférencié, sauf l'Aalénien schisteux qui transgresse sur le Trias recouvrant le cristallin du bloc 3. La limite entre ces deux séries sédimentaires se perd à l'E avec la disparition du Valanginien et du Tertiaire, alors que dans l'W elle est représentée par le contact N des couches valanginiennes.

La série N est extrêmement épaisse au S (à l'E de Feschel, 500 m environ du Trias au Dogger) et diminue progressivement de puissance vers le N, alors que c'est l'inverse pour la série S dont la puissance semble passablement plus faible au S qu'au N.

On remarque immédiatement sur une carte que la direction des couches est loin d'être constante dans toute la zone. Tandis que dans l'E (Bratsch, Engersch, Unter Fesel) elle est approximativement de N 45 E, dans l'W (Guttet, Loèche, Varen) elle est E-W. Le changement de direction correspond à l'endroit où disparaissent en profondeur les deux blocs cristallins 3 et 4. Ceci expliquera que je divise cette région en trois segments.

Le premier et le plus oriental s'étend approximativement à l'E d'une ligne passant par Bratsch et Engersch ; sa direction est franchement NE. Le deuxième va de là à l'W jusqu'au Fescheljü ; c'est une sorte de

segment de transition, ou si l'on veut, le coude. Le troisième s'étend jusqu'à la Dala ; il est franchement E-W. Enfin, bien que relatives au troisième secteur, les quelques observations faites sur rive droite de la Dala et qui n'ont pas un caractère systématique ont été groupées en un quatrième et dernier chapitre.

LES RÉGIONS ORIENTALES

(de direction NE-SW)

Le contact de la série renversée avec le hloc 3 est marqué par une quantité de lames sédimentaires de faciès souvent peu caractéristique. En particulier, la coupe du sentier montant de Jeizinen montre en lisière de forêt une série de lames d'un calcaire siliceux bleuté, attribué par LUGEON (1914) au Trias, mais qui pourraient aussi bien être du Lias. Un peu plus haut, la coupe s'est d'ailleurs simplifiée, et on trouve sous le gneiss 5 m environ de grès permien, puis 2 m de grès triasiques de base, avec quelques lentilles dolomitiques, et enfin les calcaires dolomitiques broyés du Trias. A l'extrémité supérieure de la clairière de Wildi (cote 1840 environ) existe près du contact une répétition irrégulière de ces trois niveaux, qui fait songer soit à des replis soit à des lames.

Dans cette haute région et plus au N encore, la topographie est coupée de nombreux fossés étroits, orientés approximativement N 60 E et dont la profondeur peut atteindre plus de 10 m. C'est la tectonique des calcaires dolomitiques triasiques qui a favorisé les phénomènes de dissolution et provoqué ces alignements particuliers de dolines. La schistosité très marquée efface apparemment la vraie stratification, mais par des procédés analogues à ceux employés dans le Trias, près d'Ausserberg, on peut néanmoins la retrouver et constater qu'elle est très redressée et que les pendages NW ne sont pas rares. Il n'y a pas lieu de s'étonner car la foliation du gneiss du contact N des sédiments est très régulièrement inclinée au NW, ainsi que celle constatée précédemment sur le sentier Jeizinen - Goppenstein.

Il est malheureusement impossible de tracer la limite entre la série normale et la série renversée car le glacière cache précisément les localités intéressantes de ce point de vue.

LES RÉGIONS CENTRALES

(entre le Fescheljö et le torrent de Bratsch)

Dans ce secteur, il est facile de distinguer la série normale de la série renversée, grâce à la mince bande de grès de Taveyanne passant derrière Erschmatt. Vers l'E, lorsqu'elle a disparu, il subsiste dans son prolongement une zone de broyage intense, épaisse de 2 m environ et formée essentiellement de quartz filonien et de débris gréseux. Cette zone, qui se poursuit vraisemblablement dans le Malm, est orientée E-W et inclinée de 45° au S.

Les analyses tectoniques détaillées sont rendues très difficiles par l'abondance des affleurements de Malm, où il est d'habitude impossible de distinguer la stratification de la schistosité et de débrouiller les structures. Néanmoins, on constate qu'au S les plans de division de ce calcaire sont presque tous E-W, alors qu'ailleurs ils s'accordent à ceux des étages inférieurs dont les axes sont à N 40 E environ. Au bord du bloc

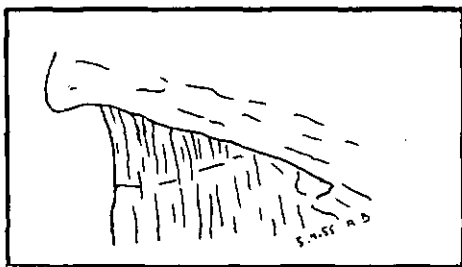


Fig. 9. Discordance entre les gneiss (dessous, N 60 E, verticaux) et la cornue (dessus, N 110 E ; 30° S). Longueur de l'affleurement 1 m. E de Feschel.

cristallin 3, dans la région de Bratsch et de Gctwing, cette direction reste bien marquée, malgré la position très méridionale des affleurements.

Concernant le Malm également, il faut noter aussi que celui de la série normale (Breitschen et ses environs) est infiniment plus écrasé, broyé et froissé que celui de la zone renversée. Ceci peut étonner, mais s'explique par l'existence, au toit, de la zone de broyage des grès de Tavayenne. Le Lias et le Trias

forment d'importants placages contre le cristallin 4 sous-jacent, mais sans aucune complication. Le contact du Trias et du cristallin est bien visible en plusieurs endroits, et la discordance angulaire, signalée par LUGEON (1914), apparaît souvent, par exemple dans le ravin de Feschel (fig. 9).

Il est difficile de mesurer la valeur de la discordance car le Trias au contact est sous forme de cornueles. Cependant, j'ai pu dans un cas calculer la position primitive théorique de la foliation du cristallin, en admettant le Trias horizontal. Elle aurait été dans le plan N 40 E ; 60° SE. Si l'on peut se fier à cette estimation locale, il semblerait que les gneiss étaient déjà très redressés avant le plissement du Trias.

LES RÉGIONS OCCIDENTALES

(le segment E-W)

Elles sont formées presque exclusivement de Malm, celui qui, au S. est renversé et celui qui, au N, forme la couverture normale du bloc cristallin 4. Il n'y a pétrographiquement aucune différence entre les deux, mais tectoniquement il est important de remarquer que celui de la série septentrionale est beaucoup plus brisé que l'autre. C'est par exemple le cas à Guttet, en bordure immédiate du Tertiaire, où tout le village est bâti sur un calcaire complètement fracassé en morceaux de 1 à 3 cm de diamètre moyen et recimentés par de la calcite.

D'autre part, le pendage des couches se redresse brusquement au contact de la série renversée, passant de N 95 E ; 45° S dans le village

à N 90 E ; 70° S au pied de celui-ci. C'est évidemment la suite occidentale des niveaux disloqués de Brechtschen. Le Malm normal est donc très broyé tout du long du contact du Tertiaire. Plus à l'W encore, le grand écroulement du Gggerhobel cache ce qui pourrait être en place, mais je pense que c'est précisément la cataclase avancée de la roche qui en a provoqué la formation.

Cette opinion se confirme par l'examen du Malm du Horlini (Galmhorn de LUGEON). Ces rochers qui dominent la niche d'arrachement de

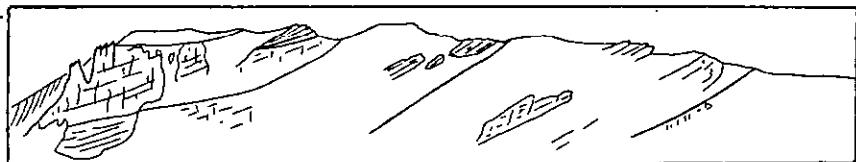


Fig. 10. Le flanc E du Horlini, vu de Thuren. Alternance de lames de Malm et de Dogger. Le Malm forme le sommet principal et un repli synclinal au N (droite) de ce dernier. Hauteur du dessin environ 20 m.

l'écroulement ne sont pas moins disloqués que ceux de Guttet. Tectoniquement cet affleurement est dans la même position que les autres par rapport à la série renversée.

Le sommet du Horlini et son arête N sont formés d'une intercalation de lames de Dogger et de Malm, comme le montre la figure 10. Le broyage constaté dans le Malm s'éteint rapidement vers le N et les derniers affleurements au toit des schistes aaléniens n'en portent plus du tout la trace. Si, de Guttet, on suit le sentier qui, à flanc de coteau, rejoint Albinen, les rares affleurements en dehors de la zone écroulée ne montrent rien qui n'apparaisse aussi à Guttet ou au Horlini.

Le Malm de la série renversée montre partout la même structure. On peut l'étudier fort bien par exemple dans les grandes carrières qui entaillent le coté face à la sortie E de Susten (Loèche C. F. F.). De nombreux mouvements se sont faits sur les plans de stratification, comme en témoignent les boudinages des « filons-couches » de calcite et, par endroits, les brèches tectoniques qui soulignent ces plans. Une sorte de schistosité oblique apparaît cependant, mais plus comme un système de diaclases très régulier que comme une vraie schistosité. Sa direction diffère peu de celle des couches, mais son pendage plus fort permet de la reconnaître aisément. Partout ondulations, boudinages et stries témoignent de l'intensité de la déformation. Par exemple en dessous de Brunnen, l'éirement minimum mesuré par l'espacement d'une série de boudins est de 25 % de la longueur actuelle, chiffre énorme et bien supérieur à ce qu'on imagine habituellement. Quelle était à l'origine la puissance d'une série de Malm qui a pu subir de pareils allongements ?

Dans ces roches, la nouvelle route de Loèche à Bratsch et Erschmatt (pas sur la Carte nationale au 1 : 50.000, mais sur celle au 1 : 100.000), a mis à jour deux affleurements de schistes calcaires gris-noir sériciteux de faciès valanginien, et qui permettent à l'aide de la morphologie de suivre une lame synclinaline valanginiennne décrite à la page 73.

LA RIVE DROITE DE LA DALA

Comme je l'ai dit plus haut, ce secteur n'entre pas dans mon étude, mais quelques observations faites le long de la route Varen - Inden

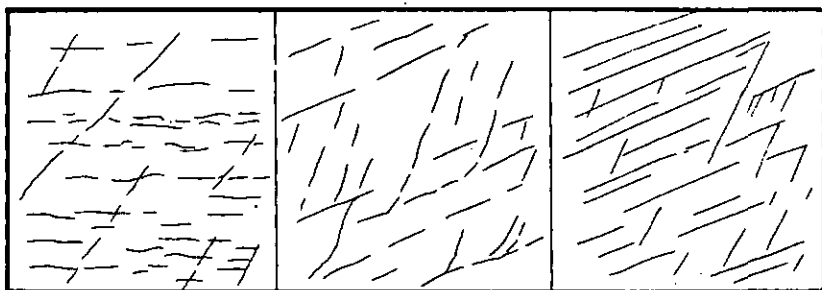


Fig. 11. Relais de la stratification par la schistosité le long de la route Inden-Varen. A gauche, stratification horizontale; quelques diaclases indiquent la schistosité. Au centre, stratification et schistosité bien marquées; la première est presque verticale. A droite, schistosité très marquée; la stratification apparaît mal. Dessin d'après trois photos espacées de 20 m environ l'une de l'autre.

méritent une mention spéciale. On peut les répartir en deux groupes, l'un d'importance générale, l'autre de portée régionale. Commençons par le premier.

Si l'on quitte à Rumeling la route de Loèche à Loèche-les-Bains pour prendre celle de Varen, les premiers affleurements que l'on rencontre sont des schistes noir bleuté, à patine beige ou verdâtre, que LUCEON (1914) a attribués au Dogger. D'après ce que je connais des faciès de la région, il s'agirait bien plutôt d'Aalénien (Lias pour LUCEON) ou même encore de Toarcien.

Lorsqu'on examine la coupe qu'offre la route, on croit voir un changement d'orientation de la stratification qui, de N 55 E; 42° SE au N, a passé 60 m plus au S à N 90 E; 30° S. L'observation rigoureuse de ces soixante mètres montre qu'il s'agit d'un relais de la stratification par une schistosité, c'est-à-dire que les plans de stratification deviennent de moins en moins nets à mesure que ceux de schistosité se marquent davantage. C'est ce que représente la figure 11. Les plans de couche conservent strictement leur position mais, vu leur plus grande rareté, ils apparaissent au S comme des diaclases pour l'observateur non prévenu. Il en est de même, mais inversement, des plans de schistosité.

A travers tout le Malm de la paroi, on retrouve des diaclases qui sont en réalité une stratification résiduelle. Or, les soixante mètres de coupe sur lesquels se produit ce relais représentent également un passage lithologique. Au N, ce sont les schistes que j'attribue à l'Aalénien ; au S ce sont des calcaires échinodermiques typiques du Bajocien. Cette coupe correspond à l'arête N du Horlini, et si les affleurements y étaient plus favorables, on y retrouverait les mêmes passages. D'une part, ces observations prouvent l'existence d'une discordance tectonique au niveau de l'Aalénien, puisque les plans de « mouvement facile » (stratification dans un cas, schistosité dans l'autre) ne sont pas les mêmes de part et d'autre de cet étage. Ce n'est pas un hasard si la nappe du Doldenhorn s'est décollée sur ce plan. D'autre part, elles nous obligent à reconsidérer le « coude » de la zone sédimentaire III sur la transversale du Feschelju. D'après ce que nous voyons ici, il y a dans ce cas aussi relais de la stratification par la schistosité et non pas changement de direction.

On m'objectera que sous Guttet, par exemple, les contacts stratigraphiques sont E-W et qu'il faut par conséquent que ce soit la direction des couches, sous peine de ne plus rien pouvoir débrouiller. Je répondrai que l'intensité de la déformation a fort bien pu modifier la direction initiale des couches par un déplacement selon la schistosité de blocs-unités très petits. A moins de connaître la clé offerte par la route Varen - Inden, il est impossible de comprendre cette relation de deux systèmes de plans dans la région de Guttet.

D'un point de vue strictement régional, la même coupe de route est tout aussi instructive. On y peut constater l'existence d'un système de diaclases N 15 E ; 70° W, le long desquelles le compartiment occidental

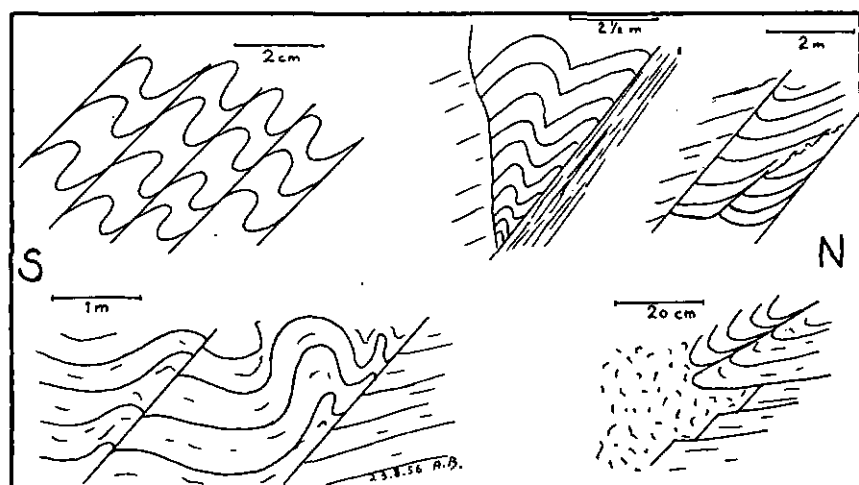


Fig. 12. Diverses dislocations du Malm, témoignant d'un écrasement N-S environ. Route Inden-Varen.

est régulièrement abaissé (ou l'oriental est soulevé). Ces diaclases se suivent par endroits tous les 10 cm et peuvent donner à la roche un aspect très haché. Il est intéressant de constater leur existence en cette seule région correspondant à l'extrême fin occidentale du massif de l'Aar.

Par ailleurs, les plans de schistosité et diverses diaclases de direction environ E-W permettent d'admirer toute une collection de déformations à petite échelle, dont les plus typiques ont été reproduites dans

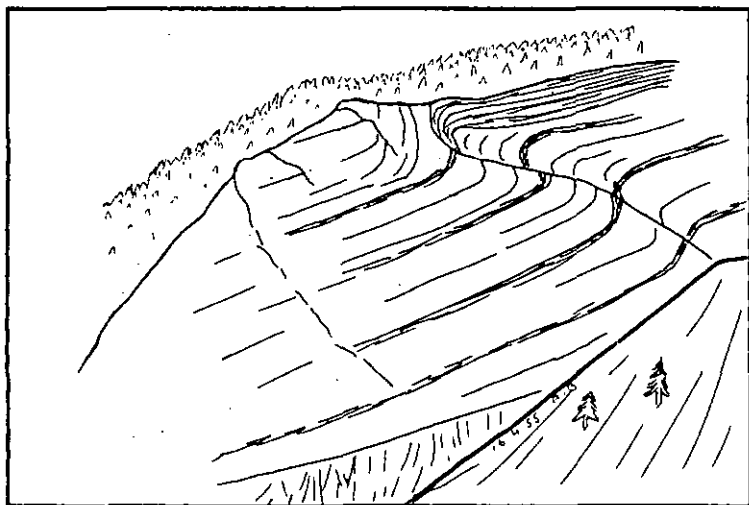


Fig. 13. Paroi de la Schattenfluhe vue de la nouvelle route Albinen-Loèche.
Faille montrant le « sous-charriage » au N (droite) des parties inférieures.

la figure 12. Il est capital de remarquer que toutes, sans exception, montrent un écrasement selon la direction N-S. Nulle trace d'extension à laquelle on pourrait s'attendre dans un tel secteur.

Ces observations de détail sont d'ailleurs confirmées par l'examen de l'ensemble de la paroi. D'Albinen par exemple, on y voit les couches dessiner des sortes de flexures parfois faillées et tenant toute la hauteur des rochers (fig. 13). Les crochons indiquent très clairement une avance relative du compartiment inférieur (méridional) sous l'autre. Les divers détails sont aussi bien visibles dans le Dogger que dans le Malm.

Le bord S de ce dernier est marqué par une grande zone d'éboulis masquant le contact exact. Le Valanginien renversé de la paroi au S ne montre plus aucun de ces phénomènes, mais permet par contre de constater des boudinages, donc un effort d'extension. C'est une distinction très importante entre les couches de la série normale et celles de la série renversée. La situation très particulière du Valanginien aux abords de Varen sera examinée dans la deuxième partie.

Dans l'ensemble, cette zone sédimentaire de Loèche montre donc une stratification NE-SW qui s'efface vers l'W, où elle est relayée par la schistosité E-W selon le schéma de la route de Varen. On voit également un broyage intense du Malm de la série normale, broyage accompagné (sur rive droite de la Dala) de phénomènes de compression N-S. La série renversée, par contre, montre des étirements atteignant par place 25 % de la longueur actuelle des hancs. Enfin, dans le Malm de cette même série, une mince lame synclinale de Valanginien a pu être mise en évidence.

Le bloc cristallin du Niwen ou bloc 4

Il y a peu à dire de cette unité tectonique. Elle forme une crête topographique qui monte du Lötschental vers le SW, entre le Faldumgrund et la zone sédimentaire de Loèche que je viens de détailler. Plus à l'W, il s'enfonce sous le Trias de la rive droite du Fescheljü. Le contact n'est visible qu'à 10 m près environ et n'est que très faiblement incliné au S (15 à 30° environ). Lorsqu'on l'examine du sentier de Brentschen à Bachalp, on a l'impression d'une coupure horizontale, alors que c'est véritablement la stratification qui est très peu inclinée.

Le caractère le plus intéressant de ce bloc est sa foliation. Sur tout le contact S, depuis le Bannwald de Feschel (1400 m alt.) jusqu'au Herrenhubel (2200 m alt.), en passant par les lieux dits « Kalberweid » (1700 m alt.) et « Niwenböden » (2160 m alt.), le pendage des gneiss est régulièrement au NW. Un examen attentif des affleurements montre qu'il ne peut pas s'agir ici de fauchage. L'angle varie de 25 à 90° avec un maximum entre 50 et 60° environ. C'est la prolongation vers l'W des pendages identiques constatés sur le sentier Goppenstein - Jeizinen, au flanc N du bloc 3. Lorsqu'on se déplace vers le N, les plans de foliation se redressent peu à peu et reprennent une position plus habituelle, avec des pendages SE de valeur moyenne.

Les bordures méridionale du bloc 4 et septentrionale du bloc 3 sont les seuls endroits où on observe dans le gneiss des pendages NW. Considéré dans l'ensemble, le phénomène s'accorde remarquablement aux données stratigraphiques, comme je le montrerai plus loin.

La zone sédimentaire du Faldumrothorn ou zone IV

GÉNÉRALITÉS

Les zones IV et suivantes ne sont formées que de sédiments triasiques et liasiques, et on a vu précédemment que tout au long de leur histoire sédimentaire elles se sont comportées en unités indépendantes. Vers le SW, la disparition en profondeur du massif de l'Aar nécessite un certain arbitraire dans le placement des limites. Pourtant la distinction est plus facile qu'il n'y paraît, si l'on se rapporte au travail de LUCEON (1914).

Tout lecteur de son mémoire se rappelle que la description progresse à partir de la Dala vers le NE et le haut, le long des axes de la série liasique reconnue sur la route de Loèche-les-Bains. Or, la classification ainsi établie correspond à la répartition en zones que je suis ici. Les anticlinaux de Tschingeren représentent la zone du Faldumrothorn (IV), ceux d'Inden, celle du Restirothorn (V), ceux de Milliüt et des échelles celui du Majinghorn - Ferdenrothorn (VI). Ce serait, si besoin en était, une preuve supplémentaire de l'indépendance de ces diverses unités.

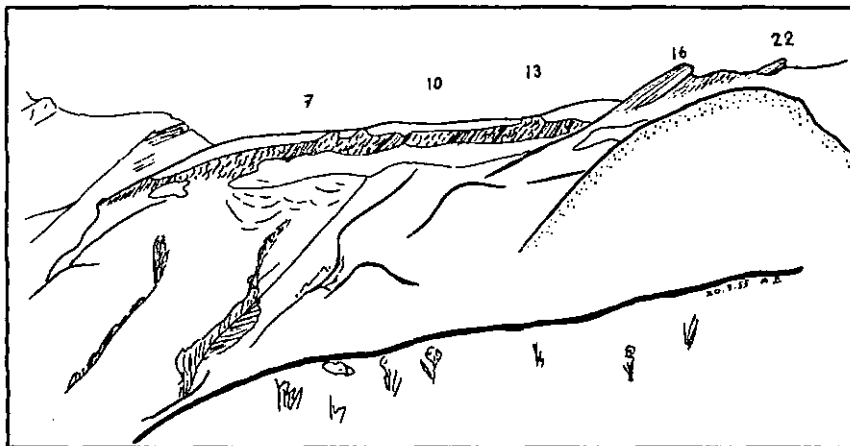


Fig. 14. Le col de Schnide, vu du NE. Au premier plan, noyau domérien de l'anticlinal liasique (pointillé). Sous le col alternance de lames aaléniennes, toarciennes et plienschachiennes. Les chiffres correspondent à ceux de la coupe donnée à la p. 109.

