Generalversammlung Montag, den 30. August 1926 in der Faculté des Sciences (Pérolles), 8 Uhr

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **20 (1926-1927)**

Heft 2

PDF erstellt am: **28.04.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

B. Generalversammlung Montag, den 30. August 1926 in der Faculté des Sciences (Pérolles), 8 Uhr.

Erster Teil: Geschäftliche Sitzung.

Der Präsident A. JEANNET erteilt dem Sekretär das Wort zur Verlesung des Jahresberichtes. Die Versammlung ehrt das Andenken der verstorbenen Mitglieder in üblicher Weise. Bericht und Jahresrechnung werden genehmigt.

Einem Vorschlage des Vorstandes entsprechend wird der Jahresbeitrag für alle Mitglieder auf Fr. 12.— festgesetzt; im Ausland wohnende entrichten überdies Fr. 2.— für Extraportoauslagen.

An Stelle von H. PREISWERK wird J. CADISCH als Rechnungsrevisor gewählt.

Der Präsident teilt den Abschluss eines Abkommens mit der Stadtbibliothek Bern mit, das den Tauschverkehr mit ausländischen Gesellschaften den Statuten entsprechend ordnet.

Ferner weist er auf den Ersatz der „Revue géologique suisse" der Eclogae durch eine neue Publikation der schweiz. Landesbibliothek hin.

Die Herren Prof. DE GIRARD und Dr. WALTER STAUB nehmen die Ernennung zum Präsidenten und Vizepräsidenten der wissenschaftlichen Sitzung an. Als Sekretäre werden Dr. RUTSCH und Dr. TERCIER amten.

Der Sekretär: *P. Beck.*

Zweiter Teil: Wissenschaftliche Sitzung.

(Beginn 9 Uhr, Schluss 12.45 Uhr.)

Zugleich Sitzung der Sektion für Geologie der S. N. G.

1. — O. BÜCHI (Hauterive, Fribourg): **Interglaciale Senseläufe** (mit 1 Textfigur).

Da man für Saane und Aare verschiedene, von einander getrennte, ausgefüllte Läufe kennt, so musste man auch solche für die Sense vermuten, da sie mit jenen gleiche Erosionsbasis hat.

Verschiedene Autoren haben sich nun mit dieser Frage beschäftigt. Schon GILLIÉRON fand den Durchgang der Sense ins obere Galtern (Gotteron)-Tal, BÄRTSCHI die Fortsetzung dieses Laufes westlich Maggenberg nach Düdingen, MICHEL den Ärgera-Nesslerazufluss zu diesem Tal, während ÄBERHARDT einen Senselauf von Brünisried gegen Sodbachmühle annahm.

Diese Teilresultate habe ich durch systematische Untersuchung des ganzen Sensebezirkes revidiert und alle Flussläufe

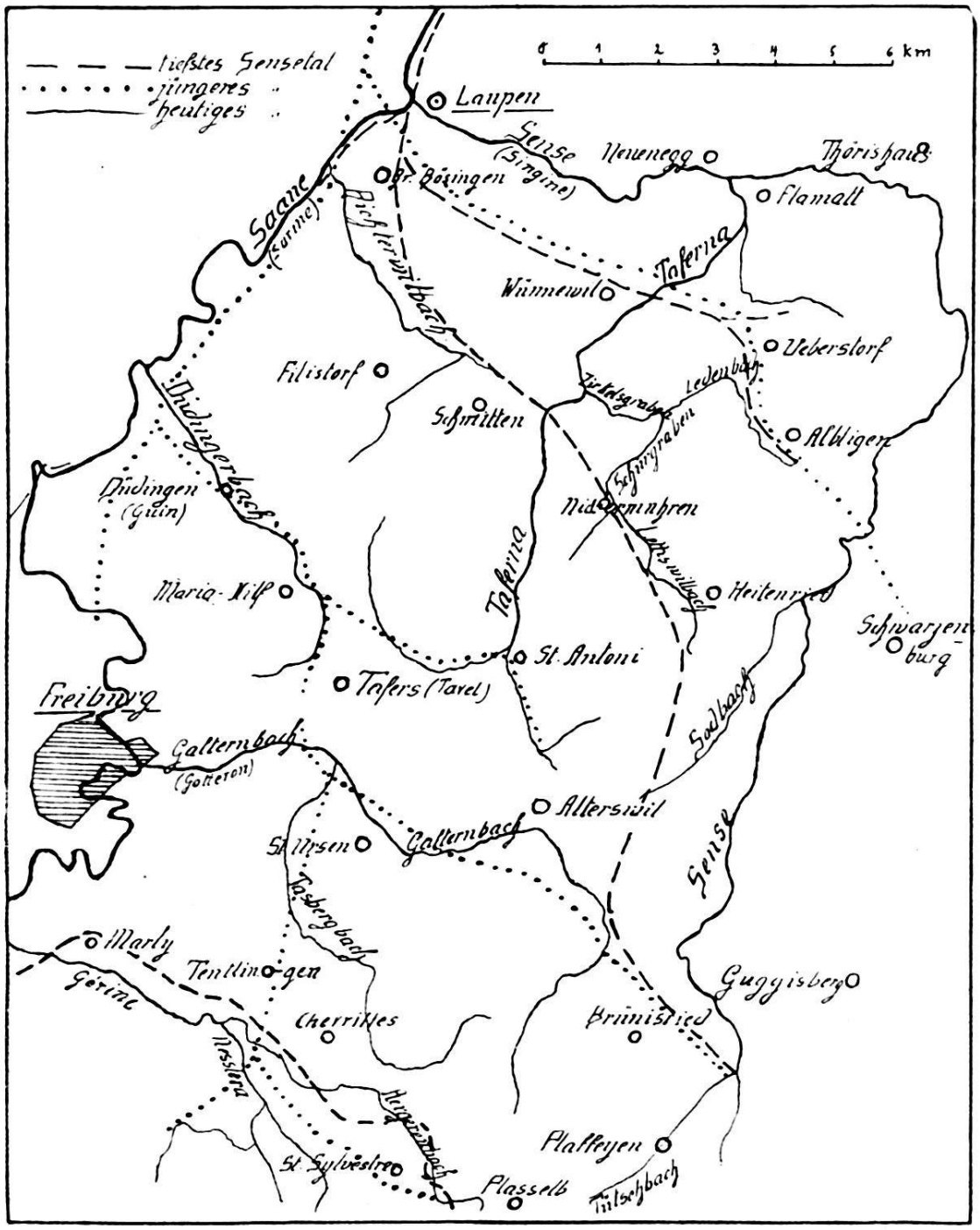


Fig. 1. Interglaciale Senseläufe.

unter sich in Zusammenhang gebracht nach relativem Alter und Höhe des Talbodens.

Die genaue stratigraphische Untersuchung der Molasse-Diluviumkontakte lassen besonders an Talabhängen Fluss-

profile feststellen, die — sinngemäss verbunden — gestatten, Flussläufe zu rekonstruieren.

Entsprechend den tiefsten Rinnen aller grösseren Flüsse der Schweiz aus der Mindel-Rissinterglacialzeit findet sich auch für die Sense eine solche unter den heutigen Talboden reichende Rinne. Sie zeigt sich bei Guggersbach nördlich Plaffeyen, von wo die Sense über Leist ins Galterntal floss und dann durch eine abflusslose Sumpf- und Moorlandschaft über Mellisried ins breite Tal Heitenried-Niedermuhren. Dieses verdankt der Sense seine Entstehung und nicht dem kleinen Lettiswilbach, der es heute durchfliesst. Der heutige Abfluss des genannten Tales durch den engen Schürgraben und Ledenbach ist epigenetisch. Zur Mindel-Rissinterglacialzeit floss die Sense gegen Zirkels-Bahnhof Schmitten quer über die heutige Taverna, und weiter gegen Friesenheid, wo der Fuchsengraben in Grundmoräne eingeschnitten ist. Von dort an schlug sie nördliche Richtung ein, um östlich Bösingen in die Saane zu münden.

Man findet auch einen Nebenfluss zu diesem Sensetal, nämlich den Bach, der das breite Tal von Albligen-Überstorf entwässert und der nach Bärtschi von Schwarzenburg herkam. Er setzte sich fort gegen Steinhaus-Blumisberg, wo sich im Tavernatal an der Bahnlinie Freiburg-Bern der Talquerschnitt mit einer Basis von 500 m leicht feststellen lässt, und von da gegen Bösingen, wo ein morphologisch auffälliges Tal vorhanden ist.

Während der Mindel-Rissinterglacialzeit wurde das Sensetal aufgefüllt durch mächtige geschichtete Moränenmassen und der Fluss selber wurde abgelenkt durch Wallmoränen, seien es solche einer Hochterrasseneiszeit oder eines ersten Vorstosses des Rissgletschers. Es folgte eine zweite Erosionsperiode, in der die Sense ins Galterntal floss, diesem folgte, dann westlich um Maggenberg sich gegen Mariahilf-Düdingen wandte, um westlich vom Toggeliloch ins damalige breite Saanetal auf dem Plateau bei Ottisberg zu münden.

Als Nebenfluss dieser Sense finden wir Ärgera und Nesslera, die von Tentlingen her dem Tasbergbach folgten und bei Schürmatta mündeten.

Das Talsystem der Sense zeichnet sich durch grosse Breite, geringe Tiefe der Erosionsbasis und durch gut verkittete Schotterfüllung aus. Die letztere tritt in vielen Aufschlüssen zutage, wird aber vielfach von mächtiger Grundmoräne und von Drumlins überlagert, z. B. zwischen Tafers und Düdingen.

Das Tal Albligen-Überstorf entwässerte sich gegen Bösingen, verbreiterte die ursprünglich schmale Rinne und hinterliess uns Schotter als Füllung.

Das Tavernatal erfordert besondere Behandlung. Sein geradliniger Oberlauf von Alterswil bis Mühlethal liegt zwischen dem Austritt der Sense aus den Alpen und deren Mündung in die Saane bei Laupen, welche dort sogar in diese Senserichtung einbiegt. Darum dürfte dieser Lauf in seiner Anlage einer Ur-Sense entsprechen.

Ein Quellfluss der Taverna, der Langenbitzenbach, kann nicht ursprünglich sein; als die Sense bei Tafers vorbeifloss, muss dieser Bach umgekehrte Richtung eingeschlagen haben von St. Antoni gegen Tafers und mit der obern Taverna sich dorthin entwässert haben, denn das Tal öffnet sich weit gegen W. und verengt sich gegen E.

Die obere und mittlere Taverna fliesst auf fluvioglacialen Schottern des Rhonegletschers, daher muss dieses Tal schon in der Riss-Würminterglacialzeit die heutige Tiefe erreicht haben. Vielleicht floss der Galternbach (ohne Ärgera und Sense) östlich Maggenberg vorbei gegen Tafers ins Tavernatal, durch Rissmoränen abgelenkt von der Richtung Düdingen. Von Mühlethal bis Flamatt fliesst die Taverna in junger Molasseschlucht, die in der Postglacialzeit oder der letzten Interglacialzeit gegraben wurde. Das ist der jüngste Teil des Tavernalaufes. Höher liegende Schotter, z. B. östlich Wünnewil, entsprechen älteren kleineren Bachrinnen.

Offenbar erst in der letzten Interglacialzeit haben die Sense und die Taverna — in gleicher Weise wie die Saane und die Aare — begonnen, ihr heutiges Bett zu graben. Nach der Auffüllung desselben in der Würmeiszeit haben sie keine Ablenkung mehr erfahren, sondern sich an gleicher Stelle tiefere und breitere Schluchten geschaffen. Das geht aus dem Umstand hervor, dass an so vielen Stellen fluvioglaziales Material in den sogenannten epigenetischen Molasseschluchten gefunden wird.

Diese Mitteilungen über meine Untersuchungen im Sensebezirk sind als vorläufige anzusehen. Der Zusammenhang der verschiedenen Flussläufe ist heute noch in vielen Punkten unabgeklärt.

2. — Hans Mollet (Biberist): **Ein alter Senselauf** (mit 1 Textfigur).

Aus morphologischen Betrachtungen heraus war V. Gilliéron, als Bearbeiter von Blatt XII der geologischen Karte 1:100,000, bereits 1885 zur Annahme gelangt, dass der obere

Abschnitt des Gotteron ein früherer Lauf der Sense sein müsse[1]). Seither ist diese Frage von verschiedenen Autoren wieder aufgegriffen worden. Eine im Jahre 1919 gemeinsam mit meinem Freunde Dr. R. SCHIDER unternommene Expertise über die Hofmattquelle am oberen Gotteron bot mir Veranlassung, mich mit dem Problem jenes alten Senselaufes zu beschäftigen und seither ergänzende Beobachtungen durchzuführen. Die Resultate, zu welchen ich dabei gelangt bin, sollen in den folgenden Darlegungen kurz skizziert werden.

