Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 44 (1951)

Heft: 2

Artikel: Bericht über die 67. Hauptversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Luzern : Samstag, Sonntag und Montag, den 29. September bis 1. Oktober 1951

Autor: [s.n.]

Kapitel: B: 67. Hauptversammlung : Samstag, den 29. September bis Montag, den 1. Oktober 1951

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-161440

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 17.10.2025

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

V. Erstellungskosten der Eclogae Vol. 1949

	Band 42/1 154 Seiten 7 Tafeln 32 Textfiguren 1 Tafel im Text	Band 42/2 476 Seiten 10 Tafeln 119 Textfiguren 2 Tafeln im Text
Eigenkosten: Redaktion und Druck	4 301.—	7 553.68
Beiträge	5 788.80	18 230.85
Total der Erstellungskosten	10 089.80	25 784.53
Spedition	198.65	427.80

Luzern, Mai 1951. Der Kassier: F. ROESLI

Revisorenbericht über das Rechnungsjahr 1950: Die Unterzeichneten haben die Jahresrechnung 1950 der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft geprüft und in allen Teilen in Ordnung befunden. Sie überzeugten sich von der gewissenhaften Verbuchung der Einnahmen und Ausgaben und deren Übereinstimmung mit den Belegen.

Die auf den 31. Dezember 1950 in der Bilanz aufgeführten Aktiven sind durch Bank- und Postcheckausweise belegt und die Ausscheidung der Vermögenswerte auf die einzelnen Fonds ist in der Kartothek übersichtlich dargestellt. Der zusammenfassende Rechnungsbericht stimmt mit der detaillierten Buchführung überein.

Die unterzeichneten Rechnungsrevisoren beantragen der Gesellschaft, die Jahresrechnung 1950 zu genehmigen und dem Herrn Kassier für die der Gesellschaft geleistete grosse und zeitraubende Arbeit bestens zu danken.

Die Revisoren:

Luzern, den 26. Juli 1951. HCH. JÄCKLI
H. TSCHOPP

B. 67. Hauptversammlung:
Samstag, den 29. September bis Montag, den 1. Oktober 1951

Geschäftliche Sitzung: Sonntag, den 30. September, 1951

Der Jahresbericht des Vorstandes für das Jahr 1950/51, der Bericht des Eclogae-Redaktors und der Rechnungsbericht pro 1950 mit dem Bericht der Rechnungsrevisoren werden verlesen und mit dem Budget für 1951 von der Versammlung gutgeheissen.

Der Vorstand schlägt eine Erhöhung des Mitgliederbeitrages auf Fr. 24.– pro Jahr vor. Der Vorschlag wird von den Kommissionsmitgliedern begründet. Nach abwägender Diskussion wird der Antrag von der gutbesuchten Versammlung mit eindeutigem Mehr angenommen. Der Vorstand wird aber beauftragt, die Möglichkeiten einer eventuellen Vergünstigung für Geologiestudenten (Fr. 18.– wie bisher) zu prüfen. Ferner lehnt die Versammlung einen Zuschlag von Fr. 1.– für Ausland-Abonnemente ab.

An Stelle des turnusgemäss ausscheidenden Rechnungsrevisors Dr. H. JÄCKLI wird Dr. H. SCHUPPLI neu gewählt.

Zum Ehrenpräsidenten der nachfolgenden wissenschaftlichen Sitzung wählen die Anwesenden Herrn Prof. Dr. A. BUXTORF, zum Tagespräsidenten Herrn Prof. Dr. J. TERCIER und zum Sekretär P. DIEBOLD.

Der Sekretär der Sitzung: P. DIEBOLD

Wissenschaftliche Sitzungen:

Samstag bis Montag, den 29. September bis 1. Oktober 1951

Zugleich Sitzungen der Sektion für Geologie der SNG.

a) HAUPTVORTRAG

AUGUST BUXTORF (Basel): **Orientierung über die Geologie der Berge am Vierwaldstättersee und die Probleme der Entstehung des Sees.** Erscheint in den *Verhandlungen SNG.*, 1951

b) KURZREFERATE

1. – JOSEPH KOPP (Ebikon): **Die Gletscherstausee-Ablagerungen von Kriens und Littau.**[1])

Zum Problem der Entstehung der Deltaschotter in der Umgebung des Vierwaldstättersees hat sich eine Reihe von Geologen geäussert. DU PASQUIER (1891) schloss aus dem Vorkommen von Deltaschottern bei Küssnacht, Buochs und Kriens auf eine ursprüngliche Seespiegelhöhe des Vierwaldstättersees von 520 m. O. FREY (1907) hat das Vorhandensein und die Ausdehnung des Krienser- und Littauersees auf Grund der Deltaschotter abgegrenzt. ALB. HEIM (1919) nahm im Hinblick auf die Höhenlage der Deltaschotter von Ibach, Buochs und Küssnacht für den Vierwaldstättersee in der letzten Zwischeneiszeit ein Niveau von 507 m an. Auch P. BECK (Geolog. Führer der Schweiz 1934) schliesst aus den Schottern von Kriens, Buochs und Ibach, auf einen bedeutenden Hochstand des Vierwaldstättersees.

Gegen diese Auffassung einer Höherstauung des Vierwaldstättersees sprechen einerseits die unterschiedliche Höhenlage der Deltaschotter im Vierwaldstätterseegebiet und anderseits das Fehlen von hochgelegenen, heute übertieften Schuttkegeln, wie wir sie am Zugersee feststellen können, der nach dem Gletscherrückzug etwa 16 m höher war als im gegenwärtigen Zustande. Am Ende der Eiszeit lag das Niveau des Vierwaldstättersees mindestens 3–4 m niedriger als heute (J. KOPP 1938); das beweisen die überfluteten Torfmoore und Bachdeltas in der Luzerner Seebucht. Die neuen Aufnahmen in der Umgebung von Luzern haben unzweifelhaft ergeben, dass es sich bei den in diesen Gebieten vorhanden gewesenen Gletscherstausee-Ablagerungen nicht um solche des Vierwaldstättersees handelt, sondern um durchaus lokale Gebilde, welche zu einer Zeit entstanden sind als das Vierwaldstätterseebecken noch mit dem Reuss- und Brünig-Engelberger-Gletscher ausgefüllt war.

1. *Die Stausee-Ablagerungen von Kriens:* In der Zeit des Bühlstadiums der Alpengletscher reichte die Zunge des Brünig-Engelberger-Gletschers bis etwas über Luzern hinaus. Der Ausgang des Krienser Tales gegen Luzern wurde durch diese Eismasse abgedämmt, so dass sich ein Gletscherstausee bildete, dessen Spiegelhöhe ca. 560 m betrug. Er hatte eine Ausdehnung von ca. 3 km². Schmelzwässer schütteten in den See grosse Kies- und Sandmassen. Der grösste Teil dieser Ablagerungen ist durch den Krienbach wieder weggeschwemmt und in der Luzerner Seebucht abgelagert worden. Bedeutende Deltaschotter und -sande sind indessen noch west-

[1]) Veröffentlicht mit Zustimmung der Schweiz. Geologischen Kommission. Das in dieser Arbeit behandelte Gebiet ist geologisch dargestellt auf *Blatt Luzern des Geologischen Atlas der Schweiz, 1:25000*, umfassend die Siegfriedblätter 202 Rothenburg, 203 Emmen, 204 Malters und 205 Luzern. Die Herausgabe des Geol. Atlasblattes Luzern ist in nächster Zeit zu erwarten.

lich und südwestlich Kriens bei Obernau und am Hackenrain vorhanden. Auch nordwestlich Kriens ist unterhalb der Sonnenbergstrasse am Hang ein Schottervorkommen erhalten geblieben, dessen plateauförmige Oberfläche die Höhe des einstigen Stausees markiert. Im Gebiet des Hackenrains, ca. 1 km WSW der Kirche Kriens, wo in den Schottern grosse Quellen gefasst sind, welche die öffentlichen Brunnen der Stadt Luzern speisen, haben die Bäche aus der Gegend des Langwasens die Schotter mit lehmigem Material zugedeckt, das früher als Ziegellehm ausgebeutet worden ist. Die Kiesgruben von Obernau und der Gegend unterhalb der Sonnenbergstrasse sind heute alle aufgelassen. Frühere Aufschlüsse zeigten ein Einfallen des sandigen, hauptsächlich aus alpinen Kalken bestehenden Schottermaterials von 10–12° nach NW oder SW. Nach O. Frey bestand die Basis der Grube Obernau aus horizontal geschichtetem Sand, der von Schlemmsand und Geschieben unterlagert wurde. Gleiche Verhältnisse traf er auch in der Grube unterhalb der Sonnenbergstrasse an. Dies deutet darauf hin, dass die untersten Kiessandschichten Bachablagerungen sind, die vor der Bildung des Stausees entstanden sind.

Die Spiegelhöhe des Stausees von Kriens wird durch die in über 560 m Höhe einsetzenden Schuttkegel des südlichen Talhanges des Krienser Tales markiert; ausserhalb des ursprünglichen Stauseegebietes, in der Horwer Ebene, treten die Schuttkegel über 100 m tiefer in den Talboden aus, was nachdrücklich für eine Stauseebildung bei Kriens spricht.

Durch Erniedrigung der Eisbarriere kam es zur Bildung eines tiefer gelegenen Sees mit einer Spiegelhöhe von ca. 510 m. Als Ablagerungen in diesen tieferen Stausee sind die teilweise verkitteten Schottermassen des Kirchhügels von Kriens bis zum Thalacker (½ km SE der Kirche) aufzufassen, deren Ausbeutungsstellen leider auch aufgelassen sind. Diese Deltaschotter sind vom Haslibach-Schuttkegel grösstenteils zugedeckt.

Der Abfluss des Kriensersees erfolgte durch das Renggloch, das Quertal zwischen dem Krienser Tal und dem Tal der kleinen Emme. Das in der Kiesgrube Rengg vorhandene Molassematerial stammt offenbar aus der Molasseumgebung dieses Stausees.

2. *Die Stausee-Ablagerungen von Littau:* Der gleiche Eisstrom, der das Krienser Tal abdämmte, verriegelte auch das Tal der Kleinen Emme zwischen Reussbühl und Emmenbrücke, so dass hier ein grosser Stausee entstand, der talaufwärts bis Werthenstein reichte, der *Littauersee.* Die maximale Spiegelhöhe dieses Sees ist in der Kiesgrube Gasshof S Littau sehr gut zu erkennen; in 540 m Höhe setzt über den Deltaschottern eine kiesige Übergußschichtung ein, der die Gehängesande des Sonnenberghanges aufliegen. In den Littauersee haben die Schmelzwässer – als Flankenentwässerung dem Sonnenberghang entlang strömend – gewaltige Sand- und Schottermassen geschüttet, welche zwischen Littau und dem Nordende des Renggloch, aber auch bei Ruopigen SW Reussbühl, in mehreren grossen Kiesgruben ausgebeutet werden. Die drei im Betrieb befindlichen Gruben in der engern Umgebung von Littau, sowie diejenigen von Ruopigen, Rengg und Hochrüti beiderseits der Renggbachschlucht zeigen mächtige Aufschlüsse von Schottern und Sanden, die mit 15–30° hauptsächlich gegen NW einfallen. Man kann bei Littau mehrere Plateauflächen erkennen, welche Seestände des sukzessive absinkenden Seenieveaus markieren.

Die Seetrübe der gewaschenen Littauer Schotter wurde in Form von Glazialtonen in der im Molassefels eingetieften alten Emmerinne abgelagert. Grundwasserbohrungen, ausgeführt beiderseits der Mündung des Renggbaches in die Kleine Emme, gerieten nach Durchfahrung der ca. 10 m mächtigen jungen Emme-

schotter in Glazialtone mit Schlemmsandeinlagerungen. Eine Bohrung 430 m W der Renggbachmündung erschloss 20 m Glazialton und Schlemmsand und verblieb darin ohne in 35 m Tiefe den Fels erreicht zu haben. Das Vorkommen dieser mächtigen Glazialtone darf als ein wichtiger Beweis für die Stauseebildung im Tal der Kleinen Emme gewertet werden, ist doch eine derart mächtige Tonbildung in der Schlucht eines Wildwassers, wie es die Kleine Emme ist, als Flussablagerung kaum denkbar.

Auf einen tieferen Seestand des Littauersees deutet die ausgedehnte Plateaufläche N Ruopigen mit einem Niveau von ca. 470 m. Dieses aus Deltaschottern und einer Übergußschichtung aufgebaute Plateau bedeckt den ursprünglichen Emmelauf und zwang den Fluss, sich weiter nördlich zwischen Rothenwald und Emmenweid ein epigenetisches Talstück zu schaffen. Der alten Emmerinne folgt unter dem Plateau ein bedeutender, bis heute unerschlossener Grundwasserstrom. Einen guten Aufschluss durch die Ablagerungen des Plateaus N Ruopigen bot der Durchstich des Zimmereggtunnels der Linie Luzern–Bern. Das Profil zeigt auf der Tunnelwestseite sandige, von mächtigen Letten durchzogene Ablagerungen bis 170 m vom Portal; dann folgen 90 m „Sand mit grossen Kieselsteinen" (ohne Angaben über die Schichtung, vermutlich Deltaschotter). Sondierbohrungen auf dem Tunneltracé ergaben bis zur Tunnelbasis abwechselnd Sand und Schotter. Die Rutschungen am Plateauhang NW Reussbühl und beim Staldenhof (ca. 1 km N des Tunnel-Westportals) stehen offenbar mit den Letteneinlagerungen im Zusammenhang.

Die sukzessive Niveauabsenkung des Littauersees als Folge der Erniedrigung der Eisbarriere kommt in den mächtigen Schuttkegeln am Hang zwischen Rengg und Malters sehr deutlich zur Geltung. Alle diese Schuttkegel sind nach der Seeentleerung durch das Einschneiden der Bäche übertieft worden, eine analoge Erscheinung, wie man sie am Zugersee feststellen kann, dessen Spiegelhöhe seit dem Ende der Eiszeit ca. 16 m gesenkt worden ist. Bei Blatten sind die alten Schuttkegel durch mehrfache Veränderungen der Bachrinnen in geneigte Terrassenflächen zerschnitten worden. Diese Zerschneidung der ursprünglich in den See geschütteten Schuttkegel, verbunden mit vorgelagerter neuer Schuttkegelbildung, ist ebenfalls ein Beweis für die Stauseebildung im Tal der Kleinen Emme.

3. *Die Stausee-Ablagerungen des Friedentals:* Das Gebiet des Friedentals und des Lochhofs zwischen Rotseetal und Reuss ist von Schotterablagerungen bedeckt, deren Deltastruktur im Wasserstollen Reuss-Rotsee und neuestens durch die prächtigen Baugrubenaufschlüsse im Lochhof-Gebiet aufgezeigt worden ist. Auch auf der W-Seite der Reuss findet sich oberhalb der Fluhmühle am Hang ein kleines, plateauartiges Schottervorkommen.

Die Entstehung der Friedentalschotter ist nicht leicht zu erklären. Sie sind jedenfalls abgelagert worden bevor der Durchbruch der Reuss durch den Molasserücken zwischen Reusstal und Emmenbrücke (Krummfluh) erfolgt ist. Unter dem Friedental liegt der frühere, sich durch das Rotseetal hinziehende Reusslauf, heute noch in der Form eines Grundwasserstroms erhalten. Die Friedentalschotter müssen gegen E zu vor einer Barriere aufgeschüttet worden sein; das kann wohl nur *Toteis* gewesen sein. Wahrscheinlich blieb bei der Abschmelzung der Reussgletscherzunge im Rotseetal eine grössere Toteismasse liegen, und es kam in dem nun eisfrei werdenden Gebiet Lochhof–Fluhmühle zur Bildung eines kleinen Stausees, des *Lochhofsees*, dessen Abfluss gegen Emmenbrücke erfolgte, wobei eine Rinne entstand, die später von der Reuss benutzt und vertieft wurde. Es dürfte schwierig sein, eine andere befriedigende Erklärung für die Entstehung der Friedentalschotter und der Reussablenkung gegen N ins Tal der Kleinen Emme zu finden.

Die Gletscherstauseen in der Umgebung von Luzern bilden nicht nur ein interessantes formbildendes Element aus der Zeit des Rückzuges der Gletscher an den Alpenrand, sie bedeuten für das einheimische Bauwesen eine wichtige Schotterrohstoffquelle, welche im heutigen Betonzeitalter den einst so intensiv ausgebeuteten Luzerner-Sandstein vollständig ersetzt.

Literatur

FREY, O. (1907): *Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss*, N. Denkschr. Allg. Schweiz. Ges. ges. Naturwissensch., *41*, Abh. 2.

GEOLOG. FÜHRER D. SCHWEIZ (1934): Fasc. I (Wepf & Co., Basel).

HEIM, ALB. (1919): *Geologie der Schweiz, 1*, Leipzig.

KOPP, J. (1938). *Der Einfluss des Krienbaches auf die Gestaltung des Luzernersees und die Hebung des Seespiegels des Vierwaldstättersees.* Eclogae geol. Helv. *31.*

DU PASQUIER, L. (1891): *Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz*, Beitr. Geol. Schweiz., [N.F.], Lf. I.

---

2. – LOUIS BENDEL (Luzern): **Die Baugrundkarte von Luzern und Umgebung. Mit Demonstrationen.** Kein Manuskript eingegangen.

---

3. – BERNHARD S. TSCHACHTLI (Luzern): **Über die Verwendungsmöglichkeit von Wünschelrute und Pendel in der Hydrogeologie.** Kein Manuskript eingegangen.

---

4. – WALTHER K. NABHOLZ (Basel): **Diluviale (pleistozäne) Schotter im Lugnez und Safiental (Graubünden).** Mit 3 Textfiguren[1]).

Während der letzten Jahre befasste ich mich im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission mit der geologischen Aufnahme der südlich des Vorderrheins gelegenen Bündnerschiefergebirge zwischen dem Lugnezertal (Lumnezia) im W und dem Safiental im E[2]). In der vorliegenden Mitteilung soll erstmals auf das Vorkommen pleistozäner Schotter in diesem Gebiet hingewiesen werden. Im zentralen Teil der Schweizer Alpen sind Schotterrelikte, die bedeutend höher liegen als die heutigen Talsohlen, relativ selten erhalten geblieben; ferner sind sie auch selten datierbar. Eine nähere Beschreibung derartiger Schotter im Lugnez und im Safiental dürfte deshalb für die regionale Quartärgeologie von einigem Interesse sein. Besonders aufschlussreich sind die Verhältnisse im Lugnez; sie sollen hier zuerst skizziert werden.

Die Schottervorkommen im Lugnez

Zur Behandlung steht der untere Teil des Lugnez, vom Zusammenfluss des Valserrheins mit dem Glenner (Glogn) bei Uors bis in die Gegend von Ilanz, wo der Glenner in den Vorderrhein einmündet. In morphologischer Hinsicht lassen sich die beiden Flanken dieses Talstücks in drei Stufen gliedern:

---

[1]) Veröffentlicht mit Zustimmung der Schweizerischen Geologischen Kommission.

[2]) Vgl. Blatt 257 Safiental der Landeskarte der Schweiz 1:50000.