DESCRIPTION RÉGIONALE

Selon la règle habituelle, j'étudierai la zone sédimentaire IV d'E en W, faisant un premier secteur du sommet dont elle porte le nom et en abordant ensuite les régions à l'W du Fescheljö.

Lorsqu'on remonte le vallon du Faldumbach et qu'on observe la pyramide calcaire du sommet, on a l'impression que l'ensemble du Lotharingien, du Pliensbachien et du Domérien, qui dessinent le repli de la paroi N, a été délicatement posé sur un « lit » de Lias inférieur et de Trias plissé en accordéon. On pense involontairement à une sorte de « traîneau-écraseur » qui aurait tiré le Lias à sa suite en laissant le Trias plus ou moins adhérent au socle cristallin. Ici, l'absence de schistosité est due au rejeu des plans de stratification préexistants. C'est ce que montrent quelques replis triasiques dans lesquels n'apparaît aucune schistosité tant que les plans de stratification sont orientés NE-SW, mais dès que change leur direction, un système de cassures parallèles à leur position primitive vient les relayer.

Le versant droit du Fescheljü, qui monte de Bachalp au col de Schnide, recèle de nombreuses complications qu'il n'est pas aisé de débrouiller, malgré l'abondance des affleurements. On rencontre deux types de structures : d'une part des replis compliqués dans le Lias du bas des pentes, et d'autre part des intercalations de lames de Dogger et de Lias sur le col de Schnide. Ces dernières se suivent sans ordre apparent, selon une direction E-W ou ENE-WSW intermédiaire entre celle de Horlini et celle des affleurements liasiques situés en dessous. Les figures 14 et 15 et la coupe décrite ci-dessous permettent de se faire une idée de la structure du col.

La coupe est relevée du S au N sur le flanc E de la crête de Schnide (la crête elle-même est couverte de gazons ou d'éboulis) depuis l'éperon rocheux dominant le col au S.

1. 8 à 10 m Schistes sériciteux gris argent, broyés, avec des paquets de quartz laiteux, Dogger (Bajocien?).
2. 3 à 4 m Alternance mécanique de schistes comme (1) et de schistes noir-bleu brillants, aaléniens.
3. 3 m Schistes bleu-noir aaléniens, sériciteux.
4. 10 m Cachés par des éboulis.
5. 2 m Schistes aaléniens, suite probable de (3).
6. 10 à 20 m Schistes aaléniens éboulés sur place, limités à la base par une mince lame de quartz filonien, qui fait la limite du niveau suivant.
7. 8 à 10 m Schistes effrités, débris de quelques centimètres, Dogger.
8. 50 m Schistes aaléniens bleu-noir.
9. 10 m Calcschistes gris argent, Dogger indéterminé.
10. 15 m Pointement de schistes aaléniens dans un éboulis de même, avec du quartz filonien abondant.
11. 2 à 3 m Schistes gris-brun, Dogger indéterminé, formes de solifluxion.
12. 20 m Alternance de lames aaléniennes et Dogger, analogues à (2); à la base de cette série, lame d'un calcaire à entroques bleuté, brisant, gris-brun en altération, Bajocien?
13. 20 m Schistes aaléniens du type habituel.
14. 5 m Calcschistes comme (9).
15. 6 à 7 m Schistes aaléniens.
16. 6 à 8 m Eboulis de Dogger, d'où émerge la première croupe au N du col, qui est en Dogger (fig. 15).
17. 4 m Au pied N de la première croupe, schistes gris-bleu, sériciteux, Toarcien schisteux.
18. 3 à 4 m Calcaire gris-bleu, Toarcien calcaire.
19. 5 m Schistes argileux bleu-noir, taches d'oxyde de fer, Aalénien.
20. Lame de calcschistes laminés emballés dans (19), Dogger ou Toarcien?
21. 5 m Calcaire toarcien comme (17).
22. 5 m Deuxième croupe, calcaire gris-brun, très fétide au choc, probablement Dogger.
23. 3 à 4 m Sous la croupe, ensellement de schistes aaléniens.
24. 6 m ou plus Ressaut rocheux de calcaire du Dogger, partiellement sous les éboulis.
25. 0,2 m Mince lame de schistes bleu-noir aaléniens, visible sur 10 m de longueur.
26. Schistes gris-bleu, probablement Toarcien passant à (27).
27. 30 m au moins Calcaire gris-bleu toarcien, qui monte tout le long de l'arête menant au Pt. 2806,5.

Des complications curieuses occupent les parties plus basses de ce flanc droit du Fescheljü (fig. 16). LUGÉON (1914) dans sa description dit : « Au S des chalets de Galmalp s'élève un monticule surmonté d'une croix. Il est formé par le flanc renversé d'un nouvel anticlinal (en venant du N). Au sommet, nous voyons la charnière des quartzites domériens, hordés, dans la pente qui descend vers le torrent, par les calcaires à entroques (Toarcien) en repos direct sur les schistes mous (Aalénien) sans présence

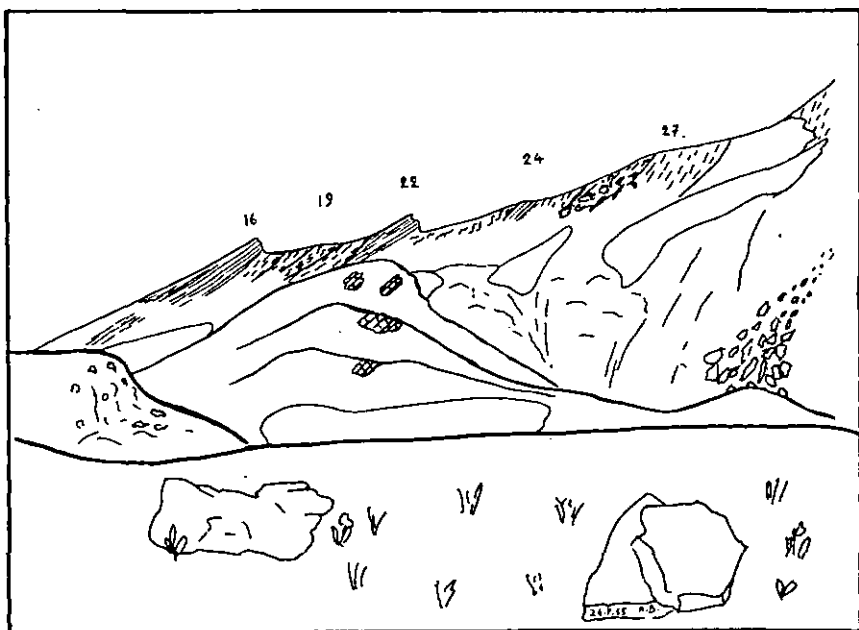


Fig. 15. Arête montant du col de Schnide au Pt. 2806,5, vue de l'E. Au premier plan, le Domérien ; alternance sous le col de lames aaléniennes, toarciennes et pliensbachiennes. Les chiffres correspondent à ceux de la coupe donnée à la p. 109.

des schistes ou calcaires plaquetés du Toarcien supérieur. Ce nouvel anticlinal de la Croix de la Galmalp est la continuation d'un des plis I (de Tschingeren). Cet anticlinal est coupé presque parallèlement à sa direction par la vallée de Bachalp. Un petit vallon le tranche en deux segments semblables, ce qui sur la carte laisserait croire à deux anticlinaux pareils. Le segment occidental présente un petit sommet également couronné par une croix. Le noyau de l'anticlinal est formé par les calcaires siliceux pliensbachiens, très épais et formant de hauts escarpements qui dominent les chalets de Bachalp ».

Or, en réalité, il y a bel et bien deux anticlinaux comme le « laisse croire » la carte. S'il s'agissait uniquement d'une figure due à la topographie, on serait obligé d'admettre, pour l'expliquer, un plongement

axial au NE. Or, systématiquement, tous les plis mesurés ici (et d'ailleurs dans tout le massif du Torrenthorn) plongent au SW de 20° en moyenne. Comme le montre la figure 16, le monticule à la croix inférieure est le sommet d'un premier anticlinal domérien, alors que celui à la croix supérieure est du Pliensbachien dont l'enveloppe domérienne, enlevée par l'érosion, dessinait le deuxième. Plus au S, ce Domérien disparaît complètement sous la couverture quaternaire.

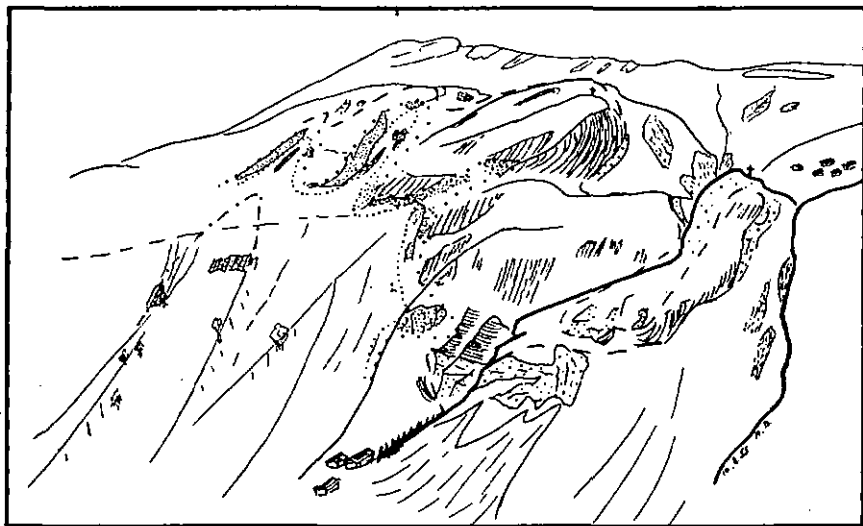


Fig. 16. Le versant W du vallon de Bachalp, depuis le sentier du Niwenpass. A droite, Galm; en bas, Bachalp; au fond, la crête du Horlini. Les schistes aaléniens et toarciens apparaissent à l'W de Galm, en arrière; le Domérien est en pointillé grossier; le Pliensbachien est en hachures; le Lotharingien est en pointillé fin, le Lias inférieur est en hachures croisées; le Trias occupe le cœur de l'anticlinal, à gauche, à mi-hauteur de la figure. Un trait interrompu souligne le sommet du Pliensbachien; un trait pointillé grossier, celui du Lotharingien; un trait pointillé fin, celui du Lias inférieur; une alternance de points et de traits, celui du Trias.

Dans le détail, la paroi S du ravin de Galm (au N de celui du torrent de Bachalp) montre le cœur pliënsbachien de l'anticlinal à la croix inférieure. Ce Pliënsbachien s'amincit vers le bas jusqu'à ne mesurer plus que 1 m de puissance environ, pincé qu'il est entre les deux flancs domériens de l'anticlinal. Cet écrasement extraordinaire provient du fait que le flanc domérien renversé se couche ici jusqu'à devenir horizontal et même s'incliner au NW dans le pied des parois de Bachalp. Le Pliënsbachien en question s'élargit au haut des rochers de Bachalp et s'y enrichit d'une lame anticlinale de Lotharingien, Sinémurien et Hettangien, qui n'est rien autre que le noyau encore plus interne de l'anticlinal

à la croix inférieure. Cette même série dessine un peu plus haut un nouveau repli très pincé, mais qui semble s'effacer dans le Pliensbachien redevenu ici plus épais et qui remonte par le flanc inverse de l'anticlinal à la croix supérieure.

Si nous abandonnons maintenant cet étage pour suivre la structure interne de ce deuxième pli, nous voyons le Lotharingien découvert ici remonter, lui aussi, très rapidement à l'extrémité S des rochers (il est presque vertical) jusqu'au sentier reliant Galm à Obren. Là, il se couche fortement vers le N et dessine dans les escarpements bordant le chemin un repli anticlinal si pincé que ses deux flancs se touchent. Le flanc supérieur revient vers le S, toujours le long du sentier, et brusquement se recouche au N en un nouveau repli dont le cœur de Sinémurien et d'Hettangien est bien visible. Plus au S enfin, il forme un nouvel anticlinal à noyau Hettangien et Sinémurien, avant de disparaître sous les pâturages où percent encore quelques pointements de Pliensbachien. Le flanc S, normal, de ce dernier anticlinal lotharingien a été attribué par LUGEON (carte de 1910) au Domérien du flanc normal du pli qu'il a dessiné.

En dessous du sentier, et plus au S encore, le Trias que LUGEON a figuré est en réalité doublé de part et d'autre d'un banc de calcaire gris bleuté du Rhétien. Ainsi donc, en récapitulant, nous avons deux anticlinaux complexes dits « à la croix ». Le plus septentrional (inférieur) est ouvert jusqu'à l'Hettangien ; il se couche entièrement dans les parties basses dominant Bachalp. Le deuxième (supérieur) est simple au niveau du Domérien, mais comporte trois replis de Lotharingien, dont les plus méridionaux contiennent de l'Hettangien. Un peu plus au S affleure encore le noyau triasique et rhétien de ce même anticlinal complexe. Je n'ai traité dans cette description ni du Toarcien ni de l'Aalénien. Ils coiffent tous deux sans complication le Domérien, et toute trace des replis s'efface sous le Horlini dans la masse épaisse de l'Aalénien.

Si l'on suit vers le SW cette zone occidentale, elle perd de son intérêt parce que l'inclinaison axiale des replis est subparallèle à la topographie. Au niveau de Chermignon, rien de la structure n'a changé ; ni la direction ni l'inclinaison axiale ne varient. Plus bas, le glacière est trop important pour permettre de voir grand-chose avant d'arriver à la route de Loèche à Loèche-les-Bains et à la Dala.

On retrouve le long de la route et à l'intérieur du Toarcien le passage des directions E-W aux directions N 60 E. Il se forme ici par l'alternance de lames tantôt E-W, tantôt N 60 E, très irrégulièrement. Plus on va au S plus les lentilles à direction N 60 E deviennent rares, plus on va au N plus elles sont nombreuses. Le ravin que borde la faille figurée par LUGEON (1914, fig. 1) représente précisément un contact entre deux zones d'orientation différente. Il est impossible de savoir ici si dans le Domérien, le Toarcien ou l'Aalénien on a affaire à une stratification ou à une schistosité. Je penche pour prendre la direction N 60 E pour la stratification et l'autre pour la schistosité, mais uniquement par analogie avec d'autres régions.

Le bloc cristallin des Loucherspitzzen ou bloc 5

J'ai peu à dire de ces gneiss qui s'allongent par le Faldumgrat et les Laucherspitzzen et disparaissent sous leur couverture un peu en aval du Weisssee, sur rive droite du Fescheljü. Dans l'ensemble les gneiss sont ici très disloqués ; la foliation ne se voit que difficilement, et les éboulis et résidus de la gélifraction rendent fréquemment toute mesure impossible sur de grandes surfaces. La roche n'est le plus souvent qu'une brèche tectonique, une mylonite au sens le plus large (cf. OULIANOFF 1954), dont les éléments peuvent avoir ici quelques millimètres de diamètre et ailleurs quelques dizaines de mètres. La dislocation en lames et lentilles d'orientation changeante (vue par exemple dans le granite de Baltschiedertal, dans le Baltschiedertal) est ici la règle.

La lame carbonifère de la feuille « Gemmi » (1956) de l'« Atlas géologique » au 1 : 25.000 (lame méridionale de LUGEON) sépare distinctement sur la crête des Laucherspitzzen deux domaines de broyage inégal. Au toit, le débitage de la roche se fait en paquets de 20 × 50 cm en moyenne, alors qu'au mur, les plus gros débris n'ont que 1 à 2 cm de côté.

Les observations les plus intéressantes sont celles touchant aux deux « bords » du bloc, dans le vallon du Faldumbach au SE et celui du Dornbach au NW. Dans le Faldumgrund, on constate à l'œil nu que le pendage moyen de la foliation est plus fort sur le versant NW du vallon que sur son versant SE. Il existe une double discordance angulaire entre le versant SE (appartenant au bloc 4) qui est à N 45 E ; 40° SE en moyenne, et son vis-à-vis (compris dans le bloc 5) qui est à N 60 E ; 65° SE en moyenne.

Nous retrouvons le même phénomène au contact des blocs 5 et 6 de manière peut-être encore plus marquée. Les chiffres correspondants sont respectivement ici N 55 E ; 65° SE au N et N 45 E ; 30° SE au S. Ainsi, il n'y a pas seulement changement brusque au contact de deux blocs, mais encore changement progressif à l'intérieur d'un même bloc. D'autre part, l'intersection de ces deux directions de foliation oblige, semble-t-il, chaque bloc à se terminer en pointe vers l'W. Le lit du Dornbach et la limite des blocs 5 et 6 suivent une zone de failles de 50 m de large environ, où les schistes cristallins sont extrêmement laminés.

Pour rester dans le bloc des Laucherspitzzen, on voit en contact deux lames de gneiss très importantes et d'orientation différente. C'est en très grand la répétition du phénomène déjà signalé de la dislocation en lentilles. La lame inférieure est très écrasée et montre dans le détail une répétition des faits observés en plus grand. L'orientation moyenne de sa foliation est N 30 E ; 20° SE. A son sommet, le contact mécanique avec la lame supérieure est souligné par toute une série de petites sources. Cette nouvelle lame, dont la composition pétrographique (soit dit en passant) ne diffère pas de celle de la première, est orientée à N 55 E ; 20° SE. La lame inférieure se suit sur plusieurs centaines de mètres ou, plus exactement, se retrouve çà et là lorsque la roche affleure convenablement, tandis que la lame supérieure ne semble pas se prolonger sur plus de 20 ou 30 m.

La zone sédimentaire du Restirothorn ou zone V

GÉNÉRALITÉS

Du NE au SW, cette nouvelle et importante zone se suit par le Restirothorn, les alpages situés au N de Galm et la Schafalp, jusqu'à la Dala en face d'Inden et sous le village même. Sa limite SE est connue depuis l'étude de la zone IV ; sa limite NW passe approximativement par le sommet du Restirothorn et le Pt. 2851 sur l'arête au S du Torrenthorn pour longer ensuite le ruisseau qui, par la Torrentalp, s'enfonce dans le Dorbengraben et déhousse dans la Dala en amont d'Inden.

J'en répartirai l'étude sur une série de secteurs qui seront successivement : le vallon du Dornbach, la région comprise entre le Weisssee au N, Galm au S et l'arête E de la Schafalp à l'W¹, et les pentes qui, parallèlement à l'inclinaison axiale, descendent jusqu'à la rivière.

LE VALLON DU DORNBACH

D'un point de vue tectonique, les importants amas de Trias remplissant le haut de ce ravin ne permettent pas beaucoup d'observations intéressantes. Les roches sont très pincées entre les blocs cristallins 5 et 6, ce qui provoque la formation de nombreuses lames et replis sédimentaires, l'abondance des cornieules facilitant encore les mouvements. A titre d'exemple, voici la coupe relevée à l'extrême limite inférieure du Trias, sur rive gauche du Dornbach. Du N au S, on rencontre successivement en position N 60 E ; 70° SE :

- | | | |
|-----|-----------|---|
| 1. | | Cornieule avec quelques débris isolés de schistes verdâtres, Trias. |
| 2. | 1,5 à 2 m | Schistes verts sériciteux laminés, schistes bariolés du Trias ? Permien ? |
| 3. | 0,3 m | Schistes bleu-noir très sériciteux, taches d'oxyde de fer sur les plans de couche, passées un peu gréseuses, laminage intense, Trias supérieur. |
| 4. | 0,07 m | Grès. |
| 5. | 0,30 m | Schistes gris-vert argentés, très sériciteux, comme (2). |
| 6. | 1,20 m | Grès arkosiques gris argent, sériciteux, pyrite en cubes de 0,5 mm d'arête, Permien ? |
| 7. | 0,55 m | Schistes gris-vert comme (5), éventuellement dus au broyage de (6) ? |
| 8. | 1,60 m | Grès comme (6). |
| 9. | 0,50 m | Schistes gris-vert comme (5). |
| 10. | 1,80 m | Grès comme (6), très fortement laminés. |
| 11. | 0,40 m | Schistes noirs comme (3), Trias supérieur. |
| 12. | 8 m | Schistes verts sériciteux comme (2). |
| 13. | | Cornieule. |

Les attributions stratigraphiques se basent en partie sur la succession établie ici par PAREJAS (1946a). Cette coupe est remarquable par l'absolue symétrie de ses niveaux ; le premier correspond au dernier, le deuxième à l'avant-dernier, etc., mais les épaisseurs de la série S sont en moyenne trois fois plus fortes que celles de la série N. D'après la position respective des cornieules et du Trias supérieur noir, il s'agirait d'un repli synclinal, mais je serais tenté de voir plutôt dans l'alternance

¹ La Schafalp de la carte de LUCEON est au NW du Weisssee et n'a aucun rapport avec celle de la Carte nationale.

continue des schistes verts un premier laminage ayant provoqué l'empilement de toute la série avant qu'elle ne soit repliée en synclinal.

Quelques dizaines de mètres plus au NW, on trouve, emballée dans la cornicule, une lame de schistes verts analogues, indubitablement cristallins. Elle a la forme d'une lentille de 15 m de puissance environ et de 100 m de long. A l'intérieur de cette lentille, une zone de 2 m de puissance est formée de schistes vert pâle, ultra-laminés, dont la provenance est indéterminable. Les plans mesurés dans la lentille cristalline permettent de constater qu'elle est en zone pour un axe N 50 E ; 20° SW, ce qui concorde parfaitement avec la structure d'ensemble.

A dix mètres environ de la limite NW du Trias et parallèlement à elle, on trouve dans le gneiss un train de lentilles carbonifères, qui sont dans la même position relative que la lame la plus méridionale du Faldumpass.

LA RÉGION ENTRE GALM ET LE WEISSSEE

La structure de cet alpage présente dans ses complications de nombreuses analogies avec celle dominant Bachalp. La carte de LUGEON (1910) et la feuille « Gemmi » de l'« Atlas géologique » au 1 : 25.000, qui

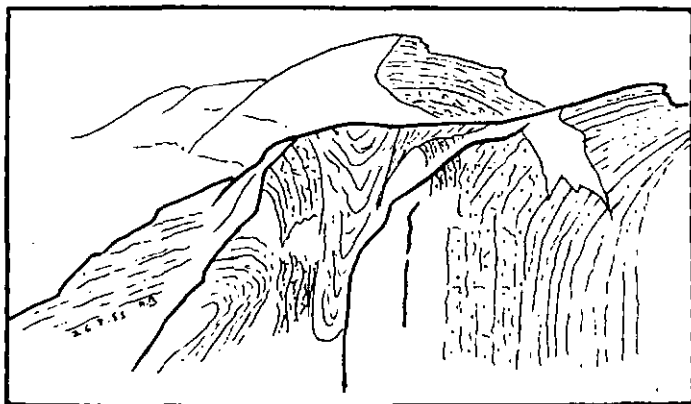


Fig. 17. Synclinal pincé toarcien et domérien. Le Schafberg vu du N, sur l'arête du Torrentborn. En bas à gauche, le noyau de l'anticlinal pliebsbachien, puis son enveloppe domérienne (en pointillé) et le synclinal toarcien dont la fermeture est bien visible.

vient de sortir de presse (1956), se ressemblent beaucoup et sont d'ailleurs ici aussi fausses l'une que l'autre. L'erreur de leurs auteurs est d'avoir confondu les grès domériens et lotharingiens.