Wie der Senselauf unterhalb des breiten Talbeckens von Plaffeien seinen Charakter plötzlich verändert, indem der Fluss dort in eine offensichtlich junge, an einen Berghang gedrängte enge und tiefe Molassefelsschlucht eintritt, begegnen wir derselben Erscheinung am Gotteron (Galtern) unterhalb Hoyozmühle. Der Abschnitt unterhalb dieser Lokalität trägt als Cañon das Gepräge junger Entstehung; oberhalb derselben werden die Molassevorkommen am Gotteron zunächst seltener und fehlen sodann gegen das Quellgebiet des Flüsschens bei Hofmatt. Der mit 10—12° südfallende und nach Westen spornartig vorspringende Molassesandstein der Anhöhe von Kleeholz verschwindet westlich der Strasse bei Wengliswil und taucht erst 750 m weiter westlich, jenseits des Gotteron wieder auf in einem kleinen Vorkommen am Bach aus dem Roten Moos bei Rütti, ferner in den Aufschlüssen der Gehöfte Unter dem Himmel und Herrenschür. Häufiger und ausgedehnter werden die vielfach von Rhonemoräne verdeckten Molasseaufschlüsse westlich der Strasse Brünisried-Rechthalten, namentlich gegen die Anhöhe Oberholz hin. Das Zurückweichen der Molasse am oberen Gotteron erscheint recht auffällig und verleiht diesem Laufstück einen in morphologischer Hinsicht älteren Charakter.

Im Bett des Gotteron beobachtet man nun von seinem Quellgebiet bei Selglisberg bis St. Ursen hinunter fast durchweg einen blauen, oft geschichteten Glazialton mit vereinzelten geschrammten Geschieben. Dieser blaue Ton stellt Seeletten dar, die in einem lokalen glazialen Stausee sedimentiert wurden und die hier ein in der Tiefe verborgenes Felsbett, eine alte Talrinne auskleiden. Beiläufig sei erwähnt, dass ich gleiche Seeletten in den Dorfmatten beim benachbarten Schwarzenburg feststellen konnte anlässlich von Sondierbohrungen auf Grundwasser im Jahre 1922, wobei sich der dortige Talboden

[1]) V. GILLIÉRON. Description géologique des territoires du Vaud, Fribourg et Berne, compris dans la feuille XII entre le lac de Neuchâtel et la crête du Niesen. Mat. pour la Carte géol. de la Suisse, Vol. XVIII, Berne 1885, pag. 484.

des Dorfbaches bei der 46 m tiefen Bohrung südlich P. 809 als ein unten, über dem Sandstein, mit 27 m mächtigen blauen Seeletten und darüber mit 19 m mächtigen Sanden und Kiesen erfülltes, in die Molasse eingeschnittenes früheres Talbecken erwies. Ähnliche Seeletten fanden sich ferner 1918/19 bei Sondierbohrungen in der Gegend von Elisried unter den dort 8—10 m mächtigen Schottern der Niederterrasse.

Über den blauen Tonen erscheinen am Gotteron Niederterrassenschotter, nämlich westlich von diesem Tale die Felder von Brünisried und Medenwil, östlich desselben die Schotter

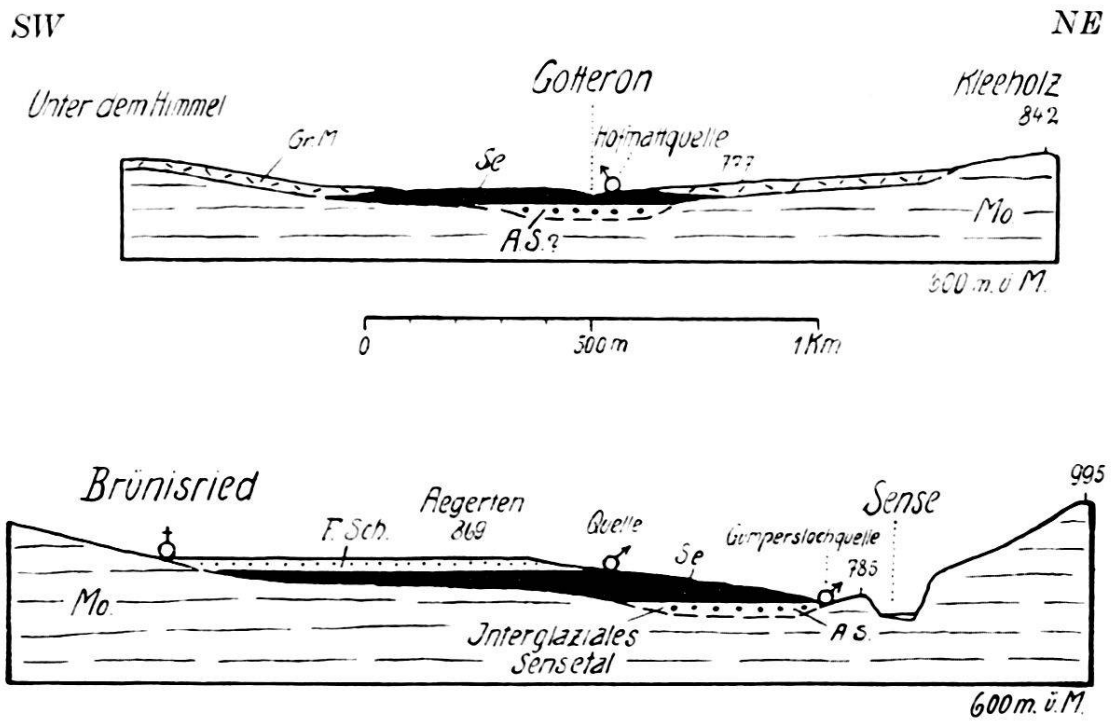


Fig. 1. Zwei Profile durch das Gebiet des alten Senselaufes.

Gr. M. = Grundmoräne des Rhonegletschers, F. Sch. = Fluvioglaziale Schotter (Niederterrasse), Se. = Seeletten, A. S. = alte (interglaziale) Senseschotter, Mo. = Molassesandstein.

von Glundacker. Die Schotter von Neumatt und Schürmatte westlich des Gotteron lagern direkt der Molasse auf. Bei einigen der erwähnten Schottervorkommen, so in der Kiesgrube P. 741 von Glundacker und bei den Schottern von Medenwil beobachtet man deutliche Deltaschichtung.

Von Selglisberg nach Süden zu verschwinden gegen die heutige Wasserscheide Gotteron-Sense die Seeletten, wir gelangen durch ein Grundmoränengebiet zu den Wallmoränen von Leist. Aber jenseits dieses rhodanischen Seitenmoränenabschnittes treffen wir am Hang gegen die Sense von Gute Tanne bis an die Strasse zur Guggisbergerbrücke ein aus-

gedehntes Rutschgebiet in den blauen Tonen, das über Bodenacker seine Fortsetzung an das linke Ufer der Sense bis oberhalb Plaffeien findet. Meines Erachtens bilden die Seelettenvorkommen an der Sense eine Fortsetzung derjenigen am Gotteron. An der Sense stossen wir sodann auf das Liegende der blauen Tone, gebildet aus groben älteren Senseschottern. Finden diese Schotter nun auch unter den blauen Tonen am Gotteron ihre Fortsetzung? Das Auftreten der ertragreichen, über 4000 Minutenliter liefernden, sandaufwirbelnden Grundwasseraufstösse der Hofmattquelle am Gotteron spricht unbedingt für diese Annahme (vergl. Textfigur). Es gibt nach den von Dr. R. Schider und mir gemeinsam ausgeführten Untersuchungen zur Erklärung des Ursprungs der aus den Seeletten aufdringenden Hofmattquelle keine andere sichere Herleitung dieses Grundwassers als diejenige längs eines schottererfüllten alten Flusslaufes aus der Gegend von Sensematt her, also längs eines früheren Senselaufes. Dass sich die alten Senseschotter, von den blauen Tonen zwar verdeckt, weiter nach Norden erstrecken, ergibt sich übrigens, wie die Textfigur zeigt, auch aus einem kleinen Aufschluss im Grabenbach westlich P. 785 hart an der heutigen Sense, wo der Wasserträger die schätzungsweise gegen 2000 Minutenliter liefernde Gumperslochquelle abstösst. Auf offenbar gleichaltrige liegende Senseschotter aus dem weiter nördlich liegenden Gotterongebiet bei Obermühletal hat ausserdem E. Bärtschi hingewiesen.[1])

Der hier in Rede stehende alte Senselauf zweigt somit etwa bei P. 788 (Sensematt) vom heutigen Sensebett ab, um in der Richtung über Gute Tanne, Leist und Grabbach in das Gebiet des heutigen Gotteron abzuschwenken. Durch das Auftreten der blauen Tone ist uns die weitere Fortsetzung dieses einstigen Senselaufes bis Hoyozmühle vorgezeichnet. Von Hoyozmühle, wo sich der Gotteron als jüngere Anzapfung erweist, zieht sich der alte Senselauf in den Einschnitt von Maggenberg und dann gegen Tafers. Eine weitere und unstreitig spätere Flussverlegung der Sense in das östlich vom Gotteron gelegene Sodbachgebiet hat Alb. Heim näher beschrieben.[2])

Die Entstehung des oben diskutierten älteren Senselaufes von der heutigen Sense in das Gebiet des oberen Gotteron fällt mindestens vor die Zeit der Ablagerung der liegenden

[1]) E. Bärtschi. Das westschweizerische Mittelland, Versuch einer morphologischen Darstellung. Neue Denkschriften der Schweiz. Naturf. Ges., Bd. XLVII, Abh. 2, 1913, pag. 250.

[2]) Alb. Heim, Geologie der Schweiz, Bd. I, 1919, pag. 387—388.

Senseschotter. Da letztere als interglazial zu deuten sind, so müssen wir die Ausbildung des alten Senselaufes mindestens in die letzte Interglazialzeit verlegen. Die interglazialen Senseschotter am Gotteron sind unterhalb Hofmatt wohl grösstenteils der Abtragung anheimgefallen. Lokale Stauseebildung, bedingt durch den Rhonegletscher und seine Moränen in einer gewissen Etappe der letzten Eiszeit, führte zur Auskleidung der alten Talrinne mit den blauen Tonen. Nach Ablagerung der quer zum alten Senselauf gelegenen Moränenwälle von Leist erfolgte sodann die Abdrängung der Sense in das heutige epigenetische Talstück.

3. — F. Nussbaum (Hofwil-Bern): **Glaciale Landformen in den Freiburger Alpen.**

Das Gebiet der Freiburger Alpen zeichnet sich durch grosse Mannigfaltigkeit des Reliefs aus. Es ist dies eine Folgeerscheinung verschiedenartiger Faktoren, als deren erster die verwickelte Tektonik des Gebirges und in engem Zusammenhang damit der mehrfache Wechsel von Kalk-, Schiefer- und Flyschzonen anzusehen ist. Dazu kommt im Entwässerungsgebiet der Saane und Simme ein auffälliger Wechsel der Talrichtungen, und als letzter sehr wichtiger Faktor tritt hinzu der für das ganze Alpengebiet geltende mehrfache Wechsel der Abtragungsvorgänge während des Eiszeitalters, nämlich Flusswirkungen und Vergletscherungen.

Auf ihrem Laufe durchquert die Saane 4 Kalkzonen und ebensoviele Schiefer- und Flyschzonen; mit diesem Wechsel von verschieden harten und weichen Gesteinen steht zunächst in Übereinstimmung der Wechsel von Talengen und Talweitungen, wie er für die Täler der Saane und Simme besonders charakteristisch ist. Die Talengen befinden sich ausnahmslos dort, wo der Fluss steilstehende harte Kalkbänke meist der Juraformation durchquert, Weitungen liegen in den Flysch- und Schieferzonen.