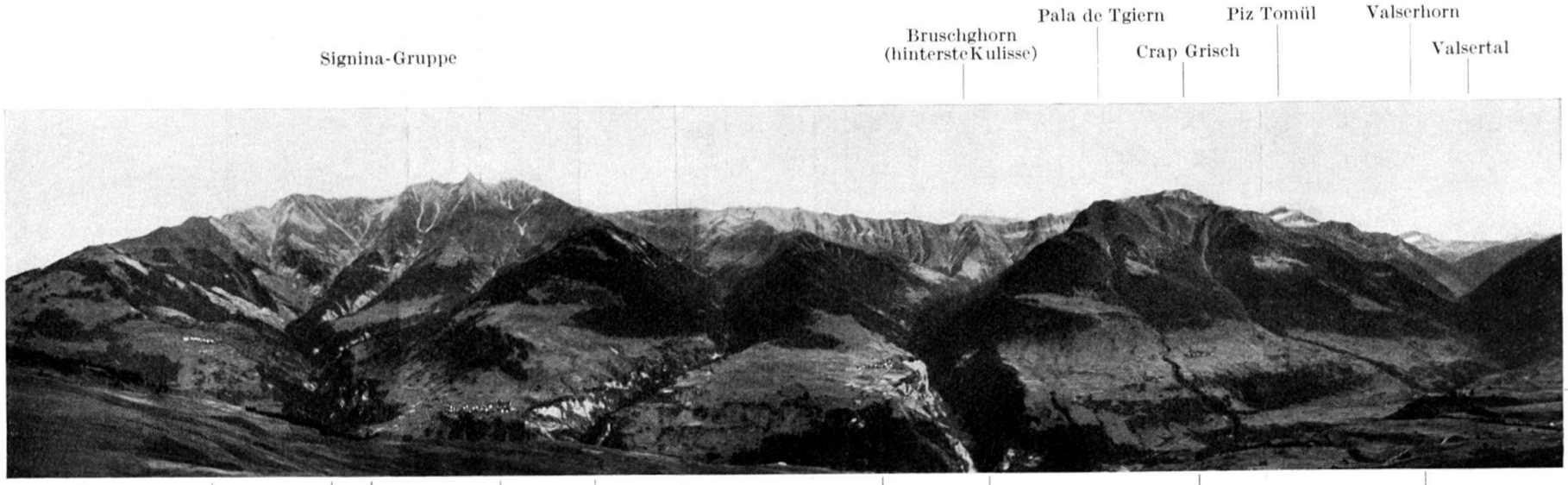


Fig. 1. Blick von der Kapelle S. Carli am Piz Mundaun auf die Terrassen der rechten (östlichen) Talseite des Lugnez.

Aufnahme der Eidg. Landestopographie, Wabern. Alle Rechte vorbehalten.

1. Eine schluchtartige Steilstufe kennzeichnet die tiefsten Teile der beidseitigen Talflanken direkt anschliessend an den Flusslauf, der beim Zusammenfluss Glenner-Valserrhein auf 860 m Höhe liegt, beim Zusammenfluss Vorderrhein-Glenner auf 690 m.
2. In der Höhe von 1100 m bis 1300 m breitet sich über dieser untersten Steilstufe eine auffällige Geländeterrasse aus. Auf der rechten Talseite des Lugnez trägt sie die Dörfer Camuns, Duvin, Pitasch und Riein (vgl. Fig. 1). Diese vier Dörfer sind durch tiefe, rein fluviatile Schluchten voneinander getrennt, die Val Uastg (=Duvinertobel), die Val de Pitasch und die Val de Riein. Die Schluchten dieser rechtsseitigen Zuflüsse des Glenners durchsägen die Terrassenfläche rechtwinklig in schmalen Schlitzen. Auf der linken Talseite des Lugnez liegen auf dem entsprechenden Terrassenniveau die Dörfer Igels, Villa und Cumbels. Diese linke Talseite wird aber im folgenden nicht näher betrachtet, denn sie gehört einem ausgedehnten Rutschgebiet an. Das ehemals zusammenhängende Terrassenniveau beider Talseiten ist genetisch wohl zu parallelisieren mit dem etwa gleich hohen Terrassenniveau von Obersaxen–Brigels–Waltensburg im Vorderrheintal.
3. Über der Terrassenfläche folgt der wiederum steilere Anstieg der Talflanken bis zur Wasserscheide, die auf der linken Talseite des Lugnez durch die Mundaunkette gebildet wird, auf der rechten Talseite durch den Kamm zwischen Crap Grisch und Signina-Gruppe (vgl. Fig. 1).

Die Schottervorkommen, die hier beschrieben werden sollen, liegen im Lugnez ausnahmslos auf der rechtsseitigen Terrassenfläche, die sich auf der Höhe von 1100 bis 1300 m ausbreitet und damit den heutigen Talboden um rund 300 m überragt. Es wurde bereits erwähnt, dass dieses Terrassenniveau mit demjenigen von Obersaxen–Brigels–Waltensburg genetisch parallelisiert werden kann. PENCK betrachtet dieses Terrassenniveau als Rest des präglazialen Talbodens (siehe PENCK & BRÜCKNER, 1909, p. 433); nach dieser Auffassung würde also auch der Terrassenuntergrund von Duvin–Pitasch–Riein als Rest des präglazialen Talbodens gedeutet werden können[3]). Ob das heute eher rückläufige Gefälle dieser Terrasse (vgl. Fig. 1) auf die bis ins Quartär hineinspielende Heraushebung des Gotthard-Massivs, das zwischen Riein und Ilanz gegen E axial abtaucht, zurückzuführen ist, sei hier nicht näher untersucht.

Die Schotter von Signina

Im nördlichen Teil dieser Terrasse, zu beiden Seiten des in sie tief eingeschnittenen Val de Riein, steigt die Terrassenoberfläche ostwärts gegen die Signina-Gebirgsgruppe in leichtem Gefälle an (vgl. Fig. 1). Auf ihrem östlichen oberen Ende, wo sie dem Felsfuss der Signina-Gebirgsgruppe aufgelagert ist, findet sich die Häusergruppe von Signina (1318 m). Die tiefe Schlucht der Val de Cabiena durchschneidet hier die Terrasse, so dass ihr Aufbau sehr schön aufgeschlossen ist. Fig. 2 zeigt die Verhältnisse auf der rechten Seite der Val de Cabiena, so, wie man sie von der linken Schluchtseite – vom Weg Pitasch-Signina aus – überblickt. Es zeigt sich, dass die Terrasse aus 60–80 m mächtigen Quartärablagerungen besteht, die den Bündnerschiefern direkt aufliegen.

---

[3]) Die Datierung von Erosionsterrassen innerhalb der Alpentäler ist sehr schwierig. Da dieser Fragenkreis die vorliegende Arbeit nur indirekt berührt, kann hier nicht weiter darauf eingetreten werden.

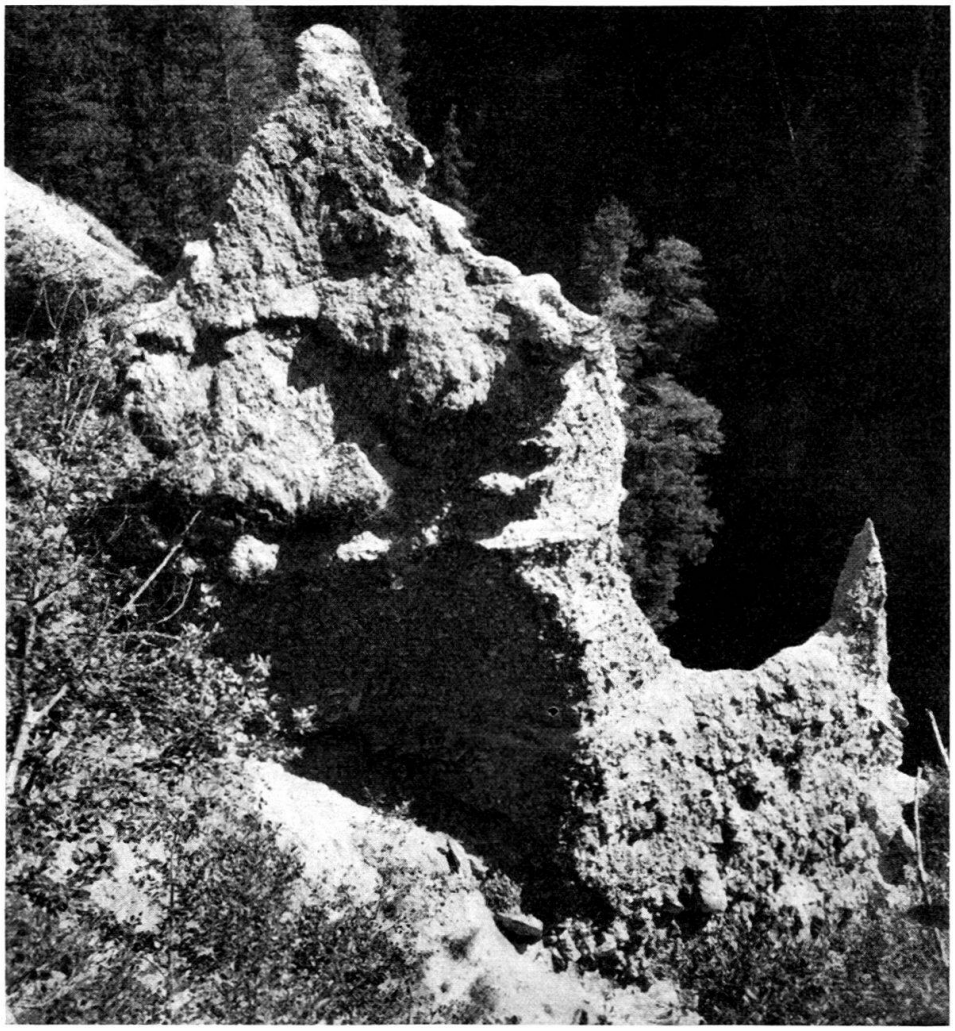
In genereller Zusammenfassung lässt sich das Profil dieser Quartärablagerungen folgendermassen beschreiben: Über den Bündnerschiefern, die zur tektonischen Einheit der Lugnezerschiefer gehören, setzen die Quartärablagerungen mit einer groben Blockschüttung ein, die auf einen ehemaligen, von der Signina-Gruppe herabkommenden Bach zurückgeführt werden kann. Gerollte Blöcke von Kubikmetergrösse sind in den untersten 5–10 m keine Seltenheit; diese Ablagerungen entsprechen ungefähr dem Bachschutt, den die Bäche in den benachbarten Tobeln

Phot. W. Nabholz

Fig. 2. Die rechte (NE) Talseite der Val de Cabiena, die das Profil durch die Unterlage der Terrasse von Signina zeigt.

auch heute von der Signina-Gruppe zu Tal bringen. Über den untersten 5–10 m beginnt die Schüttung von mittelgroben Schottern, deren Gerölle selten Hand- bis Kopfgrösse überschreiten. Sie sind gut gerundet und mit Sand vermischt. In diese mittelgroben Schotter sind in einem Abstand von 1–3 m zwei bis drei Sandlagen eingebettet, die 20–50 cm Mächtigkeit aufweisen. Die mittelgroben Schotter sind 10–20 m mächtig und gehen gegen oben allmählich in feinere Schotter über, die mit sehr viel Sand durchmischt sind. Die in Fig. 3 abgebildete Schotterpyramide zeigt den Übergang von den mittelgroben Schottern (unten und Mitte) zu den feinen, sandreichen Schottern und Kiesen oben. Diese feinen, sandreichen Schotter und Kiese, die in einer Mächtigkeit von 50–70 m die mittelgroben Schotter überlagern, bilden das bei weitem mächtigste Schichtglied der Quartärablagerungen.

Ganz offensichtlich handelt es sich bei dem ganzen Schotter-Kies-Komplex um die Schüttung eines alten, von der Signina-Gruppe bei Pitasch herabkommenden Baches, der bei Signina bzw. wenig weiter westlich seine damalige Erosionsbasis erreichte. Hiefür spricht die flächenhafte Ausdehnung und die in N-S-Richtung gleichmässig horizontale, in E-W-Richtung schwach gegen das Haupttal zu geneigte Lagerung der Schotter-, Kies- und Sandschichten (vgl. Fig. 1 und 2.)



Phot. W. Nabholz

Fig. 3. Schotterpyramide auf dem rechten (NE) Talhang der Val de Cabiena, unter der Terrassen-Oberfläche von Signina (Detail aus Fig. 2). – Man erkennt den Übergang von den mittelgroben Schottern (unten und Mitte) zu den feinen sandreichen Schottern und Kiesen (oben), ferner – über dem unteren Drittel – eine zwischengeschaltete 20–50 cm dicke Sandlage.

Diese rein fluviatilen Ablagerungen, die ausschliesslich aus der Signina-Gruppe herstammendes Bündnerschiefermaterial enthalten, werden in den obersten 1–3 m der Terrasse, d.h. in deren Oberfläche, von Moräne überlagert. Eindeutig identifizierbar ist diese Moränenüberlagerung durch ihren reichlichen Gehalt an Blöcken von Adulakristallin. Bis zu kubikmetergrosse erratische Blöcke finden sich zerstreut auf der Terrasse von Signina.

Die Beschreibung der Schotter von Signina wäre unvollständig ohne den Hinweis, dass die Häusergruppe von Signina im oberen Teil der ehemaligen Bach-

schüttung liegt. Denn die Terrasse von Signina setzt sich mit schwachem Gefälle gegen W (ca. 7°) ohne Unterbruch in die Terrasse von Pitasch fort; am Südrand des diese beiden Orte verbindenden Val de Riein lässt sich ein solcher Zusammenhang der Schottervorkommen deutlich erkennen. Die Schotter nehmen von Signina aus gegen W an Mächtigkeit zusehends ab und werden gleichzeitig feiner und sandreicher; leider sind sie aber nirgends mehr so gut aufgeschlossen wie in den besprochenen Aufschlüssen von Signina.

NE oberhalb der Häusergruppe von Signina zeigen die Aufschlüsse ferner, wie die Schüttung der Terrasse von Signina gegen die Signina-Gruppe hinauf immer grobblockiger wird, und wie sich die im untern Teil flächenhafte Schüttung gegen oben allmählich in die Schüttung einzelner ehemaliger Bacharme auflöst; diese brachten das genau gleiche Material zu Tal, wie die heute wesentlich tiefer eingeschnittenen Bäche der nächsten Nachbarschaft.

Die Schotter von Duvin

In analoger Weise wie der ehemalige Bach der Val de Riein zwischen Signina und Pitasch, mündete auch der ehemalige Bach der Val Uastg (Duvinertobel) in flächenhafter Schüttung auf die Terrasse beim Dorf Duvin (vgl. Fig. 1). Unmittelbar südlich der Häuser des Dorfes Duvin bricht die Terrasse von Duvin steil ab in die junge Erosionsschlucht der Val Uastg. An dieser Stelle misst die den Bündnerschiefern (Lugnezerschiefern) aufliegende Quartärüberdeckung rund 20 m. Direkt über der Felsoberkante der Bündnerschiefer folgen in einer Mächtigkeit von ca. 15 m geschichtete Schotter, die deutliche Übergussschichtung aufweisen und mit 12–14° von der Val Uastg gegen das Haupttal einfallen. Die Grösse der einzelnen Komponenten ist im Mittel erbsen- bis handgross, kopfgrosse oder noch grössere Gerölle sind selten; zwischen den Geröllen findet sich auch hier reichlich Sand. Die Gerölle bestehen zu über 90% aus Bündnerschiefermaterial des geologisch einförmigen Einzugsgebietes der Val Uastg, sehr vereinzelt kommen aber auch Kristallingerölle vor. Wahrscheinlich handelt es sich bei den letzteren um verschwemmte Stücke aus der Moräne, die schon zur Zeit der Ablagerung dieser Schotter das Einzugsgebiet der Val Uastg bedeckte. Da die maximale diluviale Eishöhe hier auf beträchtlich über 2000 m Höhe angesetzt werden muss[4]), steht dieser Erklärung nichts im Wege.

Wie in Signina werden auch hier die Schotter von 1–3 m mächtigem Moränenschutt überlagert. Dieser besteht zu über 60% aus eckigen Kristallinblöcken, vermischt mit Sand und Lehm. Das Kristallin stammt grösstenteils aus dem Gebiet der Adula; ich fand in der Moräne ferner einen Block von gotthardmassivischem Verrucano, wie er im oberen Lugnez W Lumbrein ansteht.

Das Gesamtbild entspricht also völlig demjenigen von Signina: Die Ablagerungen eines ehemaligen, auf dem Terrassenniveau von ca. 1200 m mündenden Seitenbaches des Lugnez werden von 1–3 m mächtiger Moräne überlagert.

Recht aufschlussreich sind nun besonders auch die Verhältnisse auf der Terrassenfläche N und NW des Dorfes Duvin. An der Strasse, die von Duvin nach Peidenbad hinunterführt, ist die Terrassenfläche 200 m und 500 m NW der Kirche Duvin durch kleine Kiesgewinnungsstellen angeschnitten. Diese beiden Aufschlüsse liegen deutlich in der gegen das Haupttal zu gerichteten Fortsetzung der Schotter,

[4]) Im Vorderrheintal — talauswärts vom Lugnez — liegen die höchsten dem Rheingletscher zugehörigen Moränenreste (erratische Blöcke) bei der Alp Mora N oberhalb Trins auf 2000 m Höhe (M. Blumenthal 1911, p. 68), ferner am Westende des Calanda N der Hütten von Taminser Älple auf 2050 m Höhe (J. Oberholzer, 1933, p. 477).

die im Vorigen vom Aufschluss S der obersten Häuser von Duvin beschrieben wurden. Beide Aufschlüsse an der Strasse zeigen wiederum, dass die Terrassenoberfläche aus 1–2 m mächtigem Moränenmaterial mit zahlreichen eckigen Kristallinblöcken besteht. Die Schotter im Liegenden, deren Gerölle hier im Mittel noch etwas kleiner sind als oberhalb Duvin und mit zahlreichen Sandlagen wechsellagern, weisen einen bedeutend grösseren Anteil an Kristallinkomponenten auf als weiter oben in der selben ehemaligen Bachschüttung. Die Lagerungsform der Schotter ist hier zudem wesentlich weniger flächenhaft-gleichmässig als weiter oben: Kleinere und grössere Gerölle wechseln im Streichen einer Lage auf kurze Distanz miteinander ab, Sandlagen sind unregelmässig darin eingebettet. Das ganze Bild erweckt den Eindruck, dass hier Moränenmaterial mit den Schottern sekundär verschwemmt wurde.

Den Schlüssel für die genetische Deutung dieser Erscheinung bildet ein ca. 20 m hoher und 50 m langer Hügel, der 200 m NNW der Kirche von Duvin in Form eines Längsmoränenwalles des Haupttalgletschers der Terrassenfläche in auffälliger Weise aufgesetzt ist. Ein Aufschluss auf dem Kamm dieses Hügels, wo für den lokalen Bedarf Steine ausgebeutet werden, zeigt, dass es sich zweifellos um einen Längsmoränenwall des Haupttalgletschers handelt: Die obersten 3 m des Walls bestehen aus grobblockigem Material mit vorwiegendem Anteil an Adulakristallin; gegen unten vermischt sich die Moräne noch innerhalb des oberen Teils des Walls zusehends mit Schottern. Diese Erscheinung lässt sich am besten auf kräftige Schmelzwasserströme zurückführen, die das Moränenmaterial und die vom Seitental der Val Uastg angeschwemmten Schotter umlagerten und vermischten.

