Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 34 (1941)
Heft: 2

Artikel: Bericht über die 57. Hauptversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Basel : Sonntag, den 7. und Montag, den 8. September 1941 im Geologischen Institut der Universität
Autor: [s.n.]
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-160141

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: 11.07.2025

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

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

Vol. 34, N° 2. — 1941.

Bericht über die 57. Hauptversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Basel.

Sonntag, den 7. und Montag, den 8. September 1941
im Geologischen Institut der Universität.

A. Jahresbericht des Vorstandes für 1940/41.

Am 29. September 1940 verstarb nach langem und schwerem Leiden in Zürich Dr. ALFRED AMSLER im Alter von 70 Jahren. Seine Jugend verlebte er auf dem Bözberg im Kanton Aargau. Nach dem Besuch der Kantonsschule in Aarau, wo FRITZ MÜHLBERG auf die spätere Berufswahl einen bestimmenden Einfluss ausübte, studierte er in Zürich und Heidelberg Naturwissenschaften, speziell Geologie. Viele Jahre betrieb er privat intensive Studien in seiner weitern Heimat und wurde mit der Zeit der gründlichste Kenner des Aargauer Juras. Von 1913 bis 1920 betätigte er sich als Assistent von Prof. SCHARDT am Geologischen Institut der ETH., wo er für die Studierenden ein stets hilfsbereiter Lehrer und Freund war. Von 1920 bis 1926 war er beratender Geologe für die „Studiengesellschaft zur Nutzbarmachung schweizerischer Erzlagerstätten" und folgte 1926, als die Erzstudien eingestellt wurden, einem Ruf als Landesgeologe nach der Türkei, wo er in den Kohlengebieten südlich des Schwarzen Meeres grossräumige Untersuchungen durchführte. Leider sind deren wissenschaftlichen Ergebnisse, wie so viele andere, unveröffentlicht geblieben. Die letzte Zeit seines Lebens widmete er wieder der wissenschaftlichen Untersuchung der Fricktaler Eisenerze und der Lösung verschiedener geologischer Probleme im östlichen Jura.

Die schweizerische Geologie verdankt AMSLER, der sich nur schwer zur Publikation seiner Forschungsresultate entschliessen konnte, eine Bereicherung der lokalen Literatur, speziell über den gesamten Ostjura. Genannt sei seine Dissertation: „Tektonik des Staffelegg-Gebietes und Betrachtungen über Bau und Entstehung des Jura-Ostendes", mit geologischer Karte und Profilen. Auch in den Eclogae hat der Verstorbene, der 40 Jahre unserer Gesellschaft angehört hat, mehrfach publiziert. Alle, die den ideal veranlagten, selbstlosen und hilfsbereiten Mann kannten, werden ihm ein gutes Andenken bewahren.

Am 14. September 1940, kurz vor der Jahresversammlung in Locarno, kam aus Neuenburg ganz unerwartet die Trauerbotschaft vom plötzlichen Hinschied von Prof. EMILE ARGAND. Geboren am 6. Januar 1879 in Genf, besuchte er die Schulen seiner Vaterstadt und wandte sich dann auf Wunsch seines Vaters dem Architekturstudium zu. In Paris zog es ihn zur Medizin, und nebenbei betrieb er eifrig Sprachstudien. Neben den alten beherrschte er, z. T. in Wort und Schrift, die meisten modernen europäischen Sprachen und war dementsprechend in der Lage, eine ungeheure Literatur zu verarbeiten. Neben dem eigentlichen Sprachstudium zog ihn auch Zeit seines Lebens Literatur und Philosophie an; auch

für künstlerische, kulturelle und allgemein menschliche Fragen hatte er stets grosses Interesse.

Durch seine Begegnung mit Prof. LUGEON, 1905, in Lausanne, wurde der Verstorbene mit der geologischen Wissenschaft bekannt. Es war die Zeit, als die Deckentheorie ihre ersten Triumphe feierte. Der vielseitig begabte Mediziner war sofort begeistert von den neuen und kühnen Ideen und grossartigen Problemen, die sich damals der geologischen Welt stellten und entschloss sich, Geologe zu werden. An den Hochschulen von Lausanne und Zürich holte er sich das notwendige Rüstzeug dazu. Die Walliser Alpen, die Penniden überhaupt, wurden sein Arbeitsgebiet; der Lösung der tektonischen Probleme dieses Alpengebietes widmete er bis zu seinem Lebensende einen Grossteil seiner Kraft und seiner Zeit. Es war in der Tat keine leichte Aufgabe, die er sich gestellt hatte, und die er in der Folge glänzend gelöst hat. Das unwegsame, vergletscherte Hochgebirge mit seinen vielen Gefahren, das er fast immer allein durchstreifte, verlangte Ausdauer, bergsteigerisches Können, Bedürfnislosigkeit und eine zähe Gesundheit, die dem Verstorbenen immer zu eigen waren.

Die Früchte dieser Tätigkeit blieben denn auch nicht aus. Schon 1908 erschien die „Carte géologique du massif de la Dent Blanche", 1 : 50000, ein Meisterwerk geologischer Kartendarstellung im Hochgebirge. Bald darauf die beiden Textpublikationen: „L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales" und „Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et des territoires environnants", herausgegeben von der Geologischen Kommission S.N.G. 1916 erschien in den Eclogae: „Sur l'arc des Alpes occidentales". Doch den genialen Tektoniker lockten bald grössere Probleme, vor allem die Frage nach der Entstehung der jungen Gebirgsketten und der Kontinente. Unter den zahlreichen weiteren Arbeiten müssen erwähnt werden: „Sur la tectonique de l'Asie", 1924, und die „Carte tectonique de l'Eurasie", 1928 erschienen, die ihm den Preis Spendiaroff, später auch den Marcel Benoit-Preis einbrachte. 1934 erschien die „Carte géologique de la région du Grand Combin", 1 : 50000, herausgegeben von der Geologischen Kommission S.N.G.

1911 erhielt ARGAND, der durch seine Publikationen bereits internationalen Ruf erlangt hatte, den Lehrstuhl für Geologie, Mineralogie, Petrographie und Paläontologie an der Universität Neuenburg, dem er bis zu seinem Lebensende treu blieb, trotz verlockenden Berufungen an andere Hochschulen. Neben den vielseitigen Lehrverpflichtungen widmete er seine Kraft dem Ausbau des neuen geologischen Institutes und nahm regen Anteil am wissenschaftlichen Leben der Stadt. Besonders in der kantonalen Naturforschenden Gesellschaft waren seine glänzenden Vorträge immer sehr geschätzt.

Mit EMILE ARGAND, dem im Laufe der Zeit viele internationale Ehrungen zuteil geworden sind, verliert nicht nur die Schweiz, sondern die ganze geologische Welt einen ihrer genialsten Vertreter, dem wir eine gewaltige Bereicherung unseres Wissens über den Bau der jungen Gebirgsketten und der Kontinente verdanken, und der in kühnem Gedankenflug auch in der Erforschung der Ursachen der orogenen Bewegungen der Erde bahnbrechend gewirkt hat.

Auch die S.G.G., der er seit 1908 angehörte, verdankt ihm manchen Beitrag in den Eclogae, auch an den Jahresversammlungen hat er früher oft teilgenommen. Er wird auch uns unvergessen bleiben. (Siehe Nekrolog von M. LUGEON in den Verhandlungen der S.N.G. 1940.)

Vorstand: Die Jahresversammlung 1940 beschloss, den Vorstand infolge der durch die Mobilisation bedingten besonderen Umstände noch 1 Jahr im Amt

zu belassen. In der Zusammensetzung trat keine Veränderung ein. Es wurden im Berichtsjahr 2 Sitzungen abgehalten. Die erste am 19. April in Freiburg zur Behandlung der Rechnung 1940 und des Budgets für 1941, zur Besprechung der Herausgabe der Eclogae und kleinerer Geschäfte. Die zweite Sitzung fand am 6. September in Basel statt und diente der Vorbereitung der Jahresversammlung und der Erledigung weiterer Tractanda.

Mitgliederbewegung: Eintritte: Seit der letzten Jahresversammlung traten in die Gesellschaft ein: RUDOLF BECKER, Basel; RUDOLF BRUNNSCHWEILER, Zürich; MARGRET BYLAND, Zürich; WALTER NABHOLZ, Zürich; PAUL NÄNNY, Bühler (Appenzell); JEAN NEUENSCHWANDER, Le Locle; HANSJÖRG SCHMASSMANN, Liestal.

Austritte: HANS STIERLIN, Luzern; JOHANN BLANK, Muri bei Bern.

Verstorben: ALFRED AMSLER, Zürich; CESARE PORRO, Milano; ADOLF HUBER, Basel.

Die Gesellschaft zählt nun 453 Mitglieder, davon 369 persönliche, 84 unpersönliche; 285 in der Schweiz, 68 im Ausland. Dazu ist zu bemerken, dass fast alle ausländischen Mitglieder ihre Jahresbeiträge seit 1939 nicht mehr bezahlen konnten. Der Vorstand hat jedoch beschlossen, dieselben vorläufig auf der Mitgliederliste zu belassen, ihnen aber keine Eclogae und Drucksachen zukommen zu lassen. Die Frage der Streichung soll erst nach dem Eintritt geregelter internationaler Beziehungen gelöst werden.

Versammlungen und Exkursionen: Die 56. Hauptversammlung fand am 29. und 30. September in Locarno statt. Im Anschluss daran leitete Herr Dr. L. VONDERSCHMITT, Basel, eine Exkursion in den Südtessin, die von 21 Personen besucht war und trotz des regnerischen Wetters einen guten Verlauf nahm. (Siehe Exkursionsbericht in Eclogae 33, p. 208.)

Bericht über die Eclogae: Unter der Redaktion von W. BERNOULLI erschienen in der Berichtsperiode die Hefte 1 und 2 des Bandes 33 (1940).

Vol. 33, Heft 1 (178 Seiten, 11 Tafeln, 49 Textfiguren) enthält Arbeiten von AUGUSTIN LOMBARD, W. BRÜCKNER, ARNOLD HEIM und ANDRÉ LOMBARD.

Vol. 33, Heft 2 (184 Seiten, 7 Tafeln, 51 Textfiguren) bringt den Bericht über die 56. Hauptversammlung der S.G.G. mit 8 wissenschaftlichen Referaten, den Bericht über die Exkursion in den Süd-Tessin von L. VONDERSCHMITT, den Bericht der S.P.G. über ihre 19. Jahresversammlung mit 8 wissenschaftlichen Beiträgen und den neuen Statuten der S.P.G., ferner eine Arbeit von ARNOLD HEIM und eine solche von R. A. SONDER.

Finanzielle, zum Teil sehr erhebliche Beiträge leisteten an die Druckkosten der beiden Hefte mehrere Autoren, die Geologische Kommission der S.N.G. und die Schweizerische Paläontologische Gesellschaft, denen allen hiermit der beste Dank des Vorstandes ausgesprochen sei.

Gegen Ende der Berichtsperiode konnte der vom Redaktor zusammengestellte *Generalindex* für die Bände 21—30 versandt werden.

Die Expedition unserer Publikationen nach einigen Ländern, mit denen der Postverkehr gegenwärtig unterbunden ist, musste vorübergehend eingestellt werden. Unseren Mitgliedern und Abonnenten, die aus diesem Grunde unsere Druckschriften nicht erhalten, werden dieselben zu gelegenerer Zeit nachgeliefert werden.

Vol. 34, Heft 1 ist im Druck und dem Abschluss nahe.

Rechnungsbericht pro 1940 und Budget 1941:

I. Betriebsrechnung, 31. Dezember 1940.

A. Einnahmen.

	Rechnung 1940			*Budget 1941*
I. *Allgemeine Verwaltung:*				
Ordentliche Mitgliederbeiträge	4,057.72			3,500.—
Kapitalzinsen	4,628.30			4,500.—
Verkauf Eclogae im Jahre 1939	889.10			400.—
Subvention Geolog. Komm. der S.N.G.	500.—	10,075.12		500.—
				8,900.—
II. *Eclogae:*				
Rückvergütungen und Beiträge:				
an Bd. 31/2	159.35			
an Bd. 32/1	967.90			
an Bd. 32/2	428.78			
an Bd. 33/1 und 2 (Vorauszahlung)	4,000.—	5,556.03		
Total Einnahmen			15,631.15	

B. Ausgaben.

I. *Allgemeine Verwaltung:*				
Bibliographie	133.—			150.—
Subvention an S.P.G.	300.—			300.—
Ehrenausgaben	25.—			
Reservefonds: ½ Erlös Verk. Eclogae	445.—			200.—
Unkosten (Drucksachen, Sitzgn., Porti)	738.29	1,641.29		1,000.—
Unvorhergesehenes				50.—
Selbstkosten Bd. 34				7,200.—
				8,900.—
II. *Eclogae:*				
Druckkosten Bd. 32/1	641.70			
Druckkosten Bd. 32/2	2,448.15			
Druckkosten Bd. 33/1	833.40			
Druckkosten Bd. 33/2	57.50	3,980.75		
Total Ausgaben			5,622.04	
Überschuss der Einnahmen, brutto			10,009.11	
Transitorische Ausgaben für Druck Bd. 33			5,255.99	
Überschuss der Einnahmen, netto			4,753.12	

II. Reservefonds.

Bestand am 31. Dezember 1939	1,689.90
Übertrag aus Verkauf Eclogae 1939	445.—
Zins abzüglich Depotgebühr	54.35
Bestand am 31. Dezember 1940	2,189.25

Herstellungskosten der Eclogae 1940.

	Bd. 33/1	Bd. 33/2
Eigenkosten: Redaktion	150.—	150.—
Druck und Spedition	2,346.39	2,909.30
Reglementarische und andere Beiträge	3,150.10	3,531.15
Rückvergütung für Separata, Autorkorrekturen, Spesen	384.—	344.90
Total der Herstellungskosten	6,030.49	6,935.35

III. Bilanz per 31. Dezember 1940.

Aktiven:		*Passiven:*		
Wertschriften Schw. Bankges. .	110,500.—	Unantastbares Kapital:		
Depotkonto Schw. Bankgesell. .	3,872.45	Fonds Tobler . . .	60,000.—	
Sparheft Zch. Kantonalbank. .	1,192.95	Fonds Erb	10,000.—	
Sparheft Schw. Volksbank. . .	2,189.25	Schenkungen . . .	17,100.—	
Sparheft Zinstrag. Ersparnisk. .	1,526.20	Lebensl. Mitglieder.	14,800.—	101,900.—
Postcheckkonto	4,043.22	Transit. Kreditoren für Druck Bd. 33		5,255.99
Kasse, Bargeld	131.44	Verwendbares Kapital. . . .		14,434.77
Debitoren	324.50	Reservefonds		2,189.25
	123,780.01			123,780.01

IV. Vermögensänderung.

Reinvermögen am 31. Dezember 1939	110,070.88
Vermehrung bis 31. Dezember 1940	4,753.12
Reinvermögen am 31. Dezember 1940	114,824.00

Der Kassier: R. STREIFF-BECKER.

Bericht der Rechnungsrevisoren für das Jahr 1940: Die unterzeichneten Rechnungsrevisoren haben die Rechnung 1940 der S.G.G. einer eingehenden Prüfung unterzogen.

Wir stellten fest, dass alle Buchungen mit den wohlgeordneten Einnahmen- und Ausgabenbelegen übereinstimmen. Das Vorhandensein der in der Bilanz aufgeführten Wertschriften ist durch Ausweise der Banken und der Post belegt.

Das Vermögen der Gesellschaft beträgt am 31. Dezember 1940 Fr. 114,824.—, ohne Berücksichtigung von momentanen Kurserhöhungen vieler Wertschriften. Das entspricht einer Vermehrung von Fr. 4753.12, die auf eine, durch verschiedene Umstände bedingte, geringere Belastung durch die „Eclogae" zurückzuführen ist.

Wir stellen dem Vorstand zuhanden der Hauptversammlung den Antrag, die Rechnung 1940 unter Entlastung des Kassiers zu genehmigen und dem Kassier für seine überaus gewissenhafte Amtsführung den besten Dank der Gesellschaft auszusprechen.

St. Gallen und Lausanne, 25. Juli 1941.

F. SAXER,
A. BERSIER.

B. 57. Generalversammlung: Sonntag, den 7. September 1941.

Erster Teil: **Geschäftliche Sitzung.**

Leitung: JEAN TERCIER, Präsident.

Nach der Begrüssung durch den Präsidenten werden der Jahresbericht für 1940/41, der Kassabericht für 1940, der zugehörige Bericht der Rechnungsrevisoren und das Budget 1941 verlesen und von den ca. 40 Anwesenden genehmigt.

Der Jahresbeitrag wird wieder auf Fr. 12.— respektive auf Fr. 13.— für die im Ausland wohnenden Mitglieder festgesetzt.

Als neue Vorstandsmitglieder für die statutarisch ausscheidenden Herren Dr. PAUL BECK, Thun, und Dr. HANS SUTER, Zürich, werden auf Vorschlag des Vorstandes einstimmig gewählt: Prof. Dr. E. WEGMANN, Neuenburg, und Dr. A. WEBER, Zürich. Als neuer Rechnungsrevisor Dr. A. VON MOOS, Zürich.