Betrachtet man ein Querprofil des Haupttales bei einer Verengung, so vermag man mehrere Gehängeknicke zu erkennen, die auf meist 3 Stadien der Talvertiefung schliessen lassen: Über dem jüngsten, oft sehr schmalen Einschnitt, dessen Entstehung wir in der Regel in die letzte Interglazialzeit verlegen müssen, finden wir die weniger steil ansteigenden Hänge eines V- oder Trogtales, das in ein weiteres und sanfter geformtes Tal eingeschnitten erscheint; dieses dürfte die Talform der Präglazialzeit darstellen. Nicht selten treten noch

kleinere Gehängeknicke auf, die wohl am ehesten als Schliffkehlen der eiszeitlichen Gletscher zu deuten sind. Im grossen und ganzen machen sich die durch fluviatile Abtragungsvorgänge entstandenen Formen besonders bemerkbar; aber bei aufmerksamer Betrachtung stellen sich auch die charakteristischen Formen des strömenden Eises der Diluvialzeit in allen ehemals vergletscherten Tälern und an den Bergketten ein.[1])

Als solche glaziale Landformen[2]) erscheinen in den Freiburger Alpen — wie anderwärts — Kare, Trogtäler, Talstufen, Hängetäler, Becken, Riegel und Rippung. Hinsichtlich der Verbreitung dieser Formen zeigt sich aufs deutlichste selektive Erosion der Gletscher: In den petrographisch homogen zusammengesetzten Flyschgebieten sind die glazialen Formen reiner ausgebildet als in den durch Wechsel von härteren und weicheren Gesteinsbänken gekennzeichneten Kalkgebirgen, wo überall Gebundenheit an die lokale Gesteinsbeschaffenheit vorhanden ist.

So sind Kare ganz besonders gut ausgebildet, mit steiler, halbkreisförmiger Felsumrahmung, Seebecken, abgeschliffener Schwelle und hoher Stufe in der Tornettazkette, die der Niesenflyschzone angehört. Kare mit Felsbecken und Stufen sind ferner zahlreich in der Vanilnoirgruppe, in der Kaiseregg-Stockhornkette und in der Moléson-Jamangruppe; aber fast überall, insbesondere in der Vanilnoirgruppe, wo wir es meist mit Treppenkaren zu tun haben, finden sich die Schwellen und Stufen ausnahmslos an härtere, steilstehende Kalkbänke gebunden, wie sie durch den Gewölbebau jener Gebirge bedingt sind; die nicht selten mit kleinen Seen versehenen Becken liegen meist in den schieferigen Gesteinen. Häufig sind Kare in isoklinalgestellten Schichten (z. B. Dislise). Was die Form der Kare anbetrifft, so zeigt sich, dass sie in den niedrigeren Bergketten meist weniger gut ausgebildet ist, z. B. an der Berra, am Moléson, als an den höheren Gebirgen, was wohl damit zusammenhängt, dass hier die Vergletscherung sehr viel länger (wahrscheinlich auch in den Interglazialzeiten) angedauert haben mag als in den niedrigeren Gebirgen.

Charakteristisch für die Kare der Kalkgebirge ist der breite, trogartige Querschnitt der Kare über der Schwelle, eine Talform, die mit Sicherheit auf Gletscherwirkung zurückzuführen ist.

---

[1]) Vergl. F. Nussbaum, Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. Diss. XX. Jahresb. der Geogr. Ges. Bern 1906.

[2]) Hier soll nur von glazialen Erosionsformen die Rede sein.

Nach der Lage zu den grösseren Tälern unterscheiden wir, nach Penck, Ursprungs- und Seitenkare.

Solche finden sich in guter Ausbildung über den Trogtälern des Etivaz- und Tscherzisbachtales. Diese liegen beide in der Niesenflyschzone und zeigen das charakteristische Trogprofil, mit steiler Trogwand und flacher Trogschulter, die Beckenform (im Tscherzisbachtal mit dem Arnensee) und den typischen Trogschluss, diese charakteristische Stufe, oberhalb welcher sich die Ursprungskare befinden.

Diese Stufe befindet sich dort, wo in der Eiszeit Eismassen aus mehreren Ursprungskaren zusammenströmten und hier eine vermehrte Erosionswirkung hervorgerufen haben; so lässt sich der Trogschluss durch glaziale Konfluenz erklären. Gute Trogprofile weisen auch die in Flysch eingeschnittenen Täler des Lauenen- und Turbaches beim Gifferhorn auf. Trogformen fehlen aber auch in den Kalkzonen nicht; so z. B. im Jauntal, im Motélontal; nur macht sich hier der Gesteinsunterschied in den Gefällsverhältnissen deutlich geltend. Tektonisch-petrographisch bedingte Talstufen finden wir im Motélontal, im Gros Monttal, im Saanetal bei Gsteig, im oberen Lauenental.

Die Übertiefung des Haupttales äussert sich in der Stufenmündung vieler Seitentäler, die als Hängetäler erscheinen. Fast ausnahmslos liegt die Sohle des Haupttales um 100—150 m tiefer als der breite trogförmige Talausgang eines Nebentales. In diesem breiten Talausgang haben die Seitenbäche jugendliche Schluchten mit grossem Gefälle eingeschnitten, so der Jaunbach bei Broc, der Hongrin bei Montbovon, die Tourneresse aus dem Etivaztal, der Kalberhönibach, der Tscherzisbach u. a. Die Übertiefung des Haupttales beträgt durchschnittlich 130 m; dass sie in der Eiszeit entstanden ist, geht aus dem Vorkommen von Moränen und Gletscherschliffen am Boden des Haupttales hervor.

Die Bildung der die Talweitungen absperrenden Riegel, jener eigentümlichen Felshügel, die sich, wie der Hügel von Greyerz, mitten aus dem alten Gletschertal erheben, ist nicht denkbar ohne Zuhilfenahme fluviatiler Erosion durch seitliche Gletscherabflüsse; diese haben in den vom Gletscher überstiegenen seitlichen Bergkamm eine Rinne eingeschnitten, die dann von den vorstossenden Eismassen ausgeweitet worden sein muss, während der Felshügel wegen der über ihm geringeren Eismächtigkeit geringere Abschleifung erfahren hat.

Rippung, und zwar Bildung ausgesprochener Längsrippen, tritt uns im Saanetal zwischen Grandvillard

und Montbovon entgegen, entsprechend dem Streichen stark gefalteter Kreidekalkschichten der grossen Greyerzer Synklinale.

So bieten die Freiburger Alpen eine reiche Fülle von Landformen, die auf die Erosionswirkungen der diluvialen Gletscher zurückzuführen sind.

4. — P. Arbenz (Bern) und Fr. Müller (Meiringen):

Das Profil des Kirchetriegels bei Meiringen.

Nach den bisherigen Darstellungen, z. B. auch nach der geologischen Karte Engelberg-Meiringen (1) besteht der Kirchet nur aus Malm und Eozän, wobei letzteres in Form von Sandsteinen nur vom Nordabhang (Bännenberg) angegeben wurde. Ausserdem waren aber auch schon Einlagerungen von sandig-quarzitischen Linsen bekannt, die man als eingeklemmte Synklinalkerne tief im geschieferten Kalk der Aareschlucht antrifft, die aber wegen ihrer Kleinheit auf der Karte nicht angegeben werden konnten. Sie wurden zum Teil wenigstens mit den siderolothischen Sandsteinen in Zusammenhang gebracht. Eine Gliederung des Hochgebirgskalks in Malm, Zementsteinschichten und Öhrlikalk, wie sie in der Titliskette (1) und im Kamme der Engelhörner (2) wenigstens teilweise durchgeführt werden konnten, wurde hier bisher nicht versucht.

Die geologischen Aufnahmen im Tunnel der Transportbahn Meiringen-Innertkirchen im Auftrag der Kraftwerke Oberhasli haben Anlass gegeben, das Profil des Kirchet erneut zu untersuchen und die in den anschliessenden Regionen inzwischen gewonnenen stratigraphischen Befunde zu verwerten. Einige Ergebnisse mögen, soweit sie sich auf die Stratigraphie beziehen, erwähnt werden.

Tertiär. — Ausser den bekannten Sandsteinen des Eozän treten auch Sandkalke von grauer Färbung auf (Bergschwendi), die scheinbar unmerklich in den mesozoischen Kalk übergehen. Mit diesen Sandkalken vergesellschaftet erscheinen ab und zu im Liegenden derselben, oder aber auch für sich allein, wie im nördlichsten Abschnitt der Aareschlucht, schuppige und feinbrecciöse Kalke (ca. 10—20 m) auf, deren Struktur durch Laminierung meist gänzlich verwischt ist (Aareschlucht, Rubigarten östlich über dem Kirchet). Sie sind äusserlich identisch mit den Eozänkalken der Kl. Scheidegg (Louis 10) und enthalten auch hier, wenn auch selten, kohlige Schmitzen. Wiederum mit diesen Kalken verknüpft treten im nördlichen Teil der Aareschlucht schwierig zu bestimmende Gesteine auf, die wir als

laminierte gröbere Breccien ansehen. Man könnte an tithonische Gesteine denken, allein ihr Auftreten zwischen den genannten Eozänkalken oben und den siderolithisch infiltrierten mesozoischen Kalken unten liess uns eine Parallelisation mit der eozänen Kalkbreccie von Mürren und der Wengernalp (vergl. STAUFFER (3, p. 8), LOUIS (10), KREBS (11)) wahrscheinlich erscheinen. Diese Deutung bekam eine Stütze durch den Fund einer seht viel besser erhaltenen Breccie von ca. 6 m Mächtigkeit am Vorsprung des Rubigarten östlich über dem Kirchet in gleicher stratigraphischer Lage. Sie enthält dort ausser hellen und grauen auch rosarote Kalkkomponenten, ferner sehr auffällige dolomitische Kalke und ein sehr spärliches, schwach sandiges Bindemittel. Im ganzen Habitus ist sie der Mürrenbreccie sehr ähnlich, abgesehen von den Dolomiteinschlüssen, die dort fehlen. Nummuliten konnten leider keine gefunden werden. Nach unten geht sie in hellen Kalk über, der siderolithische Einlagerungen und Breccien enthält (Öhrlikalk), oben wird sie von den genannten feinkörnigen Kalkbreccien und Sandkalken überlagert. Die häufig auftretenden dolomitischen Komponenten entstammen ohne Zweifel den tithonischen Schichten mit der Fazies der Graspass-Schichten (2). Gegen eine Einreihung der Breccie ins Tithon selbst spricht aber die stratigraphische Stellung.

Diese Fazies des Tertiär mit gröberen und feinen brecciösen Kalken tritt, soviel wir wissen, nur in den tiefsten autochthonen Partien des Kirchet und Gentals auf und fehlt in den höheren Schuppen und parautochthonen Elementen. Es handelt sich um eine bei der Transgression erfolgte Aufarbeitung des Untergrundes, bei welcher es zur Bildung von meist schwer erkennbaren Breccien und brecciösen Kalke kam, die fast unmerklich vom mesozoischen Kalk der Unterlage zum normalen Tertiär überführen können.

Auch in der Titliskette sind derartige Erscheinungen an Stellen zu finden, wo normale Cerithienschichten und Bohnerz im Liegenden des Eozänsandsteins fehlen und dieser direkt dem Kalk aufsitzt, z. B. östlich der Alp Bäregg. Hier kommt es aber entweder zur Bildung von flaserigen groben Konglomeraten mit grobsandigem Bindemittel oder zu Infiltrationen von Sand in die Unterlage, beides Bildungen, die meist nur ein paar Meter Mächtigkeit erreichen. Die Fazies der reinen Kalkbreccien scheint dort zu fehlen, die somit auch hier, gleich wie im Lauterbrunnental, einer nördlichsten Zone des autochthonen Mantels angehört.

Das genaue Alter der Breccien und der sie begleitenden Sandkalke und Kalke lässt sich nicht feststellen, nach Analogie mit den gleichen Ablagerungen im Westen handelt es sich aber sehr wahrscheinlich um Obereozän. Das stratigraphische Verhältnis dieser Schichtglieder zu den Cerithienschichten der Engelhorn- und Titliskette bleibt noch zu prüfen.

Kreide. — Den Abschluss der echten mesozoischen Kalke bildet auch im Gebiete des Kirchet ein heller, grauer bis bräunlich-grauer oder weisslicher dichter Kalk mit splitterigem Bruch, den man früher unbedenklich als Tithon angesehen hat. Er ist identisch mit dem von verschiedenen Autoren (2, 3, 7, 8, 10, 11, 12) als Öhrlikalk bezeichneten Gestein im Valangien der Doldenhorn-Jungfrau-Engelhornregion und enthält auch bei Meiringen ausschliesslich die siderolithischen Sandsteinwülste und Breccien. Dabei handelt es sich aber durchaus nicht um den typischen Öhrlikalk mit oolithischer oder spätiger Urgonstruktur, sondern um die dichte Varietät, wie sie nach Krebs (4, 11, p. 30) in den tieferen, d. h. östlichen und nördlichen Teilen der Doldenhorndecke auftritt.