Dans l'ensemble, il n'existe ici qu'un grand anticlinal domérien, dont le flanc normal monte au N de Galm et suit l'arête conduisant au Torrenthorn par les Pts 2851 et 2865. Là, les couches se redressent

à la verticale et s'enfoncent sous le Pliensbachien des parois orientales du Torrenthorn. De là, en un synclinal pincé, ce Domérien remonte et s'en va au NW dessiner une nouvelle voûte par-dessus le glacier de Majing. A l'intérieur de cette enveloppe domérienne, le Pliensbachien et le Lotharingien se plissent en de nombreuses complications que j'exa-

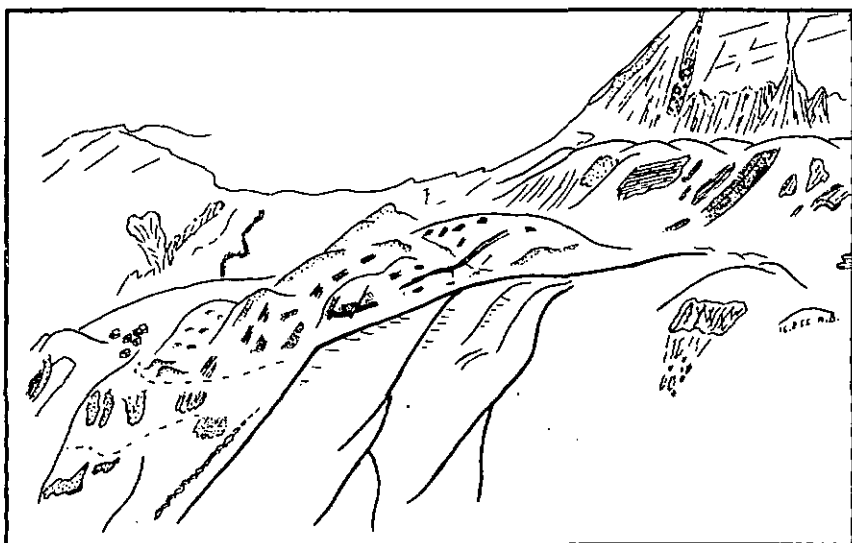


Fig. 18. Pente W du vallon de Bachalp, en amont de Galm et jusqu'au Weisssee. D'un point au NE du Pt. 2401,1. Au fond, l'échancrure du col de Galm. Le Domérien est indiqué par un pointillé lâche, le Pliensbachien par des hachures, le Lotharingien par un pointillé serré ; le Lias inférieur est en noir, et le cristallin (à l'extrême droite) en hachures croisées.

minerai tout à l'heure. Sous eux, on descend par le Rhétien jusqu'au Trias qui emballle le cristallin des Laucherspitzen. Nous avons donc affaire ici à un seul grand pli liasique, qui est la couverture du bloc cristallin 5 vu précédemment (cf. pl. III).

Pour la description de la structure interne de cet anticlinal, je me référerai à la figure 18 dessinée depuis la légère bosse dominant au NE le Pt. 2401,1 dans la pente montant au Faldumpass. La crête principale, bordant au N les gazons humides de Galm, est formée tout entière de Domérien. On suit facilement celui-ci jusqu'au Pt. 2416, où il disparaît sous les éboulis, mais ressort au-dessus du replat morainique portant les Pts 2480 et 2551, et passe tout le long de la paroi E du Schafberg¹. Il y bute au N contre une faille approximativement E-W, subverticale, mais dont le rejet n'est que peu important. Au N de la faille, il dessine

¹ Pas sur la Carte nationale, terme de LUCEON désignant la montagne dominant la Schafalp de la Carte nationale et portant les cotes 2806,5 et 2851.

un repli étroit, vertical, à noyau toarcien, puis un nouvel anticlinal dont le flanc NW, redressé à la verticale, se suit tout le long de la crête du Torrenthorn (fig. 17). Il réapparaît une fois encore dans l'éperon rocheux (mis en Pliensbachien sur la feuille « Gemmi ») émergeant du couloir d'éboulis qui descend jusqu'au Weisssee. C'est le flanc inverse de l'anti-

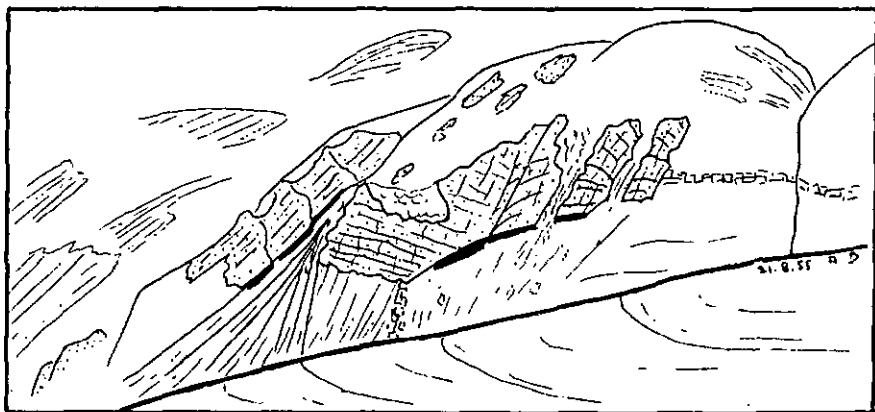


Fig. 19. Dislocations dans le Lotharingien et le Lias inférieur du noyau de l'anticlinal au N de Galm. Paroi dominant le ravin des abreuvoirs au S du Weisssee ; au premier plan, crête morainique. En noir, le Lias inférieur ; en pointillé, le Lotharingien.

clinal, qui apparaît en fenêtre dans le Pliensbachien, probablement par suite d'un repli secondaire.

Revenons à Galm, notre point de départ, et suivons le sentier qui passe près d'une série d'abreuvoirs, se rendant directement au Weisssee. Nous traversons tout d'abord le Domérien du flanc normal du pli et entrons dans le Pliensbachien. Celui-ci cède bientôt la place au Lotharingien typique, bien plaqueté et violacé, qui présente dans la paroi bordant au SW les abreuvoirs une série de petites failles le disloquant légèrement (fig. 19). Au pied de la paroi, au contact sous le Lotharingien, j'ai retrouvé le Sinémurien à Gryphées, épais de 30 à 50 cm seulement, et dessous les schistes bleu-noir de l'Hettangien. Il n'y a donc aucun doute sur l'attribution stratigraphique de ces étages.

On peut suivre le Lotharingien vers le NW, d'affleurement en affleurement jusqu'au sentier menant du lac au col de Schnide et à l'hôtel du Torrenthorn. Peu en dessous du sentier existe un repli anticlinal secondaire, qui provoque dans un rocher lotharingien l'apparition d'une zone épaisse de 1 m, où le Pliensbachien forme de nombreuses lentilles ayant au maximum 1 m de long sur 10 cm de puissance. J'ai cru longtemps voir là une série normale Lotharingien, Pliensbachien, Domérien, mais je suis convaincu maintenant que ce prétendu Domérien est aussi du Lotharingien.

Le sentier du col au lac est dominé, au NW, par une nouvelle pente raide, où l'on retrouve la suite du Lotharingien. Il y suit une petite paroi en un point de laquelle on retrouve les schistes et calcaires gris-bleu du Lias inférieur, probablement Sinémurien. C'est l'esquisse d'un nouvel anticlinal lotharingien qui ne peut pas être le même que celui de la figure 19, compte tenu du plongement axial des couches. Si on suit vers le N le replat morainique du Pt. 2551, où aboutit ce Lotharingien, on entre dans le Pliensbachien au mur de l'anticlinal lotharingien, puis, en bordure même de la grande paroi dominant le pierrier (suite probable de la faille du sommet du Schaffberg), on retrouve sous ce Pliensbachien une nouvelle bande de Lotharingien très finement plaqueté et qui occupe presque toute la hauteur du rocher. Au pied N de celui-ci, non loin du lac, les couches les plus inférieures d'un petit affleurement sont du Pliensbachien. C'est le flanc inverse de l'anticlinal lotharingien occupant la paroi.

Il y a donc trois anticlinaux de Lotharingien entre Galm et les rochers dominant le Weisssee. Le premier est dans la petite paroi au SW des abreuvoirs ; le deuxième affleure dans le talus qui aboutit au Pt. 2551, et le troisième, le plus inférieur, forme le bord S du grand pierrier du Weisssee. Le noyau sinémurien du dernier n'est pas visible ; c'est probablement une lame anticlinale très étirée et très pincée. Ça et là au S du lac, la couverture morainique laisse pointer des schistes argileux bleu-noir, qui appartiennent selon toute vraisemblance au noyau hettangien commun aux trois replis précédents. A la sortie du lac et plus au S, dans le coteau du vallon, on rencontre le Rhétien et le Trias du cœur du pli.

Il reste à expliquer les affleurements domériens bordés de Pliensbachien au N de la crête du Pt. 2416. Ce n'est qu'un repli du flanc normal de l'anticlinal domérien, qui ne se prolonge que peu vers l'E, où le Pliensbachien le recouvre. Le hasard veut que l'affleurement lotharingien le plus méridional soit dans le prolongement de ce Domérien, ce qui peut faire croire que l'un est la suite de l'autre.

La tectonique de détail est ici très intéressante. On est partout en présence d'anticlinaux à flanc normal très couché et à flanc inverse sub-vertical, comme s'ils avaient été poussés les uns sur les autres depuis le SE. On est à peu près au seuil entre la zone de schistosité de flux et celle de fracture. Les grès domériens et lotharingiens appartiennent à cette dernière, exceptionnellement à la première, alors que les calcaires et schistes des autres niveaux sont toujours du premier type. Le retard des grès sur les autres sédiments explique cette différence. Il arrive que dans le Domérien alternent les banes de calcaire gréseux et de grès calcaire. Cette disposition est très favorable à un boudinage dont on peut parfois constater l'amorce. L'étirement ainsi provoqué atteint parfois 10 à 20% de la longueur actuelle perpendiculairement à la direction axiale.

LA DESCENTE AXIALE SUR LA DALA

L'excellente description régionale de LUGEON me dispensera de longues explications. Les replis que l'on suit ici sont la prolongation vers le SW de ceux dominant la Galmalp et le Weisssee. Lorsqu'on

parcourt le sentier de l'hôtel du Torrenthorn au Weisssee, on peut particulièrement admirer, dans les parois occidentales du Schafberg, le recoupement de la stratification par la schistosité. A part ce phénomène, il n'y a pas ici de complications structurales. Vers le SW, on pénètre dans les forêts, à la suite des axes, pour aboutir sous Inden aux trois replis de l'anticlinal III de LUCEON (1914).

Le Toarcien des régions basses (sentiers d'Albinen à Ober Dorben par exemple) permet de nombreuses observations de retard de la schistosité et de recoupement de la stratification par la schistosité analogues à celles faites à la Galmalp. L'anticlinal le plus méridional de ce faisceau, celui qui aboutit au pont routier sur la Dala, montre au bord de l'eau, le long d'un petit canal longeant la pile W, une magnifique charnière régulière de 2 m de haut environ et de 5 m de large.

Le bloc cristallin du Restigrat ou bloc 6

Je ne l'ai étudié qu'accessoirement et surtout pour ses relations avec la zone sédimentaire V. Le contact du bloc 5 le long du Dornbach a été décrit précédemment (p. 113). Au NW de la zone schisteuse laminée où coule le torrent, on trouve des gneiss plus feldspathiques que les schistes de la rive droite et très broyés près du contact. Leur pendage est fort : ils sont orientés N 55-60 E ; 65-75° SE. La zone de broyage semble suivre à peu près le contact NW du Trias. Elle est soulignée par une deuxième, passant immédiatement au mur de la lame carbonifère et dont l'aspect rappelle absolument, quoiqu'en plus fin, celui de la brèche bordant le Malm au Krutigrat (fig. 4, p. 26).

Dans ces gneiss très écrasés, on a quelques lames de porphyres quartzifères, orientées comme toute la foliation du gneiss à N 60 E et pendant de 50° au SE, ce qui est normal puisque le pendage diminue progressivement du SE au NW dans chacun des blocs 5 et 6.

La zone sédimentaire du Ferdenrothorn ou zone VI

Ce dernier faisceau de plis ne fait plus partie dans sa totalité du domaine que j'ai plus spécialement étudié. A part quelques observations sur les pentes SE du Ferdenrothorn, je ne décrirai donc pas les portions situées au N du Torrenthorn, comprenant le Majinghorn-et le Ferdenpass.

Le Domérien du Ferdenrothorn offre de nombreux affleurements où la direction d'allongement des galets triasiques qu'il contient est mesurable. Ces mesures ont donné pour la région un axe moyen horizontal, de direction N 120 E, c'est-à-dire perpendiculaire à la direction axiale des plis liasiques. Il souligne ainsi l'étirement du flanc inverse de l'anticlinal du Ferdenrothorn.

Les parties basses de cet anticlinal sont recoupées presque perpendiculairement par quatre sentiers principaux, celui des échelles d'Albinen, celui de Loèche-les-Bains à Torrentalp, celui qui au N permet d'atteindre

les murs à avalanches du lieu dit Gonenstein, et celui qui, aux trois quarts effacé, descend de l'hôtel du Torrenthorn directement dans le Majinggraben. La structure de cette longue paroi a été décrite systématiquement par LUCEON (1914), et les quelques erreurs commises sont justement corrigées dans la feuille « Gemmi » (1956). Je me dispenserai donc de commentaires.

Récapitulation

Si l'on tente, le plus brièvement possible, de faire ressortir les caractéristiques de la région étudiée on arrive aux considérations suivantes : La zone I est une série stratigraphique simple renversée. La zone II est complexe, formée de deux séries simples, renversées l'une sur l'autre. La zone III, complexe aussi, comprend une série simple normale septentrionale, sur laquelle s'appuie une série simple méridionale renversée. Les zones IV, V et VI forment de nombreux replis ; leur style est plus souple que celui des trois premières. Si l'on mesure sur une carte la direction générale de ces diverses zones, on voit que plus leur position est méridionale, plus leur orientation se rapproche de N 90 E, à l'exception de la zone III qui se distingue également par les pendages NW de ses mâchoires cristallines.

Direction moyenne

Zone I	N 68 E
Zone II	N 60 E
Zone III	N 42 E (secteur oriental)
Zone IV	N 55 E
Zone V	N 54 E
Zone VI	N 45 E (partie occidentale)
Zone VI	N 35 E (partie orientale)

Or, on a vu, par l'étude détaillée de ces zones, que si l'orientation des plans mesurés varie, c'est toujours dans les mêmes limites, et cette rotation progressive des directions n'existe pas à petite échelle. Par exemple les mesures de la zone I montrent un axe de direction N 55 E ! Il y a donc désaccord apparent entre la structure de détail et l'autre. Je montrerai plus loin qu'il tient uniquement au mode de déformation alpin et qu'il n'est qu'un aspect particulier de celui-ci.

Concernant les rapports entre la schistosité et la stratification (ou la foliation des gneiss), on aura remarqué que l'apparition de la schistosité E-W, qui caractérise les zones méridionales, est liée à la disparition des blocs cristallins. Autrement dit, les sédiments ne prennent cette schistosité que s'ils ne sont pas bordés au S par les gneiss. C'est le cas dans les régions occidentales et supérieures de chacune de ces zones. Lorsque les blocs cristallins protègent et arment en quelque sorte les sédiments, la schistosité n'apparaît pas, le plus souvent parce que les plans de stratification ont pu satisfaire les efforts qui l'auraient provoquée. Les gneiss rigides ont en effet guidé les déformations parallèlement

à leurs lignes structurales. Dès que les plans de couche sont obliques à la position virtuelle de la schistosité, on voit celle-ci réapparaître.

L'ensemble de la région est haché d'un système de diaclases N 120-150 E ; 70° NE, exactement perpendiculaire à l'axe général du massif. Il est extrêmement jeune, recoupe toutes les autres structures et trahit un allongement de 10 à 20% en direction NE-SW.

Partout où on peut l'examiner, le contact direct de deux blocs cristallins est une faille, plus particulièrement visible dans les régions NW, où la structure interne de chaque bloc montre un redressement progressif de la foliation vers le S.

Parmi les caractéristiques particulières de chaque unité, je cite pour mémoire :

Dans le bloc 1 : la disparition de la foliation devant la schistosité dans les régions occidentales.

Dans le bloc 2 : l'affaiblissement de la schistosité du S vers le N et sa postériorité évidente.

Dans la zone II : la position normale du Heidnischbiel appuyé à une série renversée.

Dans la zone III : la différence importante entre le Malm de la série N, comprimé en direction N-S, et celui de la série S, étiré (jusqu'à 25%) dans la même direction.

Dans le bloc 4 et dans cette même zone : les pendages NW de l'extrémité orientale.

Dans les zones IV et V : les complications de la région de Galm.

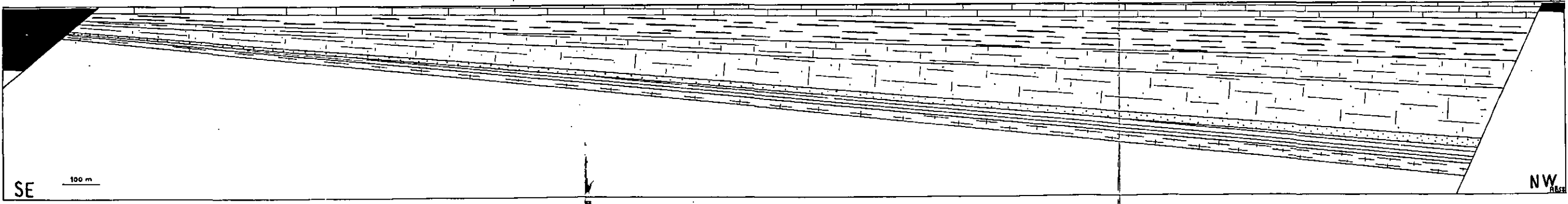
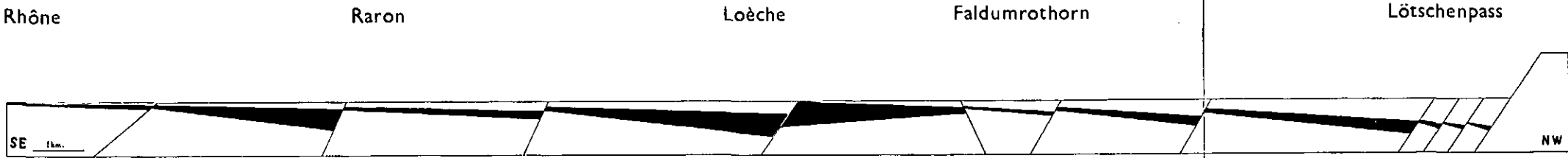
Dans la zone VI : l'étirement environ N 120 E du flanc inverse du pli du Ferdenrothorn.

LÉGENDE DE LA PLANCHE IV

En haut, coupe transversale de l'ensemble de la région à la fin du Jurassique supérieur. Echelle 1 : 50.000. Dessous, le socle cristallin ; en noir, le Trias et le Lias ; en haut, le Jurassique moyen et supérieur. Le manque de données numériques sur les étages plus jeunes ne permet pas de compléter la coupe jusqu'au Tertiaire.

En bas, la zone méridionale Gampel-Schiltfurgge (deuxième de la gauche sur le dessin supérieur) à une échelle dix fois plus grande. Elle est schématisée en ce sens qu'on n'a tenu compte que des puissances maximum et minimum connues. D'éventuelles inégalités secondaires ne sont pas sensibles dans l'état actuel de ces séries. Stratigraphiquement de bas en haut : Trias, Lias inférieur schisteux (Rhétien-Sinemurien), Lotharingien (en pointillé), Pliensbachien-Domérien indifférencié gréso-calcaire, Toarcien calcaire, Aalénien schisteux, Bajocien calcaire. L'épaisseur du trait supérieur correspond au Bathonien. Sa puissance est partout constante, son dépôt correspond à une période de calme tectonique.

SCHÉMA DE LA SÉDIMENTATION MÉSOZOÏQUE DU TRIAS AU JURASSIQUE SUPÉRIEUR



DEUXIÈME PARTIE

LA CINÉMATIQUE

GÉNÉRALITÉS

En tête de cette deuxième partie, je rappellerai brièvement que j'ai tenté d'y dresser une esquisse paléotectonique et paléogéographique de la région étudiée. Si elle s'intitule « cinématique », c'est que tout naturellement la première place y est faite aux mouvements, à ceux du moins dont la trace est parvenue jusqu'à nous. Les deux chapitres précédents ont présenté les faits d'observation ; il est nécessaire maintenant d'en esquisser la synthèse.

Comme toute « Histoire », celle-ci perd de sa netteté lorsqu'on remonte dans le temps, et ce n'est qu'à partir du Mésozoïque que l'on peut l'écrire sans trop de lacunes et d'hésitations. L'orogénèse hercynienne est déjà du domaine de la Préhistoire ; nos connaissances en sont fragmentaires. Quant à la Proto-histoire, aux quelques bribes de documents préhercyniens parvenus jusqu'à nous, il est inutile d'échafauder sur elles de branlantes légendes.

ÉTAT ANTÉRIEUR A LA MISE EN PLACE DU GRANITE DE L'AAR

Nous savons bien peu de choses sur les phénomènes qui ont précédé cette venue. Il s'est agi sans doute à l'origine de sédiments argileux pauvres en calcaire, dont le polymétamorphisme rend difficile l'établissement d'une chronologie. Les gneiss à biotite représentent probablement d'anciens granites (galets dans le Carbonifère), dont la mise en place pourrait avoir accompagné un premier métamorphisme des sédiments originels. Ce qui est certain, en tout cas, c'est l'importante métasomatose potassique qui a suivi et dont les microclines albitisés sont les témoins. L'âge des amphibolites est à peu près impossible à fixer ; il n'est pas même sûr qu'elles soient filoniennes. En tout état de cause, avant que n'apparaisse le granite de l'Aar, elles étaient déjà migmatisées et encaissées dans les schistes cristallins.

Mise en place du granite de l'Aar

C'est un phénomène qui s'est passé à froid, semble-t-il (HUTTENLOCHER 1921, LEDERMANN 1945), c'est-à-dire que la masse granitique visqueuse a pénétré passivement dans les roches encaissantes. Les

phénomènes de contact sont très réduits. Malgré les déformations alpines, on reconnaît cependant une faible pénétration latérale, pegmatitique ou aplitique, dans les gneiss. L'intrusion a suivi sans aucun doute la structure préexistante qu'ils avaient acquise à une époque plus ancienne mais indéterminée. Pour R. STAUB (1956), elle a longé d'anciennes zones de fracture longitudinales, mais rien ne me permet ici de confirmer cette hypothèse.

Les porphyres quartzifères, que l'on rencontre çà et là, sont les manifestations tardives de la mise en place granitique. On a l'habitude de les prendre comme permien, mais plus récemment BRÜCKNER (1943b) considère ceux de la bordure N du massif de Gastern comme carbonifères.

A la mise en place du granite de l'Aar a pu correspondre (ou succéder ?) la tempête ségalaunienne de LUGEON. C'est du moins ce que l'on a démontré pour le massif du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges, et que l'on peut semble-t-il extrapoler jusqu'ici.