Genetische Deutung der Schottervorkommen von Duvin–Signina

Aus den oben beschriebenen Verhältnissen in der Umgebung von Duvin geht hervor, dass der Seitenbach der Val Uastg durch den Haupttalgletscher des Lugnez gestaut wurde, als dieser das Niveau der Terrasse von Duvin erreichte. Als Folge dieser Stauung bildeten sich die Schotterablagerungen, die aus dem ortsnahen Material des Einzugsgebietes der Val Uastg bestehen. Da sich die Terrasse von Duvin über Pitasch mit der Terrasse von Signina verbindet, ergibt sich auch für die im vorigen Abschnitt beschriebenen Schottervorkommen von Signina die analoge Deutung: Die Schotter von Signina bildeten sich seitlich hinter dem vom Eis bis zum Terrassenniveau aufgefüllten Haupttal.

Anschliessend an dieses Stadium erfolgte ein neuer Gletschervorstoss, bei welchem die Stauschotter von Moräne überlagert wurden. Was nun die Datierung dieses erneuten Gletschervorstosses anbelangt, so ergeben sich aus einem regionalen Vergleich wichtige Resultate. Wir wissen, dass das 5 km talauswärts gelegene Gebiet des Flimser Bergsturzes ebenfalls von einem letzten Gletschervorstoss überfahren wurde, der hier Moränenreste in einer Mächtigkeit von 1–3 m zurückliess (vgl. R. Staub 1938). Aus der benachbarten Lage von Lugnez und Flimser Bergsturz dürfen wir schliessen, dass der Vorstoss, der die Schottervorkommen des Lugnez überfuhr, demjenigen entsprechen muss, der auch den Flimser Bergsturz noch einmal mit Eis bedeckte.

Dieser Vorstoss wurde von R. Staub 1938 als Flimser- oder Churer-Stadium bezeichnet; R. Staub wählte diesen Namen, weil er damals annahm, der Eisvorstoss habe über das Flimser-Stadium hinaus bis etwa in die Gegend von Chur gereicht. Herrn Dr. P. Nänny verdanke ich die Mitteilung, dass heute im Talboden von Chur Moränen dieses späteiszeitlichen Gletschervorstosses durch Bohrungen nachgewiesen sind, wodurch die Beobachtungen und daraus gefolgerten Annahmen von R. Staub ihre Bestätigung gefunden haben.

Das Flimser-Churer-Stadium gehört in die Zeit des Rückzugs der Würmvergletscherung, und zwar ist es jünger als das Ammersee-Stadium[5]) und älter als das Gschnitz-Stadium der Ostalpen. Es entspricht, wie R. STAUB 1938 darlegte, dem von KLEBELSBERG entdeckten Schlern-Stadium (siehe auch KLEBELSBERG, 1949, p. 706).

Aus dem beschriebenen Ineinandergreifen der Stauschotter des Lugnez mit der überlagernden Moräne ergibt sich, dass direkt nach der Ablagerung der Stauschotter ein neuer, kurzfristiger Gletschervorstoss folgte, der mit grösster Wahrscheinlichkeit dem Flimser- oder Churer-Stadium entspricht. Unmittelbar vor diesem Vorstoss liegt eine Zeit des Gletscherstillstands, während der das Lugnez bis zur Höhe der Terrasse von Duvin–Pitasch–Riein von Eis erfüllt war; hinter dem Seitenrand dieses Gletscherstandes bildeten sich die hier besprochenen Stauschotter.

Es seien nun noch folgende Überlegungen angestellt, um die gegebene Altersdatierung kritisch zu beleuchten. Die Annahme, dass den Stauschottern der Lugnezer Terrasse ein jüngeres Alter zukommen könnte, lässt sich sofort verneinen, da der jungpleistozäne Flimser-Churer-Vorstoss die letzte Vereisung dieses Gebietes darstellt, die für die Ablagerung der Moräne in Betracht kommt, welche die Schotter überlagert. Es muss nun noch die Frage geprüft werden, ob die Schotter u. U. wesentlich älter, das heisst präwürmisch sein könnten. Von den älteren Vereisungen fehlt aber im ganzen Vorderrheintalgebiet jede sichere Spur. M. BLUMENTHAL (1911, p. 68) gab dem Gedanken Ausdruck, dass hier die Eiszeiten vielleicht überhaupt einheitlich gewesen seien. Aber auch dann, wenn diese Annahme nicht zutreffen sollte, wäre ein präwürmisches Alter dieser Schotter äusserst unwahrscheinlich, weil sie sonst während der Maximalausdehnung der Würmvereisung weit stärker oder vielleicht vollständig abgetragen und zerstört worden wären.

Die Stauschotter des Safientals

Der untere Teil des Safientals, vom Eggschi bis zur Einmündung der Rabiusa in den Vorderrhein bei Versam, ist als enger fluviatiler Einschnitt, grossenteils als Schlucht ausgebildet. Vom Gebiet südlich Versam bis zur Mündung in den Vorderrhein quert die Rabiusa die Trümmermasse des Flimser Bergsturzes; dieser reicht bis in die Gegend östlich Arezen (1½ km SSE Versam) ins Safiental hinauf, und seine Oberfläche liegt hier noch auf etwa 930 m Höhe (vgl. OBERHOLZER, Geol. Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1920). 4 km südlich dieser Stelle, auf der rechten Seite des Safientals, konnten Schotter gefunden werden, die im folgenden kurz zu besprechen sind. Sie finden sich am Weg, der auf der rechten Talseite vom Eggschi gegen das Innere Salentobel und über Sculms weiter talauswärts führt. Auf der Strecke vom Eggschi bis zum Inneren Salentobel schneidet dieser Weg hauptsächlich Moräne an, in der gelegentlich Blöcke von Roflagneis vorkommen; diese liefern den Beweis, dass der pleistozäne Gletscher des Hinterrheintals – mindestens während der Zeit der Maximalphasen – über die Senke des Glaspasses und über die nördlich anschliessenden Teile des Heinzenberges ins Safiental hinüberreichte. Wenig südlich des Inneren Salentobels liegen am selben Weg, auf 1170 m Höhe, Anschnitte durch grössere Schottervorkommen. Die Gerölle sind gut gerundet und im Mittel faustgross. Die Schotter zeigen deutliche Übergussschichtung, die bis zu 30° talauswärts, das heisst gegen N einfällt. Sie bestehen aus Geröllen, die aus dem Einzugsgebiet des Safientals stammen (hauptsächlich Bündnerschiefer und Gesteine aus dem Gebiet der Schamser-Decken zwischen Gelbhorn

[5]) Die Bezeichnung „Ammersee-Stadium" tritt hier an Stelle der bei uns bisher üblichen Bezeichnung „Bühl-Stadium", die nicht mehr angewandt werden sollte (Näheres hiezu siehe KLEBELSBERG, 1949, p. 704–705).

und Splügener Kalkbergen), ferner finden sich darin auch einzelne Roflagneis-Gerölle. Dies letztere bedeutet, dass in den Schottern auch verschwemmte Stücke aus der Moränendecke des Safientals vertreten sind. Diese Schottervorkommen liegen rund 130 m über dem jetzigen Flusslauf der Rabiusa. 1948 wurden sie ausgebeutet und zur Betonkiesherstellung für den Zuleitungsstollen Eggschi–Trieg des Kraftwerks Rabiusa-Realta verwendet. Die Ausbeutungsstelle war für diesen Zweck günstig gelegen, denn 500 m NNE des Vorkommens, im Äusseren Salentobel, tritt der Fensterstollen dieses Wasserzuleitungsstollens zutage. Während des Abbaus waren die Schotter bis zu einer Mächtigkeit von ca. 15 m aufgeschlossen. Wie gross ihre Gesamtmächtigkeit ist, lässt sich infolge der Bewaldung nicht genau feststellen. Auch hier wechseln die Schotterlagen mit einzelnen Lagen von reinem Sand ab.

In bezug auf die *genetische Deutung* dieser Schottervorkommen des Safientals liegt die Annahme am nächsten, sie seien in jenem Zeitpunkt gebildet worden, als der Vorderrheingletscher zum Flimser-Churer-Stadium vorstiess und den Ausgang des Safientals auf der Höhe von ca. 1150 m staute. Nach dieser Auffassung wären die Schotter des Safientals etwas jünger als diejenigen des Lugnez; die Bildung der Schotter von Duvin–Signina im Lugnez wie auch derjenigen des Safientals würde aber immerhin gemeinsam in die Zeit des Jungpleistozäns fallen.

Anhang

Hinweis auf Schottervorkommen auf der Terrasse von Obersaxen

Herr Prof. Ernst Niggli war so freundlich, mich darauf aufmerksam zu machen, dass er während seiner diesjährigen Kartierungstätigkeit auch auf der Terrasse von Obersaxen Schottervorkommen finden konnte, die mit den Schottern von Duvin–Signina vieles gemein haben. 8 km NW Duvin liegt an der Poststrasse, die von Ilanz aus über die Terrasse von Obersaxen führt, die Kapelle Valata (1201 m). Die Terrasse von Obersaxen erhebt sich an dieser Stelle rund 500 m über den nördlich vorgelagerten Talboden des Vorderrheins. Unterhalb der Kapelle Valata findet sich auf 1190 m eine aufgelassene Kiesgrube, in der feiner Kies, der zu einem grossen Teil aus ortsnahem Material besteht, mit lehmigem Sand und einzelnen Lehmlagen wechsellagert. Der Aufschluss zeigt gute Schichtung, im Feinkies ist dachziegelartige Lagerung zu erkennen. Die Lagerungsbeziehungen zur Moräne sind im Aufschluss nicht deutlich zu erkennen, doch scheint es, dass der Schotter von steinreicher Moräne mit viel ortsfremdem Material überlagert wird. — 300 m ESE dieser Kiesgrube, oberhalb des Strässchens, das nach Surcuolm hinaufführt, ist in einem Hügel auf 1235 m Höhe ein gut geschichtetes Vorkommen mit Lagen von Kies, sandigem Kies und Sand aufgeschlossen. Die Kiesgerölle bestehen zu einem grossen Teil aus ortsnahem Material. Die Schichtungsflächen verlaufen recht unregelmässig, teilweise sind sie bis 30° gegen N geneigt, biegen dann aber in NW-Fallen um.[6])

Es liegt nahe, diese Schottervorkommen der Obersaxener Terrasse als verschwemmte Stauschotter am Südrand des Vorderrheingletschers zu deuten, die in einem Zeitpunkt entstanden sind, als der Gletscher das Vorderrheintal bis zur Höhe der Terrasse von Obersaxen ausfüllte. Dieser Gletscherstand entspricht mit grosser Wahrscheinlichkeit dem Gletscherstand des Lugnezergletschers, als er bis zur Terrasse von Duvin–Pitasch–Signina reichte. Sowohl im Lugnez, 5 km S Ilanz, wie auch in Obersaxen, 5 km WSW Ilanz, führte dieser Gletscherstand zur Bildung von randlichen Stauschottern. An beiden Orten war dieses Stadium des Gletscherstillstands von einem neuen Vorstoss gefolgt, dem Flimser-Churer-Stadium, auf das sich die überlagernde jungpleistozäne Moräne zurückführen lässt.

---

[6]) Ich möchte Herrn Prof. Ernst Niggli auch an dieser Stelle herzlich danken für die Erlaubnis, seine Beobachtungen hier veröffentlichen zu dürfen. Sie enthalten eine wichtige regionale Erweiterung meiner Beobachtungen aus dem Lugnez und Safiental.

Wichtigste Literatur

BECK, P. (1933): *Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän.* Eclogae geol. Helv. *26*, p. 335—437.

— (1937): *Vorläufige Mitteilung über eine Revision des alpinen Quartärs.* Eclogae geol. Helv. *30*, p. 75—85.

BLUMENTHAL, M. (1911): *Geologie der Ringel-Segnesgruppe.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.], *33.*

GSELL, R. (1918): *Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal.* Ber. Naturf. Ges. Graubündens *58*, 1917/18, Chur; zugleich Diss. Univ. Zürich, p. 1—76.

HEIM, ALB. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein.* Beitr. geol. Karte Schweiz *25.*

JÄCKLI, H. (1949): *Vergletscherungsprobleme im Schams und Rheinwald.* Jber. Naturf. Ges. Graubündens *81*, 1946/47 und 1947/48, Chur, p. 15—20.

KLEBELSBERG, R. v. (1949): *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, (Bd. II, p. 678–716: Die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen).* (Springer, Wien.)

NABHOLZ, W. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental.* Eclogae geol. Helv. *38*, p. 1—119.

OBERHOLZER, J. (1933): *Geologie der Glarneralpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *28.*

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter (Bd. II, p. 427—440: Das Nährgebiet des Rheingletschers).* (Tauchnitz, Leipzig.)

STAUB, R. (1938): *Altes und Neues vom Flimser Bergsturz (Vortrag gehalten auf Con am 28.8.1938).* Verh. Schweiz. Naturf. Ges. *119.* Versammlung Chur, p. 60—85.

KARTEN

Landeskarte der Schweiz, 1:50000: Blatt 247 Sardona und besonders Blatt 257 Safiental (topographische Grundlage).

OBERHOLZER, J. (1920): *Geol. Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein.* — Spezialkarte Nr. 63, herausgeg. v. d. Schweiz. geol. Kommission.

---

5. – HEINRICH JÄCKLI (Zürich): **Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden).** Mit 3 Textfiguren.

I. Geologische Übersicht

Nördlich oberhalb Somvix und Rabius (Bündner Oberland) schliessen die vier Gipfel Piz Schigels, Piz Avat, Piz Posta Biala und Piz Ner einen rechteckigen Raum ein, der von grobem, schwer begehbarem, unbewachsenem Moränenschutt bedeckt ist und darum „Las Gondas" heisst. Er wird durch drei Bäche entwässert, deren Täler, von W nach E, Val Mulinaun, Val Luven und Val Rabius sind. In seiner Mitte liegt oberhalb der Alp Glivers der zweiteilige Lag Serein, dessen Abfluss das Val Luven durchfliesst. Zwei flache Felsrücken ohne Namen trennen die drei Tälchen voneinander.

Der Felsuntergrund des ganzen Gebietes gehört zum Aarmassiv. Der Hauptkomplex ist der zentrale Aaregranit mit Puntegliasgranit und nördlich anschliessend feinkörnigeren Graniten, Syeniten und Monzoniten, dazu eine sehr reiche Ganggefolgschaft; also durchwegs massige, unverschieferte Intrusiva.

Gegen SSE folgen Glimmerschiefer und verschieferte Quarzporphyre als schmale Zone und dann talwärts der wieder massige Russeindiorit und der südliche Aaregranit; mit Ausnahme einer rund 400—500 m breiten schieferigen Zone sind es also ausschliesslich Gesteine massiger Textur.

Die Hauptabsonderung streicht WSW—ENE und fällt mit 60—80° nach SSE, also talwärts, wobei die nördlicheren Partien steiler gestellt sind als die südlichen. Neben der normalen Klüftung finden wir ausgesprochene Ruschelzonen, Bewegungsflächen alpinen Alters, die für die Verwitterung Schwächezonen darstellen

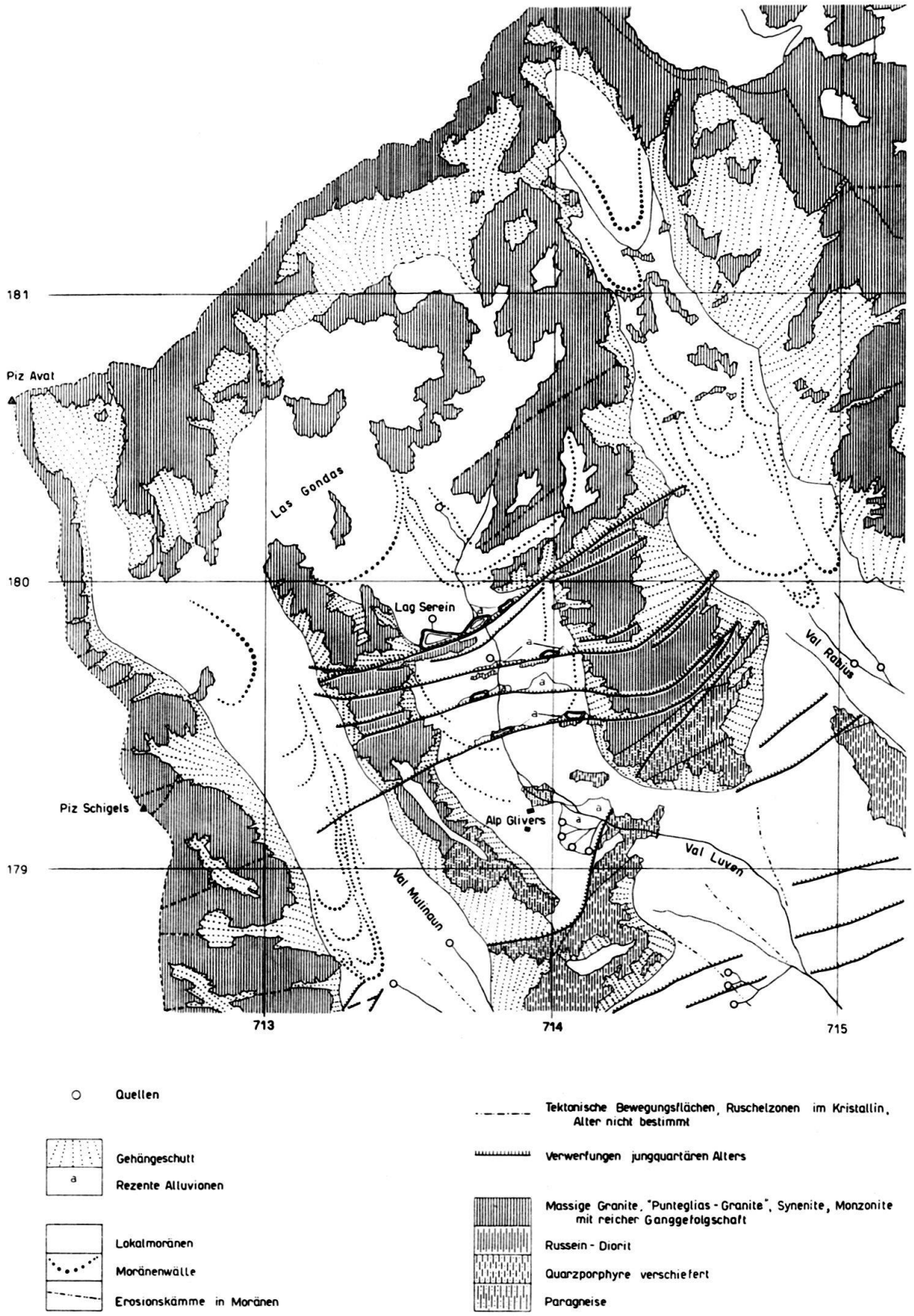


Fig. 1. Geologische Kartenskizze 1:25000 Las Gondas–Alp Glivers (Vorderrheintal nordwestlich Truns). Gliederung des Kristallins weitgehend nach Fr. Weber.

und darum auch morphologisch als Schuttrunsen oder Gratlücken in Erscheinung treten. Ihr Alter ist nicht genauer bestimmt.

II. Moränen

Neben einer rezenten Moräne unter dem Piz Posta Biala mit schön ausgebildetem Wall des Stadiums von 1850, der bis auf 2600 m hinunter reicht, sind auch die Moränen einer letzten Rückzugsphase in frischem, unverschwemmtem Zustande erhalten. Ihre Stirnwälle liegen im Val Mulinaun auf 2050 m (gegen W geschützt), über dem Lag Serein in exponierter Südlage in 2300—2400 m, im Val Rabius auf 2140 m (gegen E geschützt). Sie verlangen eine Schneegrenzendepression von rund 300 m gegenüber 1920.