Diese Umstände haben namentlich den einen von uns (F. M.) veranlasst in diesen hellen Kalken, wie sie in der ganzen Nordhälfte der Aareschlucht und dann nochmals im Süden zusammen mit Tertiär auftreten, den Öhrlikalk zu erblicken. Diese Zuordnung ist allerdings insofern nicht ganz sicher, als tithonische Schichten, vergleichbar mit den dolomitischen Graspass-Schichten (2, 12), die in der parautochthonen Schuppenregion der Engelhörner und des Gentals verbreitet sind und die Grenze Malm-Öhrlikalk markieren, nicht zu finden sind und eine Grenze gegen den Malm nicht gezogen werden kann, ein Umstand, der die geologische Kartierung sehr erschwert.

Diese Parallelisation bekommt mehr Gewicht, wenn man mit Stauffer (1), Krebs (4, 11), Arn. Heim und Collet eine Siderolithbildung im Valangien annimmt, die von der tertiären getrennt ist und sich nur im Öhrlikalk vorfindet.

Die siderolithischen Breccien finden sich zwar auch in der Titlis- und Schlossbergkette nur in hellen Kalken, die noch am Schlossberg dem genannten Öhrlikalk gleichsehen. Es besteht aber keine Möglichkeit ein tertiäres Bohnerz von einem solchen aus der Valangienzeit zu unterscheiden und abzutrennen, da jüngere Schichten als Öhrlikalk völlig fehlen.

Malm. — Unverdächtiger Malmkalk von blauschwarzer oder grauer Farbe, muscheligem Bruch, mit Einlagerung von Silexknollen tritt in der Aareschlucht erst in der Mitte (wenig

nördlich der Finstern Schlucht und am Lammhubel) und wieder am Südausgang auf. Mit Tertiär kommt solcher nie direkt in Berührung. Auch die am tiefsten eingezwickten tertiären Schiefer und Sandsteinlinsen werden vom hellen Kalk begleitet. Das Gleiche gilt auch für das Gental. Durch die allgemein auftretende intensive Schieferung werden die Gesteinsunterschiede und namentlich auch die Grenzen der genannten Gesteinskomplexe sehr undeutlich.

Wenn auch die hier mitgeteilten stratigraphischen Bestimmungen der palaeontologischen Fundierung ermangeln und z. T. nur einen Versuch zu einer Parallelisation darstellen, so steht doch wohl fest, dass der sog. Hochgebirgskalk des Kirchet und der anschliessenden tiefautochthonen Partien am Nordrand des Massivs ausser Malm auch noch den sog. Öhrlikalk und Kalkbreccien und Kalke des Tertiär enthalten, welch letztere südlicheren Zonen des Autochthonen und der parautochthonen Schuppenregion fehlen.

Das Profil des Kirchet hat insofern auch historisches Interesse, als die hier auftretenden Einlagerungen sandiger Gesteine, die wir heute als enggepresste Tertiärsynklinalen ansehen müssen, Anlass gegeben hatten für die eine Zeitlang von Golliez vertretene Ansicht, der Hochgebirgskalk gehöre der Trias an (13). 1893 taucht diese Idee zum erstenmal auf. Dogger und Lias der Zwischenbindungen werden als enge Mulde angesehen, über welcher eine mächtige liegende Falte mit Muschelkalk als Kern, eben der Hochgebirgskalk, folgt, welche Schichten „sont privés là en glissant pardessus les chaînes cristallines et venant du Valais" (p. III) Eiger etc. werden als „montagnes sans racines" bezeichnet. Diese Auffassung findet sich durch Profildarstellungen veranschaulicht namentlich im Livret-guide 1894 (14, p. 206—207, 210) wieder und wurde vor allem von Baltzer (16, 17), was die Altersbestimmung des Hochgebirgskalks anbelangt, energisch zurückgewiesen. Auf der Exkursion des internat. Geologenkongresses unter Leitung von Baltzer (15) wurde dieser Frage grosse Aufmerksamkeit geschenkt. E. Fraas (18, p. 469) berichtet, dass in der Aareschlucht trotz eingehender Untersuchung mit Säure Dolomit, Quarzit und Gips im Gegensatz zu Golliez am Weg nicht nachgewiesen werden konnten. Ferner schreibt er aber: „Im zweiten Dritteil der zugänglichen Lamm sieht man von unten her, gleichsam als Kern eines Gewölbes eine fremdartige Schicht sich bis an den Steig erheben, welche aus Dolomit besteht, der oberflächlich rauh und rostbraun gefärbt erscheint". Das Gestein zeige grösste Ähnlichkeit mit Rötidolomit. „Als auffallend dürfte höchstens das Fehlen weiterer Zwischenschichten bezeichnet werden." Auch Baltzer schreibt (17, p. 455), seine Annahme, dass Rötidolomit in der Lamm gewölbeartig aufsteige, habe sich bestätigt. In einer Fussnote fügt er bei, auch Eisenoolith komme „an einem Punkte des Kirchet herauf bis an die Oberfläche". Es ist uns nicht gelungen, diese Stellen wiederzuerkennen und wir müssen annehmen, es seien die von uns zum Tertiär gerechneten rostigsandigen Einlagerungen im Kalk gemeint, die auch noch im südlichen Drittel der Schlucht auftreten. Dolomitische Partien würden hier auf Tithon (Graspass-Schichten) deuten. Bedeutsamer als diese bald wieder auch von Golliez verlassene Ansicht vom triasischen

Alter der autochthonen Kalke ist die damit verknüpfte Vorstellung grosser wurzelloser Massen und liegender Falten am Nordhang des Aarmassivs, die schon in der Notiz von GOLLIEZ (und LUGEON) (13, 1893) deutlich ausgesprochen und wiederholt wird von GOLLIEZ 1896 (19) mit Hinweis auf die Idee von BERTRAND 1883. Die gänzlich verfehlte Einreihung des Hochgebirgskalks in die Trias hatte immerhin dazu beigetragen, die richtige tektonische Deutung zu fördern.

Literatur:

1. P. ARBENZ. Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte 55, 1911.

2. P. ARBENZ und F. MÜLLER. Über die Tektonik der Engelhörner bei Meiringen und den Bau der parautochthonen Zone zwischen Grindelwald und Engelberg. Eclogae XVI, p. 111—115, 1920.

3. H. STAUFFER. Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner Oberland. Mitt. Nat. Ges. Bern 1920.

4. J. KREBS. Stratigraphie der Blümlisalpkette. (Diss. Basel, Manuskr.) 1920.

5. L.-W. COLLET et ED. PARÉJAS. La géologie du Schwarz Mönch (Jungfrau) et la relation entre le massif de la Jungfrau et celui du Mont-Blanc. C. R. Soc. phys. et Hist. nat. Genève, 37, no. 3, 1920.

6. L.-W. COLLET. La chaîne Jungfrau-Mönch-Eiger au point de vue géologique. Echo des Alpes, 1921 no. 10.

7. W. SCABELL. Über den Bau der parautochthonen Zone zwischen Grindelwald und Rosenlaui. Eclogae XVII, p. 334—342, 1923.

8. W. SCABELL. Beiträge zur geologischen Kenntnis der Wetterhorn-Schreckhorngruppe. Jahrb. d. Phil. Fak. II Univ. Bern, III, p. 242 bis 256,. 1923.

9. P. RÖTHLISBERGER. Beitrag zur Kenntnis der siderolithischen Bildungen in den Schweizeralpen. Jahrb. d. Phil. Fak. II Univ. Bern, III, p. 1—7, 1923.

10. K. LOUIS. Beiträge zur Geologie der Männlichengruppe (Berner Oberland). Jahrb. d. Phil. Fak. II Univ. Bern, V, p. 27—39 (1924) 1925.

11. J. KREBS. Geologische Beschreibung der Blümlisalpgruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 54 III, 1925.

12. W. SCABELL. Beiträge zur Geologie der Wetterhorn-Schreckhorn-Gruppe (Berner Oberland). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 57 III, 1926.

13. H. GOLLIEZ [et M. LUGEON]. Géologie de la chaîne des Hautes-Alpes bernoises. Bull. Soc. vaud. sc. nat., 30, p. II—III. Proc. verb. 1er nov. 1893. 1894. — Arch. sc. phys. et nat. Genève, 3e pér. 31, 1894.

14. E. RENEVIER et H. GOLLIEZ. Voyage géologique au travers des Alpes centrales et occidentales de la Suisse de Zurich à Lugano. Livret-guide géol. Congr. géol. internat. Zurich 1894, p. 197—233 (speziell p. 206 bis 207), 1894.

15. A. BALTZER. Geologische Exkursion im Berner Oberland und Gotthardmassiv. Ibidem, p. 159—170 (speziell p. 160), 1894.

16. A. BALTZER. Bemerkungen zu den Berneroberland-Profilen des Herrn Prof. H. GOLLIEZ im „Livret-guide géologique de la Suisse, 1894". C.-r. VIe session Congr. géol. internat. Zurich 1894, p. 466—468, 1897. (Als Flugblatt verteilt 1894.)

17. A. BALTZER. Bericht über die Exkursion IX ins Berner Oberland und Gotthardmassiv. C.-r. VIe session Congr. géol. internat. Zurich 1894, p. 454—465, 1897.

18. E. Fraas. Exkursionsbericht über die geologischen Verhältnisse bei Innertkirchen. Ibidem, p. 468—472, 1897.

19. H. Golliez. Sur la tectonique des chaînes de l'Oberland bernois. Bull. Soc. vaud. sc. nat. 32, p. XLIV—XLVI, 1896.

5. — P. Arbenz (Bern): **Über Verbreitung und Bedeutung der tauchenden Falten in den helvetischen Alpen.** (Mit 1 Textfigur.)

Unter den Strukturelementen der helvetischen Decken sind die tauchenden oder überkippten Falten besonders auffällig. Sie werden ihrer Entstehung nach häufig als Ausdruck und direkte Folge des Abgleitens der Decken oder aber als Produkt einer zum mindesten teilweise nachträglich erfolgten Kippung oder Überrollung angesehen.

Unter tauchenden Falten haben wir diejenigen Falten zu verstehen, deren Axenflächen überkippt sind. Diese Fläche ist bei engem Faltenwurf oder dichter Schuppung mit den Hauptgleit- und Clivageflächen nahezu identisch. Sie beschreibt oft bei einer und derselben liegenden Falte im Querprofil Bogen nach oben oder nach unten oder ist ∼-förmig gekrümmt.

Will man die Verbreitung der Tauchfalten in den helvetischen Alpen verfolgen, so kann man zunächst versucht sein alle Decken mit absteigender Schubfläche dazuzurechnen. Es soll aber im Folgenden das Hauptaugenmerk auf die Stellung der Teilfalten innerhalb der Decken gelegt werden.

Zunächst fällt auf, dass bei ruhiger Ausbreitung der Decken die Axenflächen der Teilfalten im allgemeinen einen gewissen Winkel mit der Basisfläche einhalten, über dessen Grösse und Bedeutung hier nicht diskutiert werden soll, und nach N aufstreben oder horizontal gelegt sind. Dieser Typus herrscht im Querschnitt Vorderrheintal-Säntis östlich der Linth vor, und zwar sowohl im Autochthonen wie in den Decken. Tauchende Falten fehlen dort, mit Ausnahme der Komplikationen von Marwies und Öhrli im Säntis, die besondere Fälle sekundärer Überwälzung darstellen.

Ganz anders ist das Verhalten am Westende des Aarmassivs und im Verbindungsstück zum Mont Blanc hinüber. Dort finden wir das imposante Deckengewölbe, dessen Scheitel schräg das Faltenstreichen gegen ENE schneidet. Die Morclesdecke kommt östlich der Gemmi unter den höhern Decken hervor als eine Decke, die in ihrer Nordpartie sowohl als Ganzes, wie auch in allen Teilfalten taucht. In der Morclesgruppe selbst bleibt sie auf dem Scheitel des Massivs und diese Struktur kommt nicht zustande. Der tauchende Charakter kommt auch

in den basalen und Kernfalten der Diablerets- und Wildhorndecke teilweise zur Ausbildung.