Als Präsidenten der anschliessenden wissenschaftlichen Sitzung werden bestimmt: Herr Prof. Dr. A. BUXTORF, Basel, und Herr Prof. Dr. E. GAGNEBIN, Lausanne, als Sekretär Dr. W. BRÜCKNER, Basel.

Der Präsident: JEAN TERCIER.
Der Sekretär: HANS SUTER.

Zweiter Teil: **Wissenschaftliche Sitzung.**

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

1. — ARTHUR ERNI (Basel): **Ein Tertiäraufschluss am Südfuss der Balmfluh bei Solothurn.**

Siehe die ausführliche Arbeit in diesem Heft S. 209.

---

2. — ARTHUR ERNI (Basel): **Zur Stratigraphie und Paläontologie des oberen Braunen Jura in der Gegend des Unteren Hauensteins.**

Angeregt durch die schönen Untersuchungen von MAX MÜHLBERG über die Stratigraphie des Braunen Jura im nordschweizerischen Juragebirge, und durch geologische Exkursionen, die ich schon als Kantonsschüler mit seinem Vater, meinem verehrten Lehrer Professor F. MÜHLBERG, ausführen durfte, habe ich vor nun bald 40 Jahren begonnen, den Sedimenten, und besonders dem Braunen Jura, der Umgebung meiner Heimatstadt Olten meine Aufmerksamkeit zu schenken und habe diese Studien mit grösseren und kleineren Unterbrüchen fortgesetzt bis auf den heutigen Tag. Über einige Resultate dieser Studien sei hier eine kurze vorläufige Mitteilung gemacht.

Ich bemerke, dass ich absichtlich den Ausdruck „oberer Brauner Jura" gewählt habe und nicht „oberer Dogger", damit auch Schichten in die Besprechung mit einbezogen werden können, die zwar in unserem Gebiet noch zum Sedimentationszyklus des Doggers gehören, die aber in den Malm eingereiht werden, nämlich Callovien und Oxfordien. Ich behandle also die Schichten vom oberen Hauptrogenstein bis zum Oxfordien inklusive.

Dottenberg.

In den zwanziger Jahren waren die Bedingungen für stratigraphische Studien im oberen Braunen Jura besonders günstig am Dottenberg bei Lostorf, NE von Olten. Am E-Ende dieses Berges waren Schützengräben, senkrecht zur Streichrichtung, vom 1. Weltkrieg her noch offen, und es wurde ein neuer Waldweg gebaut, der die ganze S-Flanke des Dottenbergs fast parallel zum Streichen der Schichten quert. Die dadurch geschaffenen, langen Aufschlüsse boten ausgezeichnete Gelegenheit zum horizontweisen Aufsammeln von Fossilien, die auch reichlich benutzt wurde. Der Weg mit allen Aufschlüssen und tektonischen Störungen wurde von mir genau vermessen und die Resultate auf einen Plan 1 : 1000 eingetragen.

Durch diese Studien wurde ein Profil gewonnen, das ich gewissermassen als Normalprofil des obern Braunen Jura dieses Gebietes bezeichnen und hier besprechen möchte. Die sehr zahlreichen Fossilien, die mir grösstenteils von meinem Lehrer L. ROLLIER bestimmt worden sind, kann ich dabei nur zu einem geringen Teil erwähnen.

1. Der Obere Hauptrogenstein besteht am Dottenberg wie überhaupt im ganzen Gebiet aus einem dünnplattigen, harten, fein oolithischen Kalkstein von etwa 20 m Mächtigkeit, der häufig Diagonal- oder Übergusschichtung aufweist. Er enthält fast keine gut erhaltenen Fossilien, und ich habe nicht versucht, ihn weiter zu gliedern. Er schliesst nach oben mit einer Regressionsfläche ab, die von Bohrmuscheln angebohrt und mit Austern besetzt ist. Darüber liegt:

2. Der grobe oder Ferrugineusoolith, 3,80 m mächtig. Er beginnt unten mit einer mergeligen Phase von 1 m Mächtigkeit, die ausser einer kleinen *Parkinsonia* u. a. ein prächtiges Rostrum von *Megateuthis aalensis* (VOLTZ) geliefert hat, das nun Eigentum des Naturhistorischen Museums Basel ist. Darüber liegen in 2,80 m Mächtigkeit die festen Kalkbänke des groben Ooliths, wie wir sie im NW-schweizerischen Jura von zahlreichen Stellen her kennen. Sie schliessen ebenfalls mit einer angebohrten Regressionsfläche ab. Darüber folgt:

3. Der Horizont der Mergel mit Eudesia cardium und der Spatkalke, 8,25 m mächtig. Beide Schichten gehören offenbar zusammen.

Die mergeligen Lagen an der Basis, ruppige Kalkmergel von 2 m Mächtigkeit, sind eine interessante Erscheinung und im schweizer Jura wohl zum ersten Male beobachtet. Sie enthalten den in der Schweiz sonst sehr seltenen Brachiopoden *Eudesia cardium* (LAM.) in hunderten von Exemplaren. Daneben hat die Schicht von OPPLIGER bearbeitete neue Calcispongien, ferner zahlreiche Crinoiden, Echiniden, Brachiopoden, Mollusken geliefert. Als Leitfossil ist wichtig: *Parkinsonia württembergica* (OPPEL). Dies dürfte das westlichste Vorkommen von *P. württembergica* im schweizer Jura sein. Weiter E hat MAX MÜHLBERG sehr schöne Exemplare dieser Art bei Auenstein im Kanton Aargau gefunden, und diese Schichten von Auenstein entsprechen genau den Schichten mit *Eudesia cardium*, doch fehlt dieser Brachiopode hier bereits.

Die darüber liegenden Spatkalke, 6,25 m mächtig, sind dünnplattig und hart und bestehen fast ausschliesslich aus Echinodermentrümmern, hauptsächlich Crinoidenstielgliedern. Sie enthalten Nester von Limonit, ein Anklang an die gleichaltrigen, im aargauischen Tafeljura so verbreiteten eisenschüssigen Spatkalke. Sie enden nach oben mit einer angebohrten Regressionsfläche. Darüber liegen die wohlbekannten, sogenannten

4. Varians-Schichten, deren Gesamtmächtigkeit etwa 6 m beträgt. Sie beginnen mit einem bemerkenswerten mergeligen Glied, das ich Bryozoenmergel nenne. Es ist ein grauer, zäher Kalkmergel von wohl weniger als 1 m Mächtigkeit, der aber in seiner Ausbildung wenig konstant scheint. Beim Schlämmen erweist er sich als ausserordentlich fossilreich, besonders an Bryozoen. Häufig sind die Genera *Heteropora*, *Terebellaria*, *Spiropora*, *Neuropora*, *Idmonea*, *Diastopora*, *Stomatopora*, seltener *Actinopora* und *Apsendesia* vertreten. Die Calcispongien der Schicht, worunter neue Arten, wurden von F. OPPLIGER bestimmt. Unter den Crinoiden ist *Cyclocrinus? precatorius* D'ORB. bemerkenswert, unter den Brachiopoden *Thecidea triangularis* D'ORB., dann die echte *Terebratula intermedia* SOW., *Eggensis* ROLLIER, *diptycha* OPPEL. Hier tritt auch zum ersten Mal „*Rhynchonella varians*" aut. auf. An Ammoniten hat die Schicht bis jetzt

nur zwei Bruchstücke geliefert, wovon das eine nach ROLLIER ein *Coeloceras*, das andere ein *Morphoceras* ist. Im ganzen hat die Fauna der Bryozoenmergel viel Ähnlichkeit mit derjenigen der Mergel von Ranville.

Die eigentlichen

Varians-Schichten sind lithologisch und faunistisch reich gegliedert. Neben spätigen Kalkbänken und ruppigen Kalkmergeln treten eisenoolithische und eisenschüssige Lagen schon reichlich auf. Der Fossilreichtum der Varians-Schichten ist bekannt. Chronologisch umfassen sie mehrere „Ages" im Sinne S. S. BUCKMAN's. OPPEL stellte sie in seine Zone der *Zeilleria lagenalis* (SCHLOTH.). Dieses Fossil findet sich in unserem Profil ausschliesslich nahe der Basis der Varians-Schichten. An Ammoniten sind sie sehr reich. Zum ersten Mal tauchen Vertreter der Gattung *Perisphinctes s. l.* in grosser Mannigfaltigkeit auf. Dafür ist das Genus *Parkinsonia* vollständig verschwunden. Es ist mir nie gelungen, einen Vertreter dieser Gattung in den eigentlichen Varians-Schichten aufzufinden. In den obersten Lagen zeichnet sich eine Bank durch reichliches Vorkommen eines Oxyceriten aus, der dem *Oxycerites aspidoides* (OPPEL) zum mindesten recht nahe steht. Dieselbe Bank enthält auch die seltene *Hemigarantia Julii* (D'ORB.) zum 1. Mal in der Schweiz nachgewiesen, sowie Strenoceraten und Clydoniceraten. Auf weitere Details kann hier nicht eingetreten werden.

Die obersten, in Knauer aufgelösten Bänke der Varians-Schichten sind angebohrt und stark limonitisch berindet. Darauf liegen die

5. Macrocephalus-Schichten. Deren Basis konnte ich in kleinen Grabungen studieren, die ich am E-Ende des Dottenberges in der Nähe des Schlosses Wartenfels ausführen liess.

Über der obersten knauerigen Lage der Varians-Schichten liegt eine nur 15 cm dicke Lage fein eisenoolithischen Mergels mit Knauern, die ausserordentlich fossilreich ist. Unvermittelt treten hier zum ersten Mal Macrocephaliten und Cardioceraten auf. Bemerkenswert sind ausserdem Phylloceraten und aufgerollte Ammoniten des Genus *Parapatoceras*. Sehr häufig ist der Crinoide *Cyclocrinus macrocephalus* (QU.). Die von DE LORIOL beschriebenen Exemplare dieser Art stammen von Lostorf. Die sogenannte „*Rhynchonella varians*" kommt noch in Menge vor. Die Schicht hat mir bis jetzt etwa 120 bestimmte Arten geliefert.

Darüber liegt ein 0,57 m mächtiger, grauer oder gelblicher bis rötlicher Mergel oder Mergelkalk mit groben, linsenförmigen, braunen Eisenoolithkörnern. Neben Macrocephaliten treten hier zum ersten Mal Cosmoceraten *(Kepplerites)* Proplanuliten und *Oecoptychius* auf. Im übrigen stimmt die Schicht lithologisch und faunistisch weitgehend mit den bekannten Eisenoolithen von Gutmadingen überein.

Der höhere Teil der Macrocephalus-Schichten besteht aus ca. 30 m mächtigen grauen, sandigen Mergeln mit Chaille-artigen Knauern, in denen ich keine Fossilien finden konnte. Sie schliessen am E-Ende des Dottenberges mit einer 20 cm dicken, fossilleeren Bank kieseligen Kalkes, deren Oberfläche höckerig und angebohrt ist. Darüber folgen am E-Ende des Dottenbergs:

6. Die Cordatus-Schichten in einer Mächtigkeit von etwa 35 cm, oben 15 cm braune, fein eisenoolithische Mergelkalke, unten 20 cm braungelbe, limonitische Mergel mit limonitisch berindeten und z. T. angebohrten Geröllen. Diese Schicht enthält *Cardioceras cordatum* (SOW.) und *Christolia christoli* (BEAUD.) und gehört also ausschliesslich dem Oxfordien an. Die Anceps-Athleta-Schichten fehlen am E-Ende des Dottenbergs vollständig.

Darüber liegen mit scharfer lithologischer und faunistischer Grenze die bekannten

7. Birmensdorfer-Schichten des Argovien, die ich hier nicht zu besprechen brauche.

* * *

Es bleibt mir noch übrig, kurz das Verhalten der besprochenen Schichten in westlicher und östlicher Richtung zu erläutern, das ich durch Aufnahme zahlreicher Detailprofile studiert habe.

Vorerst möchte ich auf die bemerkenswerte Konstanz der angebohrten Regressionsflächen hinweisen, deren wir in unserem Dottenbergprofil 5 gefunden haben. Die Konstanz dieser Flächen erklärt sich daraus, dass sie zum Teil wohl beträchtliche Sedimentationslücken darstellen, wo mehrere „Hemerae" oder ganze „Ages" im Sinne BUCKMAN's fehlen können. In anderen Teilen des schweizer Juragebirges können diese Lücken ganz oder teilweise ausgefüllt sein, so dass sich dort Horizonte finden, die wir in unserem Dottenberg-Normalprofil nicht kennen. Solche Erscheinungen treten im kleinen schon in unserem beschränkten Untersuchungsgebiet auf, wie wir gleich sehen werden.

Der Obere Hauptrogenstein bleibt im ganzen Gebiet des untern Hauensteins auffällig konstant. Einige schwach angebohrte Flächen inmitten dieser Schicht deuten auf das Fehlen gewisser Horizonte, vielleicht z. B. der Movelier-Schichten, hin.

Bemerkenswert ist das wechselseitige Verhalten des Groben Ooliths einerseits und der Eudesia-Mergel + Spatkalk andrerseits. Der Ferrugineusoolith nimmt nach W an Mächtigkeit und Fossilreichtum zu. Am Homberg bei Hägendorf enthält er schon reichlich den charakteristischen *Clypeus testudinatus* BRUCKNER. Nach E nimmt er an Mächtigkeit ab. Seine letzten Spuren glaube ich an der Staffelegg bei Aarau gefunden zu haben.

Umgekehrt nimmt der Spatkalk mit den Eudesiamergeln nach W rasch ab und ist in östlicher und besonders nordöstlicher Richtung wohl entwickelt. Die Abnahme des Spatkalkkomplexes kann man schrittweise über Trimbach-Ifenthal, Wangner- und Hägendörfer Homberg verfolgen. Am Wangner Homberg beträgt die Mächtigkeit nur noch 80 cm. Die Regressionsflächen an der Oberfläche des Spatkalkes und des groben Oolithes sind prächtig ausgebildet. In der Richenwiler Schlucht N Hägendorf konnte ich den Spatkalk nicht mehr nachweisen. Nach E hin fand ich die Mergel mit Eudesia cardium nicht mehr; der Spatkalk aber ist an der Staffelegg mit konstanter Mächtigkeit von 5,50 m entwickelt. Viel mächtiger ist der Spatkalk dann im Fricktal.

Die Varians-Schichten sind im untersuchten Gebiet etwa gleich mächtig ausgebildet. Die starke Reduktion der Mächtigkeit erfolgt erst östlich der Staffelegg und ist von MAX MÜHLBERG beschrieben worden. Die Bryozoenmergel an der Basis sind eine mehr sporadische Erscheinung. Sehr gut müssen sie um die Mitte des vorigen Jahrhunderts an der Egg bei Erlinsbach aufgeschlossen gewesen sein. Spuren davon trifft man noch an der Staffelegg und im Kanton Baselland, z. B. bei Sissach. Recht konstant ist in den oberen Varians-Schichten die Lage mit *Oxycerites cf. aspidoides* (OPPEL).

Die Macrocephalus-Schichten nehmen nach W rasch an Mächtigkeit zu und nach E noch rascher ab. Schon am W-Ende des Dottenbergs bei Mahren finden wir die oberen, festen gelben Sandkalke der Macrocephalus-Schichten, die in noch grösserer Mächtigkeit weiter W bei Trimbach und am Wangner- und

Hägendörfer Homberg in ausgedehnten Steinbrüchen als Baustein ausgebeutet wurden. Die Gesamtmächtigkeit mag in diesem Gebiet wohl 50 m betragen. Die Basis der Macrocephalus-Schichten ist in diesem Gebiet meines Wissens nur an der südlichen Bölchenstrasse in einer interessanten und fossilreichen Ausbildung aufgeschlossen, die ich genau studiert habe.

Die Reduktion der Macrocephalus-Schichten in östlicher und nordöstlicher Richtung vollzieht sich ausserordentlich rasch. An der Egg bei Erlinsbach, nur 6 km vom Dottenberg entfernt, ist noch der grob eisenoolithische Mergelkalk in 50 cm Mächtigkeit vorhanden, an der Staffelegg ist er noch 15 cm dick und im östlichen Aargau fehlt er nach MAX MÜHLBERG stellenweise ganz. Die Reduktion der Macrocephalus-Schichten von W nach E vollzieht sich offenbar so, dass immer mehr von den höheren Lagen wegfällt, bis schliesslich nur noch der grobeisenoolithische Mergel an der Basis oder gar nichts übrig bleibt. Dieser grobe Eisenoolith ist also kein „kondensiertes" Sediment, das die gesamten Macrocephalus-Schichten enthält, und die Mächtigkeitsreduktion ist im wesentlichen nicht durch nachträgliche Erosion zustande gekommen, sondern stellt den ursprünglichen Ablagerungszustand dar.