Darunter folgen etwas ältere, sehr mächtige Lokalmoränen, die aber in den Steilstufen unterhalb 2000 m durch Erosion stark zerfressen sind, so dass sich keine Wälle mehr haben erhalten können.

III. Verwerfungen

In der Region zwischen 1800 m und 2250 m verlaufen ungefähr 10 Verwerfungen im alpinen Streichen quer zu den genannten drei Tälchen und den beiden sie trennenden Felsrücken (siehe Fig. 1). Im Streichen sind sie charakteristischerweise ungleichmässig gekrümmt. Sie fallen fast senkrecht bis steil gegen NNW ein, also nicht parallel zur allgemeinen Absonderung, sondern schneiden diese unter einem spitzen Winkel, sie sind aber auch unter sich nicht parallel und liefern dementsprechend ungleiche Intersektionen mit der Terrainoberfläche.

Fig. 2. Lag Serein von Osten.
Eine Verwerfung im Granit bedingt die Stauung des Seewassers und die Gratlücke. Rund 100 m weiter südlich folgt eine zweite Verwerfung.

Im mittleren Tälchen treten die Verwerfungen sehr deutlich in Erscheinung, ebenso in den beiden Felsrücken; sie verlieren sich aber in den beiden äusseren Tälchen. Dagegen scheinen einige von ihnen sich noch in die steilen Ketten des Piz Avat–Piz Schigels und Piz Posta Biala–Piz Ner fortzusetzen, wo sie sich als steil NNW-fallende Ruschelzonen zu erkennen geben, die spitzwinklig die Hauptklüftung schneiden.

Durch die Verwerfungen ist jeweils der talseitige, südliche Flügel relativ gehoben worden. In den beiden Felsrücken beträgt die Tiefe der durch die Verwerfungen bedingten Gratlücken meist 5—15 m, in einem einzigen Falle 30 m. Am Lag Serein (Fig. 2), der durch eine Granitbarrière gestaut wird, beträgt sie rund 10 m, in der gleichen Bachmulde bei den südlicheren Verwerfungen rund 3—6 m. Durch diese Verstellungen entstehen langgezogene, parallel zum Haupttal verlaufende Depressionen mit Seen oder rezenten kleinen Alluvionen; als schönstes Beispiel ist der Lag Serein selbst zu nennen (Fig. 3).

Die jüngsten Lokalmoränen sind normalerweise nicht mehr disloziert worden, sondern zeigen guterhaltene Wälle, die über den verworfenen älteren Moränen liegen. Eine einzige Ausnahme macht eine Verwerfung bei 2200 m im Val Mulinaun, die auch noch diese jüngsten Moränenwälle etwas verwirft.

Die nächst älteren Lokalmoränen sind im ganzen mittleren Tälchen, wo die jüngeren Moränen höher oben stirnen, durch alle Verwerfungen disloziert worden. Trotz des Vegetationsmangels und des reichlich vorhandenen Schuttes wurden die durch die Verwerfungen gestauten Seelein erst zum kleinen Teil durch junge Alluvionen ausgefüllt.

In den steileren Partien unterhalb 2000 m sind diese Verwerfungsgräte im Moränenmaterial weitgehend der Erosion zum Opfer gefallen und nur auf den flacheren Rücken erhalten geblieben.

Die Bewegungen sind demnach zeitlich an der Grenze zwischen jüngstem Pleistozän und Holozän, zwischen zweitletztem und letztem Rückzugsstadium der Schlussvereisung, zum Abschluss gekommen.

IV. Entstehung der Verwerfungen

Erscheinungen wie die beschriebenen müssen als Verwerfungen bezeichnet werden, unabhängig davon, ob sie endogener oder exogener Entstehung sind. Es bleibt aber noch zu untersuchen, ob sie im vorliegenden Fall nur unter dem Einfluss der Schwerkraft entstanden und als tiefgehender „Hakenwurf" aufzufassen sind, oder ob ihre Ursache endogener Natur ist.

a) *Für Hakenwurf* sprechen folgende Tatsachen:

Fehlende Parallelität der Verwerfungen, da tektonische Verwerfungen des gleichen Systems normalerweise zueinander annähernd parallel verlaufen.

Begrenzte Längenausdehnung der noch sichtbaren Verwerfungen in den Moränen. (Dass sie seitlich von jüngeren Moränen bedeckt werden, ist allerdings nur ein Altershinweis, kein Argument gegen früheres Vorhandensein in jenen Abschnitten. In den Bergketten beidseits der Moränen sind sie nur mehr als Ruschelzonen festzustellen, deren Alter dort nicht bestimmbar ist.)

Grosse Breite der durch Verwerfungen gestörten Zone. Sie reicht vom Lag Serein auf 2400 m bis nach Somvix und Rabius an den Hangfuss hinunter. Diese Breite von rund 4 km, einen ganzen Hang umfassend, ist relativ charakteristisch für einen grossen Hakenwurf.

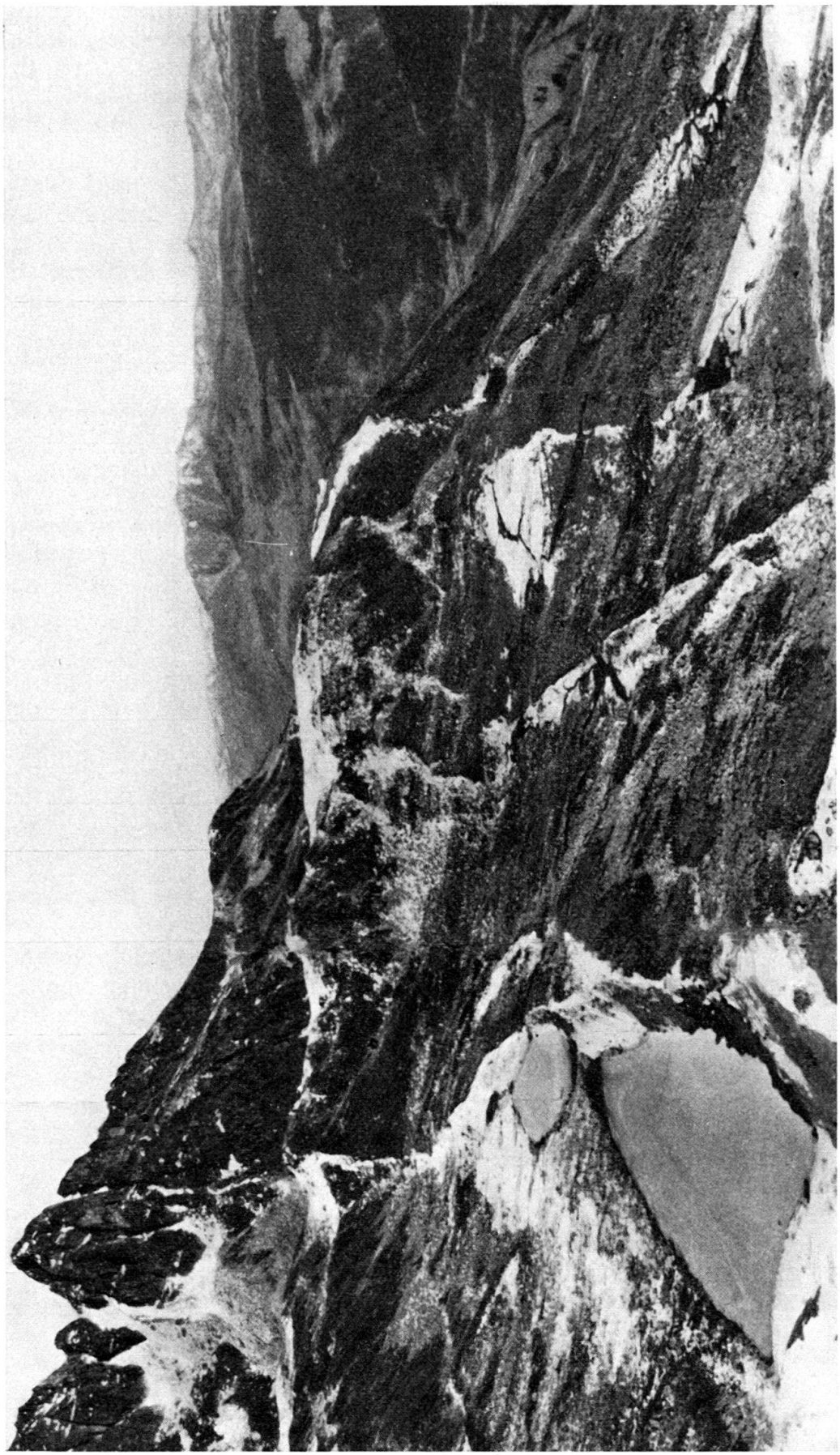


Fig. 3. Las Gondas und Lag Serein von Westen.
Mehrere Verwerfungslinien verstellen junge Lokalmoränen und das Kristallin des Aarmassivs und stauen den Lag Serein und andere kleine Seelein, die durch rezente Sedimentation noch nicht völlig verlandet sind. (Aufnahme am 16. Oktober 1945 nach Neuschnee.)

b) *Für endogene Entstehung* sprechen folgende Tatsachen:

Mit Ausnahme der schmalen Glimmerschiefer- und Quarzporphyrzone sind die verworfenen Gesteine massige, grobkörnige Granite und neigen darum nicht zu Hakenwurf.

Eine Sprunghöhe von 5—30 m, wie sie auf „Las Gondas" in Granit beobachtet wird, würde ungewöhnlich grosse Beträge der disharmonischen Differentialbewegung verlangen.

Die Verwerfungsflächen fallen diskordant zur Schieferung und Hauptklüftung, während üblicherweise beim Hakenwurf diese Absonderungsflächen des Gesteins als Gleitbahnen der Differentialbewegungen, welche die charakteristische Kippung ermöglichen, benützt werden.

Zeitlich sind die Bewegungen im frühen Holozän abgeschlossen worden, während grosse Hakenwurfbewegungen meist heute noch andauern.

Die geringe Steilheit des Geländes, mindestens in den oberen, auf Figur 1 dargestellten Bereichen, scheint Hakenwurf zu verunmöglichen, besonders im Vergleich mit den sehr steilen Nachbartälern Val Russein und Val Punteglias, in denen keine solchen Hakenwürfe auftreten.

Wenn ich zugegebenermassen früher diese Verwerfungen auf Hakenwurferscheinungen zurückgeführt habe, so neige ich heute, unter Würdigung der oben beschriebenen Argumente, eher zur Ansicht, es handle sich um primär endogene Bildungen, nämlich um alpin-tektonische Verwerfungen, die bis ins Quartär hinein aktiv geblieben und deren Bewegungen erst zu Beginn des Holozäns vorläufig abgeklungen sind.

Höchstens sekundär können noch lokale Kippbewegungen im Sinne eines Hakenwurfes die bereits verworfenen und dadurch gelockerten Gesteine zusätzlich etwas verstellt haben.

V. Erhaltung

Es ist festzustellen, dass für die Erhaltung und Datierung dieser Verwerfungen ganz ungewöhnlich günstige Verhältnisse im beschriebenen Gebiet herrschen:

Seit den letzten Verwerfungsbewegungen fand keine Erosion statt; letztere beschränkte sich auf die steileren Partien unterhalb 2000 m, wo darum die Anzeichen gleichaltriger Verwerfungen weitgehend verwischt sind. Ferner trat nur eine sehr minime und lokal begrenzte fluviatile Auffüllung ein, die aber nicht vermochte, die Verwerfungs-Nackentälchen völlig aufzufüllen und sogar den grössten Teil der Verwerfungs-Seelein noch weitgehend verschonte. Lediglich das letzte Stadium der Schlussvereisung hat durch ihre glaziale Aufschüttung in den beiden randlichen Tälchen Val Mulinaun und Val Rabius die Verwerfungssprünge überkleistert, sie aber im mittleren Tälchen Val Luven verschont und damit die seltene Möglichkeit sehr genauer relativer Altersbestimmung geschaffen.

6. – RODOLPHE TRÜMPY (Lausanne): **Sur les racines helvétiques et les «Schistes lustrés» entre le Rhône et la Vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi)**[1]. Avec 1 figure dans le texte.

I. Introduction

Poursuivant depuis 1949 des recherches dans le groupe de la Pierre Avoi[2]), en Valais, j'ai hésité jusqu'à présent d'en communiquer des résultats, parce que, dans ces terrains semi-métamorphiques et presque stériles, on est souvent obligé de changer d'hypothèse de travail en cours de route. Si je résume ici quelques points qui me paraissent importants, c'est en insistant sur leur caractère provisoire et afin de fournir une base de discussion aux nombreux géologues français, italiens et suisses qui s'intéressent actuellement à la zone Sion–Val Ferret. Mes observations portent avant tout sur les zones externes (Helvétique, Ultrahelvétique et la large bande schisteuse appelée tour à tour «Schistes lustrés» et «Flysch» du Val Ferret), alors que je n'ai pas encore étudié à fond les parties plus internes (Subbriançonnais et «Zone houillère»).

Le groupe de la Pierre Avoi est essentiellement constitué par une bande de terrains sédimentaires, large de 8 km, qui s'appuie à l'W sur le massif hercynien du Mont-Blanc et qui est recouverte, à l'E et au SE, par les schistes de Casanna de la nappe des Mischabel (Grand St. Bernard). Dans cette bande on peut distinguer de nombreuses zones tectoniques superposées. Sa structure est caractérisée par des écailles isoclinales: toutes les unités plongent de 30 à 60° vers l'ESE (direction des couches en général entre N 10° W et N 35° E). Dans chaque écaille, la superposition des couches est normale; des séries renversées ne s'observent que très rarement.

L'étirement et le plissotement isoclinal des couches ainsi qu'un léger métamorphisme rendent assez difficile l'étude des terrains; c'est seulement dans quelques bancs privilégiés que des fossiles ont pu être conservés.

Nous devons à SANDBERG (1905) la seule carte géologique détaillée, d'ailleurs fort médiocre, de la région. E. ARGAND a levé la continuation de notre zone sur la Feuille Saxon–Morcles de l'Atlas géologique. Enfin, à l'issue d'une rapide tournée en Valais, R. BARBIER (1951) donne son interprétation des grandes lignes, en nous laissant, fort aimablement, «les études de détail».

II. La zone radicale helvétique

Le massif hercynien du Mont-Blanc s'ennoie axialement près des Bains de Saxon. Il porte une succession d'écailles laminées, constituées surtout par des terrains jurassiques: ce sont les «racines» des nappes helvétiques. Dans le secteur du versant droit de la Vallée de Bagnes (fig. 1, coupe 2) nous notons, de bas en haut, les éléments suivants:

1. Une série normale, «autochtone», allant du Trias jusqu'au sommet du Malm, peut-être jusqu'au Valanginien. Le Trias de la couverture du massif contient de grands amas de gypses, tout comme celui qui borde le même massif au NW, près de Charrat, et qui appartient à la zone de Chamonix: c'est donc un niveau de décollement prédestiné. Le Lias inférieur et moyen, assez fossilifère, montre les mêmes

---

[1]) Publié avec l'autorisation de la Commission Géologique Suisse.

[2]) Noms géographiques d'après la carte nationale 1:50000, Feuille Martigny-E. C'est la «Pierre à Voir» de l'Atlas Siegfried.

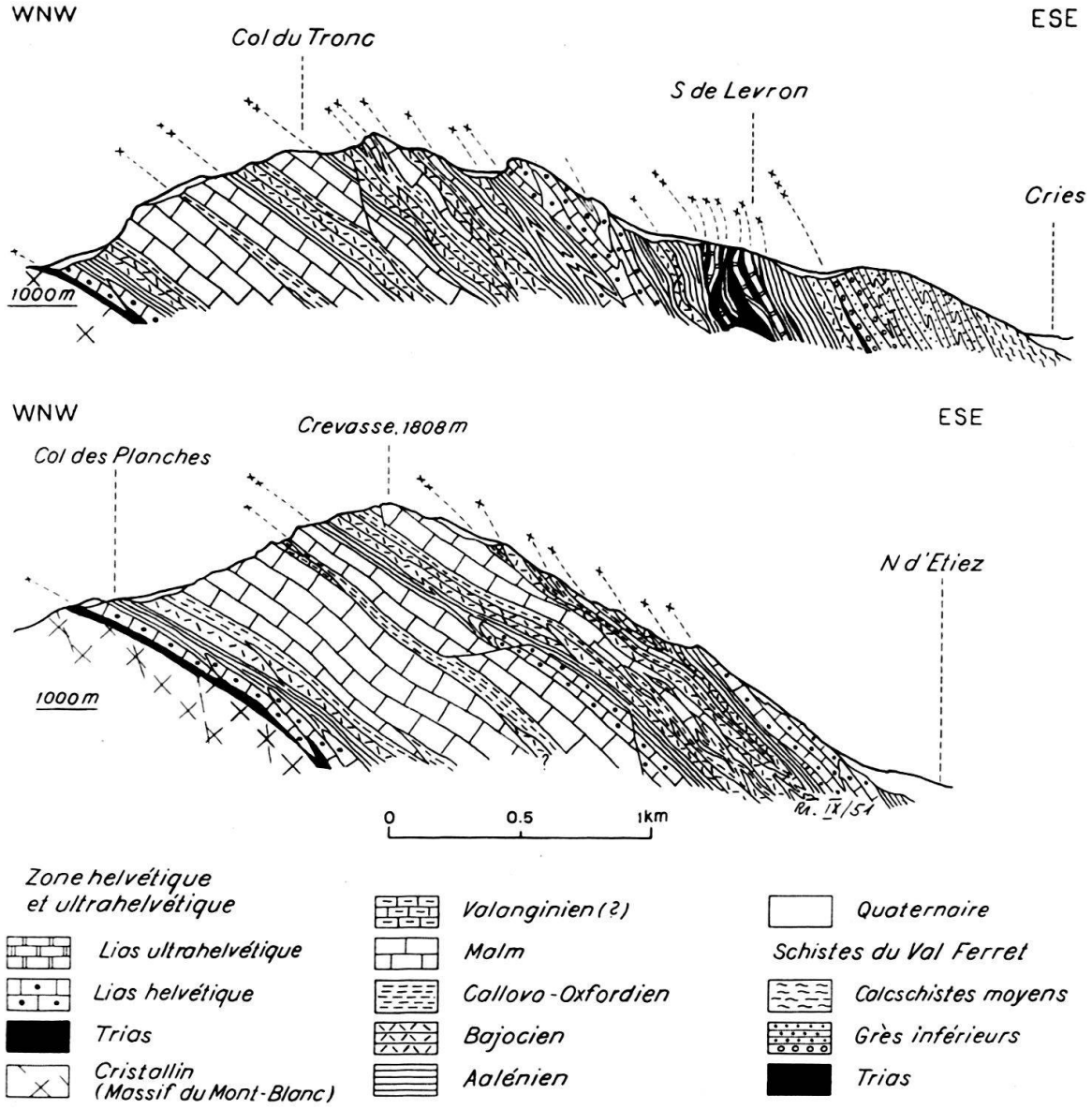


Fig. 1. Deux coupes à travers les racines helvétiques et ultrahelvétiques entre la Drance de Bagnes et le Rhône.

faciès que dans le cœur de la nappe de Morcles, à Saillon. Mais on cherche en vain les puissants calcschistes siliceux toarciens qui forment la montagne de l'Ardève; des schistes argileux noirs (Toarcien sup.–Aalénien inf.) recouvrent directement les calcaires spathiques et bréchiques du Domérien à *Gryphaea*, *Passaloteuthis* et *Paltopleuroceras*. La présence d'un épais niveau de calcaires plaquetés gris, ressemblant un peu à ceux du Malm, dans le Bajocien constitue un autre lien de parenté stratigraphique avec la nappe de Morcles, de l'autre côté du Rhône.