Le Carbonifère

C'est le plus ancien terrain sinon daté du moins dont la nature sédimentaire ne pose pas de problèmes. Les grès et schistes charbonneux attribués à cet étage se sont déposés sans doute dans des bassins peu profonds et sous un climat humide. Des torrents débouchaient dans ces marais et y déposaient leurs alluvions. Certains conglomérats (Faldumgrund) à galets de dimensions décimétriques témoignent probablement du voisinage immédiat de telles embouchures.

C'est probablement à peu près de cette époque qu'il faut dater la mise en place des porphyres quartzifères qui sont partout discordants sous le Permien. Ils ont suivi la structure ancienne des gneiss, qui les a guidés jusqu'à la surface. Il est probable qu'ils s'y sont répandus en coulées acides, érodées entièrement par la phase allobrogiennne. Leur mise en place marque en tout cas sinon une extension, du moins l'absence d'une compression perpendiculairement à leur direction.

En compagnie du Carbonifère, ils ont été plissés une première fois avant le dépôt du Permien. J'en veux pour preuve le fait que nulle part les « lames » ou « synclinaux » carbonifères, que l'on rencontre, ne montrent trace de Permien, et l'absence constante du Carbonifère à la base du Permien et du Trias des zones sédimentaires des Rothörner. De plus, j'ai montré que la lame carbonifère des Laucherspitzen est très légèrement discordante sous le Trias du Faldumrothorn. Enfin, le plongement de 10° NE, propre au Carbonifère de plusieurs lames indépendantes, témoigne également d'une déformation à laquelle n'ont pas participé les sédiments plus jeunes. On pourrait ajouter encore que le Permien d'Ausserberg est discordant sur les porphyres quartzifères. C'est évidemment la phase allobrogiennne de LUGEON. Elle serait ici à dater du Permien inférieur.

Les synclinaux carbonifères ainsi formés ont suivi la structure pré-hercynienne, qui avait guidé déjà le granite de l'Aar dans sa montée.

Je me suis posé la question de savoir si la direction de cette structure, direction des synclinaux carbonifères, était elle aussi préhercynienne.

En effet, direction et structure ne sont pas synonymes ; au cours des époques géologiques une même unité peut changer de direction en bloc, sans pour autant en être modifiée sensiblement. Dans le cas particulier, les déformations alpines ont-elles ou n'ont-elles pas modifié la direction hercynienne (ou plus ancienne encore ?). J'ai dit que l'orientation générale des zones sédimentaires étudiées montre du S au N la tendance à devenir toujours plus méridienne, alors que l'orientation interne reste, elle, à peu près constante.

Puisque la « houle alpine » a déferlé de l'intérieur vers l'extérieur de l'arc alpin et puisque les plans dirigés E-W décroissent en nombre et en importance du S au N, on peut sans peine relier les deux phénomènes et admettre qu'ils sont cause du changement constaté dans l'orientation générale. On en déduit que l'orientation interne leur est antérieure. Or, elle est identique dans les blocs cristallins et dans les zones sédimentaires. D'après ce que l'on sait de l'orogénèse alpine, le massif de l'Aar ne s'est pas trouvé à ce moment là dans une zone de déformation souple. L'orientation homogène de ses éléments est donc au minimum hercynienne, et la direction actuelle des lames carbonifères est bien leur direction originale.

Si, comme on le pense de l'extrémité nord-orientale du massif des Aiguilles-Rouges, cette phase hercynienne tardive a été de peu d'ampleur, il devient très probable que la direction du Carbonifère a été héritée sans grand changement de la phase principale ségalaunienne, et les porphyres quartzifères ont aussi l'orientation originale qui était celle de leur mise en place¹.

A la phase allobrogiennne a succédé une période d'érosion en climat désertique (altération superficielle du granite de Gastern par exemple), dont les produits se sont accumulés sous forme de grès et de conglomérats en de nombreux bassins régionaux.

ÉTAT POSTÉRIEUR A LA MISE EN PLACE DU GRANITE DE L'AAR

A l'orée du Permien (supérieur ?), nous sommes donc en présence d'un massif cristallin assez redressé, sans doute, et orienté grossièrement au NE ou à l'ENE. Il comprend des granites anciens à biotite, des gneiss à feldspaths potassiques, des amphibolites migmatisées. Dans cet ensemble a pénétré le granite de l'Aar, que l'érosion ne semble pas avoir encore mis à jour lorsque se dépose le Carbonifère. Ce dernier est plissé par la deuxième phase hercynienne, dans la même direction qu'il a actuellement ; il est guidé en cela par la structure du cristallin. La mise en place des porphyres quartzifères, qui accompagnent son dépôt, témoigne d'une période de calme.

¹ Les amphibolites aussi d'ailleurs.

INTERLUDE MÉSOZOÏQUE ET PERMIEN

Généralités

Dès le Permien, nos connaissances de la région se précisent. Les cent cinquante et quelques millions d'années qui séparent l'orogénèse hercynienne de l'orogénèse alpine ont une très grande importance pour cette dernière. L'embryotectonique a été très à la mode il y a quelques dizaines d'années. A la suite d'ARGAND, de nombreux géologues ont entrepris de voir dès le Lias l'amorce du paroxysme alpin, et cela dans toutes les unités étudiées. Le principe de cette genèse exigeait évidemment une compression progressive durant tout le Secondaire, exaspérée au Tertiaire moyen. En ce qui concerne l'Helvétique tout au moins, cette théorie rallia longtemps tous les suffrages.

Dès 1932, les publications de H. GÜNZLER-SEIFFERT tentèrent d'attirer l'attention sur divers phénomènes qui, dans le Jurassique de la nappe du Wildhorn, contredisaient cette opinion. Ces travaux minutieux furent longtemps ignorés, et il fallut attendre 1949 et la thèse de R. TRÜMPY pour voir un autre auteur arriver (dans le Lias glaronnais) à des considérations analogues¹. Les conditions ayant régné du Permien au Tertiaire inférieur ont donc une importance toute particulière pour mieux connaître la cinématique des plissements d'âge alpin.

Le Permien

Les dépôts de cette époque que j'ai reconnus sont tous d'origine détritique. Ils vont des arkoses aux conglomérats, en passant par tous les intermédiaires souhaitables. Pour autant que les affleurements permettent de le constater, les différents dépôts sont lithologiquement uniformes à l'intérieur d'une même zone sédimentaire, mais totalement différents d'une zone à l'autre. Autrement dit, les variations de faciès sont insensibles de l'WSW à l'ENE et très fortes perpendiculairement à cette direction. Voyons les faits.

Dans les zones I et II se sont déposées des arkoses fines, claires, bien triées dans leur grande majorité et d'une épaisseur restreinte, qui n'atteint habituellement pas deux mètres. Ces sédiments sont surtout fréquents sous le Trias de la zone I et semblent en partie absents à la base de la zone III.

Sur le bloc 3, au Jeiziberg, les conditions étaient absolument différentes. Il s'agit de dépôts beaucoup plus grossiers, torrentiels probablement. Des grès charbonneux témoignent de l'existence d'une certaine végétation, alors que des conglomérats alternant avec eux indiqueraient peut-être un régime de crues violentes. L'épaisseur de cette série atteint 60 m. C'est donc au Permien une région où les conditions sont totalement différentes de ce qu'elles sont plus au SE.

Dans la série méridionale de la zone III, nouveau changement ; les faciès sont analogues aux premiers examinés : ce sont des quartzites

¹ Depuis de nombreuses années, pourtant. WEGMANN s'était fait le défenseur de ces idées sur lesquelles il avait attiré l'attention de l'étranger.

finies, compactes, avec çà et là quelques traînées schisteuses. L'épaisseur en est grande, atteignant 50 m. Dans la série septentrionale normale de la même zone, le Permien est inexistant. Plus au NW règnent des conditions encore différentes. On rencontre des grès sériciteux, argileux, vert pâle, grisâtres ou violacés.

On semble donc être en présence de bassins indépendants et parallèles en grand aux structures plus anciennes du massif. Les très fortes variations de puissance accentuent encore l'impression d'unités autonomes. Un seuil séparait probablement ce qui est devenu le Jeiziberg de ce qui est maintenant la zone III. Un autre peut avoir existé entre celle-ci et les régions à faciès argilo-sableux, situées plus au NW. La topographie permienne était donc vallonnée irrégulièrement, parallèlement à l'orientation des schistes cristallins.

Quelle a pu être l'origine de ces sillons ? Ils sont si serrés et marquent de tels changements de faciès que la cause principale pourrait bien être un système de failles délimitant une série de « Graben » entre des « Horst » de largeur variable. Rien, malheureusement, ne permet de pousser plus loin cette esquisse paléotectonique.

Le Trias

Les trois principales subdivisions du Trias, grès, calcaires dolomitiques et cornieules, « Quartenschiefer », ne se sont pas déposées plus régulièrement que le Permien, et les modifications de chaque niveau ne permettent pas de considérer la sédimentation triasique comme une seule « phase », car les changements de faciès semblent bien correspondre à une variation des surfaces inondées.

Les grès

Au Trias inférieur se déposent partout des grès grisâtres ou blanchâtres, de grain en général inférieur à 1 mm. Le faciès lui-même est très constant, bien en dehors des limites de la région. Au SE, les sédiments de cette époque n'atteignent jamais une bien grande épaisseur et oscillent habituellement entre 2 et 3 m de puissance. Ils s'amincissent au bord N de la zone III et disparaissent complètement plus au NW. Pour les retrouver, il faut aller jusqu'au Lötschenpass, où VON TAVEL (1937) les a décrits. Il s'agit là-bas du même faciès, mais déposé en tout cas sur une surface inclinée au N et qui émerge au Lötschenpass même et plus au S.

On avait donc alors deux bassins (communiquant peut-être plus à l'W) séparés par un large seuil, dont les deux rives n'étaient pas très escarpées (faciès fin partout, diminution assez progressive de la puissance sur la bordure SE). Ce sont des conditions toutes différentes de celles régnant au Permien. On remarquera néanmoins que la limite N des grès de la zone III correspond à un changement des faciès permien. S'il s'est agi de failles, les unes ont cessé leur activité (entre le bloc 3 et la zone III), alors que d'autres (au N de la zone III) sont restées vivantes. Le compartiment qu'occupent les zones IV, V et VI a été soulevé ; les

régions encore plus au N (massif de Gastern) qui, vraisemblablement, culminaient déjà au Permien basculent vers le N.

Le Trias moyen, calcaires dolomitiques, cornicules et gypse

La mer du Trias moyen a une grande extension. Le changement de faciès est brutal ; la sédimentation détritique passe d'un coup à la sédimentation chimique. Cela demande une brusque disparition des terres émergées, dont l'érosion fournissait les grès. La sédimentation calcaire s'installe presque partout, interrompue dans la zone II par un intermède argileux (schistes sériciteux noirs) d'importance locale. Vers la fin, elle devient encore plus franchement lagunaire (cornicule et gypse). La profondeur de l'eau n'a probablement jamais atteint de bien grandes valeurs, ce dont témoignent les brèches intraformationnelles du col du Niwen et les fentes de dessiccation d'Oberferden (PAREJAS 1946a).

L'examen des épaisseurs déposées est rendu difficile par la présence du gypse, heureusement en faibles quantités. Dans les zones I et II, les dépôts mesurent de 15 à 30 m en moyenne, mais sont très réduits au pied du versant N du Steinbruchgraben (par endroits quelques centimètres seulement) et s'épaississent ensuite vers le N.

Dans la zone III, l'épaisseur est de 10 à 30 m sur le bord SE, s'enfle démesurément jusqu'à un maximum de 100 m dans la partie S de la série normale (septentrionale) pour diminuer de nouveau vers le N jusqu'à ne plus mesurer que 15 m au Herrenhubel.

Dans les zones IV et V, l'épaisseur moyenne est d'une cinquantaine de mètres, mais elle subit de fortes (et régulières) variations. DE LA HARPE, le premier (*in* VON FELLEBERG 1893), s'en était rendu compte quand il écrivait : « Lorsqu'un lambeau de terrain sédimentaire se trouve pris entre deux masses de terrain primitif, comme par exemple au Faldumgrund ou au Faldumrothorn, la cargneule n'apparaît que d'un seul côté, savoir à la base des terrains stratifiés, représentant la couche la plus ancienne. Ainsi elle se trouve au Niwenpass et non au « Pass » entre les Laucherspitzten et le Faldumrothorn, etc. »

C'est dans la zone VI que la chose se voit le plus facilement. Absent au col 2840, le calcaire dolomitique a plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur au Restipass.

Aucune image bien nette ne ressort encore de ces observations. Pourtant il est intéressant de remarquer que la forte diminution de puissance dans le Steinbruchgraben correspond au passage d'une série sédimentaire à une autre (p. 89). La zone III représente typiquement une sorte de cuvette symétrique, très profonde au centre et toujours moins sur les bords, ou, plus exactement, dont la subsidence était plus rapide au centre qu'au bord. Il est probable qu'un seuil la séparait de la zone II, dont la partie septentrionale s'approfondit du S au N. Plus au NW, la zone VI en tout cas marque un schéma analogue ; la profondeur y croît du S au N. Il semble en être de même pour les zones IV et V, mais les conditions d'affleurement ne sont pas absolument claires.

Dans l'ensemble donc, les bassins sédimentaires continuent à suivre la direction des structures plus anciennes. Le seuil brusque du Stein-

bruchgraben fait penser à une faille, de même que celui, encore plus marqué, entre le Restipass et le col 2840. Le même système de failles se poursuivrait donc depuis le Permien, les variations d'un étage à l'autre n'étant dues qu'au rejeu de l'une ou de l'autre. Par rapport à l'époque précédente, le large seuil occupant les zones IV, V et VI actuelles s'est effondré et, du même coup, la sédimentation détritique gréseuse a cessé. J'y vois une relation de cause à effet. Il est plus que vraisemblable que l'enfoncement de cette région sous la mer a suivi les systèmes de failles auxquels ses bords sont parallèles.

Les schistes bariolés (« Quartenschiefer »)

Dans les zones I et II uniquement, la sédimentation triasique s'achève par quelques mètres (2 à 3) de schistes argileux verdâtres. C'est dans ces mêmes zones que des argiles ont déjà interrompu deux fois précédemment la sédimentation calcaire (schistes à *Equisetum* et argiles vert pâle). Cette région jouit donc indubitablement, durant la majeure partie du Trias, d'une certaine autonomie et elle était peut-être en relation lointaine avec une région émergée, dont les boues argileuses ne franchissaient pas le seuil limitant au S la zone suivante (actuellement zone III). Dans les zones plus septentrionales, la sédimentation lagunaire se poursuit régulièrement durant tout le Trias supérieur.

Le Lias

Généralités

Le développement de la série liasique, dans la région du Torrenthorn, est bien connu et il va nous permettre une analyse fouillée des conditions de sédimentation. Le Lias est nettement le niveau le plus riche d'informations à cet égard et il fournit la clé d'un grand nombre de problèmes. J'en étudierai successivement les divers étages, zone après zone, suivant dans chacune les variations de faciès dont il est si abondamment pourvu.

LE LIAS INFÉRIEUR

(RHÉTIEN, SINÉMURIEN, HETTANGIEN)

La transgression rhétienne marque un changement complet d'avec le Trias. Partout les sédiments déposés sont calcaires ou légèrement schisteux. La mer recouvre toute la région, à l'exception du Restigrat peut-être (mais où l'absence du Rhétien peut provenir d'une érosion subséquente) et de la zone III (Loèche à Feschel), où seul le Lias moyen et supérieur semble s'être déposé. Le passage à l'Hettangien est franc, mais ne marque qu'un appauvrissement en calcaire. Les vases deviennent beaucoup plus argileuses ; les bancs calcaires sont rares ou inexistant.

Rien ne trahit la présence proche d'éventuelles terres émergées, pas même dans les parages du Restigrat. Le retour de la sédimentation calcaire indique la base du Sinémurien. Les conditions sont analogues à celles du Rhétien ; la faune de Gryphées est très régulièrement répartie.

C'est donc dans l'ensemble une sédimentation calme, loin des rivages et dont tout apport élastique semble exclu. Pourtant, les variations de puissance mesurées (tableau 4, p. 50) montrent que le fond de cette mer était loin d'être aussi régulier que les conditions de sédimentation le laisseraient croire. En particulier, la tendance à une distribution en bassins parallèles aux zones étudiées se fait sentir ici une fois de plus.

Dans la zone II, ces étages qui ont une vingtaine de mètres de puissance au N (Rote Kub) s'amincissent peu à peu vers le S (10 m maximum dans le Blaugraben) et disparaissent totalement. Brusquement et guère plus loin au S, ils existent de nouveau avec leur épaisseur complète et vers l'W atteignent le chiffre record de 65 m (Mankin). Or, la crête séparant le bassin N du bassin S longeait le versant N de ce qui est devenu le Steinbruchgraben, c'est-à-dire la même limite que le Trias avait fait ressortir. L'approfondissement lent du S au N du bassin septentrional et la très grande épaisseur dans le bassin S, non loin de la limite des deux, témoignent sans aucun doute du jeu d'un système de failles antithétiques à pendage SE. L'image va se préciser plus au NW.

La zone III semble avoir émergé, alors que la zone IV montre de nouveau un fond marin accidenté. La faible extension de cette zone d'une part, la violence des efforts tectoniques de l'autre, rendent difficile d'imaginer sa topographie. Tout ce que l'on peut affirmer, c'est qu'il devait y avoir des failles pour permettre sur une si faible distance des sauts de puissance de 33 m (N du Niwenpass) à 2 m (E du Niwenpass).

Dans la zone V, nous retrouvons des conditions semblables à celles de la zone II, un fond marin qui s'abaisse doucement vers le NW et dont les dépôts les plus méridionaux, très réduits, touchent presque les 20 m de puissance de la zone IV. Au Faldumpass on mesure 2 m de puissance, à Galm 9 et sous le Weisssee le maximum de 16,5. Plus au NW, on pénètre dans la zone VI pour constater l'absence totale de la série au Restigrat. Pourtant, à Oberferden, un peu plus loin, on en a de nouveau 15 à 20 m !

Si on étudie le détail du tableau 4 (p. 50), on voit que les augmentations ou diminutions d'épaisseur se répercutent partout sur les trois niveaux envisagés et ne sont pas le fait d'un seul d'entre eux. Cette observation, jointe à la disposition plongeante au NW du fond de certains bassins, oblige à admettre un système de failles antithétiques inclinées au SE, entre lesquelles les blocs basculent progressivement au NW pendant tout le Lias inférieur. Ce schéma tient compte également des seuils d'épaisseur considérables constatés (cf. pl. II).

Il est facile de voir que la zone V forme la couverture du bloc cristallin des Laucherspitzen et que ce bloc est limité sur ses deux flancs par deux failles, comme je l'ai montré précédemment (p. 119). C'est la suite en profondeur de ce qui se passe dans les étages supérieurs. On comprend mieux maintenant la sédimentation du Trias, dont le schéma est identique, et qui est compartimenté selon les mêmes lois. Le développement le plus complet en sera fourni par le Lias moyen et supérieur (Pliensbachien, Domérian), dont la répartition géographique plus étendue facilite les reconstitutions historiques.

LE LOTHARINGIEN

Au Lotharingien, la mer perd son caractère calcaire et dépose soudain des sédiments clastiques grossiers (grès et conglomérats). La transgression lotharingienne est partout brusque et doit correspondre à l'émersion de masses considérables, dont les débris sont entraînés jusqu'à la mer.

Au SE de la région considérée, la distinction des deux bassins de la zone II est plus nette que jamais et suit la même faille qu'au Lias inférieur. Au S de celle-ci se déposent des grès calcaires avec, par endroits, des intercalations de niveaux à graviers dolomitiques triasiques. La persistance ici de la sédimentation calcaire, même localisée, fait penser que la communication avec le bassin situé au N de la faille ne devait pas être possible. En effet, sitôt celle-ci franchie, on entre dans un domaine tout différent. Les calcaires ne se déposent nulle part ; les grès sont beaucoup plus grossiers, passant même à des conglomérats dont les galets ont plusieurs centimètres de diamètre. L'érosion des côtes devait être violente car on rencontre des débris de granite.

L'absence d'éléments dolomitiques triasiques ferait penser que l'extension de la mer lotharingienne a dépassé celle de la mer triasique, ce qui serait en contradiction avec les dépôts du bassin méridional. Il est plus probable que la falaise (donc le rejet de la faille) bordant au N le bassin septentrional était plus haute que celle le séparant du bassin septentrional. Les vagues d'une des mers attaquaient le Trias seulement, alors que celles de l'autre mordaient dans le cristallin. Dans celle sise au N, la fin du Lotharingien marque la fin des dépôts liasiques. Cette lacune de sédimentation correspond peut-être à une émersion.

Si nous nous déplaçons vers le NW, nous constatons que la région Feschel - Engerssch continue à jouer le rôle d'un horst dont le pied NW est battu par les eaux d'une autre mer qui dépose des sédiments très finement gréseux en minces lits réguliers. La mauvaise qualité des coupes actuelles ne permet pas de retrouver beaucoup de détails. Pourtant, il faut remarquer que, pour la première fois depuis le Permien, le Restigrat est dans des conditions permettant une sédimentation. Elle est très réduite, et les grès lotharingiens n'ont actuellement là pas plus de 3 m. Vers le NW par contre, les fonds s'abaissent, et on mesure 35 m sous le Müllerstein.

Les conditions du Lias inférieur se maintiennent donc à peu près, la séparation des deux bassins de la zone II s'accroissant davantage encore. Les faciès ont tendance à s'individualiser, marquant l'autonomie plus grande de chaque zone.

LE PLIENSBACHIEN ET LE DOMÉRIEN

Au SE de la faille du Steinbruchgraben, le Pliensbachien-Domérien « compréhensif » est très épais ; ce sont des conditions de sédimentation rappelant celles du Lotharingien, avec lequel le passage n'est pas très tranché. La proportion de calcaire augmente mais la sédimentation reste détritique, et la très forte épaisseur de faciès constant déposée suppose

un abaissement lent du fond marin. Les régions sises plus au N sont à sec ou du moins ne permettent aucun dépôt.

Pour la première fois depuis le Trias, la mer pénètre maintenant en force dans ce qui sera la zone III. Elle y dépose tout d'abord des calcaires sableux qui comportent des niveaux à galets dolomitiques. Le Trias émerge donc non loin, probablement sur les blocs cristallins du Niwen ou de Jeizinen. Lorsque l'érosion continue a découpé le massif de sa couverture, les dépôts deviennent plus sableux, nettement gréseux par places. L'attaque du cristallin par les agents atmosphériques et la mer a dû suivre un bref baseulement de certains blocs cristallins, qui a provoqué brusquement l'apport de graviers très grossiers précédant les sables de la mer domérienne.

Au Trias, on se rappelle que le bassin marin marquait une subsidence plus forte au centre que sur les bords. Les mêmes conditions se reproduisent maintenant ; alors qu'on a 68 m de dépôts au centre, on n'en a que 15 au bord N. La partie N de cette zone s'effondre donc en sens inverse des autres, en rapport évident avec l'inclinaison au NW (inverse, elle aussi) de la faille bordant la région plus septentrionale.

Au NW, la mer pliënsbachienne dépose partout des calcaires tantôt légèrement sableux, tantôt plus franchement carbonatés. Le mouvement de bascule de chaque unité se poursuit, qui a pour conséquence de sédimenter de très épaisses séries au regard S de chaque faille, alors qu'elles sont très réduites sur le flanc N et vont en s'épaississant au NW (par exemple Schafalp : Pliënsbachien plus de 50 m et juste au NW, arête N du Restirothorn : Pliënsbachien 6 à 8 m).