Während am E-Ende des Dottenbergs nur Reste des obern Oxfordiens mit *Cardioceras* vorhanden sind, finden wir etwas westlicher, N Mahren, darunter schon Quenstedticeraten; im Feldli bei Trimbach stellen sich eisenoolithische Kalke mit *Peltoceras athleta* (PHILL.) in geringer Mächtigkeit ein, die sich sporadisch am Homberg wiederfinden, und am Hägendorfer Homberg ist die oberste Bank der festen Macrocephalus-Schichten prächtig und fossilreich als Ancepsbank ausgebildet und enthält ausser dem Leitfossil *Reineckeia anceps* (REIN.) zahlreiche andere Fossilien.

Östlich vom Dottenberg verschwinden auch die kümmerlichen Reste des Oxfordien stellenweise ganz. —

Ich hoffe, dass es mir bald möglich sein wird, das oben Vorgebrachte mit zahlreichen Detailprofilen und Fossillisten zu belegen und auf zahlreiche Fragen paläontologischer, stratigraphischer, paläogeographischer und sedimentpetrographischer Art, die hier nur gerade gestreift werden konnten, ausführlich einzugehen.

---

3. — AUGUST BUXTORF (Basel): **Senkungserscheinungen in den Salinengebieten des Rheintals.**

Kein Manuskript eingegangen.

---

4. — HANS GÜNZLER-SEIFFERT (Bern): **Persistente Brüche im Jura der Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes.**[1]) Mit 3 Textfiguren.

Im Jahr 1932 konnte bei der ersten Vorweisung von Bl. Lauterbrunnen des Geol. Atlas der Schweiz 1 : 25000 (Bl. No. 6) auf gefaltete Brüche im Jura des Kientals hingewiesen und darauf aufmerksam gemacht werden, dass vor der Alpenfaltung eine gewisse Bruchtektonik in dieser Region der Wildhorn-Decke geherrscht haben müsse (lit. 3). Das Beispiel wurde am Abendberg, dem Übergang zwischen dem mittleren Kiental und dem östlich davon gelegenen Spiggen-

[1]) Veröffentlicht mit Zustimmung der Geolog. Kommission S.N.G.

grund gefunden und zeigt die Zweiphasigkeit der Gesamttektonik mit Bruch und Dehnungseffekt als erster, mit Faltung und Zusammenschub als zweiter Phase.

Von weiteren auffallenden Störungen im Bereich von Bl. Lauterbrunnen wurde die Vermutung ausgesprochen, sie könnten von gleicher Art und Entstehung sein. Da aber diese Brüche nur wellig verbogene Bruchflächen aufweisen, war die bereits bestehende Deutung als Untervorschiebungen (lit. 6) und damit als Produkt der Alpenfaltung (lit. 5) nicht zu widerlegen. Die damalige Unsicherheit in der Beurteilung verbot daher eine endgültige Erklärung der Mechanik und des Alters.

Inzwischen wurde das Studium dieser Erscheinungen fortgesetzt und in einigen Punkten zum Abschluss gebracht. Die Ergebnisse seien im Folgenden zusammengefasst.

1. Es handelt sich um Längsverwerfungen im Jura der Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes.

2. Diese Längsverwerfungen sind daran zu erkennen, dass immer der S-Flügel gegenüber dem N-Flügel absank.

3. Die Sprunghöhen wechseln in bezug auf ihr Ausmaass; es kommt aber vor, dass die Unterkreide-Mergel des abgesunkenen S-Flügels in anormalem Kontakt neben Unter-Dogger (Aalénien) des stehengebliebenen N-Flügels liegen, dass also die Sprunghöhe grösser gewesen sein muss als die Mächtigkeit der Schichten von Malm bis Bajocien.

4. Durch die nachfolgenden Faltungsvorgänge sind Sprunghöhen und anormale Kontakte, herrührend aus den Verwerfungsvorgängen, sehr selten rückgängig gemacht worden. Es wird daraus die Schlussfolgerung gezogen, dass die meisten Verwerfungsflächen mehr oder weniger steil nach S fallend angelegt waren, und dass sie deshalb als Bewegungsflächen bei der nachherigen Alpenfaltung nicht benützt wurden. Nur solche, die von Anfang an flach S-fallend lagerten, konnten bei späterem Tangentialdruck von S her als Aufgleitflächen dienen und sind heute nicht mehr mit Sicherheit wiederzuerkennen, weil sie zu Überschiebungsflächen wurden.

5. Drei von diesen alten Längsverwerfungen bilden in allen Aufschlüssen zwischen dem Kiental im SW und dem Aaretal im NE die Grenze zwischen ganz bestimmten und stets den gleichen Falten. Ihre Parallelisation kann daher genau so erfolgen, wie diejenige von Falten. Diese Feststellung wird aus einer Profilserie durch das Berner Oberland ersichtlich, die demnächst durch die Geologische Kommission der S. N. G. herausgegeben werden soll.

Die Durchsicht dieser zehn Profile ergibt folgende Einteilung:

Falte 1+2
Abendberg-Störung
Falte 3+4
Bürglen-Störung
Tektonisches Element 5u
Sileren-Störung
Falte 5
Scher-Zone (nur aus Malm bestehend)
Falten 11—15 (vorwiegend aus Dogger aufgebaut).

Der so zusammengesetzte Jura-Anteil der Wildhorn-Decke sinkt mit Axialgefälle vom Kiental nach NE gegen die grosse Axial-Depression unter dem Aaretal. Die Falten 1—5 sind zwar zwischen dem Spiggengrund und dem Tal der Lütschine S Interlaken unter südhelvetischer Kreide verborgen (vgl. Bl. Lauterbrunnen 1 : 25000, 1933), sie werden aber vom Lütschinetal an wiederum zugänglich.

Die nördlichsten beiden Falten, mit ihnen die Abendberg-Störung, bleiben von da an bis nach Iseltwald am Brienzersee sichtbar, noch weiter halten die Falten 4, 5u und 5 und zugleich auch Bürglen- und Sileren-Störung aus. Sie können bis ins Aaretal verfolgt werden. Erst jenseits davon, am Brünigpass sinken auch sie axial zur Tiefe.

Das Aushalten der alten Längsverwerfungen bis zum Brienzersee und dem Aaretal verleiht ihnen den Charakter von regionalen Störungen.

Aus den regionalen Längsverwerfungen entstanden Faltenbilder, welche folgende Feststellungen erlauben:

6. Die Reaktion der Bruchflächen auf Faltungsdruck hängt weitgehend von der Art der Gesteine ab, welche in Bruchkontakt miteinander stehen. Handelt es sich um leicht faltbare Mergel oder Tonschiefer, dann kann die Bruchfläche völlig verfaltet sein (Schema 1 in Fig. 1). Kommen Kalke neben Kalke zu liegen, dann wird der Tangentialdruck übertragen, als ob keine Störung zwischen ihnen bestünde.

7. Da stets der S-Flügel des Verwerfungs-Systems nach aufwärts gegen die Verwerfungsfläche hin gefaltet wurde, entstand an ihr entlang ein muldenartiges Gebilde, dem jedoch stets der N-Schenkel fehlt (vgl. Fig. 1).

8. Da immer der N-Flügel des Verwerfungs-Systems abwärts gebogen wurde, musste nördlich jeder Verwerfungsfläche eine Antiklinalstirn sich bilden, hinter welcher jedoch der Gewölbeschenkel fehlt.

9. Die Sprunghöhen spielen bei der Faltung eine bedeutsame Rolle. Nur bei grossen Sprunghöhen entstehen Quasi-Mulden ohne N-Schenkel, und Quasi-Gewölbe ohne S-Schenkel. Bei geringen Sprunghöhen dagegen gerät der N-Schenkel des Verwerfungs-Systems trotz Beibehaltung des Prinzips von Punkt 8 in eine Stellung, die durchaus dem überkippten Verkehrtschenkel einer liegenden Falte entspricht. Dabei erscheint die alte Verwerfung als Scheitelbruch, der S-Schenkel, weil wenig gefaltet, wird zum verbogenen Gewölbeschenkel der liegenden Falte (vgl. Schema 5 in Fig. 1).

In diesem Falle sind Kennzeichen eines alten Bruches:

a. Im Kern hat sich stets die ursprüngliche Struktur erhalten und ist wiederzuerkennen, sobald man sie nicht als disharmonische Kernfaltung missachtet.

b. Die Kleinstrukturen verraten immer am Bruch entlang die Bruchbildung als ersten, die Faltenbildung als zweiten Vorgang, denn sowohl bei Scheitelbrüchen wie auch bei Untervorschiebungen müsste im Hangenden der Bruchfläche eine Schleppung nach N stattgefunden haben, die als der letzte Vorgang alle anderen überprägte. Statt dessen trifft man immer auf Fältelung und Faltung, bei welcher im Bruchkontakt die Schichten als Verkehrtschenkel zurückliegen, mit Faltenstirnen nach N aufwärts weisen.

c. Die Verfolgung der Störung in der Streichrichtung führt immer in Regionen, deren Charakter unverkennbar eine alte Verwerfung ist.

Sehr bezeichnend für alte Brüche sind sogenannte Klemmpakete in den Bruchspuren. Sie entstanden aus Schollen, die an Fiederbrüchen meist vom S-Flügel des Verwerfungs-Systems absplitterten und bei der nachherigen Faltung des Ganzen zerrissen nach N verdriftet wurden. An ihnen konnte folgendes festgestellt werden:

10. Schollen in alten Bruchsystemen treten nie in verkehrter Lagerung auf.

11. Falls sie nicht völlig zerbrochen und verknetet sind, zeigen solche Schollen Keilform mit Spitze nach N.

12. Meist sind sie in Schichtpakete aufgeteilt, ihre Zerteilung erfolgte an Schichtflächen, meist sogar an Horizont-Grenzen, da diese vielfach mergeliger Natur sind.

13. Von den isolierten Dogger- und Malmschollen liegen die Doggeranteile immer weiter südlich, als die Malmschuppen. Die letzteren wurden häufig weit nach N verdriftet, offenbar mit dem Inhalt der Quasi-Mulden, der aus dem Gebiet der Verwerfungsfläche nach N gepresst wurde.

14. Aus N-Flügeln von Verwerfungen konnte bisher keine Scholle mit Sicherheit festgestellt werden. Schema 8 in Fig. 2 stellt daher eher eine Möglichkeit als eine Tatsache dar, obgleich im mittleren Kiental am Schnydershörnli eine Malmscholle festgestellt wurde, die so entstanden sein könnte. Doch war bisher der Beweis nicht zu erbringen, dass das synklinal zusammengeklappte Malmpaket nicht als ein nachträglicher Abschürfling aus dem darunterliegenden Malm entstand.

Die wichtigste Feststellung an diesen alten Verwerfungen ist die Tatsache, dass die Schichtmächtigkeiten an den Bruchflächen sprunghaft wechseln, und zwar ist dies Phänomen im östlichen Berner Oberland weniger scharf ausgeprägt, als im Kiental, und selbst hier nur in den Falten 1—4.

Die Kernregionen dieser Falten bestehen aus Lias und Aalénien, doch können sie nicht in den Kreis der Betrachtung einbezogen werden, da sie infolge ihrer starken Tektonisierung und des Fossilmangels nicht bis ins Einzelne zu gliedern sind. Das Unter-Bajocien mit seinen Cancellophycus-Schichten unten und einer Echinodermen-Breccie oben ist dagegen unverkennbar.

Einer alten Erfahrung entspricht es, dass diese Schichten im Norden wesentlich weniger mächtig sind, als im Süden. Schema 1 in Figur 3 geht von dieser Voraussetzung aus, die sowohl in Falte 1, wie in Falte 5 des Kientals durch Beobachtungen erhärtet wird, wenn auch unter schwierigen tektonischen Bedingungen. Zwischen diesen Ausgangspunkten für die Rekonstruktion mittel- und oberjurassischer Vorgänge ist dies Unter-Bajocien unregelmässig dick, d. h. es wurde vor Ablagerung des Argovien abgetragen. Vom Bathonien ist nur bekannt, dass es vorhanden war (Reliktvorkommen am Zahlershorn W vom Kiental und bei Engelberg in der Zentralschweiz), vom Callovien, dass Überreste auf reduziertem Bajocien in Falte 2 liegen (lit. 4), vom Oxfordien, dass es im S-Teil von Falte 5 einsetzt und südlich davon verbreitet ist. Infolgedessen bestehen vier Möglichkeiten zur Einordnung von Abtragungs- und nachfolgenden Transgressions-Vorgängen zwischen Unter-Bajocien und Argovien, nämlich Ober-Bajocien, Bathonien, Callovien und Oxfordien. Die tatsächlich sichtbare Transgression des Argovien auf Unter-Bajocien mit deutlicher Transgressions-Breccie an der Basis ist demnach zwar die fünfte Möglichkeit, aber dennoch die einzige Tatsache, an die man sich halten kann. Über der Transgression liegt das Argovien als Wechsellagerung von Kalk und Mergeln, allmählich übergehend in dickbankigen Malmkalk. Der Malm endet nach oben mit einer Breccie aus Malmkalkbrocken, darüber setzen Valanginien-Mergel ein.

Sowohl Bajocienkalk, wie auch Malmkalk werden von der Stirn der Falte 2 gegen die südlich abschliessende Abendberg-Störung hin immer weniger mächtig. Während aber der Malm südlich der Störungsfläche plötzlich wieder normale Mächtigkeit aufweist, bleibt das Bajocien auf 2 m reduziert und noch dazu in Form einer Echinodermen-Breccie, die nur zwischen Abendberg- und Bürglen-Störung die Basis des Bajocien bildet. 100 m südlich der Abendberg-Störung schwillt nun das Bajocien fast unvermittelt auf 80 m an, um gegen die Bürglen-Störung hin, also nach S, ebenso rasch wieder auf wenige Meter Dicke zurückzugehen.

Eine ähnliche, aber klarer deutbare Erscheinung tritt weiter im S, an der Bürglen-Störung, auf. Hier ist das Bajocien bei der Berührung mit der Störungs-

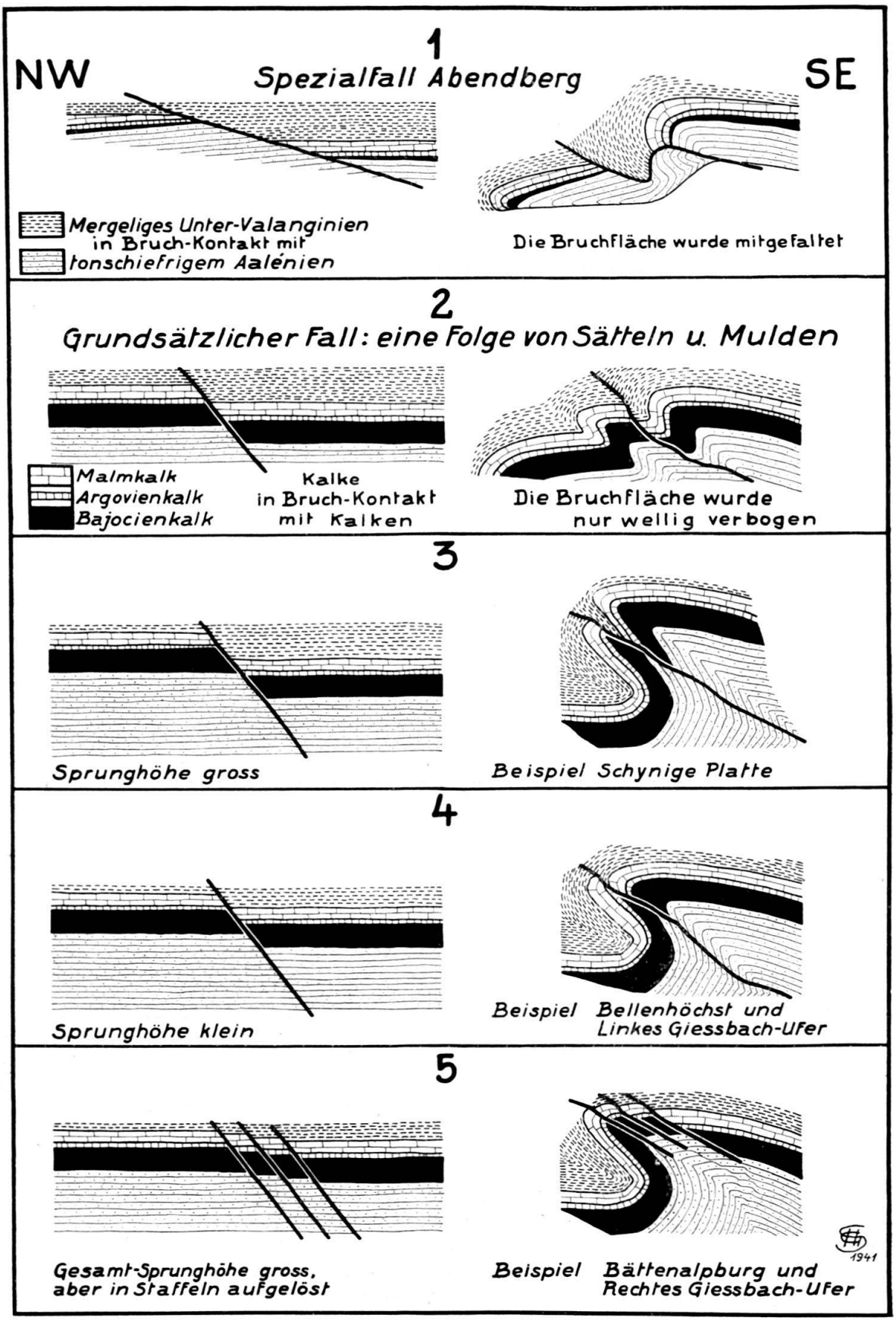

Fig. 1. *Schemata von Verwerfungs-Systemen.*

Links:
Vor der Faltung.