2. Une écaille ne comprenant guère que des schistes oxfordiens et des calcaires du Malm.

3. Une écaille fort importante, constituée par du Lias (faciès helvétique, avec des marbres à entroques et des grès feldspathiques, mais bien différent de celui recouvrant le massif du Mont-Blanc (1) ou de celui de la nappe de Morcles), du Dogger (sous son faciès helvétique habituel, donc sans les calcaires plaquetés gris;

les calcaires spathiques du Bajocien supérieur forment un bon niveau repère), du Callovo-Oxfordien et du Malm. Le Lias moyen dessine la tête d'un anticlinal couché bien visible dans la paroi de la Crevasse (ou Roc de Vens), alors que le Malm, au contraire, s'amincit vers le bas et se termine en plusieures minces échardes au N de Sembrancher (coupe 2).

4. Une zone très complexe formée par de nombreuses écailles laminées auxquelles prennent part l'Aalénien, le Bajocien, le Callovo-Oxfordien et le Malm, sous les mêmes faciès que dans (3); ces écailles semblent se coincer vers le bas. Dans chacune, la succession des couches est normale; il n'y a guère de séries renversées, sauf peut-être immédiatement sous

5. Une bande «anticlinale», constituée par du Lias sous un faciès spécial (calcaires gréseux à grain fin, calcaires à entroques accompagnés de schistes argileux, et surtout les fameuses «dalles» de calcaires très siliceux bleutés, exploitées en plusieures carrières). Ce Lias forme des plis isoclinaux qui m'ont empêché, jusqu'ici, d'en établir la succession stratigraphique exacte. Il est recouvert par de l'Aalénien et du Dogger.

Ces cinq unités, que nous pouvons distinguer dans les parois dominant Sembrancher et sur les délicieux pâturages du Tronc et du Lin, se prolongent jusqu'à Saxon, dans la vallée du Rhône, non sans subir quelques modifications. L'écaille (3) s'amincit; grâce à l'ennoyage axial, elle perd, vers le N, d'abord son Lias, puis son Bajocien. En revanche, elle comprend un peu de Crétacé au SW et à l'W de la Tour de Saxon. Ceci est compensé par le développement considérable que prennent les écailles (4), surtout entre Sapinhaut et le flanc E de la Crevasse. La zone liasique (5) se suit bien jusqu'à Tovassière, au SE de Saxon.

Nous remarquons, dans ces «racines» helvétiques, la prédominance très marquée des séries normales, ainsi que, dans l'écaille (3), la terminaison anticlinale du Lias, synclinale du Malm. Ces faits sont bien en accord avec la conception classique d'une tectonique de compression dans les zones radicales.

Est-il possible de raccorder ces écailles à des nappes helvétiques déterminées?

La série «autochtone» (1) prolonge, en arrière, le flanc normal de la nappe de Morcles, dont le flanc renversé, on le sait, sort de la zone synclinale complexe de Chamonix.

L'écaille (2) se relie intimement à la série «autochtone».

En ne nous basant que sur nos coupes 1 et 2, nous ferions volontiers commencer les nappes helvétiques proprement dites (Diablerets–Wildhorn) par l'écaille (3). La coupure tectonique à sa base (Lias inférieur sur Malm) paraît très profonde. Mais cette coupure se cicatrise vers le N, et près de Saxon ce ne sont plus que les schistes callovo-oxfordiens qui chevauchent sur le Malm de l'écaille (2), alors qu'une division importante se marque entre (3) et (4) (Aalénien sur Hauterivien). Néanmoins, nous sommes inclinés à voir dans cette écaille (3) un équivalent atrophié de la nappe des *Diablerets;* ceci aussi à cause des faciès du Dogger et du Lias, qui sont franchement différents de ceux que l'on rencontre dans la série (1) ou dans le cœur de la nappe de Morcles.

Les écailles (4) appartiendraient alors à la nappe du *Wildhorn* et seraient l'homologue exact des écailles isoclinales de Dogger et de Malm de la région de Vétroz, sur le versant droit de la vallée du Rhône (M. Lugeon, 1918).

E. Argand (1937) interprétait une bande de Malm qui arrive dans le village de Saxon comme équivalent du célèbre «synclinal de raccord» entre la nappe du Wildhorn et les nappes ultrahelvétiques. Mais, en fait, d'autres bandes «synclinales» de Malm, plus internes, existent encore, dont une forme la haute paroi au S de

Sapinhaut. Il n'y a donc pas de raison pour choisir précisément celle de Saxon-village comme limite entre les deux domaines.

D'ailleurs, H. BADOUX (1946) a démontré que le «synclinal de raccord» (synclinal du Prâbé) de la région au N de Sion était, à l'exception du remplissage ultrahelvétique de son cœur près, un élément structural faisant partie de la nappe du Wildhorn même. De ce fait plus rien ne nous oblige à considérer la bande liasique (5) comme ultrahelvétique. Nous la regardons comme un équivalent possible de l'anticlinal liasique du Château de la Soie, entre Conthey et Savièse. Cette manière de voir se trouve confirmée par les faciès très semblables des deux zones.

III. La zone radicale ultrahelvétique

Morphologiquement, la zone des racines ultrahelvétiques se traduit par une deuxième «Zone des Cols» (Vollèges-Levron-E du Pas du Lin–Arbarey–Tovassière). Elle est constituée par des terrains tendres: du Trias moyen et supérieur (cornieules et calcaires dolomitiques blonds, schistes bigarrés et gypse); un peu de Rhétien, du Lias (calcaires bleutés en plaquettes et calcschistes sombres, faciès dauphinois), de l'Aalénien sous son faciès habituel de schistes noirs argileux riches en pyrite et du Dogger. Dans le détail, ces couches forment de minces écailles extrêmement complexes; on peut trouver jusqu'à douze bandes de Trias, séparées par de l'Aalénien ou du Lias, sur une distance de 150 m. Il est à noter que le Lias calcaire dauphinois et l'Aalénien ne se voient que très rarement en association stratigraphique; les deux terrains sont presque toujours séparés par du Trias (voir coupe 1).

Vers le haut, la zone radicale ultrahelvétique – qui ne dépasse pas une épaisseur de 500 m – se termine en général par un puissant complexe de schistes aaléniens, qui peuvent englober des zones «anticlinales» de Lias ou des zones «synclinales» de Bajocien. Par endroits, les schistes argileux de l'Aalénien supportent encore des calcaires sableux gris en plaquettes et des calcschistes, que nous attribuons, avec doute, au Dogger (couches à *Cancellophycus?)*.

Le matériel stratigraphique de cette zone, avec son Trias gypseux à argilolithes, avec son Lias dauphinois et ses puissants schistes aaléniens qui en sont tectoniquement indépendants, rappelle forcément celui de la nappe de *Bex–Laubhorn*, telle qu'elle se présente par exemple près de Bex. Mais, puisqu'une même unité tectonique ne peut pas se trouver, sur une même transversale, à la fois dans les nappes de décollement externes et dans les racines, il ne faut peut-être pas chercher à paralléliser cette zone avec trop de précision. Il nous suffit de savoir qu'elle est certainement *ultrahelvétique*.

IV. Les schistes du Val Ferret

Entre l'Ultrahelvétique de Levron–Arbarey et les écailles subbriançonnaises du sommet de la Pierre Avoi s'intercale un énorme complexe de terrains schisteux. Dans le bassin de réception du Merdenson, presqu'entièrement creusé dans ces schistes, ils atteignent 2000 m d'épaisseur. Ce sont les «schistes lustrés» de la zone Sion–Val Ferret, les «brisés» de la région sédunoise.

Cette série a été interprétée de façon diverse par les auteurs suisses et français. Pour SANDBERG (1905), LUGEON (1918) et ARGAND (1937), ce sont des «schistes lustrés», essentiellement d'âge liasique, enveloppe du front de la nappe du Grand St-Bernard. Une opinion plus nuancée est soutenue par R. STAUB (1942b): il croit reconnaître une «série compréhensive» en position normale, allant du Lias au Jurassique supérieur ou au Crétacé, avec les mêmes subdivisions lithologiques que

sous le Piz Beverin. Auparavant déjà (1938), le même auteur avait attribué, fort judicieusement, un âge crétacique à des quartzites affleurant entre Riddes et Isérables.

En 1927, H. SCHOELLER parallélisait ces schistes du Val Ferret–Merdenson–Mont d'Orge avec le puissant *Flysch*, d'âge indéterminé, de la Tarentaise et les attribuait à la «nappe de l'Embrunais». Il fut suivi par F. HERMANN (1938). R. BARBIER, après avoir démontré l'hétérogénéité de cette ancienne «nappe de l'Embrunais» (1948), rattache les schistes du Val Ferret au Flysch de la nappe subbriançonnaise des Brèches de Tarentaise (1951).

Dès avril 1950, nous nous sommes convaincus de la justesse de l'interprétation de SCHOELLER et de HERMANN, quant à l'attribution de ces schistes à un Flysch. Voici, en très grandes lignes, et avant le parachèvement de l'étude, la succession des niveaux, de bas en haut:

1. *Trias*, très mince (cornieule, schistes verts). Localement, calcschistes gris *(Jurassique?)*. Ces couches sont souvent absentes, et les schistes du Val Ferret chevauchent alors directement sur l'Ultrahelvétique.

2. *Grès et schistes inférieurs.* – Schistes cartonnés et grès à patine rousse ou ocre, tantôt en petits lits, tantôt en bancs jusqu'à 1 m (surtout vers le sommet). Les grès sont assez siliceux, passant même à des quartzites, micacés et parfois feldspathiques, plus ou moins ferrugineux, parfois microbréchiques avec des fragments ankéritiques. Au N de Vollèges et à l'W des Blisiers nous avons rencontré des *conglomérats de base*, compris dans des couches plus schisteuses. L'épaisseur de ces grès est fort variable (200–500 m); nous n'y avons pas trouvé de restes organiques certains. Limite peu apparente, mais assez nette avec

3. *Calcschistes moyens.* – Très grande épaisseur (500–700 m) de calcschistes siliceux gris; alternance de petits lits plus argileux et plus calcaires. Assez métamorphiques (séricite abondante; schistes à taches foncées correspondant à des îlots de calcaire imparfaitement recristallisé). Des spicules d'Eponges sont les seuls fossiles reconnaissables en coupe mince. Passage à

4. *Couches de l'Aroley*[3]. – Ce complexe est caractérisé avant tout par des *calcaires* bleutés, cristallins à spathiques, à patine claire. Ces calcaires sont presque toujours microbréchiques et contiennent d'abondants débris de dolomies, de calcaires divers et de schistes sériciteux. Les calcaires apparaissent dès la base du groupe, d'abord en lentilles isolées, puis en lits, enfin en bancs de plusieurs mètres. De véritables *conglomérats* à ciment calcaire, avec des galets arrondis atteignant 10 cm de diamètre, se rencontrent vers le sommet des couches de l'Aroley; on n'y trouve qu'exceptionnellement des galets cristallins. Des *grès* quartzitiques à patine sombre prédominent dans la partie inférieure. Comme dans les autres niveaux du Flysch du Val Ferret, les *schistes* forment un élément essentiel mais peut typique: à la base, ce sont des calcschistes comme dans (4), au sommet des schistes argileux sombres comme dans (6).

Les calcaires microbréchiques ont heureusement livré quelques microfossiles[4]. Leur conservation est, bien entendu, très mauvaise. Toutefois, l'on peut affirmer avec certitude la présence de *petites Orbitolines* coniques, ne dépassant pas 2 à 3 mm de diamètre, assez abondants. Les autres Foraminifères sont peu caractéristiques (*Dentalina*, «*Textularia*») ou indéterminables. Des Bryozoaires sont fréquents, des

---

[3]) Petit pâturage à génisses sur l'arête W de la Pierre Avoi.

[4]) Je remercie vivement M. le professeur M. REICHEL, qui a bien voulu examiner mes matériaux de 1950.

restes d'Echinodermes et d'Algues assez répandus. Dans deux coupes minces, on croit reconnaître des embryons d'Ammonites.

Les couches de l'Aroley sont donc *crétacées*. Si nous cherchons à préciser, sans y attacher trop de poids, nous penserions volontiers à du Barrémien ou à de l'Aptien (couches à petites Orbitolines). Les bancs massifs au sommet des couches de l'Aroley se rapprochent du faciès urgonien et rappellent surtout les «*Tristelkalke*» et «*Tristelbrekzien*» des géologues grisons[5]).

L'épaisseur des couches de l'Aroley oscille autour de 400 m. Elles passent rapidement à

5. *Schistes noirs et quartzites* ferrugineux à grain fin, souvent de couleur vert sombre («*Ölquarzit*»). Cet horizon épais de 50 à 120 m, est bien visible de loin dans le cirque des Déforans[6]); il n'a pas livré de fossiles. On est tenté de l'assimiler ce niveau à certains «Gault» intra-alpins. Limite nette avec

6. *Couches de St-Christophe*[7]). Calcaires plaquetés gréseux passant à des quartzites calcifères, très micacés, en dalles irrégulières; peu d'intercalations de schistes argileux. Patine brune ou jaunâtre. Localement, on trouve des conglomérats avec de gros galets arrondis provenant des schistes du Val Ferret même; nous y avons reconnu avec certitude les calcaires microbréchiques des couches de l'Aroley. Les couches de St-Christophe, puissantes de 450 m au maximum mais parfois absentes, paraissent assez métamorphiques et ne renferment plus de fossiles.

Nous avons vu que seuls les calcaires «urgoniens» des couches de l'Aroley peuvent d'être datés. A titre d'hypothèse de travail, je considère pour le moment toute la série des schistes du Val Ferret comme un *Flysch crétacé*. J'admets que la superposition des différents termes est stratigraphique et qu'elle est normale. Le premier point est rendu probable par les passages d'un niveau à l'autre et par la grande étendue horizontale des différents termes, que l'on peut suivre de Sion à la frontière italo-suisse, ainsi que par le fait que les schistes du Val Ferret constituent une entité bien marquée. La présence de conglomérats à la base du niveau (2) parle pour une série normale, alors qu'aucune liaison ne semble exister entre les couches de St-Christophe et les terrains subbriançonnais (Carbonifère à Flysch) qui les recouvrent. Les couches de St-Christophe sont certainement plus récentes que les couches de l'Aroley, puisqu'elles renferment des galets de ces derniers. De façon générale, de grandes séries renversées seraient tout à fait exceptionnelles pour les Alpes.

Il nous paraît évident que le faciès des schistes du Val Ferret est un faciès de Flysch. L'alternance rapide de lits à caractère lithologique différent (argiles, calcaires, grès, conglomérats) est significative à cet égard, ainsi que la nature franchement détritique de la plupart des niveaux. Il est important de noter que le faciès Flysch se trouve réalisé dès le groupe des grès inférieurs (2); c'est pourquoi nous tenons une participation du Jurassique aux schistes du Val Ferret pour improbable (exception faite, bien entendu, des calcschistes du niveau (1), qui n'ont rien à faire, stratigraphiquement, avec la série du «Flysch»).

Avec de véritables «schistes lustrés», les schistes du Val Ferret n'ont de commun ni le matériel lithologique, ni l'âge, ni le degré de métamorphisme.

---

[5]) Malgré leur abondance, nous ne pouvons pas exclure catégoriquement l'hypothèse que ces Orbitolines, dont l'ordre de grandeur coïncide avec celui des débris clastiques, soient remaniées. On a signalé des Orbitolines remaniées notamment dans quelques Flysch supracrétaciques, comme dans celui du Niesen ou dans la série du Gyrenspitz des schistes du Prätigau (P. NÄNNY, 1948).

[6]) C'est ce niveau que R. STAUB (1942b) a pris pour des «Nollatonschiefer» aaléniens.

[7]) Chapelle à l'W de Verbier.

V. Les écailles de la Pierre Avoi

R. BARBIER (1951) a rattaché les écailles, qui forment entre autres le sommet de la Pierre Avoi, à la nappe subbriançonnaise des *Brèches de Tarentaise*. Nous acceptons pleinement cette parallélisation.

Nos propres recherches dans cette zone ne sont qu'à leurs débuts. Voici, toutefois, la succession des terrains telle qu'elle se présente pour le moment, dans les écailles plus externes:

Carbonifère (?): grès siliceux, parfois conglomératiques.

Trias moyen et supérieur: cornieules, calcaires dolomitiques jaunes, schistes verts; faible épaisseur.

Lias inférieur: calcaires blancs à silex (comme en Tarentaise) ou à lits siliceux («*Kieselschnurlias*» de l'école zurichoise)[8]).

Lias moyen: calcaires spathiques, parfois chloriteux et gréseux, à patine rousse. Au N du P. 2335 (SW de la Pierre Avoi, 581300/107050) ces calcaires renferment en abondance de grosses *Bélemnites* sans sillons *(Passaloteuthis)* et des *Ammonites* carénées.

Lias supérieur-Dogger (?): Calcschistes à *Bélemnites* et schistes argileux.

Brèches de la Pierre Avoi (Malm? d'après R. BARBIER): brèches à ciment calcaire, à éléments surtout dolomitiques et calcaires.

Flysch: Schistes sombres, grès quartzitiques, conglomérats polygéniques parfois très grossiers (éléments cristallins subordonnés)[8a]).

Dans les écailles plus internes, les faciès sont assez différents. On y trouve le Carbonifère surtout sous forme de schistes ardoisiers. Le Trias inférieur est représenté par des quartzites peu épais. Le Trias moyen, fort réduit dans les écailles externes, se développe dans les internes; nous attribuons cet âge à une alternance de calcaires grenus et de calcaires dolomitiques souvent bréchoïdes, surmontés directement par les brèches de la Pierre Avoi et par le Flysch.

Des mouvements tectoniques assez importants se sont probablement produits avant le dépôt du Flysch, peut-être même avant le dépôt des brèches de la Pierre Avoi.

Rappelons enfin qu'au dessus des écailles de la Pierre Avoi suit la «zone houillère» briançonnaise, avec son puissant Carbonifère, son épais Trias quartzitique et calcaire qui forme, par exemple, les rochers de la Tournille[9]).

VI. Parallélisme avec d'autres régions

La série normale reposant sur le massif du Mont-Blanc se place entre la nappe de Morcles et les nappes helvétiques proprement dites. Les écailles radicales des nappes *helvétiques* (Diablerets et Wildhorn) passent nettement *en arrière* du massif du Mont-Blanc et de son prolongement alpin, le massif de l'Aar. Il est donc impossible de faire provenir des nappes helvétiques du domaine de ces massifs. Ces

---

[8]) Jusqu'à présent, nous n'avons pas trouvé, à la Pierre Avoi, les calcaires cristallins à grandes Gryphées du groupe de la *Gryphaea arcuata* LAM. Ils appartiennent peut-être à une autre unité tectonique. W. NABHOLZ (1943) les a signalés en premier au-dessus de Prayon (Val Ferret); en 1950, nous avons pu les retrouver, avec M. le professeur N. OULIANOFF, dans le Ban Darrey (gros bloc sur la rive droite du torrent, 575850/80850).