Le passage au Domérien se fait progressivement. Il correspond vraisemblablement ici aussi à un basculement plus rapide qui fait émerger en quantité des roches cristallines du bâti hercynien. On ne constate néanmoins pas de changement brutal comme dans la zone précédente. Le faciès devient gréseux et le reste, sans grand changement, pendant tout l'étage. Après le sursaut marquant la base, il se rétablit donc une sorte d'équilibre qui permet de constater par endroits l'érosion successive du Trias, du Permien-Carbonifère puis du cristallin dont les galets viennent tour à tour se déposer en mer.

Les variations de puissance (spécialement dans les zones V et VI) persistent à suivre le même schéma et surtout restent limitées par le même jeu de failles antithétiques, qui s'est mis en marche au Trias et peut-être déjà au Permien. Tantôt une faille rejone, tantôt c'est l'autre, et les combinaisons de ces mouvements conditionnent la sédimentation de tout le Lias. Nous allons d'ailleurs en voir la persistance dans le Toarcien qui marque insensiblement une transition vers l'Aalénien.

LE TOARCIEEN

La mer du Toarcien s'installe très progressivement à la place de celle du Domérien. Le passage des dépôts de l'une à ceux de l'autre est souvent insensible et marqué seulement par une sédimentation toujours plus calcaire. Les conditions sont assez uniformes dans l'ensemble de la région,

et on n'a pas affaire à de grandes différences de faciès. Tout au plus dans la zone III peut-on envisager un Toarcien gréseux indifférenciable du Domérien.

Le début de l'époque marque la disparition des roches cristallines, dont l'érosion fournissait des grès, et l'amorce d'une sédimentation plus tranquille. D'abord calcaire, elle s'enrichit en particules argileuses vers le sommet de l'étage, spécialement au NW. Ce sont les deux faciès de LUGEON, Toarcien calcaire et Toarcien schisteux. Les derniers niveaux schisteux annoncent ceux de l'Aalénien dont ils ont de nombreux caractères. La fin de la sédimentation liasique est donc marquée par l'enfoncement des dernières îles cristallines et le passage très progressif à la grande transgression aalénienne.

Au SE, les conditions sont restées analogues à ce qu'elles étaient au Domérien, alors que les quelques épaisseurs mesurées au NW correspondent aux observations déjà faites ; le basculement au NW de la surface des divers blocs se poursuit sans interruption et sans heurt notable.

Le Dogger

Beaucoup moins représenté dans ma région que le Lias, cette série ne permet pas de constater aussi systématiquement les mêmes phénomènes, mais les observations faites concordent avec celles du Lias.

L'AALÉNIEN

La grande transgression aalénienne se fait sentir ici partout, y compris dans les domaines émergés au Lias supérieur. Partout le faciès est le même, et c'est assez curieux de ne constater nulle part de conglomérat à la base. La mer dépose d'un coup des vases noires, argileuses, qui s'accumulent régulièrement jusqu'au Bajocien. Cette sédimentation représente une période calme par excellence. L'épaisseur déposée est souvent difficile à mesurer, les efforts tectoniques appliqués à cette série schisteuse ayant pu la faire varier considérablement.

Au SE, dans la zone II, on constate un épaississement progressif vers le N (15 à 20 m, puis 55 m) et soudain 5 à 6 m seulement. Ce sont les mouvements le long de la faille du Steinbruchgraben qui sont responsables de ce seuil brutal ; le basculement de la surface des blocs vers le NW se poursuit. Dans la zone III, conformément à ce que nous avons déjà vu, les épaisseurs déposées augmentent du SE (50 m) vers le centre (150 m), pour diminuer de nouveau vers le NW (30 m au moins). Il n'y a donc pas ici de subsidence au N du bassin comme ailleurs, mais au centre.

LE BAJOCIEN

La mer qui succède à celle des argiles aaléniennes dépose des sédiments plus calcaires, où la vie organique était sans doute bien développée. Ce sont des calcaires à entroques, mais les fréquentes passées

plus gréseuses montrent qu'une côte ou des îles devaient émerger non loin. Les conditions d'uniformité introduites avec l'Aalénien persistent durant toute cette période. Un point pourtant mérite une mention spéciale. C'est, dans les calcaires bajociens du Luogelkin, le fameux conglomérat de blocs granitiques. D'après le schéma que nous avons vu maintenant, cette localité était située au rivage N de la zone II *b*, rivage souligné tout au long par les mouvements d'une faille. Pour que se déposent les blocs en question, il a bien fallu que le cristallin émerge, et il devait émerger depuis un certain temps déjà puisque aucun étage de ce bassin secondaire ne contient de galets liasiques ou triasiques. D'ailleurs, au NW de la faille, l'Aalénien est par place transgressif sur le cristallin (Getwing sous Bratsch).

Au Bajocien donc, l'enfoncement relatif du fond marin au regard S de la faille se poursuit. Nous en avons une autre preuve encore : c'est l'épaisseur de l'étage qui est de 15 m au S de la zone II *a*, augmente jusqu'à 45 m au N de la même et tombe d'un coup à 8 m au N de la faille du Steinbruchgraben. Ainsi les deux failles de cette zone sont encore en activité. Au NW, dans la zone III, on mesure 20 m de puissance sur le rivage méridional, mais 150 m au cœur du bassin, comme on pouvait s'y attendre au vu des résultats précédents.

LE DOGGER SUPÉRIEUR

La mer du Dogger supérieur n'a laissé que peu de dépôts. Ils sont tout d'abord schisteux, puis passent à la célèbre oolithe ferrugineuse du Callovien, dont le sommet marque le retrait de la mer jusqu'à l'Argovien. L'épaisseur actuelle du Bathonien n'est habituellement que 2 à 3 m. Celle du Callovien est inférieure à 1 m. De si faibles épaisseurs, faussées par des déformations postérieures, ne permettent pas de suivre le jeu des failles ni même de dire s'il a eu lieu ou pas.

Le Malm

La mer qui s'est retirée à la fin du Dogger ne revient qu'à l'Argovien. Elle le dépose sous un faciès bien caractéristique dans la zone II, alors qu'au NW on ne voit pas de changement dans la sédimentation jusqu'au sommet du Malm. La proportion de l'argile dans les sédiments est plus forte à l'Argovien et diminue progressivement. Des calcaires relativement purs représentent le Séquanien, le Kimméridgien et le Portlandien probablement. Si le faciès est monotone et les côtes lointaines, le basculement du sous-sol au NW se poursuit, dans la zone II en tout cas, où on peut encore le constater. La fin de l'étage est marquée par divers phénomènes indiquant une diminution de profondeur de la mer, brèches intraformationnelles et niveaux dolomitiques, spécialement, qui annoncent un nouveau recul des eaux. C'est le Tithonique.

Le Crétacé et le Tertiaire

LE VALANGINIEN

Le peu qui en a été déposé ne permet pas de dire si la mer a séjourné ici durant tout le Valanginien ou pendant une partie seulement. D'ailleurs, pour suivre la sédimentation du Crétacé dans cette région, il faut se transporter dans la nappe du Gellihorn, actuellement charriée bien au NW. C'est une étude que je n'ai pas entreprise, et je renvoie aux travaux existants (FURRER 1939, LUGEON 1916) montrant d'ailleurs une augmentation progressive de puissance vers le NW.

LES GRÈS DE TAVEYANNE

Les quelques affleurements conservés et leur mauvais état ne permettent que quelques considérations rapides. Le faciès de ces grès de Taveyanne est particulier, comme l'a souligné VUAGNAT (1952), et il est identique à celui qu'on retrouve plus à l'W à la Varnerkumme et jusque dans la vallée de la Lizerne, ainsi qu'au front de la nappe actuelle du Gellihorn, décrit par ADRIAN (1914). Replacés dans leur position anté-alpine, tous ces affleurements sont grossièrement sur une ligne SW-NE ou WSW-ENE. Ils sont caractérisés par un important apport gréseux et même, dans la Birre, par des conglomérats à galets de granite. Il s'agit d'ailleurs d'un granite à microcline et biotite, roche qui sous son faciès écrasé représente une bonne partie des schistes cristallins du bas Lötschental actuel ! Enfin, les observations d'ADRIAN lui ont montré que ses grès de Taveyanne transgressent sur un fond basculé au NW.

La présence de ces deux arguments, faciès très gréseux et basculement au NW, joints à la localisation tectonique des affleurements de Loèche, oblige à admettre qu'au Tertiaire encore le fameux jeu de failles antithétiques à pendage S pourrait rester actif. Les sédiments du type en question se déposent au regard S d'une faille dont le compartiment N serait soulevé au point de mettre à jour le socle cristallin. Cette faille passerait sur mon territoire par le centre de la zone III dont l'importante subsidence s'est fait remarquer tout au long.

Etat avant le plissement alpin

Nous avons donc suivi pas à pas ce qu'on peut débrouiller des conditions de sédimentation pendant l'intervalle séparant l'orogénèse hercynienne de l'orogénèse alpine.

Dès le Permien peut-être, dès le Trias vraisemblablement, apparaît dans le massif de l'Aar un système de failles antithétiques parallèles à l'ancienne structure hercynienne. Elles vont rejouer durant tout le Secondaire et le Tertiaire, et toujours avec basculement au NW de la surface de chaque compartiment. Elles marquent donc une continuelle extension de ce qui est devenu l'extrémité du massif de l'Aar. Il n'existe nulle part la moindre trace d'arrêt de ce jeu (en Suisse occidentale du

moins), à plus forte raison d'une compression quelconque. La « phase de Ferden » (PAREJAS 1946 b) n'existe pas.

Chacun des blocs cristallins décrits précédemment est comme un gigantesque domino qui glisse et bascule. Le tracé des failles est donc de beaucoup antéalpin. Toute l'histoire sédimentaire de la région le prouve. La brèche du Krutiggrat dans le granite de Baltschieder, en bordure du Malm, témoigne d'un broyage « cristallin contre cristallin » : elle n'a rien des brèches disloquées formées lors du plissement tertiaire. C'est un témoin d'un broyage antéalpin. Dans leur mouvement de bascule, les blocs cristallins entraînent leur couverture, et c'est elle qui permet actuellement de suivre ce déplacement.

Les failles du socle se poursuivaient-elles dans la couverture sédimentaire ou s'y amortissaient-elles en flexures ? Les distances très faibles sur lesquelles on constate des énormes différences d'épaisseur, et dans certains cas les conglomérats, réclament de véritables failles. S'il s'est agi par place de flexures, ce dont je doute, elles étaient d'une brusquerie telle que leur comportement peut être ramené à celui d'une faille, et elles ont conservé en tout cas tout au long de leur histoire leur direction primitive.

Un mot encore des galets dolomitiques provenant du Trias. Durant tout le Lias, ils sont d'excellents enregistreurs grâce à la position stratigraphique de la roche dont ils proviennent. Ce sont eux qui permettent en particulier de voir que le baselement de chaque bloc au NW s'est transmis progressivement à partir du SE. Il n'y a rien d'extraordinaire dans cette transmission du mouvement, quand on se rappelle que l'on est ici à la bordure septentrionale du sillon helvétique et que par conséquent la vitesse de subsidence augmente vers le centre de celui-ci (dans les grandes lignes du moins). De toute évidence il s'exerce une certaine traction sur la bordure, à laquelle répondent les failles examinées.

Ce schéma admis, on voit que l'alternance de grès et de calcaires dans la sédimentation liasique n'a pas d'autre origine que les mouvements de son socle. Lorsque le passage d'un étage à l'autre est franc, c'est qu'ils sont brusques (microconglomérats à la base du Domérien de la zone III) ; lorsqu'il est progressif, ils sont lents (passage du Domérien au Toarcien).

Si les plans de faille sont tous parallèles, les mouvements n'y sont pas obligatoirement synchrones ni surtout de même amplitude. C'est ce qui provoque les différences de faciès d'une zone à l'autre. Certaines failles sont plus actives que d'autres. On aura remarqué que trois groupes d'unités semblaient se former, à l'intérieur desquelles régnait une certaine homogénéité. Ce sont la zone II (dont le bassin N se singularise au Lias supérieur), la zone III, très caractéristique par son basculement vers le centre du bassin, et le groupe des zones IV, V et VI. Il faut donc penser que les deux failles bordant la zone III étaient plus importantes que les autres, même si le rejou de l'une ou de l'autre a été très réduit à certaines époques (dépôts peu épais au Lias inférieur dans la zone II b).

Que s'est-il passé entre le dépôt des plus jeunes sédiments connus (grès de Taveyanne) et les premiers efforts alpins ? Dans le cadre strict de la région envisagée, rien ne s'est produit que l'on puisse prouver caté-

goriquement. Dans ses études de la nappe du Wildhorn, GÜNZLER-SEIFFERT (1952) a montré l'existence, à ce moment précis, d'un sursaut violent le long des failles mises en évidence et qui a eu pour conséquence d'augmenter considérablement leur rejet, le portant par endroits jusqu'à 400 m. De nombreuses constatations sur le mode du plissement alpin et sur la localisation des plis feraient admettre ici un rejeu analogue. La planche IV donne une représentation schématique des conditions antéalpines. Elle montre que dans le groupe des zones IV, V et VI, l'épaisseur maximum des sédiments déposés croît vers le NW. Autrement dit, au basculement à l'intérieur de chaque unité se superpose un mouvement d'ensemble agissant dans le même sens¹. Les observations de VON TAVEL (1937) dans le Balmhorn ont montré que la puissance des sédiments de la nappe du Doldenhorn décroît peu à peu du N (où elle atteint près de 600 m) vers le S. La lente subsidence des régions septentrionales est d'autre part attestée par l'épaisseur considérable (150 m) des niveaux coralligènes du Valanginien. Ainsi donc, tout le bloc qui deviendra la nappe du Doldenhorn bascule vers le NW le long d'une faille qui longe le bord S du massif de Gastern, dont on connaît par ailleurs le rôle de « Horst » dans la sédimentation mésozoïque. Les conditions régnant dans la nappe du Gellhorn sont d'ailleurs analogues (FURRER 1939).

LES DÉFORMATIONS ALPINES

Généralités

Dans la région considérée, le plissement alpin s'est déroulé en trois temps. Je n'entends pas par là trois périodes d'activité séparées par des temps morts, mais trois stades suivis, parfois même presque synchrones. Avant d'étudier leurs effets locaux, je les caractériserai rapidement. Dans l'ordre chronologique ce sont :

- 1° Un serrage des sédiments entre les blocs cristallins.
- 2° Un écrasement qui provoque la formation des nappes.
- 3° Un soulèvement tardif de tout le massif de l'Aar, qui se poursuit encore probablement à l'heure actuelle (cf. WEGMANN 1957).

Le serrage

De très nombreuses observations contribuent à faire admettre pour le plissement de la région une direction de serrage voisine de N 0 E à N 20 E (cf. partie tectonique). Transmise, comme on le sait, progressivement du S au N, la déformation a atteint d'abord et surtout les roches rigides du socle cristallin. Nous avons vu que celui-ci était débité en failles parallèles à pendage S, et la poussée reçue a pu soit les faire rejouer en sens inverse, soit les déformer sans les réactiver. L'inclinaison des plans de faille a été le facteur déterminant. A un plan peu incliné a correspondu

¹ On pourrait penser aussi que le basculement de chaque zone est plus important que celui de celle sise immédiatement au SE. Peut-être que les deux choses s'ajoutent, mais la deuxième n'est en tout cas pas seule en jeu.

un rejeu ; à un plan redressé, un écrasement. Il semble, en règle générale, que dans l'Helvétique de Suisse occidentale les failles subverticales dominaient, car les rejeux alpins (évidemment très difficiles à prouver) sont exceptionnels.

Dans ma région, seule la faille séparant les blocs 1 et 2 semble être du premier type (inclinaison 40° S) ; toutes les autres sont du second, et les premiers efforts alpins ont eu pour effet de les verrouiller irrémédiablement et d'en bloquer définitivement le mécanisme.

L'armature gneissique des sédiments a dirigé leur déformation, les obligeant à se pincer parallèlement à leurs mâchoires. C'est comme si on avait affaire à un énorme sandwich complexe. Dans ces conditions, il se produit une déformation par blocs du type « Gleitbrett », qui a pour effet de déplacer chaque fois davantage au NE le bloc immédiatement au SE. Le résultat en est que l'extrémité du massif, que baigne le Rhône en direction E-W, aurait eu jadis une orientation NW-SE ou peut-être même N-S.

Nous avons considéré jusqu'ici les blocs cristallins comme des unités indéformables, mais il arrive tôt ou tard un moment où le seul écrasement des sédiments ne suffit plus à satisfaire les efforts de compression et où chaque bloc cristallin doit se déformer lui aussi. Il se débite en un système de parallélépipèdes déterminés par la foliation préexistante et par les plans de schistosité qui se créent perpendiculairement à la pression (fig. 20). Chaque petit parallélépipède-unité va glisser comme il lui

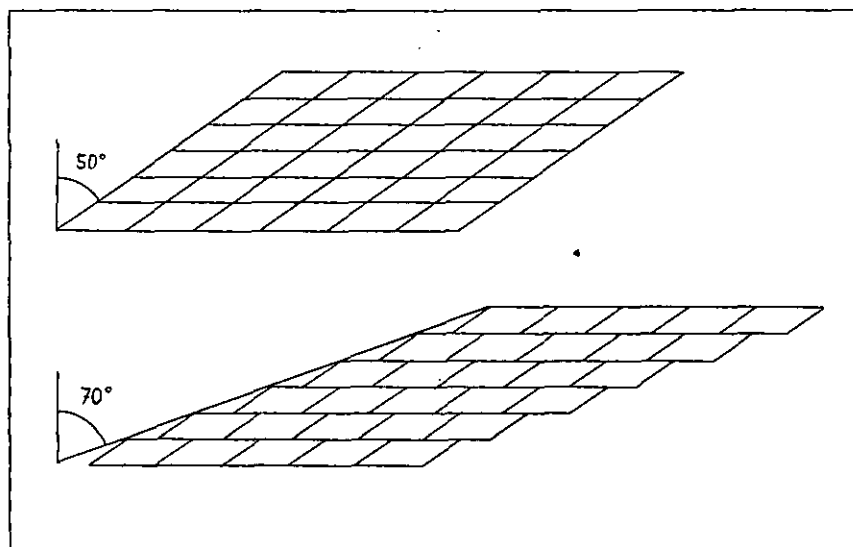


Fig. 20. Déformation schématique des gneiss sans déformation interne de la roche. Débitée en parallélépipèdes par la foliation et la schistosité E-W plus jeune, la roche peut se déformer tout en gardant à petite échelle la direction primitive N 50 E. Le N est au haut de la figure.

est le plus facile, ce qui aura pour conséquence de diminuer l'angle que fait la foliation avec la schistosité.

Comme la déformation se fait sentir davantage au S qu'au N, le changement des directions y sera plus sensible. Ceci explique que la direction actuelle des zones sédimentaires tourne vers l'ENE quand on passe de la sixième à la première. Les parallélépipèdes-unités ne se déforment pas, aussi la direction de la foliation mesurée en petit reste partout constante, alors que les bords de chaque bloc changent d'orientation. Mais lorsque le pendage d'une faille est au NW, les effets sont inverses : au lieu de s'éloigner du méridien, la direction de la faille s'en rapproche. C'est pourquoi la zone III a la même direction que la zone VI située beaucoup plus au N.

L'écrasement

On sait que la formation des nappes helvétiques a progressé du S au N et que la nappe du Doldenhorn a été probablement la dernière à se plisser. Il est donc arrivé un moment où, au serrage vu antérieurement, se sont superposés les effets du front helvétique en marche. La masse de la nappe du Wildhorn a passé par-dessus la région qui nous concerne. Le cristallin du massif n'en a pas souffert car sa trop grande rigidité et sa situation en profondeur l'ont protégé.

Il n'en a pas été de même des sédiments autochtones moins bien ancrés et plus plastiques. La schistosité E-W, dont il a été déjà beaucoup question, est apparue alors et a provoqué le cisaillement constaté dans le Trias des zones I et II. Sa plus claire manifestation est cependant le changement d'orientation de la partie occidentale de la zone de Loèche, alors que les régions profondes (affleurant actuellement à l'E de Feschel) n'ont pas suivi le mouvement. Dans les régions les plus méridionales, le cristallin lui-même a été disloqué par l'apparition de la schistosité E-W mais dans ses parties les plus superficielles seulement (Eggerberg).

Le soulèvement du massif

Tardivement, et en tout cas après la mise en place du bâti actuel dans ses grandes lignes, le massif de l'Aar tout entier a commencé à se soulever. Nous en avons ici trois témoignages : l'inclinaison des linéations, les diaclases du système N 130-150 E ; 70° NE et les stries de glissement au contact du granite de Baltschieder et du Malm à la Rotz Kuh.

L'axe du soulèvement a été approximativement N 50 E, parallèle à la vieille structure antéalpine. Il ne s'est pas agi de la montée en bloc d'un massif déjà bombé, mais d'un soulèvement différentiel, d'intensité maximum sur la transversale centrale actuelle. Les diaclases mentionnées plus haut représentent les cassures perpendiculaires à l'axe du massif, formées par la traction qu'engendrait le soulèvement des régions orientales. Leur pendage de 70° NE est perpendiculaire à l'inclinaison axiale moyenne du massif (20° SW), mais s'accroît dans la vallée de la Dala. L'inclinaison de ces axes est donc un phénomène tardif et postérieur au paroxysme alpin. Ce ne sont pas les granites seuls qui sont montés, mais le massif tout entier car les gneiss et les schistes cristallins

montrent la même disposition. La couverture sédimentaire n'est pas davantage restée en arrière et elle a conservé par rapport au cristallin sa position antérieure. La conséquence inéluctable est qu'il a dû se former une charnière environ N 140 E sur la transversale de la Dala ou plus à l'W. C'est d'ailleurs là un pli transversal extrêmement peu marqué et qui se retrouve peut-être dans la dépression du Rawil.

Il est intéressant de noter qu'à l'extrémité orientale du massif de l'Aar, WIDMER (1948) a trouvé au Tödi un système de failles N 145 E montrant régulièrement un abaissement des compartiments NE. C'est un phénomène homologue de celui rencontré dans l'extrémité occidentale.

ÉTUDE RÉGIONALE

Généralités

Pour l'étude des plissements alpins, le plus simple est d'examiner successivement les deux grandes unités qui entrent en ligne de compte, la nappe du Doldenhorn et celle du Gellihorn. L'étude de ces mêmes unités dans les régions avoisinantes sera réservée à un chapitre ultérieur. La nappe du Doldenhorn est remarquablement exposée dans la région du Torrenthorn. J'en examinerai successivement le front, la partie médiane et la « traîne ».

LA NAPPE DU DOLDENHORN

Elle occupe tout le NW de ma carte et passe tout au S seulement à la nappe du Gellihorn. La limite entre les deux nappes suit le centre de la zone de Loèche, dont la trace dans le cristallin se voit très loin au NE. Tous les terrains situés au N et au NW de cette faille sont le domaine de cette nappe, à l'exception, bien sûr, du massif de Gastern qui pointe à l'extrême N.