Rechts:
Nach der Faltung.

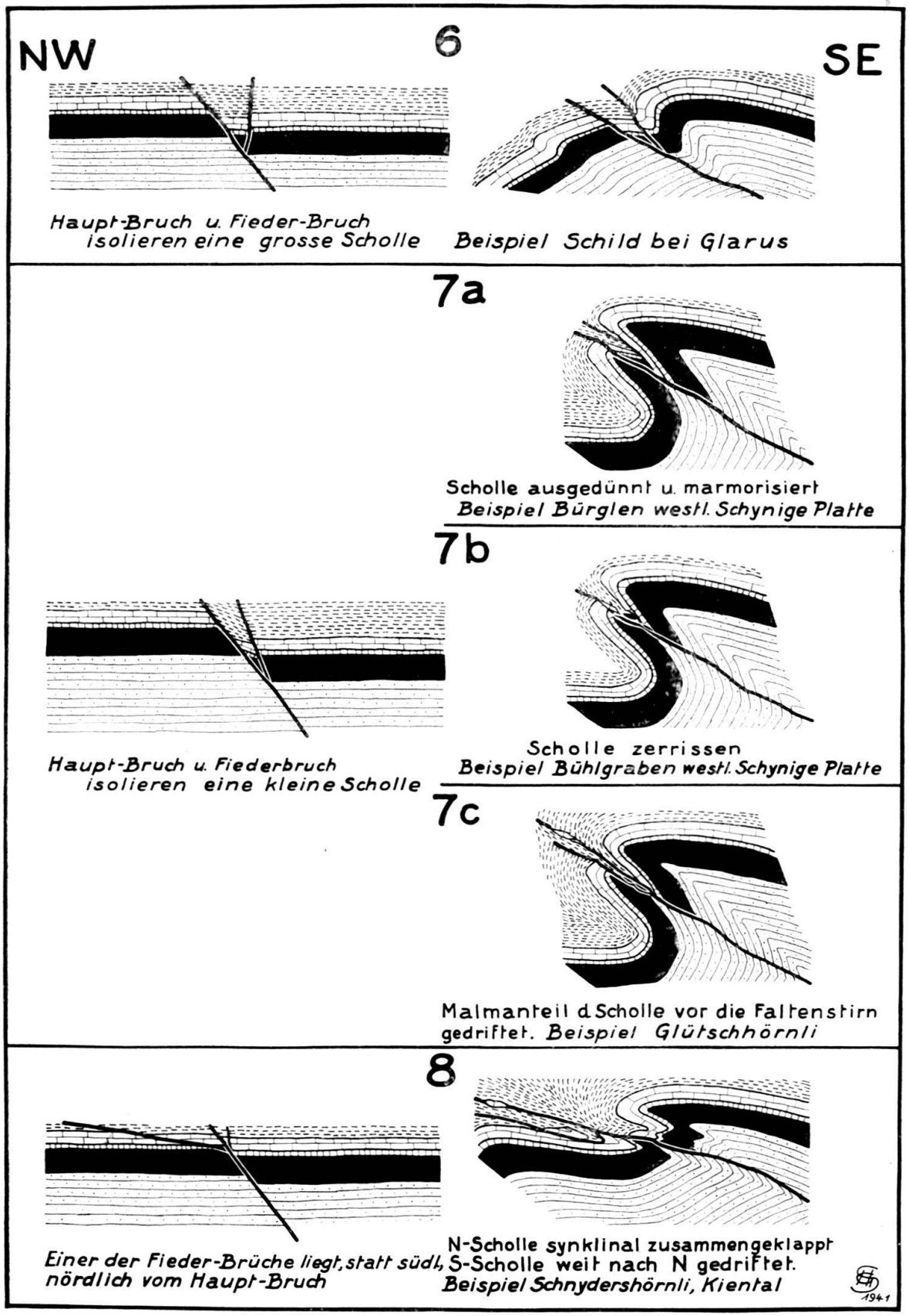

Fig. 2. *Schemata von Verwerfungs-Systemen.*

Links:
Vor der Faltung.

Rechts:
Nach der Faltung:

fläche nur 20 m mächtig, der Malm 60 m. Südlich der Störungsfläche enthält am Kontakt das Bajocien 250 m, der Malm 150 m.

Zur Erklärung wird die Ausbildung von Längs-Schollen angenommen, die zwischen den alten Störungen, genannt Abendberg-, Bürglen- und Sileren-Störung, liegen. Eine Kippung erfolgte im Bajocien so, dass stets der N-Rand der längsstreichenden Schollen tiefer zu liegen kam, als der S-Rand. Zu einem späteren Zeitpunkt wurde durch Zusammenschub die entstandene Dehnung rückgängig gemacht, ein Faltungsvorgang, der seine Spuren nicht nur im Kiental, sondern auch im Tal der Lütschine S Interlaken hinterliess. Abtragung erfolgte in der Zeit zwischen Ober-Bajocien und Argovien, und mit der Transgression des Argovien schloss diese Periode tektonischen Geschehens ab.

Eine Wiederholung der Vorgänge, jedoch ohne Faltung, spielte sich am Ende der Malmzeit ab.

Nach Ablagerung des Malmkalks rissen die alten Brüche wieder auf; die gleich begrenzten längsstreichenden Schollen wie im Bajocien erlitten wiederum eine Kippung, bei welcher ebenfalls die N-Ränder der Schollen tiefer lagen, als die S-Ränder. Eine Abtragung, die nun folgte, entfernte vom Malm immer die südlichen, weil hochstehenden Teile. In allen Einzelregionen zwischen alten Brüchen nimmt deshalb der Malmkalk an Mächtigkeit von N nach S ab. Die Breccien aber, deren Vorhandensein zwischen Malm und Kreide seit langem bekannt ist, und deren Zusammensetzung nur aus Malmbröckchen immer etwas Rätselhaftes hatte, finden durch die Feststellung einer Abtragung während der Tithonzeit als Folge jung-kimmerischer Bruch-Tektonik eine befriedigende Erklärung. Die für diese These beweisenden Mächtigkeits-Sprünge an alten Verwerfungen sind aber nicht nur im Kiental zu erkennen. Man kann sie schon aus den Studien von K. Goldschmid (lit. 2) ohne weiteres ableiten, obgleich in ihnen die Tatsache einer Bürglen-Störung noch nicht betont wird.

Nach Goldschmid tritt bei 750 m unter Sileren Alp (= südl. d. Bürglen-Störung) Bajocien in Form von Cancellophycus-Schichten stratigraphisch unten, Echinodermen-Breccie oben auf, zuoberst bedeckt von einer charakteristischen Schicht aus blaugrauem Kalk mit *Garantia garatiana* (d'Orb.). Auf dieser Schicht liegt Argovienmergel.

In den Bannwäldern (= nördl. d. Bürglen-Störung) fehlt die Echinodermenbreccie und der blaugraue Kalk, Argovien transgrediert direkt auf Cancellophycus-Schichten. Wenig weiter im N, an der Sumpf-Fluh (Lauigraben ca. 950 m) konnte das Alter dieser Schichten durch den Fund von Sonninien am Kontakt mitArgovien festgelegt werden (lit. 2, S. 198).

Hier nun ist die Mächtigkeit nördlich der Störung geringer, als südlich davon, was nichts gegen die aufgestellte These beweist, sondern sie dahin ergänzt, dass die Kippung von Schollen zwischen alten Brüchen nicht gleichsinnig auszuhalten braucht. Im Malm aber war die Kipp-Bewegung der Schollen weniger unregelmässig, denn in der gleichen Gegend, wo Goldschmid den Beweis für ungleichmässige Abtragung nördlich und südlich der Bürglen-Störung erbrachte, gibt er die Mächtigkeit des Malm für die Grimselegg (= nördl. d. Bürglen-Störung) mit 250 m an, im Fuss des Bellenhöchst (= südl. d. Störung) dagegen lassen die Profile (lit. 2, Taf. 4) und eigene Beobachtungen nur 100 m erkennen.

Vom Lütschinetal hinweg nach NE reichen die Aufschlüsse nicht mehr tief genug ins Gebirge, um Faziessprünge festzustellen, dennoch unterliegt es keinem Zweifel, dass Brüche auftreten, die zum mindesten im Kiental und im Tal der Lütschine S Interlaken tektonische Bewegungen während der Jurazeit zu erkennen geben. Eine älter-kimmerische Faltung zwischen Bajocien und Argovien lässt sich

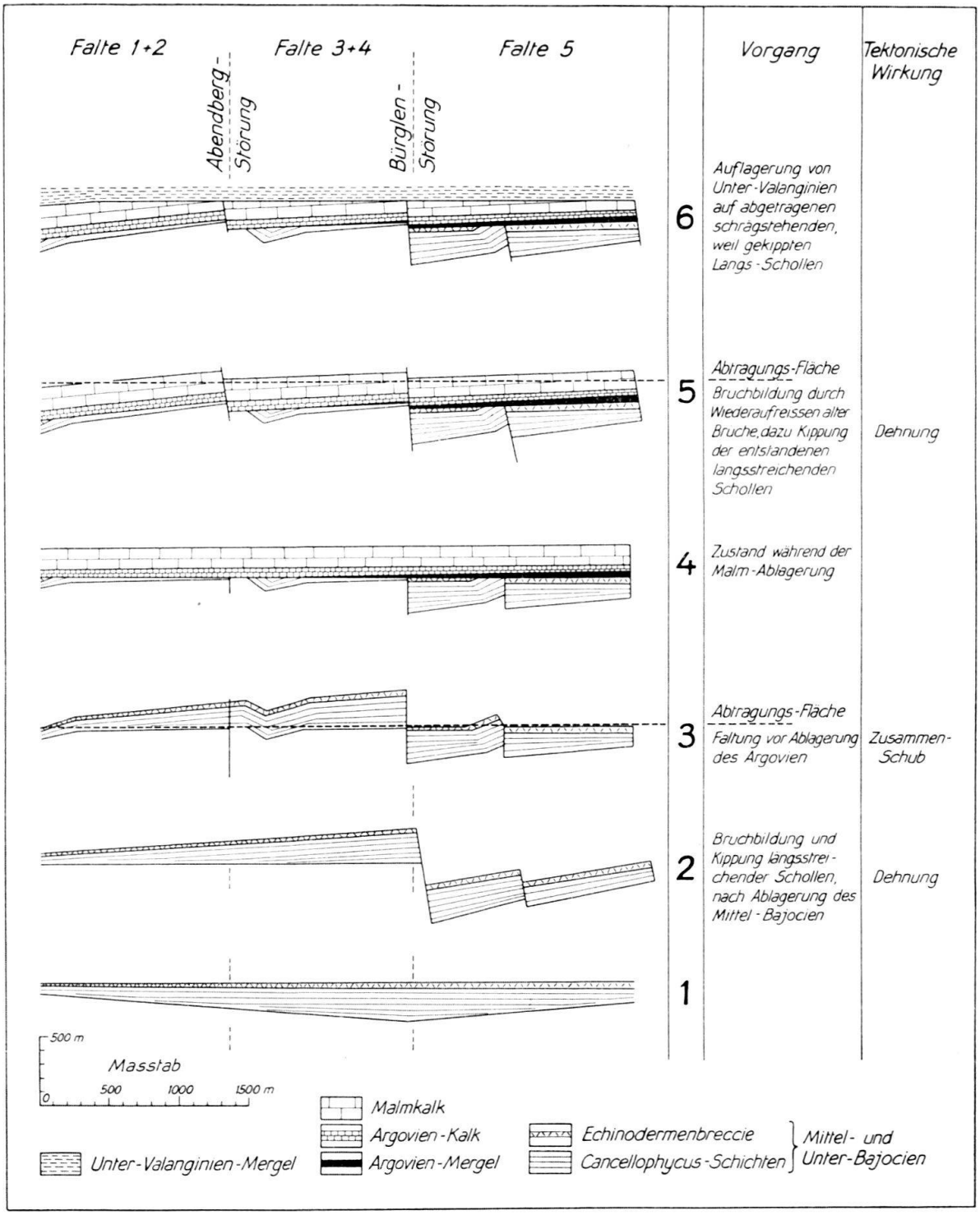

Fig. 3. *Kimmerische Brüche im Jura des Kientals.*

von einer jung-kimmerischen Bewegung von Schollen im Tithon unterscheiden. Da auch die alt-kimmerischen Bewegungen durch Bruchbildungen eingeleitet wurden und eine Wiederbelebung von drei dieser alten Brüche an der Grenze von Jura und Kreide zu beobachten ist, muss diesen drei Brüchen eine gewisse Persistenz zugebilligt werden. Von Wichtigkeit in diesem Zusammenhang aber ist, dass während der Alpenfaltung die Streichrichtung der Jurafalten sichtlich

von diesen Störungen beeinflusst wurden, indem stets die S-Flügel der alten Verwerfungen gegen die alten Störungsflächen emporgefaltet wurden. Auch dieses Verhalten sollte unter den Begriff „persistent" fallen. Damit aber sind die regionalen Brüche des Berner Oberlandes als kimmerische und vor allem als persistente Längsverwerfungen definiert.

Literatur.

1. Arbenz, P. Engelberg–Jochpass–Engstlenalp–Frutt: Exkursion No. 60. Geol. Führer d. Schweiz, Fasc. X, Basel 1934.
2. Goldschmid, K. Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerngruppe bei Interlaken. Mitt. Bern. natf. Ges. a. d. Jahr 1926, Bern 1927.
3. Günzler-Seiffert, H. Gefaltete Brüche des Kientals. Eclogae geol. Helv. 25, 1932.
4. Günzler-Seiffert, H. Erläuterungen zu Blatt 395, Lauterbrunnen und nördl. Randgebiet v. Bl. 488 Blümlisalp, Atlasblatt 6 des Geolog. Atlas d. Schweiz, 1934.
5. Schaub, H. P. Geologie des Rawilgebietes. Eclogae geol. Helv., 29, 1936.
6. Stauffer, H. Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner Oberland. Mitt. natf. Ges. Bern a. d. Jahr 1920, Bern 1921.

---

5. — Hans Günzler-Seiffert (Bern): **Die Unterfläche der Wildhorn-Decke zwischen Kien und Aare.** [1])

Zur Erläuterung der Blätter Lauterbrunnen (No. 6, 1933) und Grindelwald (No. 13, 1938) des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25 000 wurde im Auftrag der Geologischen Kommission S.N.G. eine Profil-Serie konstruiert, die das Gebiet vom Kiental im SW bis zum Aaretal im NE darstellt. Die südlichen Profil-Teile schneiden den Sedimentmantel des autochthonen Aar-Massivs, im Bereich des Kientals auch die Doldenhorn- und Diablerets-Decken. Die nördlichen Profil-Teile dagegen führen durch die Wildhorn-Decke, die allerdings nur zwischen dem Kiental und dem Tal der Lütschine S Interlaken mit Tertiär, Kreide und Jura, also vollständig zur Darstellung gelangt. Zwischen der Lütschine und der Aare ist, dem Kartenraum entsprechend, lediglich der jurassische Anteil der Decke wiedergegeben.

Besonderes Interesse wurde der Unterfläche der Wildhorn-Decke zugewandt, die am N-Rand des Aar-Massivs im Streichen aufgeschlossen ist, und senkrecht dazu, in der Profilrichtung, durch das Kiental vollkommen entblösst wird. Von diesen Gegenden aus wurde der Versuch unternommen, die Fläche durchgehend festzulegen, allerdings nur für die jurassischen Falten, welche Malm und Bajocien als Hüllen aufweisen, während die Kerne aus sandig-schiefrigem Aalénien bestehen, zu welchem stellenweise noch ähnlich zusammengesetzter Lias kommt.

E. Argand (lit. 4) wies schon im Jahr 1916 bei der Konstruktion seiner Westalpen-Profile darauf hin, dass die planimetrische Methode bei der Bestimmung der ursprünglichen Querschnitts-Breiten von Decken und Falten bessere Ergebnisse liefere, als das perimetrische, einfache Ausmessen der Verkehrtschenkel, Stirnregionen und Gewölbeschenkel, weil das Aneinander-Reihen dieser Längenmaasse infolge der Ausdünnung von Faltenschenkeln viel zu grosse Werte ergibt.