[8a]) D'après de nouvelles observations, il ne nous paraît pas impossible que les brèches de la Pierre Avoi représentent un autre faciès des calcaires de l'Aroley-(Urgonien ?). Les schistes noirs et les couches de St-Christophe seraient alors l'homologue du Flysch subbriançonnais, (Note ajoutée pendant l'impression).

[9]) R. BARBIER (1951) écrit par erreur «Toumille».

nappes se rattachent à des zones plus internes, en particulier au massif du Tavetsch, englouti à l'W d'Andermatt.

Les racines *ultrahelvétiques* de Levron–Arbarey se comparent avec les écailles de Drône (au N de Sion) et avec la zone surtout liasique et aalénienne d'Ormône–Grimisuat (M. LUGEON, 1918). D'autre part, cette bande ultrahelvétique se suit jusqu'au Grand Col Ferret (N. OULIANOFF 1942), d'où elle se prolonge vers le petit massif cristallin du Mt de la Saxe–Mt Chétif (RABOWSKI 1918). Ce dernier est donc bien l'équivalent alpin du massif du Gothard, dont la couverture sédimentaire est, elle aussi, à considérer comme ultrahelvétique.

Les *schistes du Val Ferret* ont été assimilés, par SCHOELLER et BARBIER, au Flysch de Tarentaise. Les deux excellents géologues français ont eux-mêmes visité le Valais, alors que je ne connais pas de visu la zone subbriançonnaise en Maurienne et en Tarentaise. Ce n'est donc pas sans hésitation que j'exprime un avis différent. Je me base sur les arguments suivants:

1. La différence d'âge. Il est vrai que celui du Flysch de Tarentaise n'est pas connu avec certitude; mais les arguments invoqués par R. BARBIER (1948) pour lui attribuer un âge éocène sont de poids.

2. Une différence du matériel lithologique, qui me paraît ressortir assez nettement si l'on compare les descriptions données par les auteurs français avec la série que je viens de signaler.

3. L'absence de relations entre les schistes du Val Ferret et les écailles certainement subbriançonnaises qui les recouvrent.

4. Les faciès du soubassement triasique et jurassique (?) des schistes du Val Ferret, qui ne rappellent en rien la nappe des Brèches de Tarentaise.

Trois grandes zones de Flysch se relaient donc, selon toute probabilité, entre l'Arc et le Rhône: Flysch des Aiguilles d'Arves, Flysch de Tarentaise, Flysch du Val Ferret. Le Flysch de Tarentaise est interne par rapport aux deux autres, dont la position structurale dans l'édifice alpin est très semblable; mais il ne paraît guère possible d'identifier les schistes du Val Ferret avec le Flysch des Aiguilles d'Arves, à cause de l'âge et du matériel différent des deux complexes.

Les schistes du Val Ferret se suivent facilement vers le S, par le flanc W du Six Blanc (à l'exclusion de la région sommitale) et par la partie inférieure des pentes sur le versant droit du Val Ferret suisse jusqu'à Ferret; ils forment ensuite la crête à la frontière italienne au SSE du Grand Col Ferret. Leur épaisseur est bien moindre qu'à la Pierre Avoi.

Mais le fond du Val Ferret, le cirque du Ban Darrey, n'est plus taillé dans ces schistes. Il appartient au contraire à la nappe des Brèches de Tarentaise, dont les brèches du Malm (?) et le Flysch conglomératique vont constituer le sommet du Grand Golliat. Il paraît dès lors fort vraisemblable que la bande des écailles subbriançonnaises de la Pierre Avoi *se prolonge vers la Testa di Tronchey* et vers les Pyramides calcaires de Courmayeur, que vient de décrire R. BARBIER (1951). Ce serait cette zone «anticlinale» mésozoique[10]) Col de la Seigne–Courmayeur–Grand Golliat–Six Blanc–Pierre Avoi–Sion qui supporterait le Flysch subbriançonnais de la Tarentaise. Ce qui se trouve dessous, y compris peut-être la bande de Flysch entre la Testa di Tronchey et la Testa Bernarda, appartiendrait par contre aux schistes du Val Ferret, essentiellement crétaciques. Ceux-ci se coinceraient près de Courmayeur entre l'Ultrahelvétique et le Subbriançonnais. La présence de ce

[10]) Contrairement à R. BARBIER, nous pensons donc qu'il n'existe qu'une seule «zone anticlinale», extrêmement complexe dans le détail, dans la nappe des Brèches de Tarentaise en Italie et en Suisse.

puissant complexe indique que la séparation entre les deux zones est bien plus profonde que ne l'admettent les géologues français.

Nous n'aborderons pas ici le problème d'une éventuelle prolongation de nos zones dans les Grisons. L'analogie entre les schistes du Val Ferret et les schistes du Prätigau a déjà été relevée par plusieurs auteurs. Quant à une représentation de la zone subbriançonnaise dans les Grisons, nous pensons qu'il convient peut-être de la chercher dans la nappe du Gelbhorn (voir H. JÄCKLI, 1941, et R. STAUB 1942a).

Il restera à examiner, dans la suite, si l'on peut rattacher certains éléments préalpins aux schistes du Val Ferret ou aux écailles de la Pierre Avoi. Nous avions envisagé, à un moment donné, une parallélisation des schistes du Val Ferret avec le Flysch du Niesen. Mais cette interprétation, tentante du point de vue purement géométrique, se heurte à la différence d'âge et à la différence lithologique entre les deux séries (par exemple les galets cristallins jouent un rôle très important dans les conglomérats du Niesen, alors que les niveaux détritiques grossiers des schistes du Val Ferret se sont formés presqu'uniquement aux dépens de roches sédimentaires). Il y a davantage de points de comparaison entre la Nappe du Niesen et la Nappe des Brèches de Tarentaise, surtout en ce qui concerne les faciès du Lias et du Flysch.

Mais cela nous amène à un complexe de questions qu'une étude régionale ne saurait résoudre.

Zusammenfassung

Im Bergstock der Pierre Avoi, östlich Martigny (Wallis) herrscht ein isoklinaler Schuppenbau. Von unten (WNW) nach oben (ESE) lassen sich innerhalb der „Zone Sion–Val Ferret" s. l. folgende Einheiten unterscheiden:

1. Der mehr oder weniger autochthone Sedimentmantel des Mont-Blanc-Massivs, dessen Fazies sich an diejenige der Morcles-Decke anschliesst.

2. Die helvetischen Deckenwurzeln (Diablerets- und Wildhorn-Decke), bestehend aus zahlreichen Schuppen von Lias, Dogger und Malm.

3. Die im einzelnen sehr komplex gebaute, aber wenig mächtige ultrahelvetische Wurzelzone (gipsführende Trias, Lias in Dauphiné-Fazies, Aalénien und Dogger).

4. Eine über 2000 m mächtige Schieferserie, die mittels einer sehr dünnen Basis-Trias dem Ultrahelvetikum aufliegt. Diese „Val-Ferret-Schiefer" zeigen flyschartige Ausbildung. Als Arbeitshypothese wird auf Grund eines Orbitolinenfundes für die gesamte Serie kretazisches Alter angenommen.

Diese Schiefer, Kalke, Sandsteine und Feinbrekzien entsprechen den jüngeren Bündnerschiefern, vielleicht zum Teil den Prätigauschiefern, nicht aber den „Schistes lustrés" im Sinne der Westalpengeologen. SCHOELLER und BARBIER verglichen sie mit dem Flysch der Tarentaise. Diese Parallelisierung wird aus tektonischen und stratigraphischen Gründen abgelehnt.

5. Die Schuppenzone des Pierre-Avoi-Gipfels (Karbon bis Flysch). BARBIER setzte diese Zone der „Nappe des Brèches de Tarentaise" des Subbriançonnais gleich, welcher Meinung sich der Autor unbedingt anschliesst.

6. Die Karbonzone der basalen Bernhardstirn, mit mächtiger Unter- und Mitteltrias in Briançonnais-Fazies.

Ouvrages cités

ARGAND, E. (1934): *Excursion 26, Viège–Saxon.* Guide géol. Suisse.

ARGAND, E., & LUGEON, M. (1937): *Feuille 485, Saxon–Morcles.* Atlas géol. suisse 1:25000; avec notice explicative.

BADOUX, H. (1946): *L'Ultra-helvétique au nord du Rhône valaisan.* Mat. carte géol. Suisse [N. S.], 85e livr.

BARBIER, R. (1948): *Les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère.* Mém. carte géol. France.

— (1951): *La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse.* Trav. Lab. Géol. Grenoble *29.*

HERMANN, F. (1938): *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali.* Avec notice explicative. (Milano.)

JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden).* Eclogae geol. Helv. *34*/1.

LUGEON, M. (1918): *Les Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander.* III. Mat. carte géol. Suisse [N. S.], 3e livr., et carte spéc. no. 60, 1:50000.

NABHOLZ, W. (1943): *Gryphaeenfunde in den Schistes-lustrés-Serien Bündens und des Wallis.* Eclogae geol. Helv. *36*/2.

NÄNNY, P. (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur.* (Zürich.)

OULIANOFF, N. (1942): *Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse dans le Valais. III. Région du Grand St-Bernard.* Eclogae geol. Helv. *35*/2.

RABOWSKI, F. (1918): *Les lames cristallines du Val Ferret et leur analogie avec les lames de la bordure NW des massifs du Mont-Blanc et de l'Aar.* Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.

SANDBERG, C. (1905): *Etudes géologiques sur le massif de la Pierre à Voir.* Avec une carte 1:50000. (Paris.)

SCHOELLER, H. (1929): *La nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère.* Bull. carte géol. France *33.*

STAUB, R. (1938): *Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden.* Eclogae geol. Helv. *31*/2.

— (1942a): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer.* II. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich *87.*

— (1942b): *Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis.* Eclogae geol. Helv. *35*/2.

---

7. – LÉON MORNOD (Bulle): **Ravinements et remaniements dans la Molasse fribourgeoise.** Pas reçu de manuscrit.

---

8. – LÉON MORNOD (Bulle): **La grande Source des Avants et son origine dans les Préalpes médianes.** Pas reçu de manuscrit.

---

9. — EMIL WITZIG (Zürich): **Neues zur Stratigraphie des grönländischen Karbons.** Mit 1 Textfigur.

Die Mitteilung vorliegender Untersuchungsergebnisse aus dem Karbon Ostgrönlands erfolgt mit der Bewilligung von Dr. LAUGE KOCH, dem Leiter der Dänischen Ostgrönland-Expeditionen. Für sein Entgegenkommen und dafür, dass er schweizerischen Geologen immer wieder das Arbeiten in Grönland ermöglicht, sei ihm an dieser Stelle herzlich gedankt.

Die Sedimente des Devons und Karbons sind auf den nordostgrönländischen Küstenstreifen, zwischen 70° und 81° n. Br., beschränkt. Als Konglomerat-, Sandstein- und Arkosenbildung von gewaltiger Mächtigkeit finden wir sie in Senken und Gräben längs der Ostflanke der kaledonischen Faltungszone. Während aber das Devon, nach den Untersuchungen von BÜTLER (1935), durch spätkaledonische Bewegungen in orogene Serien gegliedert wurde, liegen die Karbonschichten alle

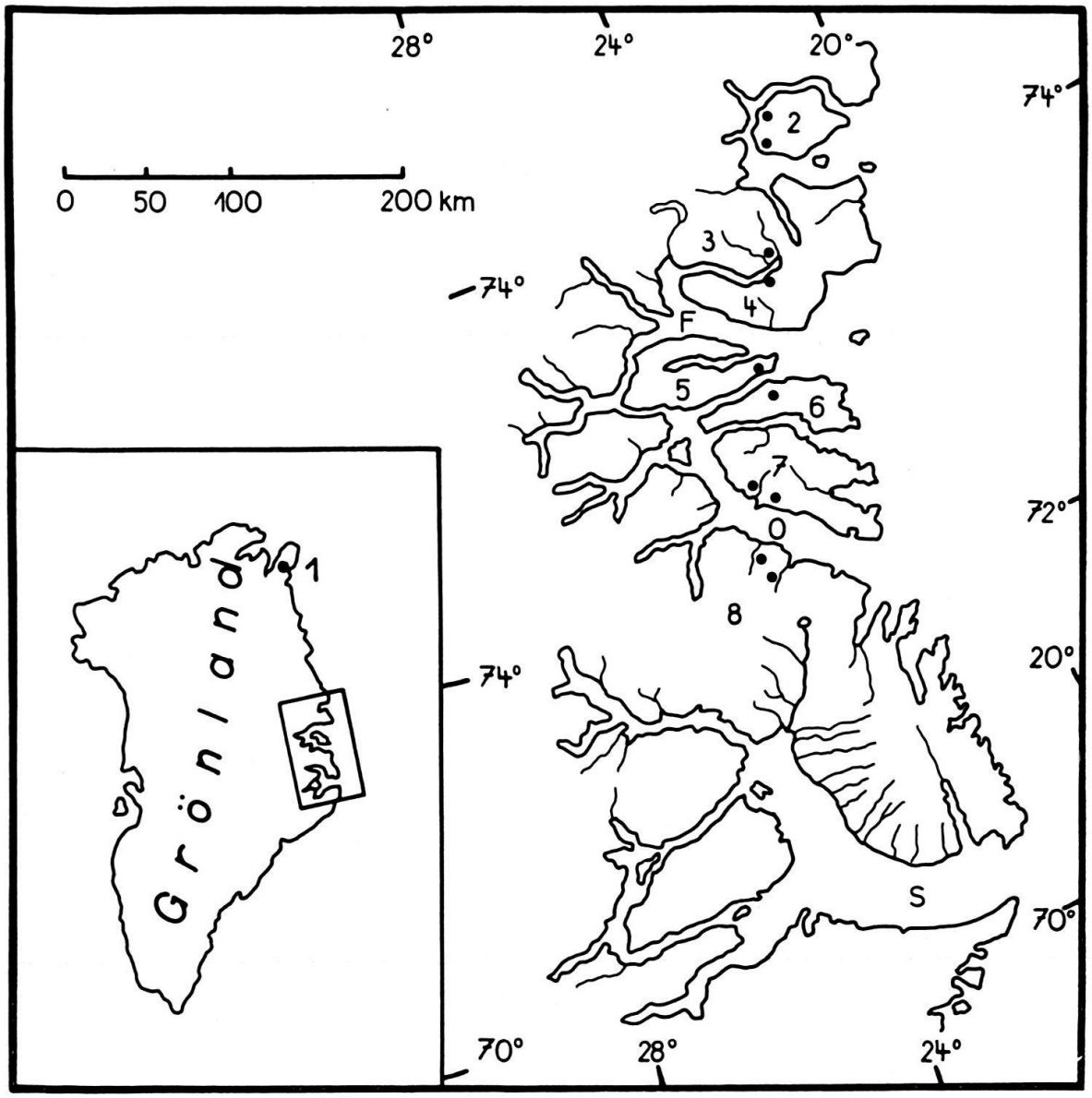


Fig. 1. Karte der wichtigsten Fundorte grönländischer Karbonpflanzen (schwarze Punkte). 1 = Heklasund–Ingolfsfjord 81° n. Br. (NATHORST 1906), 2 = Claveringinsel, 3 = Hudsonland, 4 = Gausshalbinsel, 5 = Ymer-Insel, 6 = Geographical-Society-Insel, 7 = Traill-Insel, 8 = Scoresby-Land. (2–8 durch LAUGE KOCHS Expeditionen 1930–1951 erforscht.) F = Kaiser-Franz-Josef-Fjord, O = Kong-Oscar-Fjord, S = Scoresby-Sund.

konkordant aufeinander und bilden eine kontinuierliche Ablagerungsfolge vom Unterkarbon bis zur Transgression des marinen Oberperms.

Intensive Faltungen haben im Karbon nicht mehr stattgefunden, auf kleinere, regional auf die nördliche Geographical-Society-Insel beschränkte Bewegungen soll hier nicht eingetreten werden; immerhin liessen grosse, wellenförmige Verbiegungen untiefe Synklinalen und weitgespannte Antiklinalen entstehen. Die recht zahlreichen Brüche, welche zur Bildung von Gräben und schiefgestellten Schollentreppen geführt haben, sind meist postkarbonischen, wahrscheinlich tertiären Alters. Vereinzelte dürften allerdings schon im Karbon angelegt und später wiederholt reaktiviert worden sein. Das heutige Nordostgrönland muss also zur Karbonzeit ein ruhiges, stabiles Gebiet gewesen sein. Nach marinen

Transgressionen, die dank ihrer Goniatiten-Fauna im europäischen und amerikanischen Karbon die Abgrenzung der auch floristisch definierten Karbonstufen erlaubt haben, suchen wir vergebens. Auch sogenannte „Florensprünge" („plantbreaks"), wie sie nun weltweit zum Beispiel an der Obergrenze des Namur-A nachgewiesen sind, fehlen.

Um das Bild der heutigen Karbonstratigraphie möglichst klar zu erhalten, müssen wir deshalb vorerst regional einige der wichtigsten und gut untersuchten Lokalitäten betrachten (siehe Fig. 1).

NATHORST (1911) entdeckte 1906 im Gebiet von Heklasund-Ingolfsfjord, zwischen 80° und 81° n. Br., eine Serie von Konglomeraten, Sandsteinen und feinkörnigen, schwarzgrauen Schiefern, die kaledonischem Kristallin transgressif aufgelagert ist. Die vor allem in den Schiefern auftretenden Pflanzenfossilien

Telangium bifidum LINDL. & HUTT. sp.,
Sphenophyllum tenerrimum ETT.,
Asterocalamites scrobiculatus SCHLOTH.,
Lepidodendron spetsbergense NAT.,
Lepidophyllum cf. *lanceolatum* LINDL. & HUTT.
und *Stigmaria ficoides* BRGT.

stellen eine Flora des Dinantien dar. Sie ist von derjenigen Spitzbergens nicht wesentlich verschieden. Allerdings ist zu beachten, dass auf Spitzbergen keine Asterokalamiten vorkommen, dagegen eine grössere Anzahl *Sublepidodendron* (evtl. identisch mit JONGMANS *Lepidodendropsis*), womit die Dinantflora Spitzbergens etwas älter sein dürfte als die grönländische am Ingolfsfjord.

Gehen wir nun südwärts nach Hudsonland, Gausshalbinsel und Claveringinsel, so kommen wir in ein für die Stratigraphie des kontinentalen Karbons der Arktis sehr wichtiges Gebiet. Hier hat HALLE (1931) zum erstenmal Oberkarbon nachgewiesen. Vorerst wurden auf Hudsonland und Gausshalbinsel nochmals Dinanthorizonte gefunden, die denjenigen vom Ingolfsfjord gleich sind, weil sie

Telangium bifidum (LINDL. & HUTT.) BENSON,
Adiantites cf. *bellidulus* HEER,
Asterocalamites sp.,
Lepidophyllum sp.
und *Stigmaria ficoides* BRGT.

enthalten. Die Floren der Claveringinsel deuten dagegen bereits Oberkarbon an; denn sie umfassen

Calamites suckowii BRGT.,
Calamites Haueri STUR,
Cordaites sp.
und *Lepidodendron* sp.

Aber erst die Bestimmungen HALLES, die er am Botanikerkongress 1950 in Stockholm mitteilen konnte, zeigten im Karbon der Gausshalbinsel die Existenz von:

Diplotmema (Sphenopteris) adiantoides SCHLOTH.,
Sphenopteris fragilis SCHLOTH.,
Rhodea stachei STUR.