Dans l'esquisse tectonique de la feuille « Gemmi » (1956), on a distingué une zone autochtone d'une zone parautochtone et de la nappe proprement dite. Si cette division peut se justifier à très grande échelle, on pourrait disputer de l'application du terme « Parautochtone » à cette région, terme qui a déjà prêté plus d'une fois à confusion. En conséquence, je préfère ne pas l'utiliser. Sur rive gauche de la haute Dala l'Autochtone comprend tous les étages jusqu'au Lias supérieur y compris. Dès le Dogger et plus haut on est dans la nappe.

J'ai dit déjà qu'au Tertiaire inférieur le pays qui sera l'Autochtone représente en grand un seul bloc cristallin basculé au NW, selon le schéma décrit. Il est enseveli sous sa couverture sédimentaire, dont l'épaisseur décroît vers le S. Les observations de VON TAVEL (1937) s'accordent aux miennes pour faire du bord S du massif de Gastern le plan de la faille limitant au N la future nappe. Chaque élément de cette structure antéalpine va jouer son rôle dans la déformation.

Les niveaux sédimentaires inférieurs (Trias et Lias), butant contre les lèvres surélevées des failles, sont rabattus contre elles par l'écrase-

ment des blocs cristallins qui prennent la forme de coins. L'armature gneissique empêche tout décollement important. A mesure qu'on monte dans la série stratigraphique, son influence se fait évidemment de moins en moins sentir. Elle s'affaiblit considérablement là où l'épaisse série schisteuse aalénienne est intercalée dans l'échelle stratigraphique. La coïncidence des deux phénomènes ne pouvait manquer de rendre le décollement à ce niveau extrêmement facile. Le Jurassique moyen et supérieur, le Crétacé et le Tertiaire « font nappe » et vont se déverser en avant par-dessus le massif de Gastern, où nous les retrouvons actuellement dans le Balmhorn et ses environs (cf. pl. III).

A l'W de mon territoire, la carapace de la nappe est ininterrompue aussi loin qu'on peut la suivre vers le S. Il n'en est pas de même ici, où le Dogger et le Malm de la région Feschel - Guttet - Horlini sont restés sur place au lieu de suivre la grande masse de ces couches dans leur déplacement vers le N. Pourquoi cette déchirure de la carapace ? Comme les sédiments de la nappe s'amincissent de plus en plus vers le SE, il est évident que leur tendance à la déchirure croît en proportion. Or, celle-ci s'est faite là précisément où passe la faille du Herrenhubel, qui provoque dans le socle cristallin la formation d'un « Horst » beaucoup plus massif et moins facilement déformable que tous les autres (cf. pl. III). Je n'hésite pas à attribuer aux tensions particulières, nées de cette disposition, la déchirure constatée. La série autochtone septentrionale de la zone de Loèche appartient donc à la nappe du Doldenhorn, aussi bien que les parois de la Schattenflue qui lui font pendant sur l'autre rive de la Dala.

Examinons maintenant quelques détails de ce mécanisme.

Le front

Avant le plissement, le « front » de la nappe est déterminé par la faille hordant au SE le massif de Gastern, de beaucoup surélevé par rapport à la région actuelle des Rothörner. Lorsque les mouvements débutent (pl. V), la couverture sédimentaire décollée hute le long de cette cassure ; mais continuellement poussée, elle finit par la déborder (par-dessus) en formant un pli couché qui s'exagère et s'amplifie toujours davantage. Dans le cas particulier, la partie frontale extrême est coïncée contre le massif de Gastern par la formation du pli couché, et plus celui-ci gagne d'importance, plus les régions en question sont solidement plaquées en position renversée contre le cristallin situé au NW.

Si l'on mesure sur le versant N du massif de Gastern la direction des plis basiques, du Majinghorn à la Gfällalp, on remarque qu'elle tourne peu à peu de N 50 E environ au S jusqu'à N 15 E à l'extrême N (VON TAVEL 1937). Il y a là un éventail de directions très accentué. VON TAVEL y voyait l'influence de l'extrémité du massif de Gastern, qui aurait provoqué un certain dérapage latéral des plis. Cette explication ne me plaît guère, et je verrais plus volontiers le résultat d'une torsion imprimée à la nappe. Il est d'ailleurs significatif qu'à la Gfällalp, seul le pli le plus profond soit dévié. Dans les plis supérieurs, le phénomène est étouffé par la plasticité des couches.

La région séparant le Ferdenrothorn des contreforts granitiques du Hoekenhorn est célèbre depuis longtemps pour les complications tectoniques intenses qu'on y rencontre et, en particulier, pour la relation de ces dislocations avec celles relevées dans le profil du tunnel du Lötschberg. Ce district « des écaillés du Lötschenpass » a été étudié à plusieurs reprises, mais c'est sans contredit la monographie de LUGEON (1914) qui en fournit la meilleure description. C'est sur elle que je me fonderai pour tenter d'en donner une explication raisonnée.

Faute de pouvoir me livrer ici à une exégèse détaillée, je résume brièvement les observations de LUGEON. Du S au N, en partant du cristallin du bloc 6, on a successivement :

1° La série triasique et liasique du flanc renversé du Ferdenrothorn appuyée sur (2).

2° La première lame cristalline, sous laquelle s'empile (3).

3° Une série renversée de Dogger.

4° La deuxième lame cristalline qui domine (5).

5° Une nouvelle série renversée triasico-liasique très complète (zone moyenne de LUGEON).

6° Au N de celle-ci, la troisième lame cristalline bordant (7).

7° Une série renversée complexe, allant du Trias au Malm. Sous celle-ci affleure (8).

8° La couverture autochtone (Trias) de (9).

9° Le granite de Gastern.

Ce sont là les grandes lignes de la structure. Dans le détail, les choses sont plus compliquées. En particulier l'écrasement très poussé des roches s'accompagne dans la série (7) d'une quantité d'écaillés secondaires.

Si par la pensée on rétablit les conditions antéalpines, on voit que chaque série renversée est la couverture d'un bloc cristallin dont l'extrémité a formé ensuite la lame gneissique la surmontant. Raisonnant ainsi, il n'est plus difficile de faire entrer dans la construction les autres éléments existant dans la région et d'obtenir une image complète.

La série (1) est la couverture liasique du bloc cristallin 6¹ qui bute contre la faille la limitant au N et la déborde en formant les replis du Ferdenrothorn.

La série (3) est la couverture de Dogger du même bloc gneissique. Elle bute contre le cristallin qui formera la lame (4). C'est l'enveloppe externe des mêmes plis du Ferdenrothorn. On peut se demander pourquoi elle n'est pas coïncée par la même faille que la série liasique. Le rejet de la première n'était, semble-t-il, pas suffisant pour empêcher le Dogger de glisser par-dessus.

La série (5) au N de ce Dogger n'est rien autre que le reste autochtone du pli liasique de la Gfällalp, le pli I de von TAVEL (auquel il attribuait déjà un « noyau » gneissique dans la région du Lötschenpass). Cette série s'est renversée contre la future lame (6).

¹ Ne pas confondre ce bloc du Restigrat avec la lame cristalline (6) de la coupe ci-dessus.

La série (7) est la seule à contenir du Mahn ; c'est la dernière série renversée au S de l'Autochtone, le front extrême de la nappe du Doldenhorn ou du moins c'en sont des lambeaux.

La répartition même de ces unités montre que la faille principale bordière de Gastern était accompagnée d'un système secondaire marquant une descente en escalier vers le S. Telles sont les observations de surface. La coupe rencontrée dans le tunnel les confirme pleinement. On y rencontre du S au N :

1° Des gneiss.

2° Une série sédimentaire renversée homologue de la cinquième en surface.

3° Une deuxième série sédimentaire renversée homologue de la septième en surface.

4° Le granite de Gastern.

On constate, par comparaison avec la coupe précédente, que la série du Ferdenrothorn a disparu. C'est normal quand on pense qu'aucune des autres zones situées plus au S (et de genèse identique) ne descend au-dessous de 2000 m d'altitude, alors que le tunnel est aux environs de 1200 m d'altitude seulement. Seule la trace du plan de faille pourrait témoigner de la continuité de structure. La lame cristalline entre les séries (5) et (7), [(2) et (3) ici] a aussi disparu. Elle n'est donc qu'un copeau comme l'avait vu LUGEON (1914). Ce n'est pas un copeau de « raboutage » mais une pincée effilochée par traction. Elle souligne en surface le plan de faille, et son point de départ est actuellement plus profond encore que le niveau du tunnel. Enfin, autre disparition, celle du Trias autochtone de Gastern ; elle prouve bien que le massif est limité ici par une faille. On remarquera la très grande profondeur à laquelle atteignent les sédiments (plus de 1000 m). C'est la preuve du « coinçage » de la partie frontale de la nappe contre le massif de Gastern.

Les régions médianes

Je groupe ici les zones IV à VI, c'est-à-dire le territoire triasico-liasique du Torrenthorn et de ses abords. Dans chaque zone se reproduisent les phénomènes constatés en grand pour toute la nappe et en détail dans la région du Lötschenpass. Plus on monte dans les séries stratigraphiques, moins l'influence de l'armature gneissique est sensible. Ceci explique que la coupe de la Dala présente une succession de plis souples, alors que le jeu des blocs est nettement plus sensible à l'E. Il y est même si visible que DE LA HARPE, en 1877, avait eu déjà l'intuition exacte du phénomène. VON FELLEBERG (1893) dit de lui :

De La Harpe nun stellt die zwischen die krystallinischen Schieferkämme (Gneiss) eingeschalteten Kalkschichten gleichsam als durch treppenförmig auf einander folgende Verwerfungen abgesunkene Schichtenkomplexe dar, welche sowohl zwischen den Fesinspitzen-Männlihorngrat und dem Lauchergrat, wie zwischen Letzterem und dem Faldumgrat eingepresst und gleichsam als Bruchstücke einer und derselben ursprünglich zusammenhängenden und

gleichmässig streichenden Schichtenreihe, nun, von einander getrennt, mit gleichem Fallen und Hauptstreichen, jedoch vielfach gefaltet, isolirt zwischen Theilen des älteren krystallinischen Massive eingekeilt sind.

On remarque également sur le terrain que dans leurs parties tout à fait superficielles, les plis liasiques ont tendance à prendre une direction WSW-ENE. On le constate facilement à Galm par exemple, au voisinage immédiat de la surface de décollement aalénienne. Cette torsion est l'effet du déplacement vers le N des strates décollées.

La chaîne Restirothorn - Laucherspitzzen - Faldumrothorn - Niwen représente en plus grand et en moins écrasé le même schéma que les lames du Lötschenpass. On y voit clairement, dans l'ordonnance des plis du Faldumrothorn, en particulier, que les blocs cristallins n'ont suivi que partiellement leur couverture dans son rabatement vers le NW. Leur trop grande rigidité les a empêchés de se renverser à sa suite, d'autant plus que la présence du Trias facilitait un décollement. Actuellement encore, l'altitude maximum de chaque bloc cristallin est inférieure d'au moins 50 m à celle de sa couverture. D'autre part la nappe, en glissant, a pu entraîner encore davantage les sédiments liasiques, alors que son influence sur le vieux gneiss était quasi nulle (cf. pl. V).

La « traîne »

C'est à dessein que je ne parle pas ici de « racine ». Lorsqu'une nappe se forme comme je l'ai montré, quelle en est la racine ? En a-t-elle encore une ? Est-ce la charnière frontale ? Autant de questions délicates que je renonce à aborder ici. Je nomme par conséquent « *traîne* » la partie arrière de la nappe qui s'amincit toujours plus vers le SE jusqu'à la faille la séparant de la nappe suivante.

Dans le cas particulier, il s'agit des lambeaux plaqués sur le massif aux alentours de Loèche. C'est une région très laminée dans des plans E-W, sauf dans les parties orientales profondes, où ressort l'orientation ENE. Malgré l'écrasement intense, les traces d'une compression N-S y sont fréquentes. C'est probablement l'influence de la nappe du Gellihorn qui, formée avant, s'est écrasée contre la future nappe du Doldenhorn. La limite entre les deux nappes passe dans cette zone de Loèche. Elle est facile à suivre quand les grès de Taveyenne sont au contact du Valanginien renversé, mais vers l'E elle devient plus douteuse.

Dans le cristallin, elle se retrouve sans peine. C'est en effet une zone mylonitisée de première importance qui, comme la faille frontale de la nappe du Doldenhorn, se suit très profondément. On la retrouve dans la galerie d'amenée d'eau de Mittal (LEDERMANN 1942a) et à Goppenstein ; de là, vers le NE, on la suit par le Hohgleifen et les Gletscher-spitzen jusqu'au Beichpass (LEDERMANN 1945) au N du Gredetschtal. On la retrouve enfin dans l'Aletschhorn, où elle montre clairement un rejet au SE (ROSIER 1931, fig. 29). Sur ces 25 km où son existence est certaine, elle ne s'écarte que de quelques degrés de part et d'autre de la direction des structures hercyniennes. Vers l'W, elle atteint la Dala et continue probablement plus loin encore, ce qui lui donne 32 km de

long au moins. C'est donc une structure de premier ordre, qui joue pour la nappe du Gellihorn le rôle du regard S du massif de Gastern pour celle du Doldenhorn.

LA NAPPE DU GELLIHORN

Généralités

Le pays autochtone de cette nappe occupe tout le reste du territoire décrit, à partir de la grande faille de la zone de Loèche vers le SE. Le schéma de déformation de la nappe du Doldenhorn se répète ici. L'ensemble a été basculé vers le NW pendant la sédimentation, comme le montre l'augmentation progressive d'épaisseur dans cette direction. Alors que la traîne n'a que 25 m de puissance dans la région du Trubelstock, le front en a 300 m au Gellihorn (FURRER 1939).

On sait depuis longtemps que la nappe forme une grande lame en position normale, dont les étages débutent par le Valanginien (avec quelques copeaux de Malm) pour monter jusque dans le Tertiaire. Le front de la future nappe a buté contre la grande faille de Loèche et l'a débordée en s'y coupant, comme nous allons le voir. Le rôle de l'Aalénien dans la nappe du Doldenhorn est joué ici par le Valanginien. Les régions situées au SE (Gampel - Baltschiedertal) sont comparables à la chaîne des Rothörner, sauf que leurs séries stratigraphiques montent jusqu'au Valanginien, puisqu'il n'y a pas de décollement plus bas dans la série stratigraphique.

Dans le détail, deux régions particulières méritent l'attention. La première est évidemment la zone frontale.

Le front

Le début de sa formation s'est déroulé de manière analogue à celle de la nappe du Doldenhorn. Contrairement à la première nappe, il n'y a pas eu formation d'un pli-couché, mais cisaillement oblique de toute la série. Je ne pense pas qu'il s'agisse d'une différence tenant à la composition des niveaux stratigraphiques. Il s'agit plutôt d'un changement des conditions tectoniques. Si, par exemple, la nappe du Wildhorn avait suffisamment avancé pour écraser, sous le poids de sa masse frontale, la série plus mince de la nappe du Gellihorn, celle-ci, ne pouvant gagner de place ni vers le haut ni vers le bas, était bien forcée de se déchirer contre le bloc cristallin du Niwen et de glisser au NW comme un radeau (pl. V). Il est clair que le cisaillement ne pouvait pas se faire ailleurs, car plus bas le bloc cristallin 3 (du granite de Baltschieder) pinçait les sédiments contre le bloc 4, tout en les protégeant d'une déformation excessive.

On aura remarqué que l'Hauterivien est absent de toute cette zone. Dans la série normale de la traîne de la nappe du Doldenhorn, sa disparition est sédimentaire, de même que celle du Valanginien qui s'aminçit vers le S et montre au Daubenhorn des faciès sidérolithiques anté-hauteriviens (FURRER 1939). Par contre, dans le front de la nappe suivante, au Gellihorn même, l'Hauterivien est bien développé. Une lacune stratigraphique dans la région de Loèche semble peu probable quoique

pas impossible. Une coupe stratigraphique des séries du « Valanginien » particulier de Grechmatten sous Guttet y révélerait peut-être la présence de l'Hauterivien sous un faciès différent des grès fauves habituels.

Les régions sud-orientales

Ce sont les zones I et II. Elles ont suivi le même mécanisme que l'Autochtone de la nappe du Doldenhorn, mais, situées plus au SE, elles ont été écrasées davantage. Le dernier rejeu antéalpin des failles a été très marqué ici, d'une part pour enfoncer le Malm lui-même à l'abri des blocs cristallins renversés, d'autre part pour former le très beau crochon simulant une série normale au contact S du granite de Baltchieder (cf. pl. III). Le rejet de la faille du Steinbruchgraben semble avoir été un peu moindre, puisque le Lias supérieur est l'étage le plus jeune qui y soit resté pincé. Il y a eu là un jeu analogue à celui dont j'ai décrit le détail au Lötsebenpass. Il faut donc distinguer deux phénomènes, le basculement durant la sédimentation, qui peut être plus rapide dans une zone que dans une autre, et l'effondrement tardif tertiaire le long de ces mêmes failles, qui provoque la formation de rejets sans rapport avec la vitesse du basculement antérieur.

Le Heidrüschbiel, la colline de Raron, mérite deux mots d'explication. On remarque (outre sa tectonique très compliquée) que ce lambeau de Malm et de Dogger repose contre le Lias supérieur et serait recouvert de Lias inférieur si l'érosion ne l'avait pas dégagé. Comment ces étages, partout absents dans le reste de cette série IIa, ont-ils pu s'y maintenir? J'envisage l'hypothèse suivante. Lors d'un rejeu des failles postérieur au Malm (peut-être lors d'un rejeu tardif tertiaire important), la faille principale a été accompagnée d'une faille secondaire, l'ensemble formant un « Y » et délimitant un coin de sédiments jurassiques. Tombé dans la faille, il y est resté coincé au niveau du Lias. Les efforts tectoniques tertiaires l'y ont écrasé et déformé jusqu'à ce que l'érosion remette à jour ses restes informes.

La zone sédimentaire I est particulière en ce qu'elle n'est pas renversée, mais forme apparemment la couverture normale du bloc cristallin d'Ausserberg. Son extension est trop faible pour qu'on puisse y trouver des traces de sa formation. Aussi l'idée que je m'en fais n'est-elle qu'une hypothèse. On a remarqué (pl. IV) que la faille qui la borde au N est très peu inclinée par rapport à toutes les autres. Je pense que cette faible pente lui a permis de rejouer sous les efforts alpins, contrairement aux autres qui se sont verrouillées. C'est à cela que les sédiments devraient d'avoir conservé leur position originale relative. Ceci ne veut d'ailleurs pas dire qu'ils soient restés sur place; ils ont probablement glissé d'une certaine distance au NW.

ÉTAT APRÈS LE PLISSEMENT ALPIN

Après la mise en place des diverses nappes selon le schéma exposé, le massif de l'Aar tout entier s'est soulevé (cf. p. 139). En même temps l'érosion l'attaquait, et le jeu continu de ces deux facteurs a contribué

à lui donner son visage actuel. Tantôt l'érosion, tantôt le soulèvement a pris le pas sur l'autre. S'ajoutant ici, se compensant là, ces deux phénomènes dominent l'histoire postalpine (ou mieux tardialpine) du massif (cf. WEGMANN 1957). Pour autant qu'on puisse le constater, ces mouvements se poursuivent actuellement encore et relient ainsi directement la tectonique ancienne de la région à sa tectonique vivante.

LES NAPPES HELVÉTIQUES EN DEHORS DU SECTEUR
FERDENROTHORN - LOÈCHE - BALTSCHIEDER

Il m'a paru intéressant de parcourir la principale littérature relative aux nappes helvétiques et à leurs racines sur territoire suisse, pour y chercher d'éventuelles observations confirmant les conclusions auxquelles je suis parvenu.

Les résultats obtenus sont troublants. On rencontre dans l'ensemble de ces nappes un tel nombre de confirmations, on voit tant d'observations apparemment bizarres, qui s'emboîtent alors comme les pièces d'un puzzle, qu'il ne peut s'agir là de coïncidences. On me reprochera peut-être d'avoir cherché uniquement ce qui s'accordait à mes vues. Je me suis efforcé d'être aussi impartial que possible et j'ai été étonné du nombre extraordinairement faible d'observations en désaccord avec l'ensemble. Cette étude reste de toute façon un travail de bibliographie, et sans vouloir aucunement mettre en doute la qualité des observateurs, on devra procéder à de nombreuses vérifications locales avant d'avoir sous les yeux un ensemble cohérent. Pourtant, et malgré le fait que les questions sans réponse ou les hypothèses soient ici trop nombreuses, disons quelques mots de ce très rapide tour d'horizon.

Au flanc N du massif de l'Aar, les fameux « coins » cristallins de la Jungfrau semblent pouvoir s'intégrer sans peine aux observations portant sur l'extrémité occidentale du massif. Les travaux de ROHR (1926) et de SCABELL (1926) sur la région du Wetterhorn et du Schreckhorn leur correspondent également jusque dans les moindres détails. Les études de MORGENTHALER (1920, 1921), de W. STAUB (1911), d'Alb. et Arn. HEIM (1916), d'Alb. HEIM (1916), pour n'en citer que quelques-uns, confirment l'idée que le massif de l'Aar est une unité dont les différents secteurs ont subi une évolution très semblable. En particulier, le « synclinal » de Fernigen pourrait bien être la conséquence du jeu d'une faille antéalpine, ce qui expliquerait la disharmonie de ses deux flancs. A l'extrémité orientale du massif, seul le travail de TRÜMPY (1949) confirme rigoureusement la structure reconnue plus à l'W.

Dans la zone d'Urseren, on peut reconnaître, dans les travaux de P. NIGGLI et W. STAUB (1914), E. NIGGLI (1944), W. OBERHOLZER (1955), ZBINDEN (1949), d'évidentes analogies avec la structure du reste du massif. Cette zone est pour moi le front de la nappe helvétique principale (Wildhorn), pincé entre les deux massifs cristallins de l'Aar et du Gotthard, comme celui de la nappe du Doldenhorn l'est entre le

massif de Gastern et les gneiss recouvrant le granite de l'Aar. La zone de Disentis serait un autre fossé moins important, mais de formation analogue, où a pu rester une partie du front des nappes glaronnaises. J'avoue n'avoir su trouver aucune objection fondamentale à cette manière de voir.

Quant à la zone de Chamonix, les observations existantes, quoique très intéressantes, devront être encore coordonnées avant que l'on puisse en tirer des conclusions.

Les nappes du Doldenhorn et du Gellihorn posent dans la région immédiatement à l'W de mon territoire de nombreux problèmes. Topographiquement le secteur s'élève au-dessus du Rhône sur la rive droite de la Dala jusqu'à la Varneralp, au pied méridional des Faverges et du Daubenhorn. Géologiquement, il est loin d'être étudié de manière satisfaisante, sauf peut-être à l'extrême N qui figure sur la feuille « Gemmi » de l'« Atlas géologique » au 1 : 25.000 (1956). Au S, nous ne disposons que de la monographie de LUCEON (1916), dont les conclusions prêtent à la critique. Pour comprendre la structure de cette région compliquée, on peut l'aborder de l'E, par la vallée de la Dala qu'elle domine de son haut, ou par le N, en suivant vers le S les structures plus simples de la Gemmi et du Daubensee.