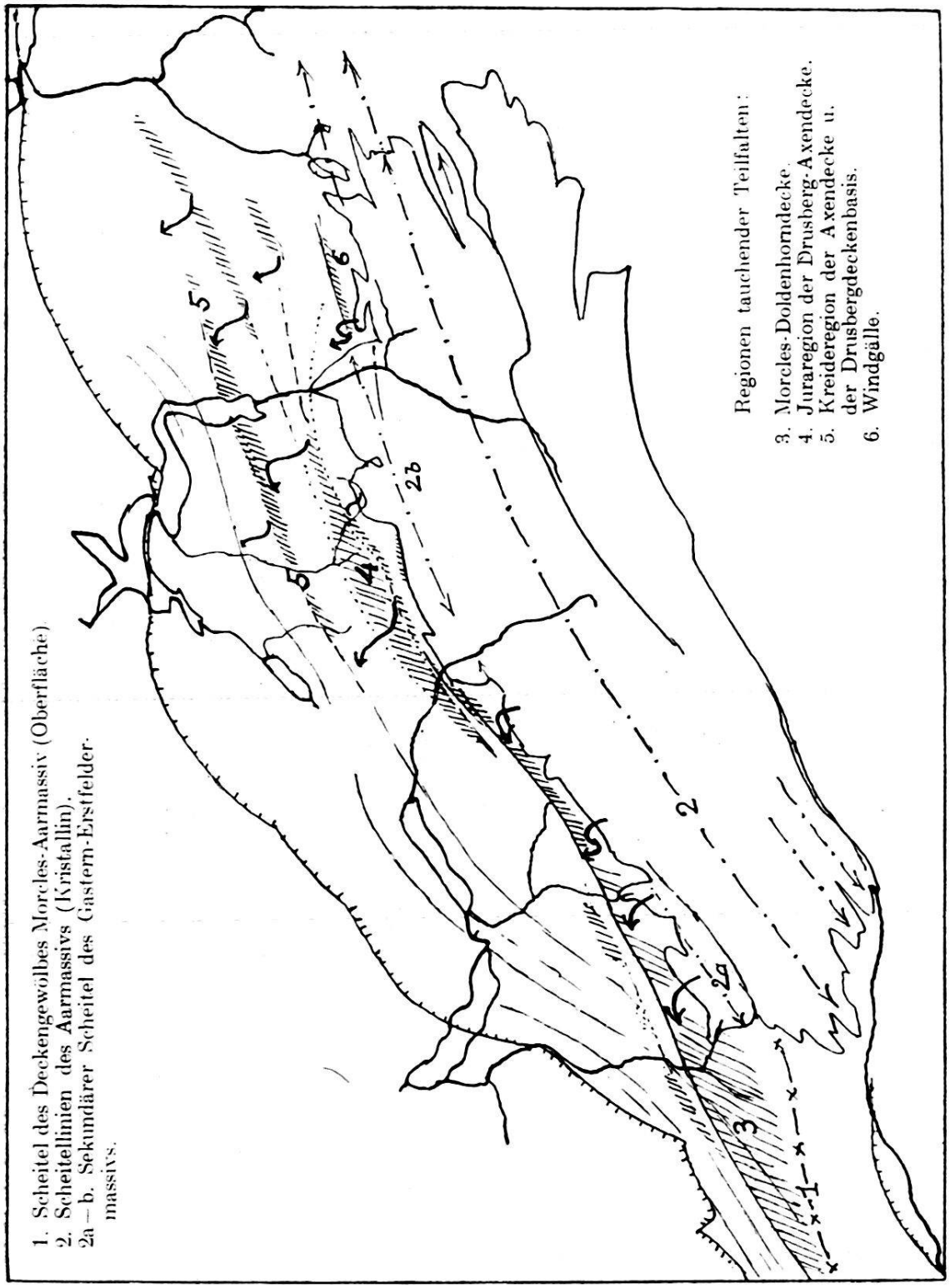


Fig. 1. Verbreitung der tauchenden Falten in den helvetischen Alpen.

Gegen Osten nimmt der tauchende Charakter der Morcles-Doldenhorndecke bis gegen das Aaretal noch zu und besitzt auf dieser Strecke, wie COLLET, SCABELL und MÜLLER gezeigt

haben, alle Züge sekundärer Entstehung durch nachträgliche Kippung und mit Anfängen zur Einwicklung unter autochthone Schuppen (vergl. Gleckstеinlappen). Die Vermutung liegt nahe, dass auch westlich des Lauterbrunnentals die Kippung der Decke und die Bildung des hauptsächlich von der Morclesdecke erzeugten Deckengewölbes mindestens zum Teil sekundär sei.

Auffällig ist, wie sich im Innern der Berner Oberländerdecken keine Tauchfalten zeigen. Die ganze erhaltene Masse lag zu tief, als dass sie von der sekundären Massiv-Vorfaltung hätte ergriffen werden können. Kaum ist es zu etwelchen Faltenschleppungen an der Basis der Decke gekommen.

Erst mit Annäherung an das Aaretal und jenseits desselben erscheinen Tauchstrukturen wieder in ausgeprägter Weise, und zwar in den Decken, wie auch im Autochthonen. Der Charakter derselben ist hier ein ganz augenfälliger. Die Axenflächen sind nämlich hier in jeder Zone getrennt ∼-förmig verbogen. Sie tauchen zunächst von S gegen N, flachen aus und steigen auf, um nochmals am N-Ende abzubiegen. Die Zonen, denen dieser Bau eigen ist, sind: die autochthone, die Juraregion der helvetischen Decken, Jura der Drusbergdecke, Jura und Kreide der Axendecke und schliesslich die Kreideregion der Drusbergdecke. Hier zeigt sich die ∼-förmige Verkrümmung der Axenflächen am deutlichsten. Die Tauchzonen fallen mit den Hauptgleithorizonten zusammen, seien es nun Deckenbahnen oder Abtrennungen innerhalb der Decken. Die Falten im Liegenden, wie im Hangenden erscheinen geschleppt an diesen Bewegungszonen mit ihren plastischen Schiefern und Mergeln.

Man möchte nun versucht sein diese Struktur mit einem primären Abgleiten der Decken unter Wirkung der Schwerkraft in Zusammenhang zu bringen. Allein es gibt auch hier Erscheinungen, die eine so einfache Deutung ausschliessen. Schon vor dem Urirotstock, namentlich aber am Urnersee sind die Schubflächen der Axen- und der Drusbergdecke konform bis zu vertikalem Tauchen verbogen, eine sekundäre Verbiegung, die mehr und mehr von der Axendecke ausgegangen sein muss. Innerhalb der Axendecke zeigt der Südrand der Silbernschuppen eine deutliche, nachträglich erfolgte Aufbiegung.

Aber auch im Autochthonen gibt es Anzeichen sekundärer Steilstellung und Kippung, man denke nur an die Wirkung der Windgällenfalte, deren direkter Einfluss wohl nicht weitgegangen ist, die aber dem neuen Bewegungsniveau entsprechen dürfte. Im Gefolge dieser sekundären Verbiegungen mögen effektive Abgleitungen vorgekommen sein, vor allem aber sind

dieser Phase die Verscherung und Übereinanderhäufung schon fertiger liegender Falten zuzuschreiben, wie sie sich unter Bildung horizontaler Scherflächen in der Scheideggstockgruppe (Engelberg) und in der Kreide der Drusbergdecke, z. B. am Urnersee, zu erkennen gibt.

Während die ursprüngliche Deckenbewegung der höchsten Decke die Übernahme der Hauptbewegung zum mindesten eine Zeitlang ermöglichte, führten die zunehmende Verbiegung der Schubflächen und auch Abtragungen zur Neubelebung tieferer Elemente (Axendecke, Parautochthon, Autochthon) und zur Aufnahme neuer, die alten kreuzender Schubbahnen und Gleitungen, worauf W. SCHMIDT sehr richtig hingewiesen hat.

Tauchfalten sind in den helvetischen Alpen somit dort am ausgeprägtesten zu finden, wo eine sekundäre Steilstellung der Decken und ihrer Unterflächen erfolgte, sie fehlen dem Typus der normal ausgebreiteten Decken von Glarus. Folgende Hauptzonen können unterschieden werden: 1. im Deckengewölbe der Wildhorngruppe bis zum Lauterbrunnental hauptsächlich in der Doldenhorndecke, 2. am autochthonen und parautochthonen N-Rand des Aarmassivs im Berner Oberland, 3. zwischen Haslital und Klöntal in der Axendecke und z. T. auch in der Drusbergdecke in der Nachbarschaft von Deckenschubflächen und andern Gleitschichten, 4. in der Windgällenkette.

Zonar angeordnete Züge von Tauchfalten sind demnach als deutliche Symptome nachträglicher Kippung, Steilstellung, Verbiegung von Decken und ihrer Schubflächen anzusehen, in deren Gefolge auch Abgleitungen eingetreten sein können. Überrollungen vollständig losgelöster Falten (Walzfalten) entstanden dabei nur selten, jedenfalls nicht in dem Ausmass und mit der primären Bedeutung, die ihr AMPFERER beimisst.

Zu spitzwinkligen Verscherungen von mehreren Decken ist es hier zum Unterschied gegenüber den Ostalpen nicht gekommen. Von den ultrahelvetischen Decken mit dem Wildflysch und dessen Einwicklung wurde hier abgesehen.

Ein Blick auf andere Gebirgszonen, wo tauchende Falten in grösserer Zahl auftreten. zeigt ein durchaus ähnliches Bild. Falknis, Aelagruppe, Nordrand der Tauern, Monte Rosa, N Tatra etc. sind allgemein betrachtet ebenfalls Regionen sekundärer Aufbiegungen, nachträglich erfolgter Verfaltungen und Kippungen.

6. — A. LUDWIG (St. Gallen): **Stampische Molasse mit mariner Molluskenfauna am Nordrand des Säntisgebirges.**

Die pflanzenführenden dünnbankigen Sandsteine und flyschähnlichen Mergel der Gegend Eggerstanden-Weissbad wurden von Arnold Heim zuerst als etwas Besonderes erkannt und ausgeschieden und, immerhin mit Vorbehalt, als „Flyschmergel der Randzone" noch dem Eozän zugerechnet.[1]) Doch schon 1924 auf der Molasse-Exkursion anlässlich der Jahresversammlung in Luzern äusserte Herr Dr. ARNOLD HEIM die Vermutung, dass die erwähnten appenzellischen Bildungen den Horwerschichten entsprechen, also schon zur ältesten Molasse zu ziehen seien. Wiederholter Besuch der Lokalitäten Weissbad, Zapfen, Ibach, Pöppelbach und Erltobel überzeugte den Referenten von der Richtigkeit dieser Ansicht. Nach der ganzen Gesteinsbeschaffenheit und dem Reichtum an leider meist unbestimmbaren Pflanzenresten war am Vorkommen des mittleren und oberen Stampien am Südrand der appenzellischen Molasse gar nicht zu zweifeln.

Dagegen war das marine, bzw. brackische Stampien mit Molluskenfauna (Biltener- oder Horwerschichten im engern Sinne) im ganzen Gebiet zwischen Linth und Rhein noch nirgends nachgewiesen. Der Referent entdeckte diesen Horizont an mehreren Stellen, zunächst im untern Teil des Rachentobels, südwestlich vom Weissbad, sodann auch in den beiden zirka 1,5 km weiter westlich herabziehenden Eugsttobeln. Die Fossilführung gleicht derjenigen von Bilten; doch sind im appenzellischen Stampien die kleinen Cardien weniger häufig. *Cyrena semistriata*[2]) herrscht vor; es handelt sich um eine ausgesprochene Brackwasserfauna. Für die Gewinnung von Material eignet sich die im westlichen Eugsttobel nicht weit oberhalb der Fahrstrasse gelegene Stelle am besten.

Alle Molasse zwischen Kronberg und Säntis ist von stampischem Alter, mit Ausnahme eines durch leichte Änderung der Bachrichtung vom Kronberg abgeschnürten Stückes. Ist der sehr ansehnliche, rund 1000 m mächtige stampische Komplex auf die bunte (aquitanische?) Nagelfluh des Kronberges überschoben? Die Frage dieser Überschiebung hatte der Referent an der Jahresversammlung in Luzern 1924 ausdrücklich offen gelassen mit dem Hinweis, dass die BAUMBERGER'sche Überschiebung, wenn in der Ostschweiz nachweisbar, erst

---

[1]) ARNOLD HEIM, Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal. „Beiträge", 53. Lieferung 1923, Taf. I u. II und Text.

[2]) Nach gütiger Bestimmung von E. BAUMBERGER.

zwischen Kronberg und Säntis, nicht schon zwischen Kronberg und Hundwilerhöhe zu suchen sei.[1]) Das ist noch zweifelhaft und damit auch die schon von Prof. Heim in seiner Geologie der Schweiz, Bd. I, Taf. VI an der fraglichen Stelle eingezeichnete Überschiebung.[2]) BAUMBERGER hat erstmals[3]) für die Ostschweiz noch zwei weiter nördlich gelegene Überschiebungen postuliert, worin ihm der Referent einstweilen nicht folgen kann[4]).