Damit wurde die Namur-A-Stufe des Oberkarbons mit der typischen Waldenburgerflora nachgewiesen.

Südlich des Kaiser-Franz-Joseph-Fjordes beginnt mein eigenes Arbeitsgebiet, in welchem Dinant überhaupt nicht mehr vorkommt. Auf Geographical-Society-

Insel fand ich (1951) die Fortsetzung des Namurs, nochmals belegt durch Pflanzen der Waldenburgerschichten, wie

Diplotmema (Sphenopteris) adiantoides SCHLOTH.

und *Cyclopteris* sp. (?)[1].

Die Grenze Dinant-Oberkarbon (Namur A) muss also offenbar nördlich des Kaiser-Franz-Joseph-Fjordes liegen, entweder auf Gausshalbinsel oder im südlichen Hudsonland. Sie festzulegen bietet zur Zeit noch grössere Schwierigkeiten, denn vereinzelte Dinantpflanzen der Gausshalbinsel wurden in den gleichen Horizonten gefunden, die schon *Sphenopteris adiantoides* führen. Der uniformen, faziell unveränderten Sedimentation scheint eine stetige Florenentwicklung, mit allmählichen, mehr oder weniger lückenlosen Übergängen von einem Typus der Pflanzengesellschaft zum anderen zu entsprechen.

Bis und mit dem Waldenburger Äquivalent der Namurstufe ist die Flora des grönländischen Karbons derjenigen des schottischen am nächsten verwandt. Wesentlich anders und zur Zeit weder mit europäischen, noch nordamerikanischen Verhältnissen vergleichbar, ist die Stratigraphie des jüngeren Oberkarbons Grönlands.

Auf der südlichen Traill-Insel zeigt ein 1100 m hohes Profil einen langsamen Wechsel von Namur (A ?) zu Westphal. Die Hauptfossilien sind:

Lepidodendron cf. *obovatum* ZEILLER
Lepidodendron cf. *Ophiurus* BRGT.
Stigmaria rugulosa GOTHAN
Calamites suckowii BRGT.
Calamites Haueri STUR
Calamites undulatus STERNB.

Ferner eine neue *Calamites sp.*, die bis jetzt nur aus Grönland bekannt und mit unserem *Calamites Cisti* BRGT. vergleichbar ist,

und *Alethopteris lonchitica* BRGT.

Wiederum ist keine scharfe Trennung zu finden, sondern die Namurpflanzen werden allmählich durch solche verdrängt, die ihre Hauptverbreitung im Westphal haben. Dies gilt vor allem für die Calamiten, die hier in grossen Massen auftreten, deren stratigraphischer Wert aber leider fragwürdig ist. Nur die schwer zu bestimmenden *Calamites Haueri* gehören ins Namur. Doch sichere Namur-A-Pflanzen fehlen bis jetzt im Traill-Insel-Profil. Sozusagen ein reiner Westphal-Typus ist *Alethopteris lonchitica*.

Im nördlichen Scoresbyland schliessen die tiefsten Sandsteinserien eine ebenfalls zur Hauptsache im Westphal heimische Flora ein:

Lepidodendron aculeatum STERNB.,
Calamites undulatus STERNB.,
Calamites Cisti BRGT.

und *Calamites carinatus* STERNB.

Die lithologische Ausbildung des Karbons ist bis ins mittlere Oberkarbon sehr eintönig, handelt es sich doch meist nur um umgelagertes Devonmaterial.

---

[1]) Der Gattungsname *Cyclopteris* wird für Basalblätter (Aphlebien) von *Neuropteris*-Wedeln verwendet. Im Text zu den Originalabbildungen habe ich (1951) die Bestimmungsmöglichkeiten als *Cardiopteris* sp., *Cardiopteridium* sp. und *Cyclopteris* sp. diskutiert und die erste Gattung bereits ausgeschlossen. Auf Grund der Aderung der Blätter lehnt nun GOTHAN (schriftliche Mitteilung, eingetroffen während der Drucklegung dieses Referates) auch die Zugehörigkeit zu *Cyclopteris* ab. Wenn also tatsächlich *Cardiopteridium* vorliegt, was erst mit neuem Material bewiesen werden kann, wird das Karbon der Geographical-Society-Insel ins tiefere Namur A zu stellen sein.

Die zahlreichen Konglomerate, sowie die geröllführenden Sandsteine enthalten fast ausschliesslich Quarzitkomponenten. In die mehrere 100 m mächtigen grobklastischen Serien schalten sich vereinzelte dünne, graue, feinkörnige, schiefrige Schichten ein. Gelegentlich ist eine davon etwas mergelig und führt dann auch Selachierzähne, zertrümmerte Muscheln und Nester von angeschwemmten, verkohlten Pflanzen. In direkt diluvial anmutenden Schotterebenen stehen die *Stigmaria*-Strünke von *Lepidophyten*, entrindete Stämme davon *(Knorria, Bergeria)* liegen in alten Flussrinnen wirr durcheinander.

Erst in den höhern Serien des mittleren Oberkarbons wird der Einfluss des Meeres bemerkbar. Konglomerate gehen in grobkörnige Sandsteine und teilweise Arkosen über, die feinkörnig werden und von 30—40 cm mächtigen grauen Kalkbänklein überlagert sind. An Stelle der Kalke können schwarze tonig-kalkige Schiefer treten, die reichlich gut erhaltene Paläonisziden einschliessen. Solche Horizonte sind zu kleinen Zyklen vereinigt, die sich unverändert mehrfach wiederholen. Dies ist vor allem im nördlichen Scoresbyland der Fall. Die Konglomerate haben eine wesentliche Bereicherung der Geröllarten erfahren. Die Quarzite machen nur noch die Hälfte aller Komponenten aus, ein Viertel, gelegentlich etwas mehr, sind rote oder vereinzelt helle Granite; schwarze Kalke, hellgraue bis weissliche Dolomite und hellgraue Kalkdolomite aus der Eleonoren-Bay-Formation stammend, bilden den Rest. Die besterhaltenen Karbonpflanzen Grönlands finden sich in den feinkörnigen Sandsteinen und in den sandigen Kalkschiefern. Es sind dies

Lebachia (Walchia) parvifolia FLORIN
und *Calamites gigas* BRGT.

Da beide Arten sowohl im obersten Oberkarbon, als auch im Rotliegenden vorkommen und *Callipteris* (das einzige sicher unterpermische Pflanzenfossil) noch nicht gefunden wurde, bleibt nichts anderes übrig, als diese Stufe mit dem provisorischen, reichlich unbefriedigenden, aber paläobotanisch begründeten Namen „Permo-Karbon" zu versehen.

Diese Bezeichnung wird auch in andern Karbonregionen im gleichen Sinne gebraucht für Horizonte, deren Pflanzengesellschaften sich ohne wesentliche Änderung ins Perm hinein fortsetzen. Wenn auch die Stufenbezeichnung „Permo-Karbon" vom paläobotanischen Standpunkt aus gerechtfertigt ist und sich wohl begründen lässt, werden Verwechslungen mit dem alten stratigraphischen Systembegriff „Permo-Karbon" nicht zu vermeiden sein. Da jener schon von HAUG mit Recht durch „Anthracolithique" ersetzt wurde, ist auch hier, um alle Irrtümer auszuschliessen, ein neuer, definierter Name notwendig. Weil die Übergangsstufe meistens (nicht nur in Grönland) durch das dominierende Vorkommen von *Lebachia sp.* charakterisiert ist, schlage ich vor, sie als „*Lebachia-Stufe*" zu bezeichnen und wie folgt zu definieren: Als *Lebachia*-Stufe werden alle jene Horizonte des obersten Oberkarbons und des untersten Perms bezeichnet, die sich altersmässig auf Grund ihrer Phytofossilien nicht eindeutig datieren und einem der beiden Systeme zuordnen lassen. Das Vorkommen von *Lebachia* sp. ist nicht Voraussetzung, sondern sie können durch andere gleichaltrige Pflanzen (wie *Calamites gigas*) vertreten sein.

Die *Lebachia*-Stufe wird von einem 200 m mächtigen absolut sterilen Schichtkomplex überlagert. Er umfasst hell- bis dunkelrote und violette Konglomerate, sehr grobkörnige Sandsteine und Arkosen. Damit schliesst die gewaltige Folge von im grossen und ganzen kontinentalen Ablagerungen, deren Bildung im Devon begonnen hat und bis zur Transgression des marinen Oberperms gedauert hat. Ob wir im letzten, rein kontinentalen Komplex ein Aequivalent der saxonischen Stufe des Rotliegenden, etwa im Sinne des New Red Sandstone vor uns haben, ist zur Zeit völlig ungewiss. Diese Frage wird wohl erst beantwortet werden können, wenn unsere eben erst begonnenen Untersuchungen im nördlichen Scoresbyland abgeschlossen sein werden.

Fassen wir zum Schluss unsere Darlegungen zusammen:

Das Karbon Grönlands, dessen Mächtigkeit etwa zwischen 6700—7000 m schwankt, ist eine kontinuierliche Folge kontinentaler Sedimente. Sie beginnt mit dem Unterkarbon (Dinantien) und setzt sich ins Oberkarbon fort. Dieses umfasst Namur-A, vertreten durch eine Flora, die derjenigen der Waldenburger Schichten Schlesiens entspricht, ferner Westphal und eine provisorisch als *Lebachia*-Stufe („Permo-Karbon") bezeichnete Formation. In letzterer machen sich marine Einflüsse periodisch, aber nur für kürzere Zeit geltend. Ein noch jüngerer, wiederum rein kontinentaler Komplex beendet die gesamte Folge. Seine stratigraphische Stellung ist noch unabgeklärt. Er kann, wie konventionell angenommen wird, noch zum obersten Oberkarbon gehören. Einige Beobachtungen lassen aber den Gedanken zu, dass er das Rotliegende — oder wenigstens eine Stufe davon — darstellt. Die Mächtigkeiten der einzelnen Stufen sind ungefähr die folgenden: Unterkarbon (Dinantien) und Namur A 3200 m, das fragliche höhere Namur und Westphal 2000—2100 m, die *Lebachia*-Stufe 1300—1500 m und der sterile, kontinentale Komplex 200 m.

Die Entwicklung der Pflanzenwelt hat ruhig und ohne grössere Störungen erfolgen können, weshalb die einzelnen Niveau nicht scharf trennbar sind, sondern durch Übergänge verbunden werden. Die eindeutige Dinantflora Nordgrönlands (Heklasund) wird im nördlichen Ostgrönland (Gausshalbinsel) allmählich von Namur-A-Pflanzen durchsetzt, wie dies auch ähnlich in Schottland der Fall ist. Dagegen treten keine Waldenburger-Typen mehr auf, sobald der Charakter der Flora westphälisch wird. Ob diese Tatsachen die Existenz des „Florensprunges" an der Obergrenze des Namurs A andeuten oder ob sich die Oberkarbonflora Grönlands auch zwischen Namur A, höherem Namur und Westphal kontinuierlich entwickelt hat, lässt sich im gegenwärtigen Zeitpunkt der Untersuchungen nicht sagen.

Zitierte Literatur

BÜTLER, H. (1935): *Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrönland.* Mitt. naturf. Ges. Schaffhausen, XII. Heft.

HALLE, T. G. (1931): *Younger Palaeozoic Plants from East Greenland.* Medd. om Grønland *85.*

NATHORST, A. G. (1911): *Contributions to the Carboniferous Flora of North-Eastern Greenland.* Medd. om Grønland *43.*

WITZIG, E. (1951): *Einige jungpaläozoische Pflanzen aus Ostgrönland.* Medd. om Grønland *114.*

---

10. – ROLF F. RUTSCH (Bern): **Das Typusprofil des Aquitanien.**

J. WYATT DURHAM hat 1944 im American Journal of Science eine Studie über das Typus-Profil des Aquitanien veröffentlicht, die nicht nur für die Stratigraphie des Tertiärs im nordschweizerischen Jura eine gewisse Bedeutung hat, sondern vor allem eine völlig neue Interpretation des Begriffs „Aquitanien" befürwortet. Diese darf nicht unwidersprochen bleiben.

Im Bestreben, die Stufenbezeichnungen präzis und eindeutig zu definieren, bemüht sich die stratigraphische Forschung mehr und mehr, die Typus-Profile mit ihren sedimentpetrographischen Eigenschaften und ihrem Fossilinhalt möglichst genau zu charakterisieren.

Das Ziel ist klar. Man will eine Art „Fixpunkte erster Ordnung" schaffen, auf die man bei Korrelationen stets wieder Bezug nehmen kann. Selbstverständlich

haben solche Korrelationen nur dann einen Sinn, wenn die Fixpunkte eindeutig definiert sind.

Dieses Ziel verfolgt auch die Arbeit von J. W. DURHAM; ihr Verfasser ist dabei jedoch zu Resultaten gelangt, denen wir nicht folgen können.

Der Begriff Aquitanien stammt von CHARLES MAYER-EYMAR[1]). Bisher nahm man allgemein an, diese Stufenbezeichnung sei im Jahre 1858[2]) (MAYER, 1858) aufgestellt worden. Dabei schien es selbstverständlich, dass eine Stufe, die nach der Aquitaine benannt ist, ihren Typus im Gebiet von Südwestfrankreich, in der Aquitaine, haben müsse.

J. W. DURHAM kommt jedoch zu einem von dieser traditionellen Auffassung völlig abweichenden Resultat. Der Begriff Aquitanien sei von MAYER-EYMAR nicht 1858, sondern 1853 aufgestellt worden, und der Typus der Stufe sei nicht in der Aquitaine, sondern im nordwestschweizerischen Jura im Gebiet von Paplemont, Courtemautruy und Courgenay in der Ajoie zu suchen.

J. W. DURHAM geht dabei von einer Voraussetzung aus, auf die wir weiter unten noch zu sprechen kommen: Er wendet das in der zoologischen Nomenklatur seit langem allgemein gültige Prioritätsprinzip strikte auch auf stratigraphische Begriffe an. Weil MAYER-EYMAR den Begriff Aquitanien schon 1853 aufgestellt hat und dabei – angeblich – nicht die Aquitaine, sondern eine Schichtserie der Ajoie zitiert, müsse als Typus dieser Stufe nicht ein Profil in der Aquitaine, sondern in der Ajoie gelten.

Das Alter der Schichten dieses neuen Typus in der Schweiz ist DURHAM nicht näher bekannt; er vermutet, es möchte sich um Chattien handeln. Glücklicherweise sind die in Frage stehenden Tertiärablagerungen der Ajoie kürzlich durch R. TSCHOPP neu untersucht worden. Dabei stellte sich heraus, dass die von DURHAM als Typus des Aquitanien aufgefasste Serie aller Wahrscheinlichkeit nach der sogenannten „molasse alsacienne", also dem Oberstampien (=Chattien) angehört.

Falls man den Ausführungen von DURHAM folgt, wäre also der Typus des Aquitanien oberstampisch. Für den Zeitabschnitt, den man bisher als Aquitanien bezeichnet hat, müsste dann offenbar ein anderer Name gewählt werden.

Die neue Interpretation des Begriffs Aquitanien ist bereits von R. DEHM (1949) übernommen worden, der DURHAM das Verdienst zuerkennt, „erst jetzt, 91 Jahre nachher, das Typusgebiet für das Aquitanium (sic) aus der Vergessenheit gezogen" zu haben (S. 145).

Die Publikation MAYERS, auf die sich J. W. DURHAM bezieht, erschien 1853 im Bericht über die Tagung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Porrentruy, unter dem Titel: Nouvelles données sur les faunes tertiaires d'Ajoie, par M. A. GRESSLY, de Laufon, avec les déterminations de M. MAYER (A. GRESSLY & CH. MAYER, 1853).

A. GRESSLY gibt in dieser Arbeit, die von ihm allein verfasst ist, eine Gliederung des Tertiärs der Ajoie, wobei die einzelnen Abteilungen einfach durch die Buchstaben A–F gekennzeichnet sind. Diesen verschiedenen Abteilungen sind Fossillisten nach den Bestimmungen von CH. MAYER-EYMAR beigefügt.

GRESSLY hat seinen Vortrag in Pruntrut nicht selbst gehalten. Aus einem Anhang zu seiner Arbeit, der von J. THURMANN stammt, vernehmen wir, dass GRESSLY als Experte an den Arbeiten für den Hauensteintunnel teilnehmen musste. Wohl

[1]) Über CHARLES MAYER-EYMAR siehe ALB. HEIM & L. ROLLIER, 1907.

[2]) Der Band der Verhandlungen der Schweiz. Naturf. Ges., in welchem die Arbeit MAYERS erschienen ist, enthält den Bericht über die Versammlung in Trogen, die im August 1857 stattfand. Veröffentlicht wurde dieser Band aber erst 1858. Die stratigraphische Tabelle in der Arbeit MAYERS trägt denn auch die Jahrzahl 1858.

aber nahm MAYER-EYMAR, der seit 1851 in Paris studierte, an dieser Tagung teil. Er galt damals schon – kaum 27jährig – als hervorragender Kenner des europäischen Tertiärs, dessen Kenntnisse sich die Lokalstratigraphen gerne zu Nutzen zogen.

MAYER-EYMAR brachte an diese Tagung eine handgeschriebene stratigraphische Tabelle mit, in welcher er die folgende Gliederung der europäischen Tertiärablagerungen vorschlug (S. 259):

1. Pédémontien, Mayer (Pliocène supérieur) – représenté en Suisse par – ?
2. Placentien M. (Pl. inférieur) – Oeningen ? Käpfnach ?
3. Dertonien M. (Miocène supérieur) – Molasse d'eau douce supérieure du bassin suisse allemand.
4. Helvétien M. (Miocène moyen) – Molasse marine et muschelsandstein du bassin suisse allemand.
5. Aquitanien M. (Miocène inférieur) – Molasse d'au (sic) douce inférieure du bassin suisse allemand.
6. Moguntien M. (– ? nob.) (Tongrien et Rupelien Dum.) – Sables marins supérieur de Fontainebleau, Etampes, Mayence, Castel-Gonberto, etc. – Calcaire d'Ajoie, Bâle, Laufon, Delémont, etc. – Diablerets et Alpes bernoises avec modification de faune.
7. Parisien d'O. (Eocène supérieur.) – Calcaire grossier; en Suisse Diablerets, St-Gall ? Schwytz ?
8. Suessonien d'O. (Eocène inférieur) – Sables du Soissonnais; en Suisse – ?

Die Ajoie ist in dieser Tabelle MAYERS mit keinem Wort erwähnt. Die den Stufenbezeichnungen beigefügten Lokalitäten und Serien sind einfach Beispiele. Wollte man sie als Typus der Stufen auffassen, so müsste doch offenbar die „Molasse d'eau douce inférieure du bassin suisse allemand" als solcher gelten!

J. THURMANN hat nun seinerseits versucht, die im Manuskript von GRESSLY mit den Buchstaben A–F bezeichneten Schichtglieder mit dem Schema MAYERS in Übereinstimmung zu bringen, und schreibt: „Les couches C et D seraient l'Aquitanien".

MAYER-EYMAR selbst hat also die in Frage stehenden Schichten der Ajoie überhaupt nicht mit seinem Aquitanien in Verbindung gebracht!

In den späteren Arbeiten hat er übrigens das Aquitanien stets auf 1857 und nicht auf 1853 zurückgeführt, so z. B. in der «Classification méthodique des terrains de sédiment» (MAYER, 1874), in der er folgende Gliederung gibt:

Aquitanien MAYER, 1857 { II Mérignac / I Bazas

Diese Feststellungen dürften wohl genügen, um die von DURHAM und DEHM befürwortete neue Interpretation des Begriffs Aquitanien abzulehnen.