Trotzdem sind die jurassischen Falten der Wildhorn-Decke ein aussergewöhnlich gutes Studienobjekt für perimetrische Messungen, weil die Gewölbeschenkel lang und normal gebaut sind, die sehr kurzen Verkehrtschenkel aber nur wenig Lamination aufweisen, wenigstens was die Faltenhüllen aus Malm und Bajocien betrifft. Die dennoch vorhandenen Pressungs- und Dehnungs-

---

[1]) Veröffentlicht mit Zustimmung der Geolog. Kommission S. N. G.

Effekte lassen sich zwar nicht ausschalten, wohl aber vernachlässigen, sobald man stets nur die gleichen Falten in verschiedenen Gegenden zum Vergleich heranzieht, denn Vergleichswerte können als solche nicht beeinflusst werden, wenn sie durchgehend den gleichen Fehler enthalten.

Für die Anwendung der planimetrischen Methode ist von grundlegender Bedeutung, dass die Mächtigkeiten der Schichtstufen in helvetischen Decken sehr wohl bekannt sind. Man weiss erstens, dass sie von N nach S. sehr langsam zunehmen, und zweitens, dass sie innerhalb bestimmter und wohlumgrenzter Räume, hauptsächlich von W nach E konstant bleiben.

Liefern daher die Faltenhüllen aus Malm und Bajocien beim perimetrischen Vermessen an der Untergrenze des Bajocien die Querschnitts-Breiten der Falten, so können andrerseits durch Ausplanimetrieren der Faltenkerne aus Aalénien und Lias die Querschnitts-Inhalte erfasst werden. Querschnitts-Inhalt aber und Querschnitts-Breite ergeben durch einfache Division die Kern-Mächtigkeit, die nach dem eben Gesagten konstant sein soll und damit als Vergleichswert bei schwankenden Querschnitts-Breiten in einer und der gleichen Faltenregion dienen kann.

Ein schweres Bedenken war vor Anwendung dieser Methode zu überwinden, weil in einer Kernregion des Kientals Lias vorkommt, in der gleichen Region des Tales der Lütschine S Interlaken jedoch nicht. Es handelt sich um die Falten 3 + 4, wenn man die Zählung der Jurafalten von N nach S vornimmt (lit. 1, S. 637; lit. 6, S. 653; lit. 7, Taf. 1).

Glücklicherweise aber sind gerade diese Falten vorzüglich aufgeschlossen. Sie bauen, zur Einheit verschmolzen, im mittleren Kiental das Gebiet zwischen dem Abendberg und Zahm Andrist auf (Spez.-Karte No. 98, Blümlisalp, 1 : 25 000), im Tal der Lütschine S Interlaken die linksseitigen Hänge mit Wengenflüh, Sumpffluh und Rüti, am gegenüberliegenden Hang die Wände über Gsteigwiler und von Bürglen. (Bl. Lauterbrunnen d. Geol. Atlas 1 : 25 000.) Da die Basis dieser Faltengruppe bei der Säge von Gsteigwiler sichtbar aufgeschlossen ist (Unterdogger diskordant auf Malm), kann sie auch südlich davon nicht so tief liegen, dass eine Fehlergrenze von mehr als 10% überschritten wird.

Ein dritter Aufschluss findet sich, wenn auch volle 40 km weiter östlich, im zentralschweizerischen Engelberger Tal und wurde von P. Arbenz (lit. 3, S. 777) dargestellt im „Sammelprofil durch die Falten zwischen Engelberg und dem Melchtal". Die vier nördlichen Jurafalten — sie setzen die Scheideggstock-Gruppe zusammen — entsprechen den vier nördlichen Falten des Kientals nicht nur nach der Zahl und allen tektonischen Eigentümlichkeiten, sondern auch nach der Fazies und dem Gehalt an Lias, obgleich die Engelberger Falten die Kientaler um rund das dreifache an Querschnitts-Breite übertreffen.

Die Ausplanimetrierung und Berechnung der Kern-Mächtigkeiten (Querschnitts-Inhalt dividiert durch Querschnitts-Breite, gemessen an der Untergrenze des Bajocien) ergab folgende Werte:

	Kiental	Lütschinetal	Engelberg
Falte 1 + 2	200 m	145 m (nur Falte 2 messbar)	142 m
Falte 3 + 4	375 m	375 m	375 m

Leider bietet keine südlichere Jurafalte oder Faltengruppe Gelegenheit zu weiteren Messungen und damit zur Bestätigung des erstaunlichen Resultats, denn entweder sind die Falten ungenügend aufgeschlossen, oder, was noch häufiger vorkommt, sie sind teilweise bereits abgetragen. Dennoch wurde als erwiesen angenommen, dass in regional gleichen und parallelisierbaren Jurafalten der

Wildhorn-Decke die Mächtigkeiten trotz schwankender Querschnitts-Breiten weitgehend konstant bleiben, eine Annahme übrigens, die nichts Unmögliches in sich schliesst, denn gleiche tektonische Kräfte werden in gleichen Regionen der Erdrinde höchst wahrscheinlich gleich mächtige Massen zu Falten und Decken formen und bewegen. Zum Aufbau theoretischer Schlussfolgerungen kann das gefundene Resultat allerdings noch nicht dienen, dazu ist die Tatsachen-Grundlage zu schmal. Als Arbeitshypothese jedoch für die Konstruktion der Decken-Unterfläche musste der Befund genügen, weil einfach nichts anderes existiert und die bisherige Eintragung in Profile mit den Kern-Mächtigkeiten der Falten so verfuhren, als könnten sie nach Belieben wechseln, ohne dass auch nur der Versuch eines Beweises für solche Wechsel erbracht wurde.

Nach diesen Überlegungen und Vorarbeiten wurde die Kernmächtigkeit aller Falten ausplanimetriert und ergab folgende Resultate:

Falten 1 + 2 = 150 m (Lütschinetal, Engelberger Tal);
Falten 3 + 4 = 375 m (Kiental, Lütschinetal, Engelberger Tal);
Tekton. Element 5 u = 540 m (interpoliert als Mittelwert zwischen 3 + 4 und 5);
Falte 5 = 550 m (Kiental);
Falten 6—10 gehören zur Scher-Zone und bestehen aus Schollen und Falten aus Malm ohne Dogger. Nur die Querschnitts-Breiten konnten ermittelt werden;
Falte 11 = 660 m (Kiental);
Falte 12—14 = 720 m (Männlichen);
Falte 15 = 720 m (Simeli-Rötihorn).

Weiterhin wurden die Falten auf ihre Querschnitts-Breite hin untersucht und gemessen. Dabei stellte sich heraus, dass vom Kiental bis zur Lütschine alle tektonischen Elemente wachsen, besonders auffällig die vier nördlichsten Malm-Dogger-Falten. Da dieser Vorgang sich jedoch grösstenteils unter der Bedeckung durch südhelvetische Kreide abspielt (Schwalmern-Gruppe SW Interlaken cf. Bl. Lauterbrunnen d. Geol. Atlas 1 : 25 000), wurden die Werte in den aufgeschlossenen Profilen des Kientals, Spiggengrundes und der Lütschine festgestellt und daraus entnommen, dass die Zunahme gleichmässig erfolgt und als geometrische Funktion die Interpolation für jedes beliebige Profil erlaubt.

Zum Schluss wurden aus Kern-Mächtigkeiten und Querschnitts-Breiten die Querschnitts-Inhalte errechnet und vermittels eines Amsler-Planimeters in die Profile eingetragen, natürlich unter Berücksichtigung aller an der Oberfläche gemachten Beobachtungen. Bei dieser Manipulation ergab sich, dass meist nur wenig Raum für willkürliche Anordnung der Faltenkerne besteht, da erstens engste Packung, zweitens die Beziehungen einer Falte zu ihren nördlichen und südlichen Nachbarn, und drittens jeder sichtbare Teil der Decken-Ober- und -Unterfläche berücksichtigt werden mussten.

Das Ergebnis war in allen Profilen eine wellig gebogene untere Begrenzung der Wildhorn-Decke, wie sie tatsächlich im Kiental beobachtet werden kann. Ob aber diese Wellen ausserhalb des Kientals wirklich existieren, ist nicht erwiesen. Vorläufig kann nur festgestellt werden, dass sie die Folge der planimetrischen Methode ist und weiter, dass wellige Unregelmässigkeiten der Fläche auch in sichtbaren Aufschlüssen vorkommen.

Zur Prüfung der Lage dieser Wellen wurde eine Karte 1 : 50 000 hergestellt, worin nach den vorhandenen Aufschlüssen und nach den Ergebnissen der Profil-Konstruktionen die Decken-Unterfläche in 100 m-Isohypsen wiedergegeben wurde. Sie zeigt, dass im Umkreis tatsächlich vorhandener Ausbisse die Decken-Unterfläche wesentlich stärker modelliert werden konnte, im Bereich völliger Bedeckung zwischen Lütschine und Aare das Relief des Untergrundes monotoner erscheint

und nur noch längsstreichende Höhen und Tiefen aufweist. Durchschnittlich aber liegt dieser Untergrund höher, als man aus älteren Profilen vermuten könnte. Da durch die angewandte Methode ohnehin das Maximum an Mächtigkeiten verwendet wurde, ist damit zu rechnen, dass die Überschiebung der Wildhorn-Decke noch höher liegt, um so mehr, als man annehmen darf, die Ausbuchtungen der Decke nach unten hätten sich beim Antransport weitgehend abgeschliffen.

Des weiteren ergibt die Karte, dass vom mittleren Kiental bis zur Lütschine die Unterfläche der Wildhorn-Decke das längst schon bekannte Axial-Gefälle aufweist, dass es aber weniger stark ist, als man früher annahm, denn noch unter dem Talboden der Lütschine S Interlaken liegt die Deckengrenze durchschnittlich nicht tiefer als bei Meeresniveau und verbleibt in dieser Tiefe bis zum Tal der Aare, so dass die berühmte Hasli-Depression mit sehr kräftigem Axialgefälle frühestens unter dem Brünig und dem Brienzer Rothorn nach NE abfallend beginnt.

Drei weitere Ergebnisse lassen sich ableiten:

1. Auf der geologischen Karte Bl. Lauterbrunnen 1 : 25 000 wird ersichtlich, dass die Malm-Dogger-Falten 1—4 vom Kiental nach NE axial absinken, gegen das Tal der Lütschine hin aber wiederum ansteigen. Man ist ohne weiteres geneigt, eine lokale Senke des Untergrundes anzunehmen, dies um so mehr, als gerade hier die südhelvetische Kreide massiert liegt und den axialen Vorgang verdeckt. Berechnungen aber und planimetrische Behandlung der Jurafalten ergeben, dass dieses Abtauchen zwar wirklich am NE-wärts geneigten Hang des Untergrundes erfolgt, das Wiederauftauchen der Falten gegen das Tal der Lütschine dagegen ist eine Funktion des Grösserwerdens der Falten, die zufällig hier zugleich enger zusammengeschoben wurden. Die Morphologie des Untergrundes jedoch ist an dieser sogenannten Axialbewegung der Falten nicht beteiligt.

2. Am E-Ende des Brienzersees sind die Falten 4 und 5 mit ihren Stirnregionen gut aufgeschlossen, von den Falten 1—3 findet sich nichts mehr über dem Seespiegel oder der Tal-Ebene. N vom See liegt als Untergrund des Dorfes Brienz Malm im Kirch-Felsen, im Fluhberg und weiter im E in der Schwanderfluh etc. (cf. Spez.-Karte No. 95, Brienzergrat, 1 : 50 000, 1921). Die Möglichkeit, diese Malmreste als nördlichste Falten der Wildhorn-Decke anzusehen und sie infolgedessen mit der Faltenfolge der Faulhorn-Gruppe zu verbinden, hing weitgehend von der Frage ab, ob die Masse der fehlenden Falten-Teile genügt, um die 2 km breite Lücke zwischen N- und S-Ufer des obersten Brienzersees zu überbrücken. Nach der Vermessung aller in Betracht kommenden Querschnitts-Breiten in W und E und nach der Ausplanimetrierung der Falten-Inhalte kann diese Frage ohne weiteres bejaht werden. Die Profile dieser Gegend sind in diesem Sinne konstruiert.

3. Eine scharfe Steilstellung der Decken-Unterfläche macht sich in der N-Wand der Well- und Wetterhorn-Gruppe bemerkbar, die bis zur Überkippung der Fläche gedieh, und welche schon 1912 P. Arbenz (lit. 2) als eine Folge jüngster Aufrichtungsbewegungen im Aar-Massiv deutete.

Im Kiental fehlen diese Zeugen aarmassivischer Tätigkeit, statt dessen sieht man östlich der Sefinenfurgge die Wildhorn-Decke von Stirnzipfeln der Doldenhorn-Decke erfasst und eingewickelt.

Andrerseits weiss man seit den Arbeiten von Collet & Paréjas an der Jungfrau (lit. 5), dass die N-Teile der Doldenhorn-Decke ihrerseits von autochthonen Bewegungen passiv mitgenommen wurden und eingeklemmt als Schwarz Mönch im NW-Fuss der Jungfrau liegt.

Man muss daher zwei junge Bewegungs-Phasen annehmen, welche die Unterfläche der Wildhorn-Decke beeinflussten:

1. die Kiental-Phase, bei welcher die Wildhorn-Decke stellenweise von der Doldenhorn-Decke eingewickelt wurde.

2. die Grindelwald-Phase, bei welcher Teile der Doldenhorn-Decke und der Wildhorn-Decke gemeinsam unter vorstossende Autochthon-Lappen gerieten und mit ihren Unterflächen überkippt wurden.

Dass die beiden Phasen unabhängig voneinander sind, zeigt die Isohypsen-Karte der Unterfläche der Wildhorn-Decke, weil ihr eine Isohypsen-Karte der Oberfläche des Kristallins vom Aar-Massiv beigefügt wurde. Daraus kann man ablesen, dass südlich vom Kiental kristalline Teile sich von der S-Flanke des Gastern-Massivs lösen, allmählich gegen N vorstossen, in Wetterhorn und Wellhorn das Maximum ihres Vorpralls erreichen und von da an wiederum massivwärts zurückschwenken. Die steilste Aufrichtung der Decken-Unterfläche der Wildhorn-Decke stimmt genau überein mit der nördlichsten Stelle des kristallinen Vorstosses, dagegen ist keine Einwirkung auf die Wildhorn-Decke dort zu verspüren, wo die kristallinen Vorstoss-Lappen erst im Beginn ihrer Entwicklung sind. Der ursächliche Zusammenhang zwischen Massiv-Tektonik und Hochrichtung der Deckenunterfläche ist somit erwiesen.

Dass aber die jüngsten massiv-tektonischen Bewegungen auch auf die Falten der Wildhorn-Decke wirkten, geben die Streichrichtungen der Faltenstirnen zu erkennen, da sie gleichfalls in die Isohypsen-Karte eingefügt wurden. Man sieht, dass die nördlicheren Decken-Teile völlig unberührt vom Vorstoss massivischer Kerne bleiben. Nur die südlichsten Antiklinalen passen sich in ihrem Streichen vollkommen an dasjenige der Kristallinlappen an und umkränzen so die Region des Wetterhorns in einem weit nach NW ausholenden Faltenbogen.

Literatur.

1. Adrian, H. & Günzler-Seiffert, H. Exkursion No. 45: Kiental-Sefinenfurgge-Mürren-Lauterbrunnen. — Geol. Führer der Schweiz, Fasz. IX, 1934.
2. Arbenz, P. Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. — Verh. schweiz. natf. Ges. 1912.
3. Arbenz, P. Exkursion No. 60: Engelberg-Jochpass-Engstlenalp-Frutt-Melchtal-Sarnen. — Geol. Führer der Schweiz, Fasz. X, 1934.
4. Argand, E. Sur l'arc des Alpes occidentales. — Eclogae geol. Helv., vol. 14, 1916.
5. Collet, L. W. & Paréjas, Ed. Géologie de la chaîne de la Jungfrau. — Mat. carte géol. Suisse, N. S. 63e livr. 1931.
6. Günzler-Seiffert, H. Exkursion No. 47: Interlaken-Schynige Platte-Grindelwald. — Geol. Führer der Schweiz, Fasz. 9, 1934.
7. Günzler-Seiffert, H. & Wyss, R. Erläuterungen zu Bl. Grindelwald d. Geol. Atlas d. Schweiz 1 : 25 000, Bl. 13, 1938.

---

6. — Nicolas Oulianoff (Lausanne): **Plis, Failles et Morphologie.**

Dans une note parue en 1935[1]), j'avais déjà exposé certains traits caractéristiques relatifs à l'histoire de la formation du Val Ferret. J'y avais démontré que cette dernière vallée était plus jeune que celle d'Entremont.

En remontant le Val Ferret à la hauteur de la Fouly, on voit que la vallée subit une bifurcation:

[1]) N. Oulianoff: Morphologie glaciaire dans les régions à tectoniques superposées. Eclogae geol. Helv., vol. 28, 1935, pp. 33—38.