Fast zwei Drittel des appenzellischen Stampien südlich des Kronberges entfallen auf graue, gelbliche, bläuliche, rote, gefleckte und flyschähnliche Mergel; vom Rest entfällt der grössere Teil auf meist groben, oft an Pflanzenresten und Kohlenspuren reichen Kalk- und Quarzsandstein, während die in mindestens 10, oft weit auseinander liegenden Bänken vorhandene Kalknagelfluh schwerlich 150 m Gesamtmächtigkeit erreicht. Fast alle Nagelfluhbänke liegen über dem marinen Stampien; topographisch tiefer liegt jedoch eine sehr merkwürdige, in Teilfetzen zerrissene Bank, die neben den gewöhnlichen verschiedenartigen kleineren Geröllen viele Gerölle von auffälliger Grösse enthält, darunter solche bis 83 cm Länge, was in der appenzellischen Molasse viel heissen will. Alle diese groben Gerölle bestehen aus einem gelbbraunen, mittelkörnigen Sandstein von noch nicht sichergestellter Herkunft.

Der (aufgeschobene ?) stampische Komplex zeigt selbst wieder tektonische Störungen, die in kausalem Zusammenhang mit den Querbrüchen des Säntisgebirges stehen. An manchen Stellen biegt die Streichrichtung fast nach Norden ab, so hinter dem Weissbad und im Rachentobel (schon in der HEIM'schen Säntiskarte angedeutet), aber auch weiter westlich, z. B. im mittleren Tobel zwischen Kaulhüttenwald und Vorderleu, sowie im Tobel zwischen Unter Borstbühl und Potersalperfall, und sogar noch in der Gegend der Kantonsgrenze westlich von Gemeinen Wesen.

---

[1]) Schlussätze der Notiz in Eclogae 1925, N. 1, S. 147.

[2]) Sie ist jedenfalls von geringerem Ausmass, schwer erkennbar und vielerorts, z. B. auf Schüzenälpli, herrscht scheinbar ungestörte konkordante Überlagerung.

[3]) E. BAUMBERGER. Versuch einer Umdeutung der Profile durch die subalpine Molasse der Ostschweiz. Eclogae 1925, N. 1, S. 192, sowie Vortrag mit Profilvorweisung in Luzern 1924.

[4]) Eine Überschiebung zwischen Hundwilerhöhe und Kronberg verficht auch E. KESSELE mit nicht stichhaltigen Gründen in „Neuere Ansichten über die Tektonik der subalpinen Molasse zwischen Linth und Rhein." (Jahrbuch 1926 der St. Gall. Naturw. Ges., Bd. 61.)

7. — WALTHER STAUB (z. Z. Berlin-Lichterfelde): **Zur Tektonik des Gebirges zwischen Turtmanntal und Simplonpass.** (Mit 1 Textfigur.)[1])

Die im Auftrage der geologischen Kommission in den Sommern 1925 und 1926 ausgeführten Untersuchungen im Gebiet der Siegfriedblätter Visp, St. Niklaus und Simplon hatten den Zweck, gewisse Lücken in der Kenntnis des Gebirgsbaus zwischen der Simplongruppe im Osten, der Dent Blanche im Süden und dem Aarmassiv im Norden auszufüllen. Verschiedene Teile des Gebietes sind bereits Gegenstand eingehender Untersuchungen gewesen. Der südwestliche Teil von Blatt St. Niklaus wurde von der Dent Blanchekarte von E. ARGAND übernommen, der nordöstliche Teil unserer Kartenskizze von der Simplonkarte von C. SCHMIDT und H. PREISWERK[2]). A. BUXTORF hat speziell das Gebiet des Zuleitungsstollens Balen-Staldenried des Elektrizitätswerkes Ackersand begangen. Seine Beobachtungen im Stollenabschnitt Riedbach-Gspon-Staldenried-Riedje sind von A. WERENFELS verwertet worden. Das Talstück zwischen Stalden und Visp mit seinen beiden Gehängen ist von A. WERENFELS im Massstab 1:25000 kartiert worden.[3])

Die Bündnerschiefer im Liegenden der penninischen Decken (d. h. die Bündnerschiefer der Bedrettomulde) sind im Osten des Vispertales in drei übereinander liegende Pakete geteilt, von denen jedes durch einen Gneisslappen überhöht ist. Der nördliche, tiefste Gneisslappen, derjenige des Gebüdem, bildet den Kopf des nordöstlich ob Visperterminen sich erhebenden Berges Gebüdem und stellt das westliche Ende der Gantergneissantiklinale dar. Diese selbst gehört zur Monte Leone-Ofenhorndecke, der obersten der drei Simplondecken. Der Gneisslappen des Gebüdem besteht sehr einheitlich aus einem graugrünen Orthogneiss mit kleinen weissen Feldspateinsprenglingen. Der mittlere Gneisslappen, derjenige von Visperterminen, und der südliche, höchste Gneisslappen, derjenige von Gspon-Törbel, bestehen im Gegensatz zum Gebüdemlappen in der Hauptsache aus Paraschiefern und Mischgneissen, ähnlich denjenigen, welche

[1]) Veröffentlicht mit Bewilligung der schweiz. geol. Kommission.

[2]) Vergl. auch H. PREISWERK: Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. Verhandl. naturf. Ges. Basel. Bd. 15. Heft 2.

[3]) A. WERENFELS: Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz. Lief. 26. III. 1924.

sich am Aufbau des untern Teils der St. Bernharddecke beteiligen.

Während der Gneisslappen von Visperterminen, wie der Lappen des Gebüdem, auf der rechten Talseite bleiben, tritt der Gneisslappen von Gspon-Törbel westlich der Visp gegen Norden vor. Das Streichen ist hier annähernd Nord-Süd. Dieses Vortreten nach Norden, sowie das Abtauchen der Gneisslappen und der Bündnerschiefermulden gegen Westen zu, zeigen ein allgemeines, starkes Axialgefälle an.

Innerhalb des Gneisslappens von Gspon-Törbel stellte bereits A. Buxtorf (wie A. Werenfels, loc. cit. p. 81 erwähnt) ein breites, anthrazitführendes Carbonschieferband fest. Es trennt eine obere Gneisschuppe (bei Gspon-Törbel) von einer untern Gneisschuppe (bei Stalden). Die letztere besteht aus vorwiegend sedimentären Sericit-Schiefern. Die Carbonzone gab die Veranlassung zu der grossen Rutschung und Sackung von Staldenried. Während die obere Gneisschuppe, zugleich mit einem Paket von gefältelten, Permschichten ähnlichen Sericitquarziten, nördlich Törbel, auskeilt, erstreckt sich die untere Schuppe von Zeneggen an, zu einem schmalen Band reduziert, westwärts, um den kristallinen Kern der Carbonzone von Birchen–Unterbäch–Ergisch zu bilden. Über dem Gneisslappen von Gspon-Törbel erhebt sich, von ihm durch ein Quarzitband geschieden, die grosse Masse der St. Bernharddecke. Auf der Karte des Dent-Blanche-Massivs von E. Argand ist in der Talsohle bei St. Niklaus (Nicolaital) unter den Augengneissen der St. Bernharddecke ein Aufschluss von 120 m mächtigen Sericitquarziten eingetragen, die z. T. der untern Trias, z. T. dem Perm angehören. Andrerseits hat A. Werenfels ähnliche Quarzite in grosser Mächtigkeit oberhalb Zeneggen auf Blatt Visp aufgefunden. Der Aufschluss bei St. Niklaus ist früher als Fenster der St. Bernharddecke gedeutet worden. Diese Deutung ist jedoch nicht zutreffend. Denn die Aufschlüsse von Zeneggen stehen mit denen von St. Niklaus über Törbel und Embd in ununterbrochenem Zusammenhang. Daraufhin weist schon der Umstand, dass die Dächer von Törbel mit Sericitquarzit-Platten gedeckt sind, und dass in Embd, oberhalb Kalpetran, der grünlichweisse Quarzit den hauptsächlichen Baustein für Häuser und Mauern bildet.

Oberhalb Zeneggen fällt der Quarzit ziemlich steil bergeinwärts und lässt sich über Zenhäusern bis unterhalb Birchen verfolgen. Weiterhin zieht sich das Quarzitband bis westlich Eischol; Kapelle und Kirche von Eischol liegen auf ihm.

Der Quarzit wird hier, wie bei Zenhäusern und Birchen, von Triasdolomit unterlagert; er trennt, zusammen mit dem Dolomit, die Carbonzone von Ergisch-Eischol, die („zone houlière"), von der St. Bernharddecke ab.

Auf der rechten Seite des Nikolaitales zieht das Quarzitband unterhalb Grächen durch. Es klettert dann südlich Hohtschuggen steil gegen die Hannigalp empor, um unterhalb der Hannigalp ins Saastal niederzusteigen; dort quert der Quarzit in vertikaler Stellung die Saaser Visp etwas unterhalb dem Hotel Hutegg. Auf der Westseite der Saaser Visp lässt sich das helle Band bis gegen das Simelihorn (Punkt: 3132) und den Weissengrat verfolgen, wo es etwas südlich des Weissengrates nach Süden aufbiegt und, sowohl in axialer Richtung nach Osten zu, wie über die Casannaschiefer-Masse des Mattwaldhornes nach Süden zu in die Luft streicht.

Über dem Quarzit fand sich nur an einer Stelle ein Dolomitband, nämlich bei St. Niklaus auf der rechten Talseite, oberhalb den Voralpen Fluh und Balmen. In einem Stollen, der in den Dolomit getrieben wurde, zeigte sich eine spärliche Erzführung (Bleiglanz).

Im nördlichen Teile der grossen Gneissmasse der St. Bernharddecke treten lange, linsenförmige Lagen von Augengneissen auf, welche sich nach Süden mit der grossen Masse der „Mischabel"- oder „Randa-Augengneisse" vereinigen, zu denen sie gehören und von denen sie ausgehen. An den Rändern der beiden Zonen treten die grossen Feldspataugen ganz zurück und das Gestein geht in eine mikroklinreiche, dichtere Randfacies mit kleinen Feldspatporphyroblasten über. Es erwies sich als zweckmässig, diese Augengneisslagen als „Orthogneisse mit ihren randlichen Bildungen" auf der Karte speziell auszuscheiden. Sie geben, wie die Amphibolit- und Grünschieferlagen, den Verlauf der Gesteinszonen[1]) an. Über den Augengneissen folgt am Nordhang des Ergischhorns wieder ein Quarzitband, das die Stirnregion der Bernharddecke teilt. Es zeigt an, dass im Norden, bei der Stauung der Bernhard-

[1]) Unterhalb Obfurren (bei Törbel) findet sich am Weg nach Zeneggen ein bräunlichgrünes, lamprophyrisches Gestein mit Granat, Andesin und viel Biotit. Es sieht, nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Prof. ARGAND dem Microdiorit (?) von Agarn im Rhonetal sehr ähnlich, das von E. ARGAND 1912 in dieser Zeitschrift, Bd. XI, pag. 748, besonders erwähnt worden ist. Unterhalb Törbel, am Weg nach Stalden wird, nahe der Abzweigung des alten Saumpfades nach Törbel, ein Prasinitgneiss als Ofenstein gebrochen. In der Kartenskizze sind die Zonen der Amphibolite und Grünschiefer nur da eingetragen, wo ich dieselben bis dahin beobachtet habe.