Que l'on vienne de l'E ou que l'on vienne du N, la forte épaisseur du Malm appartient sans conteste, avec tout son substratum, à la nappe du Doldenhorn. Cela ne pose aucun problème. Je ferai seulement remarquer le très brusque changement de pendage qu'il subit en atteignant le cours de la Dala. Alors que la pente des couches est légèrement inférieure à 20° dans la paroi face à Albinen, elle est de 50° sur la route d'Inden à Varen. Ce coude brutal correspond en profondeur à l'extrémité supérieure de la tenaille du socle cristallin.

Dans l'E, nous avons vu que le Valanginien d'Erschmatt appartient en totalité à un reste du front renversé, pincé, de la nappe du Gellihorn. Il faut donc lui assimiler celui de Loèche qui se prolonge dans le village de Varen. On peut le faire d'autant mieux que l'affleurement des grès de Tavcianne sous Thel semble bien être en place. Comme il repose directement sur le Malm de la nappe du Doldenhorn, il n'y a aucune raison d'attribuer à cette dernière une quelconque partie du Valanginien de Loèche - Varen.

Immédiatement au N de ce dernier village, le Valanginien passe sans discontinuité aux grands placages de la Varnerwald, et aucune distinction entre les unités n'est plus possible. On remarquera pourtant (carte de LUCEON 1910) que la relation entre ces deux Valanginiens est extrêmement ténue et qu'il suffirait d'une érosion minime pour qu'elle soit coupée. Essayons de nous approcher par le N et partons du Daubensee. Les rochers dominant la rive occidentale du lac montrent sur le Malm de la nappe du Doldenhorn et de bas en haut : le Valanginien, l'Hauterivien, le Sidérolithique éocène et les calcaires à Lithothamnies du Priabonien. C'est la suite normale de la nappe du Doldenhorn. Sur le Priabonien repose du Valanginien surmonté ailleurs d'Hauterivien : c'est la série de la nappe du Gellihorn. Les deux nappes sont donc là parfaite-

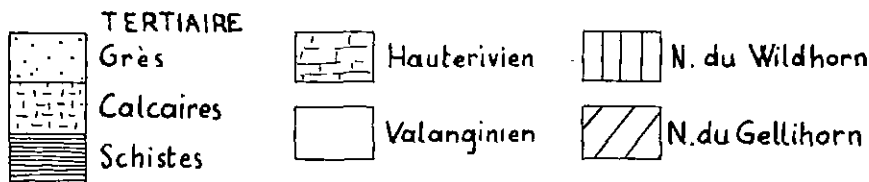
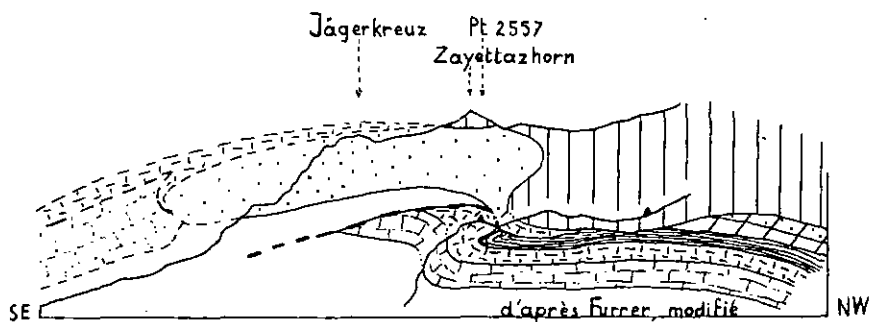
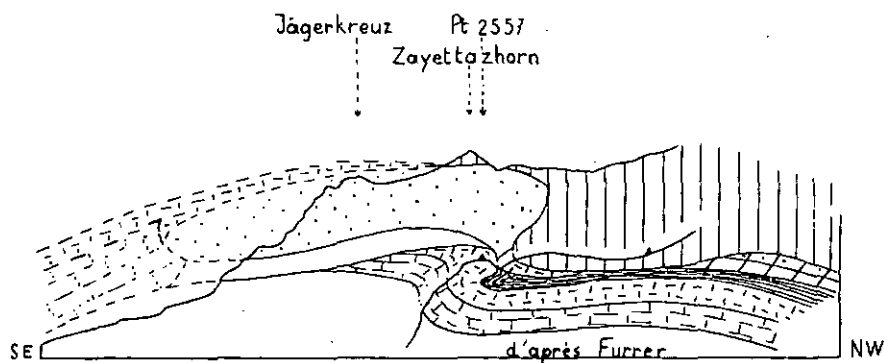
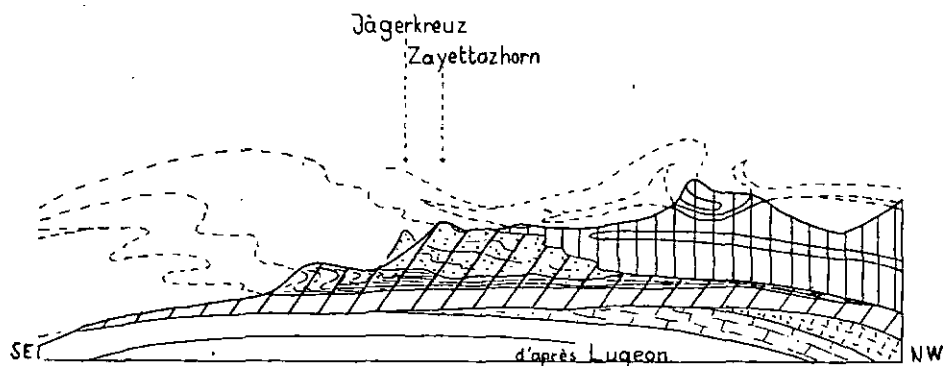


Fig. 21. Trois profils transversaux dans le Zayettazhorn. En haut, l'interprétation de LUCEON (1914) : le Zayettazhorn appartient à la nappe du Gellihorn. Au centre, celle de FURRER (1939) : il appartient à celle du Doldenhorn. En bas, celle de FURRER modifiée. Le repli sous le Pt. 2557 fait partie du compartiment NW d'une faille antéalpine (en pointillé gras), plissée au Tertiaire et servant de plan de charriage. L'épaisseur du Tertiaire, très forte au SE de la faille (actuellement au-dessus), contraste avec celle plus réduite au NW (actuellement dessous). Le profil supérieur n'est pas à la même échelle que les deux autres.

ment individualisées et on les suit ainsi sans peine vers le S jusqu'au cirque de Trubeln.

Depuis là les interprétations varient. LUGEON (1910) a cartographié sur le Valanginien de la nappe du Doldenhorn une longue pincée hauterivienne se prolongeant jusque sous le Jägerkreuz. Là, il est recouvert directement par le Valanginien de la nappe du Gellihorn ; c'est le type idéal d'un « synclinal de raccord » entre deux nappes.

FURRER (1939), par une étude plus détaillée, a pu montrer que cette longue pincée hauterivienne entre deux Valanginiens est doublée de sa couverture tertiaire et que la nappe du Gellihorn s'interrompt un kilomètre et demi plus au N, près du Pt. 2588 dans le cirque de Trubeln. Il n'existe donc plus de « synclinal de raccord », et la traîne de la nappe se coince entre celle du Doldenhorn et celle du Wildhorn. Les grès de Taveyanne du Jägerkreuz appartiennent, comme tout le Valanginien plus au S, à la nappe du Doldenhorn (cf. fig. 21). Enfin, sur la feuille « Gemmi » qu'il a levée, FURRER (1956) a figuré ces mêmes grès de Taveyanne comme du Flysch de la nappe de la Plaine Morte en involution sous le Dogger de la nappe du Wildhorn. Si l'on écarte l'hypothèse de LUGEON, puisque reposant sur des observations erronées, il en reste encore deux entre lesquelles choisir. J'avoue qu'aucune ne me satisfait totalement.

Les grès de Taveyanne, d'ailleurs, posent encore le problème de leur origine. Comme l'avait montré LUGEON (1916), ces grès sont, en partie tout au moins, sous un faciès gris, gréseux, extrêmement particulier. Celui-ci ne se retrouve qu'en trois autres localités : dans la nappe du Gellihorn, dans la vallée de la Kander ; dans le « synclinal de raccord » entre les nappes de Morcles et des Diablerets, dans la vallée de la Lizerne (VUAGNAT 1952) ; et à Guttet et Erschmatt, comme nous l'avons vu. En ce dernier point, ils appartiennent à la traîne de la nappe du Doldenhorn (ou éventuellement à un reste du front de la nappe du Gellihorn), dans la vallée de la Kander également et dans la vallée de la Lizerne aussi.

Il est évidemment très tentant d'attribuer la même position à ceux du Jägerkreuz. C'est ce que je fais, faute d'observations de terrain plus poussées. Revenons à la figure de FURRER (fig. 21), que je modifie comme on le voit. La traîne de la nappe du Gellihorn, figurée par cet auteur, reste inchangée. Par contre, la série du Jägerkreuz est pour moi dans la même position tectonique que les grès de Taveyanne du Guggerhubel. Leur position normale empêche de les rattacher à un reste du front renversé de la nappe du Gellihorn. Ils font donc partie, comme l'a vu FURRER (1939), de la nappe du Doldenhorn. De plus, ce que sa figure montre à l'évidence, c'est le brusque épaississement de la série sous le Zayettazhorn. J'y démêle l'effet d'une faille antéalpine qui a rejoué en sens inverse lors du paroxysme alpin. Les grès de Taveyanne ont légèrement débordé leur hase hauterivienne et sont venus s'entasser en avant d'eux. Le tracé de la faille et le crochon formé sur son flanc NW me paraissent caractéristiques.

Par ailleurs FURRER indique que le seul et unique axe qui, dans

cette région, soit orienté NE-SW est précisément celui du repli synclinal sous le Pt. 2557. Comme les failles anciennes sont toutes à direction NE, je vois ici une relation de cause à effet. On a vu que dans les régions les plus méridionales (Loèche), cette direction s'efface dans les niveaux supérieurs. Si elle n'a subsisté que là, c'est sans doute qu'une structure préexistante l'a déterminée. J'ignore à quelle faille du massif du Tordenhorn elle correspond, et on n'a aucun moyen de le déterminer car le décollement sur l'Aalénien a faussé la position relative primitive des horizons supérieurs et inférieurs.

Il reste un problème insoluble dans les circonstances actuelles, c'est celui que pose le Valanginien. Celui qui est au mur des grès de Taveyanne appartiendrait à la nappe du Doldenhorn, mais les autres ? LUGEON (1916), dans son étude de la Varneralp, a cru en voir cinq superposés. Une étude critique de son texte et de sa carte montre que ce nombre peut être réduit à trois, à deux conditions. Il faut admettre 1° (d'après la carte même de LUGEON) que la montée axiale vers l'E est plus faible qu'il ne le prétend, et 2° que la direction des plis n'est pas NE-SW comme il le pense, mais sensiblement E-W comme à Varen et à Loèche, à cause du passage de la nappe du Wildhorn en direction du N.

Conclusions et hypothèses

Partant de la nappe du Doldenhorn, nous voyons que partout existent des structures analogues, s'expliquant par des mécanismes identiques.

Dans le massif des Aiguilles-Rouges et dans ses attaches sédimentaires, les failles antéalpines sont suffisamment redressées pour faire butoir au front de chaque unité plus interne. Il en est encore de même dans l'extrémité occidentale et dans les parties moyennes du massif de l'Aar et de sa couverture. Plus à l'E, par contre, ces failles se couchent davantage et servent de plans de charriage alpins. Il est remarquable qu'il en soit exactement de même dans la nappe du Wildhorn (GÜNZLER-SEIFFERT 1952) et que ce soit à peu près sur la même transversale que le phénomène se produise. Ce changement de pendage dans des structures datant en tout cas du Lias a provoqué l'empilement en lames, caractéristique de l'Helvétique de Suisse orientale, alors que plus à l'W s'accumulaient de souples replis dans les Hautes Alpes calcaires.

En matière de paléogéographie, nous sommes amené à considérer le domaine helvétique antéalpin dans son ensemble comme une vaste plate-forme plongeant sans doute au SE, mais sillonnée d'un réseau de cassures NE-SW d'importance inégale, qui la débitaient en lames parallèles. Pour ce que nous en savons, ces failles ne sont que la prolongation vers le haut de celles du socle cristallin de cette plate-forme. On peut, si l'on veut, penser que le poids des sédiments accumulés dans la fosse alpine principale, plus au S, aurait facilité l'extension que marque cet effondrement le long de fractures antithétiques. Ce qui est important, si on admet ce schéma, c'est que les failles doivent bien se terminer

quelque part et peuvent se relayer soit directement, soit en échelons. C'est ce que j'ai symbolisé dans la figure 22.

Que devient alors le parallélisme latéral bien connu des diverses unités helvétiques ? On sait qu'il est fondé sur les relations tectoniques ou à défaut surtout sur les comparaisons de faciès des diverses unités. Lorsque la position des futures nappes est délimitée par un jeu de failles, il n'y a aucune nécessité de poursuivre à tout prix une nappe par une autre. Tant que la faille frontale reste la même, la nappe le reste aussi. S'il y a relai de failles, il ne s'agit plus de la même nappe, même si elle est située dans l'alignement approximatif de la précédente.

Prenons le cas de la parallélisation nappe des Diablerets - nappe du Gellihorn. On sait que cette nappe bicéphale a été rattachée à celle du Wildhorn dans l'W (vallée de la Lizerne), mais à celle du Doldenhorn dans l'E (Kandertal). Dans l'W, c'est par des considérations tectoniques (« synclinal de raccord » de LUGEON 1916) que l'on est arrivé à ces conclusions ; dans l'E, depuis que l'inexistence du synclinal de raccord a été démontrée par FURRER (1939), il ne reste que des considérations de faciès (en particulier des grès de Taveyanne).

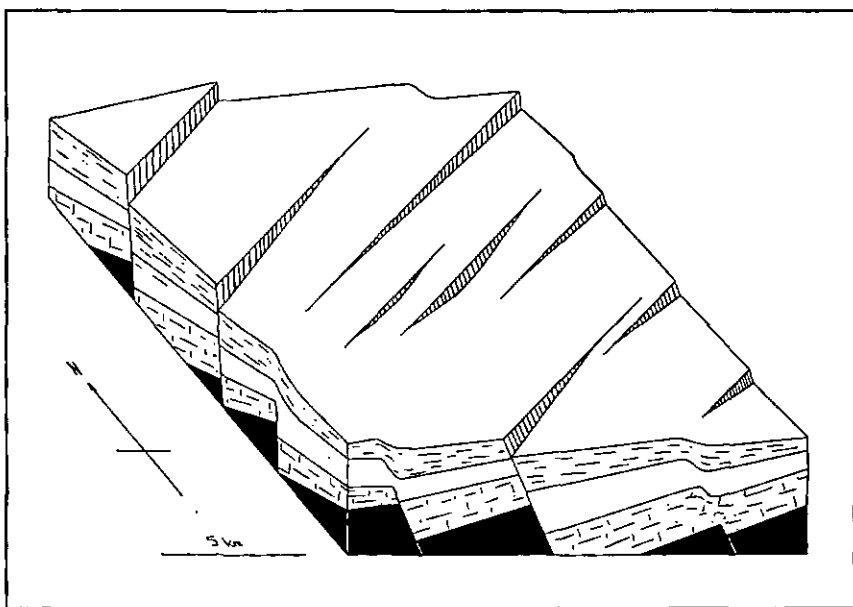


Fig. 22. Stéréogramme hypothétique représentant 250 km² quelconques du domaine helvétique à la fin du Priabonien. On voit le rejeu des failles d'importance inégale, qui s'éteignent sous forme de flexure et se relaient. Les déformations alpines suivront ce bâti, même si les efforts ne sont pas dirigés perpendiculairement aux failles. En noir, le socle cristallin ; la stratification figurée ne prétend pas représenter d'étages réels. L'échelle des hauteurs est légèrement exagérée (1 ½ env.).

De toute façon, la nappe Diablerets - Gellihorn est une nappe intermédiaire, un « napperon », entre la nappe de Morcles et celle du Wildhorn. Avant le plissement alpin, la faille séparant les nappes latentes de Morcles et du Wildhorn allait probablement en s'effaçant vers le NE, son rejet diminuant d'autant. Celle séparant plus à l'E les futures nappes du Wildhorn et du Gellihorn en faisait probablement autant vers l'W et passait par rapport à l'arc alpin à l'intérieur de la première. Il s'agissait donc du relais de deux failles de première importance. Le lambeau restant entre les deux est la future nappe Diablerets - Gellihorn. Dans l'W, elle est franchement coupée de la nappe de Morcles et se rattache à celle du Wildhorn ; dans l'E, c'est l'inverse.

Cette reconstitution (hypothétique, bien sûr) expliquerait à satisfaction l'apparente contradiction entre les deux parties de cette nappe intermédiaire. On saisit sans peine que plus le rejet d'une faille est fort, mieux la nappe se formera et, d'autre part, qu'une légère obliquité d'une faille par rapport à l'autre fera varier régulièrement l'ampleur de la nappe située entre les deux. La combinaison de ces deux principes permet une foule de possibilités dont le bord N du massif de l'Aar (pour ne citer que lui) offre de nombreux exemples. S'il est bien clair qu'il ne peut plus en général exister de « synclinaux de raccord » d'une nappe à l'autre, à l'extrémité d'une faille, lorsque le rejet tend à devenir nul, il y a quand même encore un « synclinal » qui s'amorce. C'est par exemple ce qui semble se produire à l'extrémité orientale de la faille (zone) d'Urscren, dans la région de Schblans (P. NIGGLI et W. STAUB 1914), et aussi à l'extrémité occidentale de la nappe de Morcles.

Lors des déformations alpines, les failles ont servi d'armature aux plis, sans que pour autant la direction de mouvement leur soit perpendiculaire. Dans l'extrémité SW du massif de l'Aar cette dernière a probablement été N-S, comme plus à l'E dans la région de Brig. Les nappes du Gellihorn et du Wildhorn ont donc été transportées obliquement à leur structure ancienne qu'elles ont conservée. Peut-on envisager qu'elles ont « collaboré » à ce mouvement ? Je ne le crois pas et suis porté à considérer leur comportement comme entièrement passif. La gravité, sans doute, a pu contribuer à leur mise en place, aidée peut-être par une « poussée » pennique.

Le but premier de cette étude était, je le rappelle, l'examen des « coins cristallins » qui se seraient fichés dans la pelure sédimentaire du massif de l'Aar. Mon travail m'a amené à réfuter l'idée d'un éclatement du massif sous la pression alpine. Cela ne veut pas dire qu'il ne puisse pas exister d'échardes et de copeaux cristallins rabotés au dos du massif durant l'orogénèse alpine, mais la très grande majorité de ces objets, et en particulier les nombreuses lames cristallines isolées dans les sédiments des nappes du Doldenhorn et de Morcles, doivent leur origine à des structures beaucoup plus anciennes, et qui plus est, à des structures d'extension. Qu'il s'agisse de lentilles cristallines pincées dans les sédiments ou de blocs cristallins effondrés dans la mer (le conglomérat bajocien du Luogelkin), tous se ramènent en définitive à une cause commune : l'existence de failles antithétiques antéalpines orientées au NE et à rejet SE.

Résumé

Le travail se compose de trois parties. La première étudie les roches, la deuxième est une description tectonique, et la troisième, à partir des résultats des deux premières, retrace l'évolution géologique de la région. Il s'y ajoute quelques considérations sur les nappes helvétiques en général.

Les roches

Après une étude rapide des roches cristallines du massif de l'Aar, on passe à l'examen des sédiments rencontrés. Le Permien existe ici en plusieurs points, alors qu'on ignorait jusqu'alors son existence. Il se présente tantôt sous un faciès grossier, conglomératique, tantôt comme des quartzites grises à grain fin. Le Trias est sous le faciès habituel de l'Autochtone (grès, calcaires dolomitiques, schistes bariolés), mais la composante schisteuse manque souvent. La sédimentation du Lias montre une série de bassins parallèles orientés au NE et dont l'épaisseur croît régulièrement vers le NW. D'un bassin à l'autre, les faciès varient suivant les étages, par suite de la plus ou moins grande activité des seuils qui les séparent. Le Dogger et le Malin sont moins bien représentés, mais permettent des constatations analogues. Le Crétacé n'existe que sous la forme de Valanginien schisteux, en quantité restreinte. La découverte d'une bande importante de grès de Taveyanne (prise en partie jusqu'ici pour un tuf augitique jurassique) est ensuite commentée.

La tectonique

On entreprend la description régionale systématique de la tectonique. Une alternance de zones sédimentaires et de blocs cristallins constitue en gros la structure de la région (pl. II et III). Les nombreuses complications de ces unités sont analysées. On montre l'existence d'une schistosité alpine E-W qui, par endroits, peut masquer totalement la stratification d'orientation moyenne NE. On montre qu'un système de failles antithétiques antéalpines NE-SW est à l'origine de la subdivision des différents « bassins » de sédimentation et que ces failles ont conditionné toute l'histoire géologique posttriasique de ce territoire.

La cinématique

Sous ce titre, le déroulement des mouvements est analysé depuis le plissement hercynien jusqu'à l'orogénèse alpine. L'accent est porté sur les phénomènes qui ont préparé puis accompagné cette dernière. Les nappes helvétiques n'ont qu'une seule « racine » représentée par leur front qui bute contre la faille le déterminant. La partie arrière de la nappe, dont l'épaisseur va en décroissant, est appelée la « traîne ». Par des comparaisons avec les autres unités helvétiques, on soutient l'hypo-

thèse que la structure en nappes de ce territoire est la conséquence d'un système de failles liasiques ou plus anciennes. Les efforts de compression n'ont débuté qu'au Tertiaire et ils n'ont que comprimé le territoire helvétique dans une armature préexistante. Leur importance relative a été jusqu'ici fortement exagérée. En particulier, le massif de l'Aar n'a pas éclaté en coins sous les chocs tertiaires, mais a simplement rejoué selon un ancien système de fractures.

Zusammenfassung

Die Arbeit beträgt drei Teile. Im ersten werden die Gesteine, insbesondere die sedimentären, untersucht. Man deckt das Vorhandensein des Perms (p. 32) und der « grès de Taveyanne » (eozäne Sandsteine mit vulkanischen Bruchstücken) (p. 73) auf, die bisher in dem Gebiet unbekannt waren. Die Sedimentation des Lias zeigt eine Folge von mehr oder weniger unabhängigen Trögen, die in NE-SW-Richtung verlaufen und deren Dicke im NW zunimmt.

Der zweite Teil (p. 77) besteht aus einer systematischen, tektonischen Beschreibung. Man zeigt, dass ein System von antithetischen Brüchen die gesamte geologische posttriadische Geschichte der Gegend bestimmt.

Der dritte Teil (p. 123) analysiert die Bewegungen, die zwischen der hereynischen und der alpinen Orogenese stattgefunden haben. Die helvetischen Decken haben nur eine Wurzel, die aus ihrem, auf einen Bruch stossenden, NW-Teil besteht. Der hintere Teil der Decke, deren Dicke abnimmt, wird « la traîne » genannt. Der Autor denkt, dass die Deckenstruktur der Helvetiden die Folge eines liasischen oder früheren Systems von Brüchen ist. Eine Kompression hat erst im Tertiär begonnen indem die helvetische Gegend in einer bereits bestehenden Armatur eingeklemmt wurde. Das Aaremassiv ist nicht unter dem alpinen Druck in Keile zersprungen, sondern es hat sich einfach einem älteren Bruchsystem entlang verrückt.