1) la Combe des Fonds, tout en conservant la même orientation que le Val Ferret en aval de la Fouly, se poursuit dans la direction du petit Col Ferret,
2) la seconde branche de la fourche conserve le nom général. C'est toujours le Val Ferret, mais la direction de ce tronçon n'est plus la même que celle de la partie inférieure de cette vallée. Tandis que l'axe du Val Ferret, entre la Fouly et Somlaproz, a pour direction N 10° à 15° E, la partie du Val Ferret en amont de la Fouly s'oriente, en moyenne, suivant la direction N 30° à 40° W.

Lequel de ces deux tronçons est-il le plus jeune: la Combe des Fonds ou le Val Ferret?

Heureusement, des dépôts glaciaires viennent à notre secours pour répondre à cette question.

Entre le village de Ferret et la localité dite le Clou, principalement sur la rive droite, se trouvent de grandes accumulations morainiques. L'examen du matériel permet de constater qu'il provient du bassin d'accumulation du glacier du Dolent. Ce sont des blocs de granite. Remarquons, cependant, que cette roche manque complètement dans la région tributaire du Val Ferret supérieur. Pour que les blocs de granite aient pu être déposés dans la région indiquée plus haut, ainsi que sur le versant oriental de la Crête de la Perche (voir la feuille Siegfried « Grand St-Bernard »), le glacier du Dolent avait dû traverser la Combe des Fonds. Cette dernière s'est formée, par conséquent, après la glaciation qui avait déterminé l'accumulation morainique en question. Ce qui revient à dire que la Combe des Fonds est plus jeune que le Val Ferret supérieur.

La comparaison entre le Val Ferret dans la région de Praz de Fort[2]) et la Vallée d'Entremont d'une part et la Combe des Fonds et le Val Ferret supérieur d'autre part, est frappante. Dans les deux cas, celle des deux vallées est la plus jeune qui a, pour direction, l'axe des plis alpins.

Par contre, la vallée d'Entremont, de même que le Val Ferret supérieur ne suivent pas les plis alpins, mais au contraire les coupent obliquement à un angle moyen de 40° à 50°.

Ces deux directions sont particulièrement bien visibles dans la région d'Orsières.

Dans la première catégorie se placent le Val Ferret ainsi que sa prolongation naturelle vers le Nord qui est la vallée Orsières-Sembrancher.

La deuxième catégorie comprend la vallée d'Entremont et sa prolongation virtuelle — la vallée de Champex. Les deux directions, parfaitement visibles sur la carte topographique, se croisent au niveau d'Orsières et dessinent ainsi und grand « X ».

On serait tenté de croire, que des deux parties formant cet « X », celle qui comprend la Combe des Fonds, le Val Ferret inférieur et la vallée Orsières–Sembrancher est la vallée primitive, donc la plus ancienne, car elle longe fidèlement les plis alpins de l'Helvétique, appuyés contre le cristallin du massif du Mont-Blanc. En réalité, ce n'est le cas ni pour la Combe des Fonds, ni pour le Val Ferret inférieur, ainsi que nous venons de le démontrer.

Il nous reste à examiner le dernier tronçon de cette partie de l'« X », celui d'Orsières–Sembrancher.

On recherchera, tout naturellement, la continuation de cette vallée vers le Nord. Mais on sera surpris de voir que tout de suite après Sembrancher, elle s'arrête brusquement, barrée par la crête Pierre à Voir — Crevasse. Il est vrai que deux dépressions se dessinent sur cette arête: le Col du Tronc et le Pas de

---

[2]) loc. cit.

Lens. Mais, il est certain que ni l'une ni l'autre ne peuvent représenter un prolongement, même rudimentaire, de la vallée Orsières–Sembrancher.

En effet, dans le matériel glaciaire des deux cols, le granite du Mont-Blanc fait totalement défaut. Les nombreux blocs erratiques, que l'on y trouve proviennent tous du bassin de la vallée de Bagnes. Retenons ce fait.

Il nous indique pertinemment qu'aux premiers stades de glaciation, lorsque le Val Ferret n'existait pas encore, l'évacuation des débris provenant du massif du Mont-Blanc devait emprunter une autre voie que celle de la vallée Orsières–Sembrancher.

Quel pouvait être ce canal?

Notre attention se porte sur la vallée d'Entremont et sa prolongation naturelle, la vallée de Champex. Celle-ci faisait partie de l'ancien système hydrographique, actuellement détruit.

La direction de cette ancienne vallée est approximativement N 35° W. Notons, en passant, que c'est aussi la direction de la vallée de Bagnes et que la prolongation de cette dernière vallée, en partant du Chable, nous amène au Col du Tronc. Cela explique l'abondance sur ce col du matériel glaciaire qui provient de la vallée de Bagnes supérieure. L'ancien glacier canalisant les glaces du bassin de la vallée de Bagnes se jetait au niveau du Col du Tronc, dans le glacier du Rhône.

Parallèlement à ce glacier un autre s'écoulait dans la direction de la vallée du Rhône, celui de la vallée d'Entremont–Champex.

Ces deux importantes voies d'évacuation des glaces coupaient obliquement les plis alpins, approximativement à 45°.

Quelle pouvait être la cause de cette étrange orientation des anciennes vallées?

Mes études détaillées dans la région de Champex et d'Entremont m'ont fait comprendre que cette orientation est déterminée par l'existence des failles à direction moyenne de N 40° W, que l'on voit, nombreuses, sur le versant oriental de la Breya et, en particulier, sur le versant occidental du Catogne.

L'importance tectonique de ce paquet de failles est encore soulignée par un déplacement considérable de l'élément cristallin de la Breya par rapport au massif du Catogne. Les plaquages du sédimentaire du Val Ferret et du massif du Catogne accusent, aux environs de Champex, une flexion considérable.

Ce déplacement se manifeste aussi par une rupture de continuité de la limite entre les porphyres quartzifères et le granite, rupture qui montre que le massif de la Breya avait été propulsé plus loin vers le Nord-West que celui du Catogne.

L'abondance des failles dans les zones de morcellement du socle cristallin prédisposait à la formation des vallées qui suivaient ces zones tectoniques. Et, c'est seulement par la suite, que les torrents avaient mis à profit les plis de la couverture sédimentaire. Lors de l'avancement de cette érosion, il se produisit toute une série de captures, certaines d'entre elles pouvant atteindre une importance singulière. C'est ainsi que le tronçon Orsières–Sembrancher en capturant définitivement le torrent d'Entremont, l'a empêché de s'écouler par la vallée de Champex.

L'érosion dans le matériel helvétique se poursuivant sans cesse, la vallée de Champex perdait son importance initiale et passait à l'état fossile.

7. — NICOLAS OULIANOFF (Lausanne): **Présentation d'un nouveau modèle de boussole.**

Cette boussole, construite par une maison suisse d'après les indications de l'auteur, est une sorte d'instrument universel.

D'un volume et d'un poids réduits au minimum, cet instrument permet d'effectuer des levers topographiques à la boussole et à la planchette, aussi bien planimétriques qu'altimétriques.

Toutes les mesures géologiques se font aisément et avec les plus grandes rapidité et exactitude.

Une simple adjonction transforme la boussole en magnétomètre, instrument précieux dans différents cas de recherches pratiques.

8. — PAUL BECK (Thun): **Vorweisung bituminöser Schiefer aus dem Kandertal.**

Die bituminösen Schiefer, die vorgewiesen werden, stammen aus der tektonischen Basis der Wildhorn-Decke und gehören vermutlich deren brackischen Tertiärschichten, deren Mannigfaltigkeit von TROESCH und ADRIAN skizziert wurde, an. Aus verschiedenen zwingenden Gründen konnten die geologische Untersuchung vorläufig nicht fortgesetzt und namentlich nicht grössere Mengen von Schiefern gehoben werden. Die geologischen Verhältnisse sind sehr kompliziert und schwierig zu erkennen. Die bituminöse Partie wurde erst nach mehrmaliger Besichtigung der Wand als solche erkannt, als die fettigen Stoffe nach einer dreiwöchigen Hitzeperiode aus dem Fels ausgeschmolzen wurden. Das Vorkommen scheint nicht von grösserer Ausdehnung und Bedeutung zu sein. Es wird zu gegebener Zeit an Hand von grössern Aufschlüssen genauer untersucht werden. Vorläufig wurde einzig durch kalte und warme Chloroformauszüge nachgewiesen, dass die Proben ölreich sind.

9. — PAUL BECK (Thun): **Über Gipsvorkommen im Berner Oberland.**

Die nachstehenden Mitteilungen über Gipsvorkommen im Berner Oberland entspringen Forderungen praktischer Geologie: Gipswasser zerstört Betonbauten, und die Auslaugung des Gipses erzeugt Gipstrichter. Daher ist es wichtig, die Regionen, in denen Gipswasser vorkommen könnte, zu kennen und auch unsichere Hinweise auf Trichterbildung zu kartieren. Die gemachten neuen Beobachtungen betreffen vorwiegend die Siegfriedblätter Adelboden und Wimmis, von denen neuere geologische Karten fehlen. Die folgenden Angaben möchten ihre Kartierung fördern.

1. Adelboden: Schwimmbad–Margelibrücke–Fuhren.

Untersuchungen über Senkungserscheinungen am Schwimmbad Adelboden[1]) führten zur überraschenden Erkenntnis, dass dieses über einer bisher unbekannten Gipszone errichtet worden war. Das Schwimmbad wurde am Südende der Terrasse von Adelboden erbaut über dem Weg, der über die Allenbachbrücke (Margelibrücke) an den Häusern der Fuhre vorbei nach dem Boden führt.

[1]) Die Senkungen waren nicht durch die Gipszone verursacht worden!

Zweifellos waren es die lebhaften Bodenformen dieses Teiles der Terrasse, die das Terrain zur Anlage eines grossen Schwimmbassins und eines Kinderplantschbeckens auf den Böden der Trichter, eines Musikpavillons auf einer dazwischen erhalten gebliebenen kleinen Höhe geeignet machten. Durch die Bauten ist heute die nach den Planaufnahmen sehr charakteristische Gipstrichterlandschaft weitgehend verdeckt. Doch ist dorfwärts am Bächlein, das vom Schwandfeldspitz herabfliesst, ein Trichter sicher festzustellen, während eine zweite Form morphologisch fraglich ist. Ein Schuttkegel verdeckt mit zunehmender Mächtigkeit die NE-Fortsetzung.

Seit einigen Jahren schnitt sich der Allenbach so stark ein, dass er unterhalb der längst bekannten Aalénienschiefer an der Allenbachbrücke auch Gips und Rauhwacke entblösste. Die neuen Verbauungen, in Form von sog. Schildkröten, liegen heute bedeutend über dem Bachufer. Der neue Aufschluss ist nur klein, da die anschliessenden Terrassen und Hänge aus eiszeitlichen Schottern und Moränen bestehen. Steigt man aber von der Allenbachbrücke erst durch den Weg nach Fuhren-Boden und dann SW-wärts gegen das Eselmoos und Gilbach, so erkennt man über den Häusern der Fuhre am Hang des äussersten östlichsten Moränenwalles der Terrasse von Eselmoos eine ganze Zone von kleinen Gipstrichtern, die an Gruben gesprengter Wurzelstöcke erinnern. Dass sie hier trotzdem als Gipsdolinen gewertet werden, hat ihren Grund darin, dass am rechtsseitigen Allenbachufer eine Schwefelquelle hervorsprudelt, die stark gipshaltig ist. Vor der Absenkung des Baches trat sie am linken Ufer in einem schmalen Auenboden auf und versorgte seit alter Zeit das dortige Bad mit Heilwasser. Eine neue Analyse stellte im Liter Schwefelwasser über 2 Gramm Gips fest, was einer fast vollständigen Sättigung entspricht. Eine primitive Nachgrabung zwischen Badgebäude und Bach konnte die zeitweise verschwundene Quelle nicht erreichen. Natürlich kommt als Herkunftsgebiet auch die nördliche Fortsetzung der Gipszone in Frage, so dass hier wahrscheinlich das Wasser von beiden Seiten her zusammenströmt und am tiefsten Einschnitt aufquillt. Möglicherweise werden weitere Nachgrabungen diese Fragen noch abklären.

Nahe unterhalb des Bades befand sich auf der Auterrasse ein uraltes Wohnhaus, das vor ca. 30 Jahren an den Fuss des Hanges versetzt wurde. Dieses zeigte in letzter Zeit sehr starke Setzungserscheinungen. Als der Fussboden geöffnet wurde, gähnte darunter ein Loch von mehreren Kubikmetern Volumen. Das Haus war an den Rand eines grossen, mit Bachschutt ausgeebneten Gipstrichters gebaut worden. Seitdem bildete sich mitten unter dem Häuschen ein neuer Erdfall, der dem Besitzer viele Unannehmlichkeiten brachte.

Spuren von Gipstrichtern befinden sich ferner an der Basis der Niesen-Decke im vordern Teil der Terrasse von Stiegelschwand, wo sich die mächtigen Schuttkegel an den Hang lehnen.

Die neuerkannte Triaszone bei Adelboden — sie wird am besten nach dem ehemaligen Oeyenbad bezeichnet — befindet sich im Liegenden der Schuppe V von KURT HUBER (4), die nach ihm „mit Eisensandstein beginnt und mit oberem(?) Bajocien endet", und vermutlich im Hangenden des unteren Lappens der Schuppe IV. Da HUBER die Schuppe V von der sie überlagernden Oxfordien-Malm-Schuppe IV wegen des Fehlens eines stratigraphischen Überganges trennt, was in Anbetracht des Vorkommens von Leimernschichten an der Strasse Adelboden–Geilbach (Profil 24 bei HUBER) zutrifft, so liegt es nahe, auch die Trias des Oeyenbades als selbständige Schuppe aufzufassen. Doch ist es wahrscheinlich, dass die neue Triasschuppe, die Doggerschuppe V und der obere Lappen der Oxfordien-

Malm-Schuppe IV verschobene Partien ein und derselben Schichtserie sind, worauf bezüglich der Schuppen IV und V auch HUBER hinwies.

2. Frutigen–Kien.

a. Grassi zwischen Reinisch und Frutigen.

Der letzte Ausläufer der Elsighornkette bildet bis 1,750 km oberhalb des Zusammenflusses von Kander und Engstligen in ca. 840 m Höhe eine Terrasse, die mit einem Steilabfall zur Engstligen abbricht. HANS ADRIAN's (1) Karte verzeichnet gegenüber der Mündung des Bräschgenbaches und nordwärts: Wildflysch, Gips, Oxford ?, Lias und Couches rouges, d. h. Leimernschichten. Von der Staatsstrasse (zwischen beiden Flüssen) aus führt der kürzeste Fussweg Frutigen–Reinisch in SSW-Richtung. Wo er zu steigen beginnt, erhebt sich der Jakobsbühl, ein nur wenig mit Moräne bedeckter Rundbuckel. Er besteht aus hellgrauen Schiefern und hellgrauen Kalken vom Leimerntypus. Folgt man dem Fuss des Hanges, so beobachtet man zunächst einen Wechsel von hellen Kalken mit dunklen Schieferzwischenlagen, die dann in dunkle Mergelschiefer übergehen, die in frischem Zustande kompakte Bänke vortäuschen können. Sie zerfallen aber nach Art der „Faulplatten" durch die Verwitterung. Beim alten Scheibenstand im Grassi springt eine massige Kalklinse von nicht ganz 60 m Länge und maximal 10 m Breite in die Ebene vor. Dieser „Liaskalk", ähnlich dem fossilreichen Vorkommen bei Mülenen, wird von der Schwellenkorporation Engstligen auf Vorlagesteine für die Flussverbauung ausgebeutet, ähnlich wie die ca. 100 m südlich auftretenden, dunklen, bankigen, fraglichen Oxfordschichten, die wie die andern Schiefer und die meisten Kalke wohl eher tertiären Alters sind. Steigt man den Reinischweg hinauf, so gelangt man vom obern Terrassenrand über den Grassisteinbruch. Hier werden die Schieferschichten vom hochgelegenen Engstligenschotter zugedeckt und zur Terrasse eingeebnet. Nördlich des über dem Weg am Terrassenrand stehenden Stalles beobachten wir in einer Entfernung von ca. 20 m vom Rand einen runden Gipstrichter, der beweist, dass eine Gipszone im Innern der Terrasse in NE-Richtung weiterstreicht und allfällige unterirdische Bauten durch ihr Wasser gefährden kann. Diese Zone liegt tektonisch tiefer als die Trias der Niesenbasis.

b. Schwandi.

Die Fortsetzung dieser Gipszone wird zwischen Kander und Kiene längs des Fusses des Arisberges durch eine Anzahl von Gipstrichtern dokumentiert. Ohne systematische Begehung konnten von HANS ADRIAN und dem Verfasser deren 5 festgestellt werden. Die beiden südlichen befinden sich in ca. 840 m Höhe, der eine 700 m E der Engstligenmündung am unteren Ende einer auffallenden Geländerippe, der zweite 450 m talauswärts in Richtung N 35° E und etwas tiefer.

Die zweite Gruppe liegt mit 2 Trichtern auf Kurve 760 der neuen Landeskarte und mit dem dritten ca. 10 m tiefer. Sie befinden sich ca. 125, 200 und 250 m E und ENE der Häusergruppe Pletschen über dem Strässchen Frutigen–Schwanden–Kien.

c. Kien.