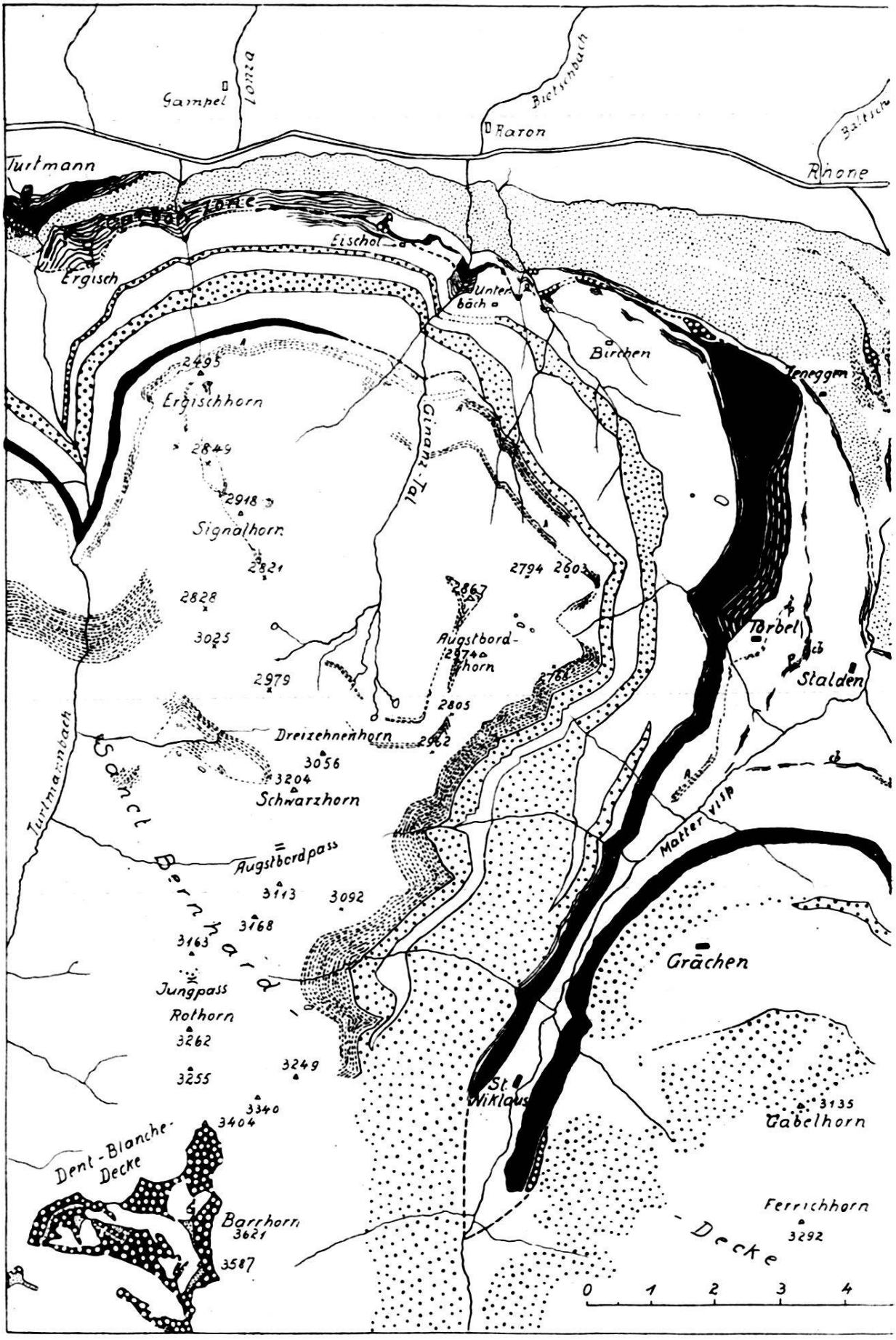
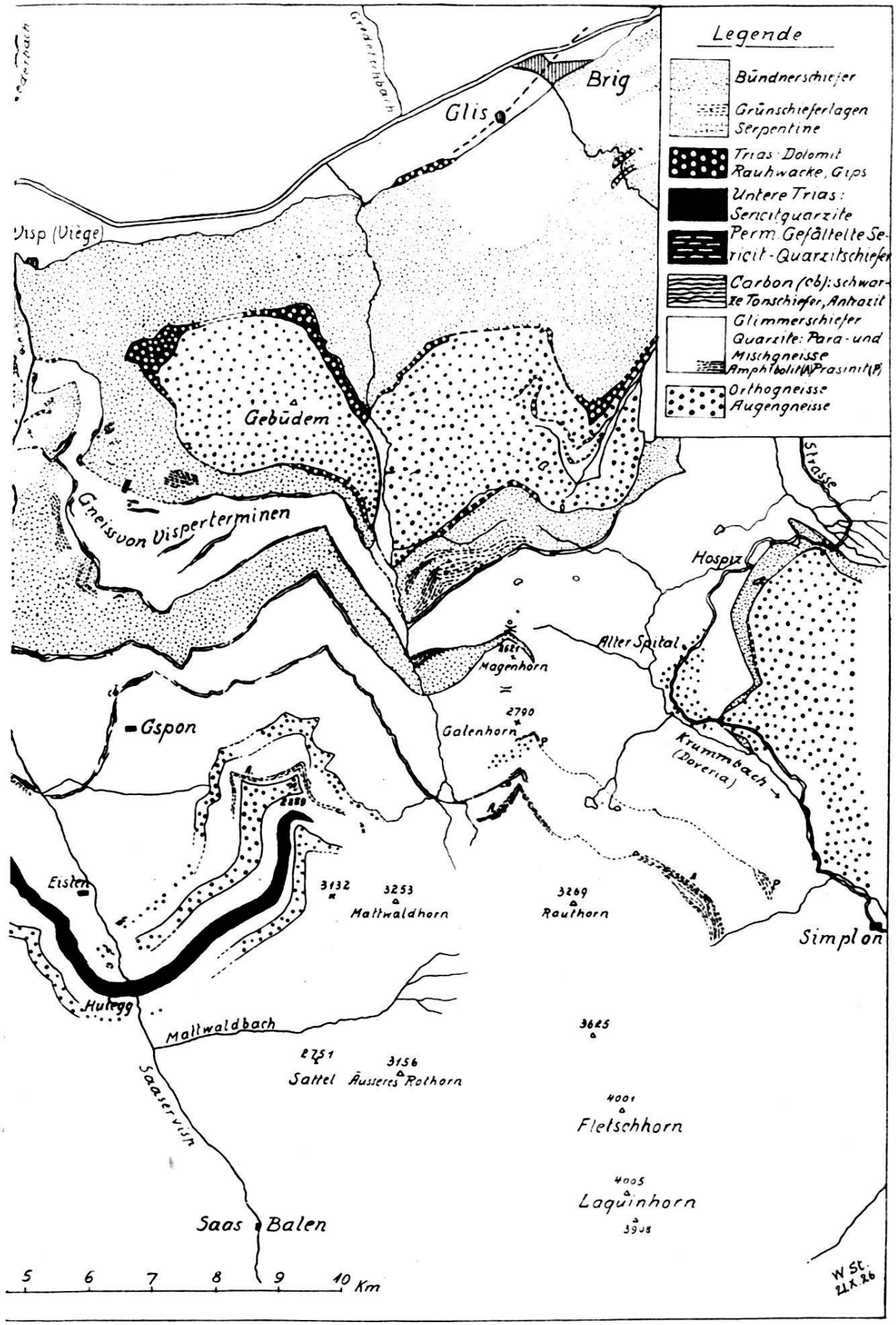


Fig. 1. Geologische Kartenskizze des Ge-



birges zwischen Turtmanntal und Simplonpass.

decke am Aarmassiv, diese mächtigste Gneissdecke zerschlitzt wurde. Dieses schmalere und kürzere Triasband steigt vom Gipfel des Emshorns, von der Westseite des Turtmanntales her, durch die Hornschlucht steil ins Turtmanntal hinab, streicht östlich vom Turtmanntal unter dem Ergischhorn durch und keilt etwas südlich der Alp Tschorr unterhalb des Ergischhorns aus. Die untere Gneissmasse keilt westlich Oberems aus.

Augengneissbänder treten auch in der obern Schuppe des Gspon-Törbelgneisslappens auf, jedoch nur in ihrem östlichen Teile, im Saastal. Sie zeigen an, dass die Kristallinität der Gesteine gegen Osten hin zunimmt.

Die eingangs erwähnten Gneisslappen (Gebüdem, Visperterminen, Gspon-Törbel) unter der St. Bernharddecke füllen eine Vertiefung hinter dem Aarmassiv aus, welche entstand durch das im Verhältnis zum Aarmassiv raschere westliche Absinken des Gotthardmassivs. Die Gneisslappen zeigen, wie wir gesehen haben, Schuppenbau. Im Gegensatz hiezu stellt die Gneissmasse der Bernharddecke eine mehr in sich bewegte Masse dar (zerreissende Bewegungen treten nur an der Stirn auf), bei der zwei ausgesprochene Kluftsysteme den Grad der innern Tiefenbewegung kundtun.

Die Steilstellung der Schichten im untern Saastal beim Hotel Hutegg, sowohl als die fächerförmige Stellung der Gneissschichten an beiden Talgehängen auf der Strecke Stalden–Saas-Grund sind aufzufassen als eine Fernwirkung der sich in die Bernharddecke einpressenden Monte Rosadecke, welche von der Zone Mattwaldhorn–Rauthorn an südwärts bis Saas-Grund Rückfaltung der Gneisse mit Nordfallen der Schichten erzeugte.

Die Abweichungen in der Streichrichtung, welche durch den Anprall der Monte Rosadecke vom Saastal ostwärts entstehen, bewirken das Auskeilen in der Längsrichtung von tektonischen Einheiten gegen den Simplonpass hin; die Casannaschiefermassen des Fletschhorns kommen direkt auf Amphibolite und Gneisse des Grieserhorns zu liegen, welche die östlichste Fortsetzung der obern Gspon-Törbelmasse darstellen.

8. — Alph. Jeannet (Neuchâtel): **Sur la géologie du Grand Suvagnier (Val-de-Travers, Canton de Neuchâtel).**

D'après Th. Rittener[1]), le synclinal du Grand Suvagnier, qui continue au NE celui de l'Auberson, serait simple. Le

[1]) Th. Rittener. Etude géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de Ste-Croix et Baulmes. — Matériaux Carte géol. suisse, nouv. sér., livr. XIII, 1902, texte, carte géol. au 1 : 25000 et pl. 1, coupe 5.

noyau, constitué par de la Molasse marine, serait enveloppé de part et d'autre par les calcaires d'eau douce inférieurs, puis par des marnes rouges et la gompholithe reposant à l'W. sur le Portlandien, à l'E. sur l'Hauterivien. La structure en est en réalité plus compliquée. La nouvelle route conduisant de Noirvaux à la Prise Cosandier sur Buttes, permet de faire actuellement d'intéressantes observations stratigraphiques et tectoniques.

La Molasse d'eau douce y présente en particulier les différents niveaux signalés par RITTENER dans le bassin de l'Auberson. Entre Noirvaux et le Grand Suvagnier, la route décrit trois lacets et suit l'ancien chemin ou peu s'en faut. Entre le premier et le deuxième contour ainsi qu'un peu au-dessus de ce dernier, la coupe de ce terrain peut se résumer de la façon suivante, de haut en bas:

m. Molasse marine: grès verdâtres, tendres, avec petits lits plus durs en relief et intercalations marneuses, jaunâtres, épaisseur visible 5 à 10 m.
l. Gazon, épaisseur indéterminée.
k. Petits bancs de calcaire compact, gris-verdâtre, légèrement micacés, alternant avec des marnes de même nature épaisseur visible 0,50 m.
i. Alternance de marnes grises et des bancs de calcaires gréseux, minces, lumachelliques, légèrement micacés, à très beaux *Bryozoaires* et débris de *Pecten, d'Ostrea* indéterminables . . . . . 1,50 m.
h. Horizon surtout marneux; marnes gris-clair, fines, légèrement micacées, avec minces lits roussâtres, plus durs, grenus, à débris de *Pecten* et colonies de *Bryozoaires* . . . . . vis. 0,90 m.
g. Gazon, éboulis . . . . . env. 6,00 m.
f. Marnes verdâtres . . . . . vis. 1,00 m.
e. Lit de calcaire d'eau douce, brunâtre, plus ou moins bitumineux, à nombreux petits *Planorbes* . . . . . 0,10 m.
d. Lit d'argiles noires, très plastiques, nombreux mollusques écrasés à test brunâtre; petits *Planorbes* . . . . . 0,03 m.
c. Marnes d'eau douce, grisâtres, à très nombreuses concrétions (pralines) vers le sommet; débris de *Melania* à test blanchi, plus fortement costulées que la forme du Francastel, très mal conservées 5,00 m.
b. Calcaire d'eau douce, blanc, vers le haut un gros banc de m. 2,50; pralines et *Melania* à la partie supérieure . . . . . 5,00 m.
a. Marnes d'eau douce blanchâtres, à débris *d'Helix*, plus compactes en haut . . . . . vis. 2,00 m.

La limite entre les couches marines et d'eau douce passe malheureusement sous les éboulis. Si les couches h et i ne présentaient de petits bancs durs à débris de mollusques marins et *Bryozoaires*, on les attribuerait sans doute aux sédiments d'eau douce. Il n'est même pas impossible qu'il n'y ait au moins une alternance de ces derniers dans des couches marines.

Avant d'arriver sur le replat du Grand Suvagnier, le chemin entame à nouveau la Molasse d'eau douce inférieure.