Summary

The paper is divided into three parts. The first studies the rocks of the region, the second is a description of the structural features and the last is a palaeotectonic schema.

Crystalline rocks of the Aar massif are studied first, but their sedimentary cover is described more thoroughly. The Permian (p. 32) is found here in a conglomeratic facies. The Trias is under the helvetic facies but the sedimentation of the Lias (p. 49) shows the existence of many parallel basins in each of which the thickness of the sediments diminishes regularly to the SE. Each basin is partly independent from the others, as shown by facies changes. A great importance is given

to the study of this special type of sedimentation. Middle and Upper Jurassic are not as well displayed, and Valanginian schists are the only remains of cretaceous deposits. An important zone of « grès de Tavanne » (an eocene sandstone with volcanic debris) has been discovered (p. 73).

The structure of the region is an alternation of sedimentary zones between gneissic blocks. There is an alpine schistosity, striking E-W, which can, in parts, completely obliterate the NE trend of the stratification. The whole post-triassic history of the region was influenced by a NE-SW system of ante-alpine antithetic faults (p. 135).

The third part is a study of the movements undergone by the region from the hercynian to the alpine orogeny. The helvetic nappes have only one « root », which was formerly farther to the NW and was pushed against a SW-NE fault. The hinder part of the nappe, which is thinner, is called « la traîne » (the train). The author suggests the hypothesis that the nappe structure of the Helvetides is the consequence of a liassic (or older) system of faults (p. 151). A compression did not exist before the Tertiary and it simply squeezed the helvetic region into the pre-existing framework. Its importance has been greatly exaggerated. Particularly, the Aar massif did not split into wedges when deformed by the orogeny of the Alps but it simply moved along an older system of fractures.

LÉGENDE DE LA PLANCHE V

Trois étapes de la genèse d'une nappe helvétique dans l'hypothèse d'un socle faillé antérieurement au plissement.

1. Etat à la fin du Priabonien. La dernière phase d'extension a exagéré le rejet des failles principales. Sur leur flanc SE, l'affaissement des sédiments dessine un léger crochon. Au flanc NW, la mer transgresse sur le socle basculé.

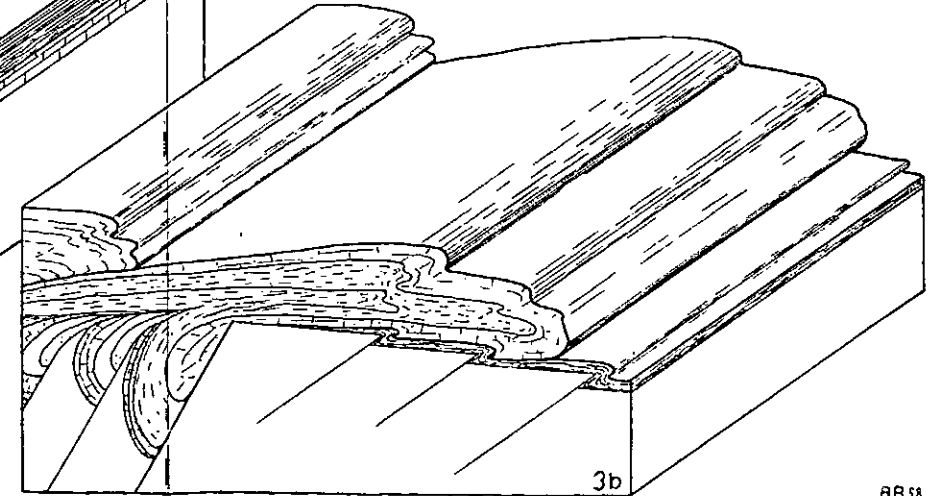
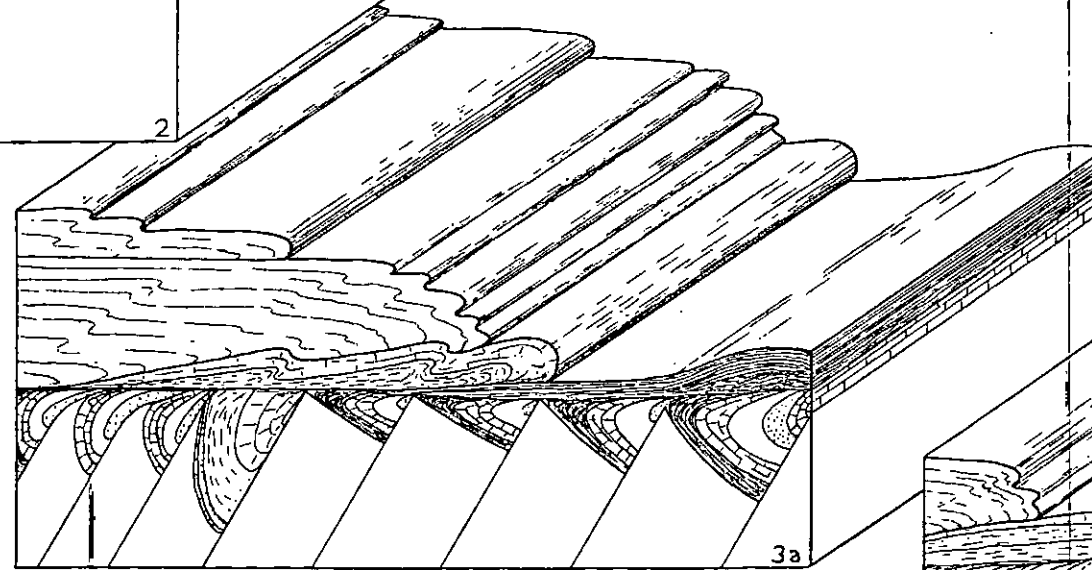
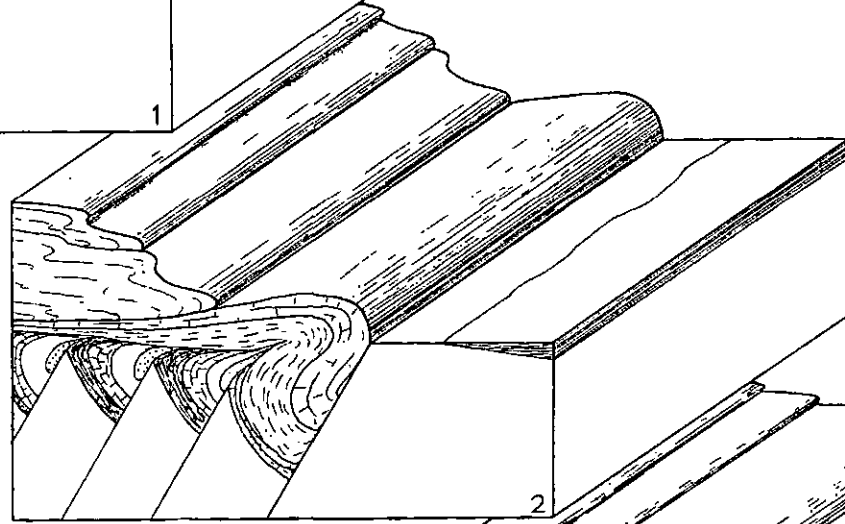
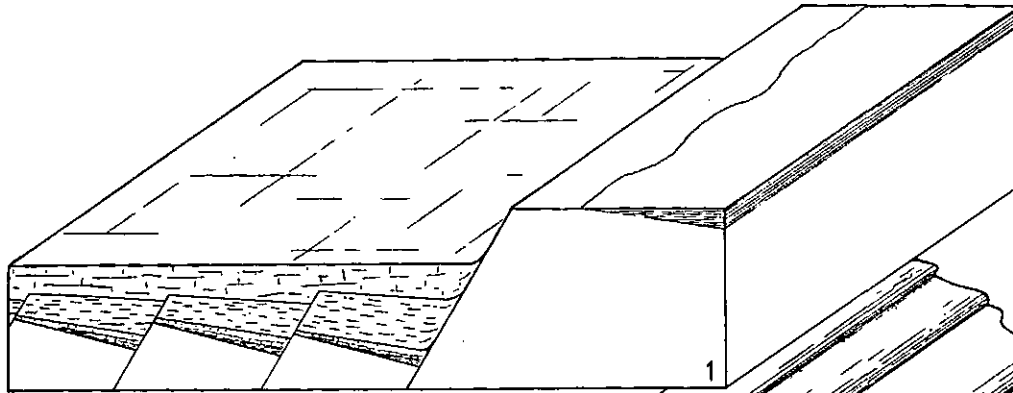
2. Sous la poussée d'une unité plus interne, amorce de plissement. La couverture autochtone bute contre la faille majeure et se décolle à un niveau favorable. Les étages sis au-dessus du décollement formeront la nappe ; ceux situés en dessous se pincent dans le socle, comme démontré (Faldumrothorn, Rote Kuh, etc.). La nappe supérieure qui avance s'est formée sur le même schéma. Elle est faite de deux lames superposées.

3a. La nappe supérieure a suffisamment avancé pour que la nappe en formation soit déchirée sous son poids sur l'angle du « Horst » la limitant au NW. Elle avance comme un radeau. Ses étages autochtones, restés pris dans le socle cristallin faillé, s'écrasent toujours davantage. S'il s'agit ici de la nappe du Gellihorn, elle avance sur un avant-pays qui donnera naissance à la nappe du Doldenhorn, dont le plissement s'amorce selon le schéma (2).

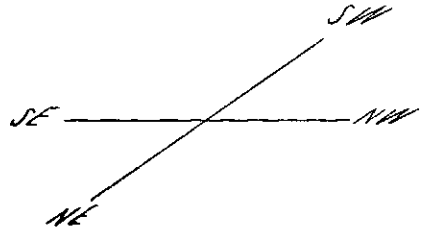
3b. La nappe supérieure (servant de moteur) ne recouvre que la traîne de la nappe en formation. Celle-ci se déverse par-dessus le « Horst » qui la limite au NW, sans perdre son flanc inverse. S'il existe dans le socle de l'avant-pays des cassures obliques, il y a en même temps formation de vrais coins cristallins qui sont enfoncés dans les sédiments autochtones (cas du versant N du massif de Gastern).

HYPOTHÈSE GÉNÉTIQUE

SUR L'EXTRÉMITÉ SW DU MASSIF DE L'AAR



1. Avant les premiers efforts de compression
2. Amorce du plissement
- 3a Cas de la nappe du Gellihorn
Forte charge et cisaillement
- 3b Cas de la nappe du Doldenhorn
Pas de surcharge, formation d'un flanc inverse



BIBLIOGRAPHIE

Abréviations

<i>Arch. S. P. N.</i>	<i>Archives des Sciences physiques et naturelles.</i>
<i>E. G. H.</i>	<i>Eclogae Geologicae Helveticæ.</i>
<i>Mat. C. G. S. n. s.</i>	<i>Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, nouvelle série.</i>
<i>S. G. F.</i>	<i>Société géologique de France.</i>
<i>S. H. S. N.</i>	<i>Société helvétique des Sciences naturelles.</i>
<i>S. P. H. N.</i>	<i>Société de Physique et d'Histoire naturelle.</i>

- ADRIAN, H. — (1914). Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland. *E. G. H.* 13 : 238-351, 8 pl., 12 fig.
- AMSTUTZ, Chr. G. — (1957). Kleintektonische und stratigraphische Beobachtungen im Verrukano des Glarner Freiberges. *E. G. H.* 50 (1) : 141-160, 8 fig., 1 pl.
- ARGAND, E. — (1916). Sur l'Arc des Alpes occidentales. *E. G. H.* 14 : 145-191, pl. 3-4.
- BAER, A. — (1956a). La schistosité et sa répartition. Résumé des recherches de M. P. Fourmarier. *Geol. Rundschau* 45 (2) : 234-247.
- (1956b). Contribution à la stratigraphie de Chaumont. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* 79 : 71-88, 3 fig., 1 carte.
- BRÜCKNER, W. — (1941). Über die Entstehung der Rauhacken und Zellen-dolomite. *E. G. H.* 34 : 117-134, 4 pl.
- (1943a). Tektonik des oberen Schächentals (Kanton Uri). *Mat. C. G. S. n. s.* 80 : 42 p., 1 fig., 3 pl.
- (1943b). Über Carbon und Trias auf der Nordseite des Gasternmassivs im Lötschbergtunnel. *E. G. H.* 36 : (1) : 35-53, 2 fig., 1 pl., 1 tabl.
- (1952). Globigerinenmergel und Flysch. *Verhdl. naturf. Ges. Basel*, 63 (1) : 17-40, 2 fig.
- BRUDERER, W. — (1924). Les sédiments du bord septentrional du massif de l'Aar du Trias à l'Argovien. (*Thèse Sc.*) 86 p., 25 fig., 1 pl., Lausanne.
- BUNTORF, A. et TRÜNINGER, E. — (1909). Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistock-Gruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs. *Verhdl. naturf. Ges. Basel* 20 (2) : 135-179, 4 fig., 2 pl.
- COLLET, L.-W. — (1943). La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Mat. C. G. S. n. s.* 79 : 146 p., 5 pl., 57 fig.
- (1947). Les ammonites du Lias dans le Ferdenrothorn (nappe de Morcles, Lötschental). *E. G. H.* 40 (1) : 1-6.
- COLLET, L.-W., OULIANOFF, N. et REINHARD, M. — (1952). Notice explicative de la feuille 525, Finhaut, Atlas géologique de la Suisse 1 : 25.000. 12 p., 2 fig., 1 pl., Berne.
- COLLET, L.-W. et PAREJAS, Ed. — (1929). La géologie du Hockenhorn. *E. G. H.* 22 (1) : 61-62.

- CORNELIUS, H.-P. — (1925). Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. *Geol. Rundschau* 16 : 350-377 et 417-434.
- VON FELLEBERG, Edm. — (1893). Geologische Beschreibung des westlichen Teils des Aarmassivs. *Mat. C. G. S.* 21 (1) : XXXII + 367 p., 6 fig., 2 pl. et un atlas de 18 pl.
- FRANK, M. — (1930). Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz. *Neues Jhb. Min. Geol. Pal. Beil.-Bd.* 64 : 325-426, 2 pl.
- FURRER, H. — (1939). Geologische Untersuchungen in der Wildstrubelgruppe (Berner Oberland). *Mit. naturf. Ges. Bern für 1938* : 35-167, 3 fig., 5 pl.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. — (1952). Alte Brüche im Kreide-Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein. *Geol. Rundschau* 40 (2) : 211-239, 3 fig.
- DE LA HARPE, Ph. — (1877). Note sur la géologie des environs de Louèche-les-Bains. *Bull. soc. vaud. Sc. nat.* 15 (N° 78) : 17-48, 3 pl.
- HEER, O. — (1865). Die Urwelt der Schweiz. XXIV + 622 p., 368 fig., 11 pl., 1 carte, Zürich (Schultess).
- (1872). Le monde primitif de la Suisse. Traduction l. DEMOLE. XVI + 801 p., 11 pl., 1 carte, Genève et Bâle (Georg).
- (1877). Flora fossilis Helvetiae. Die Vorweltliche Flora der Schweiz. VI + 182 p., 70 pl., Zürich (Wurster).
- HEIM, Alb. — (1916). Die Juramulde von Fernigen. *E. G. H.* 14 : 232-233.
- (1919-1922). Geologie der Schweiz. Bd. I 1919, XX + 704 p., 134 fig., 31 pl., 7 tabl.; Bd. II (1) 1921, XII + 476 p., 163 fig., 27 pl., 2 tabl.; Bd. II (2) 1922, XXVI + 541 p., 91 fig., 18 pl., 9 tabl., Leipzig (Tauchnitz).
- HEIM, Alb. et HEIM, Arn. — (1916). Die Juramulde im Aarmassiv bei Fernigen (Uri). *Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich* 61 (3-4) : 503-530, 3 fig., 4 pl.
- HÜGI, Th. — (1956). Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. *Mat. C. G. S. n. s.* 94 : XVI + 86 p., 32 fig., 43 tabl., 5 pl.
- HUTTENLOCHER, H. — (1921). Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. *Jhb. phil. Fak. II Univ. Bern*, 43-61.
- (1931). Die Blei-Zinklagerstätten von Goppenstein (Wallis). *Mat. C. G. S. série géotechn.* 16 (2) : 47 p., 6 fig., 8 pl.
- (1933). Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs (Blatt Visp, nördlich der Rhone). *Bull. suisse Min. Pétro.* 14 : 22-144.
- (1942). Allgemeines zu den petrogenetischen Problemen die sich aus den vom Berner Institut im Wallis vorgenommenen Untersuchungen ergeben. *Ibid.* 22 (2) : 381-384.
- (1946). Konglomerate und konglomeratähnliche Bildungen aus dem Umgebung von Naters (Wallis). *Ibid.* 26 : 257-272, 10 fig.
- (1947). Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. *Mit. naturf. Ges. Bern, neue Folge*, 4 : 85-116.
- JOUKOWSKY, Et. et FAVRE, J. — (1913). Monographie géologique et paléontologique du Salève, Haute-Savoie. *Mém. S. P. H. N. Genève* 37 (4) : 295-523, 56 fig., 29 pl., 1 carte.

- KREBS, J. — (1925). Geologische Beschreibung der Blümlisalp-Gruppe. *Mat. C. G. S. n. s.* 54 (3): XII + 75 p., 10 fig., 1 pl.
- LEDERMANN, H. — (1942a). Das petrographische Profil im Wasserstollen der Lonzawerke Hohsteg-Mittbal (westl. Aarmassiv). *Bull. suisse Min. Pétro.* 22 (2): 300-304, 1 pl.
- (1942b). Über einige Typen der kristallinen Schiefer im Lötschental nördlich des Bietschhorngranits (westl. Aarmassiv). *Ibid.* 22 (2): 384-387.
- (1945). Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aaregranits im obern Lötschental (westl. Aarmassiv). *Ibid.* 25: 383-530, 7 fig., 2 pl.
- (1955). Zur Kenntnis der Molybdänglanzlagerstätte im Baltschiedertal (Wallis). *Mat. C. G. S. série géotechn.* 33: 41 p., 14 fig., 1 carte.
- LUGEON, M. — (1904). Deuxième communication préliminaire sur la géologie de la région comprise entre le Sanetsch et la Kander (Valais-Berne). *E. G. H.* 8: 421-433, 1 fig.
- (1914). Les Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander. Fasc. I. *Mat. C. G. S. n. s.* 30: VI + 94 p., 61 fig., 8 pl.
- (1916). Fasc. II. *Ibid.*: 95-206, 49 fig., 8 pl.
- MORCENTHALER, H. — (1920). Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Aarmassiv. *E. G. H.* 16 (1): 122-126.
- (1921). Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. *Ibid.* 16 (2): 179-217, 10 fig., 2 pl.
- NIGGLI, E. — (1944). Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassives. *Bull. suisse Min. Pétro.* 24 (1): 58-301, 28 fig., 2 pl., 1 carte.
- NIGGLI, P. — (1912). Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthardmassives. *Mat. C. G. S. n. s.* 36: IV + 94 p., 78 fig., 2 pl.
- NIGGLI, P. et STAUB, W. — (1914). Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. *Mat. C. G. S. n. s.* 45: 43-77, 13 fig., 1 pl.
- OBERHOLZER, W. — (1955). Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs. *Bull. suisse Min. Pétro.* 35 (2): 320-408, 7 fig., 1 carte.
- OULIANOFF, N. — (1954). Ecrasement sans trituration et mylonitisation des roches. *E. G. H.* 47 (2): 377-381.
- PARÉJAS, Ed. — (1922a). Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles-Rouges. *Mém. S. P. H. N. Genève* 39 (7): 373-442, 13 fig., 1 carte.
- (1922b). Sur quelques déformations de la nappe de Morcles et de son substratum. *C-R. S. P. H. N. Genève* 39 (3): 164-168.
- (1946a). Sur le Trias du vallon d'Oberferden (Lötschental). *Ibid.* 63 (1): 51-52.
- (1946b). Indices d'une orogénèse dans le Lias moyen du Ferdenrothorn (Lötschental) et autres observations. *Ibid.* 63 (1): 53-54.
- DE RAAF, M. — (1934). La géologie de la nappe du Niesen entre la Sarine et la Simme. *Mat. C. G. S. n. s.* 68: XIII + 105 p., 14 fig., 2 pl.

- RAGUIN, E. — (1949). Géologie des gites minéraux. 641 p., 143 fig., *Paris* (Masson, 2^e éd.).
- ROHR, K. — (1926). Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs (zwischen Wendenjoch und Wetterhorn). *Mat. C. G. S. n. s.* 57 (1): VII + 62 p., 7 fig., 5 pl.
- ROSIER, G. — (1931). Contribution à la géologie de l'Aletschorn. *E. G. H.* 24 (1): 83-124, 31 fig., 1 carte.
- SCHENKER, M. — (1946). Geologische Untersuchung der mesozoischen Sedimentkeile am Südrand des Aarmassivs zwischen Lonza und Baltschiedertal (Wallis). *Mat. C. G. S. n. s.* 86: VIII + 60 p., 30 fig., 4 pl.
- STAUB, R. — (1956). Grundlagen und Konsequenzen der Verteilung der späthercynischen Massive im alpinen Raum. *E. G. H.* 49 (2): 291-311, 1 fig.
- STAUB, W. — (1911). Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. *Mat. C. G. S. n. s.* 32: VIII + 84 p., 15 fig., 3 pl., 1 carte.
- SWIDERSKI, B. — (1919). La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. *Mat. C. G. S. n. s.* 47 (1): XI + 68 p., 17 fig., 2 pl., 1 carte.
- VON TAVEL, H. — (1937). Stratigraphie der Balmhorngruppe mit Einschluss des Gemmipasses (Berner Oberland). *Mitt. naturf. Ges. Bern für das Jahr 1936.* (II): 43-120, 13 fig., 1 pl.
- TRÜMPY, R. — (1949). Der Lias der Glarner Alpen. *Mém. S. H. S. N.* 79 (1): VI + 192 p., 22 fig., 4 pl.
- VUACNAT, M. — (1952). Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nord-helvétique. *Mat. C. G. S. n. s.* 97: XVI + 103 p., 29 fig., 5 pl.
- WEGMANN, E. — (1957). Tectonique vivante, dénudation et phénomènes connexes. *Revue géogr. phys. géol. dynam.*, 2^e série, 1 (1): 3-15, 4 fig.
- WIDMER, H. — (1948). Zur Geologie der Tödigruppe. (*Inaug. Dissertat. Phil II.*) 98 p., 20 fig., 3 pl., Zürich.
- WINTERHALTER, R. U. — (1933). Petrographische Untersuchung eines augitführenden Tuffes aus der Gegend von Leuk. *Bull. suisse Min. Pétro.* 13: 318-322.
- ZBINDEN, P. — (1946). Permotriadische Gesteine aus der Gegend von Fiesch (Wallis). *Bull. suisse Min. Pétro.* 26: 287-290.
- (1949). Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich südlicher Gneise des Aarmassivs (Oberwallis). *Ibid.* 29: 222-356, 27 fig., 1 carte.

CARTES

- FURRER, H. et alii. — (1956). Atlas géol. de la Suisse au 1 : 25.000. Feuille 473, Gemini. Comm. géol. suisse.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. et alii. — (1938). Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25.000. Feuille 396, Grindelwald. Comm. géol. S. H. S. N.
- LUGEON, M. — (1910). Carte géologique des Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander. Echelle 1 : 50.000. *Mat. C. G. S. carte spéciale* N° 60.