Aber es gibt noch weitere zwingende Argumente gegen ihre Auffassung.

DURHAM nimmt an, MAYER-EYMAR habe 1853 bei der Aufstellung des Begriffs Aquitanien überhaupt nicht die Aquitaine als Typus im Auge gehabt. Nun existiert aber ein Brief, den MAYER-EYMAR am 26. Januar 1853 an BERNHARD STUDER geschrieben hat (STUDER, 1853), in welchem er diesem mitteilt, er sei im Sommer und Herbst 1852 durch Südwestfrankreich gereist. Auf dieser siebenmonatigen Tour habe er eine „Unmasse Fossilien erbeutet, und die sogenannten Faluns recht durchstudiert". MAYER-EYMAR hat also die Aquitaine schon 1852 sehr gut gekannt und wohl gewusst, warum er eine Stufe des Tertiärs nach diesem Gebiet benannt hat!

Schliesslich noch ein weiteres Argument gegen die Auffassung von DURHAM und DEHM. Beide Autoren wenden das in der zoologischen Nomenklatur geltende Prioritäts-Prinzip strikte auf stratigraphische Begriffe an. Es muss nun aber mit allem Nachdruck betont werden: Ein Prioritäts-Gesetz im Sinne der zoologischen Nomenklatur existiert in der Stratigraphie nicht. Einer solchen Bindung müsste man sich sogar auf das entschiedenste entgegensetzen, da sie unfehlbar zu so un-

haltbaren Interpretationen stratigraphischer Begriffe führen müsste, wie dies das Beispiel des Aquitanien im Sinne von DURHAM und DEHM zeigt.

Und selbst wenn für stratigraphische Begriffe das Prioritätsprinzip strikte angewendet würde, dann müssten offenbar auch die Ausnahmen gestattet sein, wie sie der Codex für die zoologische Nomenklatur vorsieht.

Wenn für einen systematischen Begriff vom Autor kein Typus festgelegt wurde, so hat ein späterer Bearbeiter das Recht, diesen Typus nach bestimmten Regeln endgültig zu fixieren. MAYER-EYMAR hat 1853 für sein Aquitanien keinen Typus bestimmt. Dieser Typus ist später durch DOLLFUS, MUNIER-CHALMAS und DE LAPPARENT festgelegt worden, und sie haben selbstverständlich die Aquitaine gewählt.

Zudem gibt es in der zoologischen Nomenklatur den Begriff der „Nomina conservata": Da, wo die Substituierung eines bekannten Namens durch einen älteren Verwirrung stiften könnte, kann vom Prioritätsprinzip abgewichen werden. Das gleiche Prinzip müsste sinngemäss auch in der stratigraphischen Nomenklatur Anwendung finden.

Fassen wir zusammen: Die von J. W. DURHAM und R. DEHM vorgeschlagene Substituierung des bisherigen Typus des Aquitanien in der Aquitaine (Falun de Bazas) durch eine Schichtfolge in der Ajoie im nordschweizerischen Jura hält der Kritik nicht stand und ist zu verwerfen.

Wenn R. DEHM schreibt (1949, S. 141): „Die Ausführungen DURHAMS über die Aquitanische Stufe selbst, ihr Typus-Gebiet, über ihre vermutliche Gleichheit mit der Chattischen, auch über die weiteren MAYERschen Stufen-Bezeichnungen in der Veröffentlichung von GRESSLY, verdienen vollste Beachtung und werden weitreichende Folgerungen nach sich ziehen", dann möchten wir entgegnen: Wir hoffen sehr, dass dies nicht der Fall sein wird, und dass in solchen Fragen nicht starre Prinzipien von umstrittenem Wert, sondern die Vernunft die Oberhand behalten mögen.

Literatur

DEHM, R. (1949): *Zur Oligozän-Miozän-Grenze.* N. Jb. Mineral. usw., Monatsh., Jg. 1949, Abt. B, H. 4–6, S. 141–146.

DURHAM, J. W. (1944): *The Type Section of the Aquitanian.* Amer. J. Sci. 242, *5*, p. 246–250.

GRESSLY, A. (1853): *Observations sur le terrain tertiaire d'Ajoie.* Actes Soc. Helv. sci. nat., *38*, 1853, p. 40.

GRESSLY, A., & MAYER, CH. (1853): *Nouvelles données sur les faunes tertiaires d'Ajoie.* Actes Soc. Helv. Sci. nat. *38*, 1853, p. 251.

HEIM, ALB., & ROLLIER, L. (1907): *Dr. Karl Mayer-Eymar 1826–1907.* Verh. Schweiz. Naturf. Ges. *90*, 1907, S. XL–LIX.

HÜRZELER, J. (1945): *Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Abgrenzung und Unterteilung des Aquitanien.* Eclogae geol. Helv. *38*, Nr. 2, S. 655.

MAYER, K. (1858): *Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiär-Gebilde Europas.* Verh. allg. Schweiz. Ges. f. d. gesammten Naturwissenschaften bei ihrer Versammlung in Trogen am 17., 18. und 19. August 1857, 42. Versammlung. Ohne Erscheinungsjahr (=1858), S. 165–199.

MAYER, CH. (1874): *Classification méthodique des terrains de sédiment.* (Zürich, Schabelitz).

STUDER, B. (1853): *Mittheilungen aus einem Briefe von Herrn Karl Mayer aus St. Gallen.* Mitt. Naturf. Ges. Bern 1853, S. 73.

11. – ROLF F. RUTSCH (Bern): **Die ältesten geologischen Schweizerkarten.**

Die von der Schweizerischen Geologischen Kommission 1931 veröffentlichte Bibliographie der geologischen und tektonischen Karten der Schweiz (W. HOTZ, 1931) stellt ein für den Wissenschafter wie den Praktiker gleichermassen wertvolles und unentbehrliches Hilfsmittel dar. Sie umfasst die Karten vom Beginn der geologischen Kartierung unseres Landes bis zum Jahre 1930.

Zum Verzeichnis der ältesten geologischen Übersichtskarten seien hier einige Ergänzungen nachgetragen.

Die erste geologische Karte der Schweiz ist diejenige von JEAN ETIENNE GUÉTTARD aus dem Jahre 1752.

GUÉTTARD, bekannt als Verfasser zahlreicher geologischer und paläontologischer Arbeiten, war Konservator der naturhistorischen Sammlungen des Herzogs von Orléans. Diese Sammlung beherbergte u. a. Fossilien und Mineralien aus der Schweiz, die MORITZ ANTON CAPELLER nach Paris gesandt hatte.

GUÉTTARD kam auf die eigenartige Idee, auf Grund dieser Sammlungen und der Werke von SCHEUCHZER, BOURGUET & CARTIER u. a. eine geologisch-mineralogische Karte der Schweiz zu entwerfen, die seiner Veröffentlichung: „Mémoire dans lequel on compare le Canada à la Suisse par rapport à ses minéraux" als Tafel beigeheftet ist. Als topographische Grundlage dieser Karte, an welcher auch der bekannte Geograph PHILIPPE BUACHE mitgearbeitet hatte, diente offensichtlich die Schweizerkarte des GUILLAUME DELISLE, die erstmals 1715 in Paris erschien (vgl. WEISZ, 1945).

GUÉTTARD unterscheidet zwei Zonen, die „bande schisteuse", welche die Alpen und Teile des Mittellandes umfasst, und eine „bande marneuse", welcher das Juragebirge, das Gebiet des Lac Léman und das Unterwallis bis Bex, sowie einzelne Abschnitte des Molasselandes angehören. Für die Zuweisung eines Teils des Mittellandes zur „bande marneuse" waren offensichtlich die Fossilien aus dem Muschelsandstein des Burdigalien entscheidend. Die Karte enthält auch zahlreiche Angaben über Fossilfundstellen, Vorkommen von Baumaterialien, Mineralien, Erzen, Bitumina, Mineralquellen usw. Die Arbeit GUÉTTARDS war ein Versuch mit untauglichen Mitteln, immerhin ist sie eine der ältesten geologischen Karten überhaupt.[1])

Rund fünfzig Jahre später erschien die erste farbige geologische Karte der Schweiz, die SAMUEL GRUNER seiner 1805 in der „Isis" publizierten Arbeit: „Geognostische Übersicht der helvetischen Gebürgsformationen" beigab.

SAMUEL GRUNER wurde 1766 in Bern geboren. Er studierte – zusammen mit HUMBOLDT, VON BUCH, KARSTEN u. a. – bei WERNER in Freiberg Bergbau und war während der Helvetik schweizerischer Oberberghauptmann. Seine Sammlungen gelangten nach seinem Tode (1824) an das Berner Museum (vgl. STUDER, 1863).

GRUNER unterscheidet in seiner vierfarbigen Karte fünf Zonen, den Jura, dessen Südgrenze bereits ziemlich richtig dargestellt ist, das Mittelland und drei, allerdings sehr willkürlich begrenzte Zonen in den Alpen. Die Molasse stellt er zum grössten Teil in die „Jüngere Flözformation" (=Trias), den Jura und einen Teil der Alpen zur „Älteren Flözformation" (=Perm).

In GRUNERS Karte wird zum erstenmal versucht, die drei grossen geologischen Einheiten unseres Landes, Jura, Mittelland und Alpen, gegeneinander abzugrenzen.

Erst an dritter Stelle unter den geologischen Übersichtskarten der Schweiz folgt dann diejenige von JOHANN GOTTFRIED EBEL im 1808 erschienenen Atlas zu seiner Übersicht: „Über den Bau der Erde in dem Alpen-Gebirge..."

[1]) Die erste bekannte geologische Karte, diejenige von CHR. PACKE in England, ist 1743 veröffentlicht worden (ZITTEL, 1899).

Diese in neun Farben kolorierte Karte fusst offenbar zum Teil auf derjenigen GRUNERS, bedeutet ihr gegenüber aber wieder einen grossen Fortschritt. Vom Juragebirge sind der Rheintalgraben sowie das Kristallin des Schwarzwaldes und der Vogesen abgetrennt, auch die jungvulkanischen Durchbrüche des Kaiserstuhls und des Hegaus sind eingetragen. Eine selbständige „Nagelfluh-Kette" ist zwischen Mittelland und Alpen eingeschaltet. Zwischen nördlichen und südlichen Kalkalpen erstreckt sich das „Urfels-Gebirge", in welchem zwei Zonen von „Ur-Kalkstein" ausgeschieden sind. Schliesslich ist auch die Po-Ebene und eine „Nagelfluh-Kette" am Südrand der Kalkalpen eingezeichnet.

1811 folgt die „Geognostische Karte der Schweiz" von CHRISTOPH BERNOULLI, die aber nur eine stark verkleinerte und vereinfachte Kopie der EBELschen Karte darstellt.

Erst aus der Kenntnis dieser ersten geologischen Schweizerkarten ermisst man, was für eine gewaltige Leistung die 1853 erschienene STUDER-ESCHERsche „Carte géologique de la Suisse" bedeutet.

Seit dem ersten Versuch durch Guéttard sind zweihundert Jahre verflossen. Die demnächst zum Abschluss gelangende neueste geologische Übersichtskarte unseres Landes, die „Geologische Generalkarte der Schweiz" zeigt wohl augenfälliger als irgend ein anderes Beispiel, auf welche Fortschritte die geologische Erforschung der Schweiz in diesen zwei Jahrhunderten zurückblicken kann.

Literatur

BERNOULLI, CHR. (1811): *Geognostische Übersicht der Schweiz nebst einem systematischen Verzeichnisse aller in diesem Lande vorkommenden Mineralkörper und deren Fundörter.* (Basel, Schweighauser; Halle und Leipzig, Hemmerde und Schwetschke.)

EBEL, J.G. (1808): *Geognostische Karte der Alpen in Savoyen und der Schweitz in einem Theile von Deutschland, Frankreich, Piemont und der Lombardei.* In: *Über den Bau der Erde in dem Alpen-Gebirge* usw. Zürich, Tafel 2^1 und 2^2.

GRUNER, S. (1805): *Geognostische Übersicht der helvetischen Gebürgsformationen.* Isis. Eine Monatsschrift von Deutschen und Schweizer Gelehrten, *2*, S. 857–878.

— (1806): *Geognostische Übersicht über die Alpen in Helvetien.* Alpina, *1*, S. 244–265.

GUÉTTARD, J. E. (1752): *Mémoire dans lequel on compare le Canada à la Suisse par rapport à ses minéraux. Seconde partie. Déscription des Minéraux de la Suisse.* Mém. Mathém. Phys. tirés des registres de l'Acad. Roy. Sci., p. 189–220, 323–360.

HOTZ, W. (1931): *Die geologischen und tektonischen Karten der Schweiz.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *62*.

STUDER, B. (1863): *Geschichte der Physischen Geographie der Schweiz bis 1815.* (Bern, Stämpfli; und Zürich, Schulthess.)

WEISZ, L. (1945): *Die Schweiz auf alten Karten.* (Zürich, Neue Z.Z.).

ZITTEL, K. A. v. (1899): *Geschichte der Geologie und Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts.* (München und Leipzig, Oldenbourg.)

---

12. – R. RAMSEYER (Bern): **Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Charakterisierung der Molassesedimente am Mt, Vully (Kt. Freiburg).** Wird in einer Arbeit des Verfassers über die Geologie des Wistenlacherberges (Mt. Vully) und der Umgebung von Murten (Kt. Freiburg) erscheinen.

---

13. – TONI HAGEN (Rapperswil): **Der geologische Querschnitt des Himalaya in Zentralnepal.** Kein Manuskript eingegangen, soll später erscheinen.

---

14. – HANS RÖTHLISBERGER (Zürich): **Quartärgeologische Beobachtungen am Eglinton-Fiord, Baffin-Land; Kanada.** Erschienen in: Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, *96*, 1951, p. 252–257.

---

15. – HUGO FRÖHLICHER (Olten): **Brachyuren aus den stampischen Fischschiefern des Entlebuchs, Kt. Luzern.** Mit 2 Textfiguren.

Bei einer schon vor einigen Jahren erfolgten Durchsicht meiner Aufsammlung von fossilen Fischen aus den Hilfernschichten (Rupélien) des Steinibachtobels bei Flühli (Kt. Luzern) hat sich gezeigt, dass auch Reste von Brachyuren vorhanden sind (siehe Fig. 1 und 2). Obschon die Reste – es handelt sich bloss um zwei deut-

Fig. 1.

Fig. 2.

Portunidae (Schwimmkrabben)
aus den stampischen Fischschiefern des Steinibachs bei Flühli (Kt. Luzern).
Fundstelle auf Kote 990, Koordinaten 645000/195400. 1/1. Sammlung H. FRÖHLICHER.
Fig. 1, cf. *Portunus* sp. Signatur A 41. Fig. 2, cf. *Polybius*. Signatur A 44.
Det. V. VAN STRAELEN, 1951.

licher erkennbare Exemplare – sehr schlecht erhalten sind, scheint mir doch eine kurze Notiz von ihrem Vorkommen angezeigt, denn nach der zur Verfügung stehenden Literatur dürften Crustaceen eher zu den seltenen Vorkommnissen in den Meeresablagerungen der schweizerischen Molasse gehören.

Ich habe die zwei erwähnten Brachyurenreste Herrn V. VAN STRAELEN in Brüssel zur näheren Prüfung unterbreitet, der mir unter dem 2. April 1951 mitteilte[1]):

„Les empreintes sont trop frustes pour que l'on puisse en donner une détermination précise, de plus elles proviennent d'individus immatures dont le test était à peine calcifié. Il s'agit certainement de Portunidae voisins des genres *Polybius* et *Portunus*, ce dernier étant entendu sensu lato."

Nach V. VAN STRAELEN handelt es sich also bestimmt um zwei zur Familie der Portunidae oder Schwimmkrabben gehörende Individuen. Der Körper dieser

---

[1]) Ich möchte nicht versäumen, an dieser Stelle Herrn VAN STRAELEN für die Bestimmung und die weitere Auskunft über Krabbenvorkommen bestens zu danken.

Rundkrabben ist im allgemeinen mehr oder weniger abgeplattet und seitlich verbreitert, oft von hexagonalem Umriss. Als typisches Merkmal weisen die Vertreter der Schwimmkrabben am hinteren Brustfuss ein blattförmig verbreitetes, zum Schwimmen dienendes Endglied auf. Dieses Ruder ermöglicht den Krebsen, im Wasser Schwimmbewegungen auszuführen und bei einigen sogar sich ziemlich weit ins offene Meer hinaus zu wagen, was besonders auch für die Gattungen Polybius und Portunus zutrifft. Sonst leben aber die meisten Portunus-Arten nahe der Küste in geringer Tiefe bis ca. 200 m. Dass es sich in unserem besonderen Falle eher um ein Seichtwasserbecken handelt, deutet auch die ganze Fischassoziation an, worüber Herr Dr. W. Weiler in Worms, dessen Bearbeitung der Fischreste druckfertig vorliegt, Näheres berichten wird. Speziell sei hier auch darauf hingewiesen, dass der Erhaltungszustand vieler Fischreste auf Aasfrass – offenbar durch Krabben – hinweist.

Hinsichtlich des Vorkommens von Krabben speziell in der subalpinen unteren Meeresmolasse scheinen keine Literaturangaben vorzuliegen. Drei Arten von decapoden Krebsen werden von K. Mayer aus dem Helvétien der Kantone Luzern, St. Gallen und Aargau angeführt (1872 und 1883). Th. Studer (1893) beschreibt zwei Gattungen (Dorippe und Portunus) aus dem Helvétien des Belpberges. Im Zusammenhang mit unserem Fund ist von Interesse, dass W. Smirnow (1929) aus den Fischschichten des nordkaukasischen Oligozäns neben anderen decapoden Krebsen auch zwei Portunus-Arten beschreibt. Ferner wurden Decapoden aus dem Rupeltone des Mainzerbeckens von K. Beurlen (1931) bearbeitet.

Obgleich sich die zwei vorgefundenen Exemplare von Schwimmkrabben kaum für eine nähere zoologisch-paläontologische Untersuchung eignen, gibt doch ihr Vorkommen eine Ergänzung des Faunenbildes der unteren Meeresmolasse am Alpennordrand.

Wichtigere Literatur

Beurlen, Karl (1931): *Die Decapodenfauna aus dem Rupelton des Mainzer Beckens.* Senckenbergiana *13*, p. 111, 112 (Frankfurt).

Mayer, Karl (1872): *Systematisches Verzeichnis der Versteinerungen des Helvetian der Schweiz und Schwabens.* Beitr. geolog. Karte Schweiz, 11. Lfg., p. 510.

Mayer, Karl (1883): *Fossilien der marinen Molasse von St. Gallen.* Beitr. geol. Karte Schweiz, 19. Lfg., p. 51.

Smirnow, W. L. (1929): *Decapoda der Fischschichten am schwarzen Flusse von der Stadt Wladikawkas.* Arb. nordkaukasischen Ass. wissensch. Inst. Nr. 59 (Rostow).

Straelen, V. van (1936): *Sur les crustacés décapodes de l'Auversien des Alpes de Schwyz.* Bull. Musée roy. Hist. nat. Belgique *12*, Nr. 27.

Studer, Th. (1893): *Über zwei fossile decapode Krebse aus den Molasseablagerungen des Belpberges.* Abh. Schweiz. paläont. Ges. *19*, p. 1—8.