1928 teilte der Verfasser die Ergebnisse seiner geologischen Untersuchungen zwischen Spiez, Leissigen und Kien (3) mit. S. 305 und auf der Kartenskizze erwähnte er als (27) eine Klippe bei Kien am rechten Ufer des Baches, enthaltend malmartige Kalke, helle Mergelkalke und eine merkwürdige, spätige, liasähnliche

Breccie. Auf der Originalkarte 1 : 15000 hatte er überdies in N und NE-Richtung in ca. 100 und 150 m Entfernung 2 fragliche Gipstrichter eingetragen, die eventuell auch durch Wasserwirkung hätten entstanden sein können.

Ein grösserer Stollenbau in der Klippe von Kien brachte Bestätigungen der früheren Beobachtungen und auch Ergänzungen. Zunächst wurde am Ufer der Kiene eine Schwefelquelle festgestellt, die sich oberhalb der Klippe am Fusse einer Nische im Niveau der Wasserspiegel teils in den Sägekanal, teils direkt in die Kiene ergoss. Wie erwartet, durchstiess der Stollen die Kalkklippe und drang in dunkle, pyritreiche Flyschschichten ein. Aus einer Schlusswand floss plötzlich Schwefelwasser, das bald versiegte, dann aber durch Bohrlöcher im Boden wieder heraufquoll. Durch Holzpfropfen abgeschlossen, verlor es sich, so dass es beim Weiterbohren und Sprengen nicht mehr festgestellt werden konnte. Die dem Verfasser zufällig gleichzeitig zur Kenntnis gebrachte Analyse des Schwefelwassers vom Bad in Adelboden veranlasste ihn, sowohl das Schwefelwasser an der Kiene, wie auch das Wasser, das aus den Stollen abgeleitet wurde, auf Gips untersuchen zu lassen.

Das erstere enthielt 1,920 Gramm per Liter, das letztere 0,174 Gramm $CaSO_4$. Nach Erkundigungen bei der Eidg. Materialprüfungsanstalt in Zürich und bei verschiedenen Ingenieuren und Chemikern ist die obere Grenze des Gipsgehaltes für unschädliches Wasser nicht genau bekannt. Sie soll zwischen 150 und 200 Milligramm per Liter liegen. Die Gipswasser von Kien bestätigen die Nähe von Gips und dass die fraglichen Gipstrichter wohl zu recht eingetragen wurden.

Dieser Fall mag beweisen, dass es angezeigt ist, auch fragliche Gipstrichter auf der Karte einzutragen, um gegebenenfalls Bauleute oder Geologen zu veranlassen, sich durch Analysen über vorkommendes Gipswasser vor Baubeginn zu orientieren. Leider trifft man in der geologischen und auch technischen Literatur selten Angaben über das Verhalten von Wasser.

Bei Chemikern und Ingenieuren angestellte Nachfragen über den Einfluss von Schwefelwasser auf Beton ergaben ganz widersprechende, meist verneinende Antworten. Erst die Analyse der Badquelle zeigte, dass der Schwefelgehalt meist nebensächlich ist neben dem Gipsgehalt.

Erwähnenswert ist auch die Feststellung, dass das Stollenwasser einen Calciumcarbonatgehalt von 86,5 französischen Härtegraden, also 0,865 Gramm $CaCO_3$ per Liter besitzt. Diese abnorme Menge ist auf die Beimengung von Abbindewasser aus den Betoneinbauten zurückzuführen. Sie macht es begreiflich, dass unter betonierten Decken und Gewölben sehr rasch Kalkstalaktite entstehen oder dass Sinterbildungen die Wände verunzieren.

d. Rüdlen.

Gegenüber von Kien auf dem linken Kanderufer stehen auf einem mächtigen Schuttkegel des Lauibaches die Häuser von Rüdlen. Am Südende dieser Aufschüttung nahe bei den Häusern Im Kehr im SW-Winkel der Staatsstrasse nahe oberhalb der Bahnlinie und abwärts fahrend vom Zug aus gut sichtbar befindet sich ein Gipstrichter, der wohl in den gleichen Triasstreifen gehört wie die Gips- und Rauhwackevorkommen von Mülenen und Reichenbach auf dem linken Kanderufer, stets an der Basis des Niesenflyschs.

3. Lauenen.

Strassenstudien in der Umgebung von Lauenen führten zu folgenden Beobachtungen:

Von der Brücke S des Dorfes Lauenen führt ein Saumweg über Fang und Hinterm See zum Lauenensee. Der erste Teil des Weges bis zum Fang führt über den verschlipften Murkegel des Brüchlikessels, durch den der Passweg zur Krinne aufsteigt.

Das zweite Wegstück vom Bach beim Fang bis zur N-Kante der Terrasse Hinterm See quert eine typische Absackungszone, die bis an den Grat des Hohen Schachen, 1622 m, hinaufgreift. Während die alte Siegfriedkarte (RÖSSINGER (7) und LUGEON (6)) diese Bodenformen stark verwischte, kommen sie auf der neuen Landeskarte, Blatt Wildstrubel, besonders bei Vergrösserung, eindrücklich zur Geltung. Ein grosser Teil des gelockerten Hanges besteht aus vielen dunklen Flyschschiefern und wenig Sandstein. Aber unweit über dem Weg, bevor die beiden ersten Häuser erreicht werden, erstreckt sich ein bankiger Kalkgrat, der sich vom Hang losgelöst hat, parallel zum Weg. Auch am Hang sind gebankte Kalke anstehend, die alle bergeinwärts einfallen sollten, aber durch Absackung und Hackenwerfen unregelmässig wurden und häufig parallel zum Hang Ablösungsfurchen erkennen lassen. Am Südende der Absackungszone steht Gips an.

Der dritte und letzte hier in Betracht fallende Wegabschnitt verläuft fast horizontal auf der Terrasse von Hinterm See. Auf der Ostseite bildet eine Rundbuckellandschaft aus helvetischem Gestein, die als Gewölbestirn NNW unter die Zone des cols taucht, den Terrassenrand. Die flache Mulde des Plateau ist mit Schwemmkegeln vom Hang der Walliser Windspillen und dem Brandsberg her bedeckt. Doch bemerkt man eine von 1410 bis gegen 1460 m Höhe (neue Landeskarte) aufsteigende, ca. 300 m lange Zone von Gipstrichtern, die wahrscheinlich der Gipsregion des Gridenlägers des alten Siegfriedblattes zugehört, wie auch die Vorkommen auf beiden Seiten des linken Nebenbaches des Rohrbaches, der die helvetischen Gesteine abgrenzt. Leider liess die neue Landeskarte die Bezeichnung Gridenläger weg, was bedauerlich ist, da das Wort Griden (= Kreide) stets auf Gipsvorkommen hinweist. So z. B. bezeichnet „Griden" die Gipszonen in der Umgebung der Stüblenen zwischen Lauenen und Lenk.

Die Absackung am Osthang des Hohen Schachen (neue Landeskarte) gegen das Rohr bildet in der Sattelzone zwischen Adelboden und Gsteig eine so seltene Erscheinung, dass man sich nach ihrer besonderen Ursache fragen muss. Da ist erstens darauf hinzuweisen, dass dem Fuss dieses Hanges der feste Sockel aus helvetischen Gesteinen fehlt, der die Terrasse Hinterm See stützt. Dann mögen aber auch Auslaugungen der unter den Flysch bergwärts einschiessenden Gipszone die Unterlage geschwächt haben.

Ferner drängt sich die Frage auf, ob nicht in den beiden aussergewöhnlichen Murgangtälchen des Brüchli und der Krinnen zwischen Lauenen und Gsteig die Aalénien- und Flyschschiefer deshalb so tiefgründig abfliessen konnten, weil sie nicht nur von der Oberfläche, sondern auch unterirdisch von den Gipszonen aus infiltriert wurden.

Einheitlicher Flysch- und Aalénienschiefer, sowie irgendwelche andere Mergel sind wasserundurchlässig und verschlipfen meist nur oberflächlich. Auch der Gips selbst besitzt eine sehr gute Standfestigkeit, wenn er in grösserer Ausdehnung auftritt, da er unterirdisch entwässert und seine Oberfläche trocken ist. Wo aber beide Gesteinsarten in schiefer bis steiler Schichtung miteinander abwechseln und die Gipszonen als Drainagen wirken und zur Zeit des Gletscherrückganges wohl mit Schmelzwasser gefüllt waren, ohne abfliessen zu können, da ist es naheliegend, dass die Schieferpakete bis in grosse Tiefen aufgeweicht und für das Abfliessen als Murgang vorbereitet wurden. Die Bruchbildung konnte nach dem

Rückzug der Gletscher beginnen und sich bis heute fortsetzen. Durch Stollen und eine Bohrung wurde im Gebiet des Krattigergipses festgestellt, dass die dortigen Gipsmassen durch Schlote auf 30—40 m Tiefe aufgeschlossen sind, bevor sie in Anhydrit übergehen. Dieser Betrag an Tiefenwirkung wird an der Krinnen voraussichtlich noch übertroffen, infolge der länger ausdauernden eiszeitlichen Schneebedeckung und der stärkern Niederschläge.

Da heute nur noch die relativ steilen Ränder aus anstehendem Material bestehen, während alles übrige verschlipft ist, so wird dieses Problem im Terrain kaum mehr mit Sicherheit zu lösen sein.

4. Sigriswil–Rothbühl.

Der von Ludwig Rütimeyer (8) gut beobachtete, eingehend beschriebene und kartierte Gips von Rothbühl am Weg von Sigriswil ins Juststal machte sein Dasein durch eine Senkung des Strässchens von 50—80 cm geltend. Zu Rütimeyers Zeiten war er durch eine Grube zu landwirtschaftlichen Zwecken (Dünger) gut aufgeschlossen samt dem liegenden Ralligsandstein und dem hangenden Flysch. Schon F. J. Kaufmann (5) fand keine anstehenden Gipsspuren mehr, nur noch einige Blöcke. Er lässt ihn daher auf seiner Karte 1 : 25000 (5, Taf. XXV, Fig. 1) weg. Im ersten Jahrzehnt des Jahrhunderts sah man in der Strassenmauer noch einige Gipsblöcke eingefügt, die heute auch verschwunden sind (2). Daher ist die eingangs erwähnte Strassensenkung, die von Heinrich Furrer, Thun, beobachtet wurde, von einiger Bedeutung.

Literatur.

1. Adrian, H. Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland. Eclogae geol. Helv. Vol. XIII, Heft 3, 1915.
2. Beck, P. Beiträge zur Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F. Lfg. XXIX, 1911.
3. Beck, P. Geologische Untersuchungen zwischen Spiez, Leissigen und Kien. Eclogae geol. Helv. Vol. 21 Nr. 2, 1928.
4. Huber, K. Geologie der Sattelzone bei Adelboden. Mitt. naturf. Ges. Bern, 1933.
5. Kaufmann, F. J. Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, 24. Lfg., 1886.
6. Lugeon, M. Carte géologique des Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Spezialkarte Nr. 60, 1910.
7. Rössinger, G. La zone des cols dans la Vallée de Lauenen, Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. XL, 1904.
8. Rütimeyer, L. Über das schweizerische Nummulitenterrain, mit besonderer Berücksichtigung des Gebirges zwischen dem Thunersee und der Emme. Bern 1850.

---

10. — Hans Suter (Zürich): **Demonstration einer Exkursionskarte des Kantons Zürich.**

Siehe H. Suter: Geologie von Zürich einschliesslich seines Exkursionsgebietes. Mit geologischer Karte 1: 150 000. Führer durch Zürich und Umgebung III, Leemann & Co., Zürich 1939.

---

11. — JEAN TERCIER (Fribourg): **La Molasse de la région de Fribourg.**

Malgré les coupures assez profondes dans la Molasse de Fribourg le long des falaises de la Sarine et dans les ravins étroits de divers petits affluents aboutissant à la vallée principale, la Molasse de la région de Fribourg a passé presque inaperçue. Les seules données un peu précises sont dues à V. GILLIÉRON qui avait rangé la Molasse de Fribourg dans la Molasse marine supérieure (Bibl. 4). Dans la suite on trouve encore quelques attributions d'âge de cette Molasse, mais très confuses et souvent contradictoires.

Les données qui suivent résultent plus spécialement d'un levé géologique de la feuille «Fribourg» de l'Atlas topographique et tout particulièrement d'observations dans la coupure profonde fournie par la vallée du Gottéron. A Fribourg, la Molasse burdigalienne s'incline avec 6° à 7° vers l'W, par places vers l'WNW. Aussi en remontant à partir de Fribourg la vallée du Gottéron, à direction générale W—E, on atteint les horizons profonds du Burdigalien et finalement l'Aquitanien. Dans l'ensemble, on constate les divisions suivantes de la Molasse:

1. L'Aquitanien.

Cet étage, bien visible, dans la partie supérieure de la gorge du Gottéron se prolonge vers l'E dans la région d'Alterswil. On le retrouve plus à l'E encore dans la vallée profonde de la Singine, à l'W de Schwarzenbourg. La formation est immédiatement reconnaissable à la présence de marnes argileuses rouges, vertes ou violettes, en alternance avec des grès généralement plus tendres que les grès marins, à lits concrétionnés et souvent dissociés par de multiples diaclases. Jusqu'à maintenant on n'y a pas signalé de fossiles.

2. Limite du Burdigalien et de l'Aquitanien.

Grâce à un glissement récent, cette limite est particulièrement bien visible dans le vallon du Gottéron, en dessous du P. 672 (SE du Schönberg). Sur l'Aquitanien, représenté par des marnes assez compactes, de couleur vert-clair, le Burdigalien débute par des grès assez grossiers, glauconieux. La limite entre ces grès et les marnes est très nette: c'est une surface ondulée, bien visible sur 1 à 2 m. Par places on constate une sorte d'intrication irrégulière entre les marnes et le grès. Il est possible qu'il s'agisse d'une surface d'érosion analogue à celles mentionnées ailleurs par A. BERSIER (Bibl. 1).

Par contre il n'y a aucune trace de discordance angulaire entre ces deux Molasses. Dans tout le vallon du Gottéron l'inclinaison des deux Molasses reste la même et l'on voit d'ailleurs à l'E du P. 672 la Molasse burdigalienne en parfaite concordance sur l'Aquitanien. Ceci n'est pas sans importance car on a signalé à quelques reprises l'existence possible d'une discordance entre les Molasses miocènes et oligocènes qui impliquerait donc une phase de dislocation à la fin de l'Aquitanien (Bibl. 5, p. 225). La question mérite d'être étudiée en dehors de quelques observations locales. Cependant pour toute la région molassique entre l'Aar et le Rhin, l'existence d'une pareille discordance est nettement rejetée par H. H. RENZ (Bibl. 6, p. 197). Le changement assez brusque de régime entre les deux Molasses et le remplacement pour ainsi dire brutal du faciès d'eau douce par le faciès marin ne nécessite nullement l'existence d'un mouvement tectonique de la région molassique. L'ingression marine miocène n'implique qu'une oscillation très faible, ayant permis à la mer peu profonde envahissante d'occuper une région basse de lacs et de terres vaguement émergées.

3. Le Burdigalien.

a. Niveau inférieur.

Dans la vallée du Gottéron, la base du Burdigalien est bien visible dans le voisinage immédiat des quelques maisons formant ce qu'on nomme la Pisciculture (N du bois de Bourguillon). Accompagnant quelques assises de grès assez fins, verdâtres, en bancs assez épais et ayant jadis donné lieu à une exploitation en carrière (grès réfractaire), on a des grès assez grossiers, presque conglomératiques, passant latéralement à des niveaux assez continus de grès à galets. Entre les grès on observe des schistes grèseux bleuâtres avec, à la partie inférieure, des lits couverts d'impressions cylindriques ou irrègulières assez analogues à certaines impressions des grès du Flysch. Dans l'ensemble la structure entrecroisée est très prononcée.

Dans les grès les restes végétaux sont assez abontants, facilement associée à de petits amas pyriteux. Par places on observe de petites lentilles de charbon, plus rarement des restes de bois, fragments de troncs d'arbres, enfin quelques empreintes de feuilles, en particulier du genre *Cinnamomun*.

C'est dans les grès un peu grossiers de la base, à environ 10—15 m au-dessus de l'Aquitanien, que j'ai trouvé en compagnie d'un étudiant en géologie de l'Institut de Fribourg M. L. Mornod, des empreintes de Bivalves marins. Aucune détermination n'est possible, mais on reconnaît assez sûrement des empreintes de *Venus*, de *Tapes* et peut-être de *Mactra* (Bibl. 8).

L'épaisseur de ce niveau peut être estimée à environ 40 m.

Dans les environs immédiats de la ville de Berne, E. Gerber a signalé un horizon analogue à la base du Burdigalien (Bibl. 3).

Dans la même région, R. Rutsch décrit un horizon pareil appelé „Scherli-Nagelfluh". Selon cet auteur il s'agit de lits de galets, surtout de quartzites, souvent réduits à des galets disséminés dans le grès. On y trouve des restes de plantes mais pas de fossiles marins (Bibl. 7).