On peut y reconnaître deux niveaux de calcaires ayant respectivement 8 et 7 m. d'épaisseur. Ils sont séparés, de haut en bas par:

Marnes gris-verdâtre	0,40 m.
Petit banc de calcaire d'eau douce plus ou moins bitumineux à nombreux petits *Planorbes*	0,10 m.
Marnes noirâtres	0,70 m.

Au coude du contour E. (troisième), qui suivant Rittener, serait entièrement dans la Molasse marine, on voit celle-ci reposer, par l'intermédiaire d'un petit banc compact de 5 cm. d'épaisseur, sur 1,20 m. de calcaire d'eau douce. Cette Molasse marine est ici constituée par des grès durs, plus ou moins conglomératiques. Les éléments étrangers, roulés, y sont des galets de calcaires d'eau douce, des calcaires crétacés à perforations de mollusques lithophages, des quartzites. Toute la série marneuse avec bancs à *Bryozoaires* que nous avons signalée au-dessous (couches h—k) manque donc ici et cela par destruction et non par absence de dépôt.

Il y a dans ces parages deux bandes de Molasse marine séparées par des couches d'eau douce plus anciennes puisqu'elles se trouvent en éléments remaniés dans la première. Le synclinal est donc dédoublé. Au NE du Grand Suvagnier, cette Molasse marine semble ne former qu'un tout.

Malgré de patientes recherches, nous n'avons pas retrouvé ici les couches à débris de vertébrés fouillées en 1918 près de La Chaux par les soins de M. H. G. Stehlin[1]).

Deux des niveaux représentés ici sont sûrement horizontés. Ce sont les couches à *Melania* qui suivant Stehlin appartiennent à l'Aquitanien supérieur, d'après la faune de vertébrés, et la Molasse marine gréseuse, dont *Ostrea crassima* est signalée depuis longtemps dans ces parages, qui est vindobonienne. Je partagerais volontiers l'opinion de L. Rollier[2]), qui attribue au Stampien les Marnes rouges et la gompholithe. Je ne serais pas étonné que les couches à *Bryozoaires*, si différentes comme faciès de la Molasse marine ordinaire soient burdigaliennes, horizon qui, comme nous l'avons vu, n'est que localement conservé et a été détruit à l'E. par la transgression vindobonienne.

Ce synclinal présente en outre une autre particularité inattendue. Dans le versant de Noirvaux, les calcaires d'eau

[1]) H. G. Stehlin. Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der Oligocänen Molasse. — Eclogae geol. Helv., Vol. XVI, N° 5, 1922, p. 570.

[2]) Louis Rollier. Révision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes en général et de la Molasse subalpine suisse en particulier. Nouv.-Mém. Soc. helvét. Sc. nat., vol. XLVI, mém. 1, 1911, tabelle stratigraphique [2].

douce inférieurs forment un petit crêt qui se poursuit jusqu'à l'E. du chalet du Grand Suvagnier. Il existe le long du chemin élargi, au-dessous des calcaires d'eau douce, en arrivant sur le replat des pâturages, une série de petits bancs calcaires, blanchâtres, épais de 1 m. environ, renfermant *Holaster subglobosus Leske* (2 ex. typiques), des fragments d'*Ammonites* indéterminables et des *Inocérames*. L'âge cénomanien de ces calcaires ne fait aucun doute. Ils reposent sur des grès quartzeux durs, assez grossiers, qui paraissent également exister au-dessus avec des marnes verdâtres. Une petite combe les sépare à l'W. des Marnes rouges qui sont appliquées contre le Portlandien. Cette dépression humide ne m'a fait voir que des couches argileuses noirâtres dont l'âge n'a pu être déterminé ici. Cette combe se retrouve de l'autre côté du replat au NE du chalet. J'y ai trouvé en éboulis 2 fragments de grés verts à fossiles d'un brun chocolat *(Ostrea vesiculosa Sow.)* si caractéristiques du Vraconnien et dans le matériel des taupinières des couches brunâtres, légèrement gréseuses et glauconieuses avec une *Pleurotomaire* malheureusement indéterminable. La présence de l'Albien ne me paraît pas douteuse d'autant plus que Douxami a signalé des fossiles pyriteux attribués par erreur au Valangien et que Rittener dit être albiens. On a donc dans les parages du chalet du Grand Suvagnier, entre la Marne rouge et les calcaires d'eau douce, une série comprenant de l'Albien, du Vraconnien et du Cénomanien. Ce complexe semble être localisé sur la crête aux environs du chalet du Grand Suvagnier; il ne nous a pas été possible d'en reconnaître la continuation dans le versant qui regarde Noirvaux, ni dans celui qui fait face au Petit Suvagnier. Avons-nous à faire à une lame tectonique, ou est-ce un paquet glissé entre le Stampien et l'Aquitanien? Il n'est pas possible pour le moment de trancher dans un sens ou dans l'autre, bien que la seconde hypothèse me paraisse moins probable que l'autre. Un phénomène du même genre a été signalé par Rittener[1]) à la fontaine des Arraudes près de La Chaux, où des grès vraconniens sont intercalés entre de l'argile rouge et des calcaires lacustres.

Il y a lieu de faire remarquer que ce synclinal est jalonné par des terrains crétacés d'une façon presque ininterrompue entre le Grand Suvagnier et la Prise Cosandier sur une distance

---

[1]) T. Rittener. Notice sur un affleurement d'Aquitanien dans le Jura vaudois. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., N° 105, 1892, p. 294—297, pl. XIX—XXI.

de 2 à 3 km. Au Petit Suvagnier, la Molasse marine existe également et nous a fourni quelques rognons de silex brun très semblable à celui de certains outils néolithiques; des débris de calcaire d'eau douce y ont aussi été observés. Les sables marins reposent à l'E. sur les calcaires hauteriviens. Les marnes d'Hauterive, les différents termes du Valangien et le Purbeckien, reposant sur le Portlandien sensiblement vertical, affleurent le long du nouveau chemin entre le Petit et le Grand Suvagnier. Au NE, le Valangien et le Purbeckien s'observent également. Dans les parages de l'Etranglée, le Tertiaire même affleure sous forme de conglomérats et peut-être aussi de calcaire d'eau douce.

On peut se rendre compte, d'après ce qui précède, que la carte géologique de ce territoire peut être complétée d'une façon assez heureuse.

9. — J. Tercier (Fribourg): **Géologie de la Berra.**

Au N-E du petit massif du Montsalvens, la chaîne de la Berra comporte des épaisseurs énormes de Flysch qui y règne à peu près sans partage.

L'auteur profite de ce que le matériel d'étude provenant de cette région se trouve déposé à Fribourg pour montrer un certain nombre d'échantillons. Les roches exotiques sont particulièrement nombreuses et variées et suggèrent bien des rapprochements, lesquels s'adressent avant tout aux roches des nappes austro-alpines inférieures. En outre, la sédimentation si spéciale du Wildflysch donne lieu à des associations de roches et de fossiles assez curieuses.

La série stratigraphique du Flysch de la Berra est apparemment assez simple, puisqu'elle ne comprend que 2 termes: le Wildflysch surmonté par le Grès du Gurnigel.

1° *Le Wildflysch* s'étend sur un large espace au S-W du sommet de la Berra. Sa particularité dans ce secteur est sa grande richesse en blocs exotiques de toute nature et la fréquente intercalation de calcaires à globigérines au milieu des schistes argileux et des grès. En outre, il est relativement très peu tourmenté, ne revêtant nullement ce « faciès de broyage », au moyen duquel on a voulu quelquefois le caractériser alors que ses traits essentiels sont d'ordre stratigraphique.

De ce secteur, il se dirige en 2 zones parallèles séparées par une écaille de Grès du Gurnigel vers le Bifé-Montsalvens. La zone externe, au large dans la région Teraillonnaz-Chablex où elle contient des roches fossilifères qui déterminent son

âge lutétien, s'écrase à partir de l'E de Villarvollard et, en une descente d'axe, pointe finalement sous Broc. Quant à la zone interne, elle vient buter contre les calcaires turoniens et les calcschistes sénoniens de Bodevenaz et s'écaille avec eux.

Le long du versant externe Cousimbert-Schweinsberg, le Wildflysch n'apparaît que sporadiquement. On le retrouve tantôt assez large, tantôt écrasé et laminé dans la partie méridionale de la chaîne (v. Bull. soc. fribourg. Sc. nat. 1926).

Le *Grès du Gurnigel* remplit à lui seul, à partir de la Berra, tout le large territoire compris entre la paroi externe qui regarde vers la région molassique et les versants méridionaux du Schweinsberg-Ettenberg. Des grès à grain variable forment la masse principale à laquelle s'associent toujours des marnes plus ou moins abondantes. Des grès grossiers, des arkoses et des petites brèches à Nummulites dessinent dans la topographie adoucie du Flysch des traînées en saillie qu'on suit parfois sur de longs parcours. J'ai mentionné ailleurs quelques-uns de ces niveaux fossilifères[1]). Quant aux roches zoogènes, calcaires à globigérines ou à lithothamnies, on peut dire qu'elle font totalement défaut.

En résumé, à la Berra, le Wildflysch et le Grès du Gurnigel apparaissent comme des termes parfaitement définis qui se complètent sans se confondre, l'un caractérisé par une sédimentation extrêmement variable, hétérogène, où les roches zoogènes alternent avec les formations détritiques les plus diverses, le second, monotone, de nature plus finement détritique et impliquant une sédimentation plus régulière.

On a donc ici une sédimentation nettement orogène, impliquant le remplissage d'une avant-fosse située primitivement en arrière des régions helvétiques, mais en avant des nappes austro-alpines. De l'examen des matériaux exotiques, il semble résulter que les plus inférieures de ces nappes, celles du groupe Err-Bernina, sont celles qui ont le plus contribué au comblement de ce géosynclinal, comblement qui a dû être singulièrement actif, puisque les quelques milliers de mètres de sédiments ainsi accumulés ne sont attribuables qu'au Lutétien et à l'Auversien, la faune nummulitique recueillie à la Berra ne paraissant pas monter plus haut. Toutefois il n'est pas exclu que certains matériaux ne proviennent des régions les plus méridionales des nappes helvétiques. Ce fait peut s'expliquer si

[1]) J. Tercier: Sur la géologie de la Berra et l'emplacement originel du Flysch des Préalpes externes. *Bull. soc. fribourg. Sc. nat.* 30 avril 1925.

l'on tient compte que, à la suite du retrécissement du géosynclinal pennique en voie de fermeture, les nappes austroalpines inférieures ont pu se trouver charriées jusqu'au voisinage de l'édifice helvétique.

Ce Flysch, sous les poussées successives qui l'ont amené jusque sur la molasse du plateau s'est fractionné en écailles nombreuses qui fréquemment ne se superposent pas exactement, mais se recouvrent obliquement. Ceci est la règle dans les régions internes où le Flysch livré à lui-même a réagi très diversement. Les zones bordières et celles qui s'allongent vers le Montsalvens et le Gurnigel, mieux encadrées, ont une allure plus régulière, mais toujours imbriquée.

A ce style tectonique très particulier s'ajoute un phénomène bien visible déjà dans la topographie: c'est le front arqué que présente la chaîne en arrière de Fribourg. Du sommet de la Berra approximativement jusqu'au N du Schweinsberg, le Flysch préalpin a rompu la marge presque rectiligne qu'il gardait depuis Bulle, par l'arête des Paquiers, et qu'il retrouve à l'E de la Singine. Trois facteurs au moins ont contribué à faciliter ce mouvement d'avance. D'abord le Flysch lui-même qui présente dans ce secteur son épaisseur maximale. Puis, sous lui, les molasses oligocènes, contrairement à ce qu'elles offrent à l'E de l'Aar où le faciès conglomératique domine, apparaissent ici comme des complexes marneux et grésomarneux, qui ont suivi passivement cette progression du bord préalpin sans guère pouvoir la gêner. Enfin les centres de nagelfluh néogène d'âge burdigalien et vindobonien, placés à distance et d'ailleurs assez insignifiants, n'ont été que de faibles obstacles au développement de cet arc.

10. — E. Baumberger (Basel): **Die Ramondikalke der Nordschweiz.** Eine ausführliche Mitteilung wird später erscheinen.

11. — I. Friedlaender (Napoli): **Über einige Vulkane Columbiens.** Kein Referat eingegangen.

12. — J. Schneider (Altstätten, St. Gallen): **Vier Flussdelta und das Problem der Alpen-Rücksenkung.** Kein Referat eingegangen.

13. — R. Staub (Fex): **Zur Kenntnis der Gebirge Marokkos.** Eine ausführliche Mitteilung wird später erscheinen (s. p. 275).