Dans la région du Jorat, A. Bersier a fait les mêmes constatations. En particulier dans la vallée du Talent, près du pont de la Rappe (Bibl. 2, p. 80), il décrit une limite aquitano-burdigalienne: l'Aquitanien est formé au sommet par une série de marnes jaunes, grises ou rougeâtres et sur ces marnes le Burdigalien débute par des grès à stratification entrecroisée, variables en composition, à fragments ligniteux et nombreuses empreintes coquillières.

Ainsi donc, du Jorat jusque dans les environs de Berne en passant par la région de Fribourg, la grande transgression burdigalienne semble débuter par un niveau très constant, bien marqué par son faciès et souvent par une faune marine incontestable.

b. Niveau moyen ou niveau de la Molasse massive.

C'est le niveau principal du Burdigalien, caractérisé par une prédominance très nette des grès fins, glauconieux, disposés souvent en bancs épais de plusieurs mètres. C'est lui qui constitue l'ensemble des falaises de la Sarine à Fribourg. Les bancs sont assez bien marqués et séparés parfois par de petits niveaux très subordonnés de schistes gréseux bleuâtres. La stratification entrecroisée est ici moins sensible que dans le niveau inférieur.

Ce niveau moyen contient également des lits disséminés de grès à galets et qu'on peut suivre parfois sur d'assez grandes distances grâce aux corniches et

aux surplombs qu'ils déterminent dans la morphologie. Ces galets sont le plus souvent de dimensions assez faibles et la plupart ne dépassent pas la grandeur d'une noisette. Toutefois on en trouve qui mesure 3 à 5 cm de diamètre. Il s'agit d'éléments polygéniques, tout à fait analogues à la Nagelfluh polygénique de la Molasse helvétienne de Montévraz, au S de Fribourg. Les quartzites sont prédominants, mais on recueille également des granites rouges et verts, des porphyres rouges, des radiolarites vertes et rouges, des roches basiques.

Localement on observe aussi des restes végétaux, parfois de petits troncs d'arbres.

Jusqu'à présent ce niveau de la Molasse n'a guère fourni de fossiles, si ce n'est dans les niveaux de grès à galets, quelques dents de *Lamna*.

On peut évaluer l'épaisseur de ce niveau moyen à 300 m.

c. Niveau supérieur.

Ce niveau est caractérisé par des bancs gréseux moins épais et généralement séparés les uns des autres par des lits de schistes gréseux marneux. Ici également des niveaux de grès à galets sont assez abondants et parfois tout l'ensemble du banc est fait d'un grès grossier. Ailleurs les grès sont entrelardés de particules argileuses noirâtres.

Il est bien difficile d'évaluer l'épaisseur réelle de ce troisième niveau qui n'est presque nulle part bien séparé de la formation helvétienne qui le recouvre. On peut l'estimer à 50—100 m.

4. L'Helvétien.

Cet étage n'apparaît qu'au S de Fribourg dans la région du Mouret-Montévraz-La Combert, où il est bien daté par de riches gisements fossilifères. Mais comme je l'ai dit plus haut, sa limite avec le Burdigalien est mal définie, le plus souvent arbitraire, basée sur des caractères purement lithologiques. On est placé ici dans les mêmes conditions défavorables que celles connues dans la région de Berne, où cette limite est aussi très imprécise.

Bibliographie.

1. Bersier, A. La forme de la transgression burdigalienne dans la région vaudoise. C. R. S. Soc. géol. France, mars 1940.
2. Bersier, A. Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. Bull. des labor. de géol. min. etc. Univ. Lausanne, Nr. 63, 1938.
3. Gerber, E. Über die Molasse im Amtsbezirk Bern. Mitteil. Naturf. Ges. Bern, 1925.
4. Gilliéron, V. Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne (Feuille XII). Mat. carte géol. Suisse. 1ère série, livr. 18, 1885.
5. Heim, Arn. Zum Problem des Alpen-Molasse-Kontaktes. Eclogae geol. Helv. vol. 25, 1932.
6. Renz, H. H. Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. Eclogae geol. Helv. vol. 30, 1937.
7. Rutsch, R. Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern. Beiträge geol. Karte Schweiz, N. S. 66, 1933.
8. Tercier, J. & Mornod, L. La Molasse de la vallée du Gottéron près Fribourg: faciès et gisement de fossiles. Procès-verbal, Soc. fribourg. Sc. nat., séance du 3 juillet 1941.

12. — Bruno Campana (Fribourg): **Faciès et extension de la nappe de la Simme au Nord-Est de Château d'Oex.**

Voir ce travail in extenso dans ce fascicule p. 221.

---

13. — Joseph Kopp (Ebikon): **Geologische Beobachtungen im Gebiet nördlich Lausanne.**

Das Gebiet nördlich Lausanne zeigt flache Falten und Mulden. Wir können folgende tektonischen Elemente unterscheiden: Die Synklinale von Le petit Mont, die Antiklinale von Mex und die Synklinale von Echallens.

Am Aufbau der letztgenannten Gebilde beteiligen sich chattische (Venogegebiet) und aquitane Schichten (Talentgebiet). Die Synklinale von Le petit Mont zeigt bei Lausanne aquitane Schichten, im Joratgebiet Burdigalschichten.

Betrachten wir zuerst den Bau der Synklinale von Echallens. Nach den Messungen von W. Liechti[1]) NE und SE Echallens muss bei Echallens eine Synklinale durchziehen, die wir Echallens-Synklinale nennen wollen. Das Einfallen der Schenkel beträgt 3—5°, der genaue Verlauf der Axe lässt sich sehr schwer ermitteln. Die Echallens-Synklinale bildet zweifellos die Fortsetzung der von P. Hess[2]) gefundenen Synklinale von Gland–Gollion–Penthaz, deren Vorhandensein ebenfalls durch neue Messungen bestätigt werden konnte. Der SE-Schenkel der Echallens-Synklinale ist sehr schön aufgeschlossen in der Venoge SE Gollion und im Bach N Vufflens–La-Ville; der NW-Schenkel lässt sich im Ouferrazbach NE Alens beobachten. In beiden Gebieten beträgt das Schichtfallen 3—5°.

SE Echallens stellte Liechti zwischen Grand Bois und Rebataires eine Antiklinale fest. Der NW-Schenkel lässt sich im Talentbach von der Strassenbrücke E Echallens aufsteigend deutlich beobachten; die Schichten steigen mit 3—5° an bis zum Knie SW Corchamps. Dort dreht die Fallrichtung ab nach NE; wir befinden uns im Gebiet der Axe, wo ein Absinken derselben von etwa 3° zu erkennen ist. S Rebataires und bei Chavannes ist der mit 12—20° nach SE fallende Schenkel sehr gut zu erkennen. Die Antiklinale zeigt somit asymetrischen Bau. Im Ravin de Levacu fallen die Schichten mit 5—6° wieder flacher ein.

Nach langem aufschlusslosem Gebiet treffen wir die Antiklinale vom Talent wieder im Vaubazbach E Mex, nach welchem Ort wir sie Antiklinale von Mex nennen wollen. Der SE-Schenkel der Mex-Antiklinale lässt sich in der Sorge E Villars–Ste-Croix und in der Mèbre NE Crissier vorzüglich beobachten. Die Aquitanschichten fallen mit 3—5° nach SE ein. Die Antiklinale von Mex quert die Venoge bei Moulin du Choc. SE Pt. 448 treffen wir im Vaubazbach den mit 4—5° einfallenden SE-Schenkel. Der NW-Schenkel der Antiklinale ist im Arénazbach W Romanel S Morges gut erkennbar. Durch die Aufschlüsse in diesen Bächen ist der Verlauf der Axe ziemlich genau bestimmt.

Nach einem grösseren aufschlusslosen Gebiet findet man den NW-Schenkel der Mex-Antiklinale wieder NW Morges bei Chigny an der Morges. Die Chattienschichten fallen regelmässig mit 4° nach NW ein. Die Stelle, wo die Axe die Morges quert, lässt sich nicht genau bestimmen, da bachabwärts erst wieder N

---

[1]) Unveröffentlichte Berichte der Petroleum-Experten-Kommission, 1936.
[2]) Ibidem.

La Prairie deutliche Aufschlüsse auftreten, deren Schichtlage annähernd horizontal ist.

P. HESS gibt im SE-Schenkel seiner Antiklinale Morges–Bussigny, die unserer Mex-Antiklinale entspricht, am Genfersee einige Messungen an. Von der Briquetterie bis zur Mündung der Venoge steigt das Einfallen von 8—15° an. Bei St-Sulpice fand er eine kleine Falte, deren Schenkel mit 25° einfällt.

Die neuen Untersuchungen zeigen mit aller Deutlichkeit, dass die Antiklinale von Morges resp. Mex mit der von LIECHTI gefundenen Antiklinale vom Talent zusammenhängt. Der SE-Schenkel der Mex-Antiklinale ist bedeutend breiter als der NW-Schenkel.

Ungefähr parallel der Mex-Antiklinale verläuft ca. 6 km SE davon die anscheinend erstmals festgestellte Synklinale von Le Petit Mont N Lausanne. Sie ist deutlich erkennbar im Valeyrebach SE Pt. 747. Wenn man von Le Petit Mont den Valeyrebach aufsteigt, so kann man beobachten, wie nach der Grenze Aquitanien-Burdigalien bei Pt. 708 die Burdigalschichten von 5° SE-Fallen zur Horizontalen übergehen und dann gegen Prés-Joutens auf 3—5° NW-Fallen umdrehen, wodurch die Existenz einer Synklinale erwiesen ist, die sich nun in NE- und SW-Richtung verfolgen lässt. Zwischen Le Petit Mont und Epalinges-Les Crosettes lassen sich im Flonbach und seinen Seitenbächen eine Reihe von Messungen durchführen, die ein Einfallen des NW-Schenkels der Synklinale von 3—5° ergeben. Auch in der Louve W Bellevaux und im Flon W La Sallaz ist der NW-Schenkel aufgeschlossen. Die Axe der Le Petit Mont-Synklinale quert den Talent beim scharfen Knie S Froideville. Bachaufwärts fallen die Burdigalbänke mit ca. 5° nach NW ein und drehen dann gegen Creux à Gadin im Einfallen gegen N um. Vom Knie S Froideville bis Montherond und La Rappe fällt der SE-Schenkel der Synklinale mit 3—8° ein. Bei Corcelles–Le Jorat habe ich früher eine Synklinale festgestellt (Mont Jorat-Synklinale). Möglicherweise schwenkt die Le Petit Mont-Synklinale bei Froideville nach E ab und findet ihre Fortsetzung in der Mont Jorat-Synklinale; darauf weisen die nach SE fallenden Burdigalbänke im Oberlauf der Mentue S Villars–Tiercelin.

Der Verlauf der Le Petit Mont-Synklinale lässt sich gegen den Genfersee aus Mangel an Aufschlüssen nicht mehr genau festlegen. Mit 5° nach SE fallende Aquitanschichten des SE-Schenkels finden wir im Flon N Lausanne–Montoie.

SE der Le Petit Mont-Synklinale stossen wir auf die längstbekannte Hauptantiklinale oder Antiklinale von Lausanne. Sie ist in den Schluchten der Vuachère als auch des Chandelard vorzüglich aufgeschlossen.

Aus unseren Ausführungen ergibt sich, dass die von W. LIECHTI am Talent festgestellten tektonischen Elemente auf Grund neuer Beobachtungen mit den von P. HESS im Gebiet von Morges erkannten Elementen in Zusammenhang gebracht werden konnten. Neu festgestellt wurde die Le Petit Mont-Synklinale, welche vielleicht mit der Jorat-Synklinale identisch ist.

Unabhängig von unsern Untersuchungen hat A. BERSIER das Gebiet nördlich Lausanne erforscht (Lit. 1). Während sich in bezug auf die stratigraphischen Resultate (Verlauf der Grenze Burdigalien–Aquitanien und Aquitanien–Chattien sowie die Burdigalien-Transgression) im grossen und ganzen übereinstimmende Resultate ergaben, so kann dies im Hinblick auf die tektonischen Ergebnisse nicht behauptet werden. Die tektonischen Verhältnisse sind bestimmt nicht so einfach, wie dies BERSIER in seinem Profil von der Venoge zur Axe anticlinale darstellt. Vergeblich suchen wir in seinem Profil, das übrigens nicht gerade glücklich diagonal zu den tektonischen Elementen gelegt ist, die Antiklinale von Mex und die Synklinale von Le Petit Mont. Vom Jura bis zur Hauptantiklinale werden die Mo-

lasseschichten ohne Unterbrechung abfallend und allmählich flacher einfallend gezeichnet. Als Resultat dieser mit den tatsächlichen Verhältnissen nicht übereinstimmenden Konstruktion ergibt sich eine viel zu grosse Mächtigkeit von Oligocän und Miocän, die übrigens mit den Beobachtungen in der Erdölbohrung von Servion im Widerspruch steht. Im Profil vom Jura zu den Préalpes gibt BERSIER im Joratgebiet eine Molassemächtigkeit von 5000 m an. Nach unserer Berechnung ist die Mächtigkeit 1—2000 m zu hoch gegriffen, was übrigens auch aus seismischen Ermittlungen über die Molassemächtigkeit im Joratgebiet gefolgert werden muss.

Das Nichterkennen von Falten und Mulden im Gebiet zwischen Jura und Hauptantiklinale ist offenbar auf eine ungenügende Anzahl von Schichtmessungen zurückzuführen.

Der Jorat ist ein ausgeprägter Synklinalberg; er ist in bezug auf Bau und Lage ein Gegenstück zum Napf, der ja auch eine flache Mulde bildet.

Die neuen Untersuchungen in der Gegend nördlich Lausanne zeigen, wie wichtig in der mittelländischen Molasse die Durchführung einer grossen Zahl von Schichtmessungen ist; nur wenn die tektonische Detailkartierung, wie man sie in flach gebauten Erdölfeldern anwendet, zur Ausführung gelangt, lässt sich ein klares Bild des Baues der Molasse ermitteln.

Zitierte Literatur.

1. A. BERSIER, Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat, Bull. Laborat. de Géologie etc. Lausanne, Nr. 63, 1938.

---

14. — CARL DISLER (Rheinfelden): **Die „grösste Vergletscherung", das beherrschende Phänomen der Eiszeit, und die Frage nach der möglichen Ursache.**

Der Autor verzichtet auf die Drucklegung seines Referates.

---

15. — JOOS CADISCH (Basel): **Das Pontiskalk-Profil zwischen Briey-dessus und Vercorin bei Siders (Wallis).**

Auf der Westseite des Val d'Anniviers wurde durch den Bau der neuen Strasse von Briey-dessus nach Vercorin ein gegen 900 m langes Profil durch die Trias der Bernhard-Decke (Mischabel-Decke p. p. von R. STAUB) aufgeschlossen. Der von H. GERLACH nach den nahegelegenen Schluchten von Ponti benannte Gesteinskomplex bildet zusammen mit wenig mächtiger Rauhwacke und mit Quarzitschiefer der unteren Trias als Pseudoantiklinale („Tunnel") das Liegende der falschen Mulde von Vercorin.

Das Triasprofil bei Vercorin dürfte Schichtwiederholungen enthalten. Vielfach vorhandene Scherflächen und einige Falten lassen darauf schliessen. Auf der mittleren und unteren Profilstrecke beträgt das Fallen 40 bis 65° SE, selten 90°. Das Streichen ist durchschnittlich N 56° E gerichtet, d. h. die Schichten setzen nach den Osthängen des Val d'Anniviers, in die Gegend zwischen Niouc und Ponti fort. Die obere Profilstrecke zeigt vertikales bis steil nördliches Fallen.

Im Herbst 1940 fanden wir im Pontiskalk an der Strasse nach Vercorin fragliche Fossilreste. 1941 besuchten wir die Gegend noch einmal und stellten folgendes fest.

An der Basis der „mittleren Trias" liegen zunächst 1 bis 2 m helle Kalkmarmore, dann 15 m braune löcherig anwitternde Rauhwacke, die in frischem Zustande als massige karbonatische Breccie erscheint. Nach weiteren 50 m Kalkmarmor trifft man wieder auf eine mehrere dm starke Lage Rauhwacke. Weiterhin durchquert man auf einer Wegstrecke von ungefähr 900 m Länge (in der Fallrichtung der Schichten gemessen 800 m) fast ausschliesslich Kalke und dolomitische Kalke. Nur an einer Stelle, ungefähr 70 m unterhalb des mittleren von drei Tunnels (Koord. 608,45/123,5) fand ich eine Gesteinslage, die den Namen Dolomit verdient. Unsere Pontiskalkmasse unterscheidet sich durch diesen relativ geringen Magnesiumgehalt von den Pontiskalkmassen östlich der Navigenze. Es stellt sich deshalb die Frage, ob die schwache Dolomitisation des Pontiskalkes eine ungleichmässige sei oder ob unser Profil nur einen Teil der ganzen Pontiskalkfolge umfasse. In letzterem Falle könnte Muschelkalk ähnlich dem der Splügener Kalkberge vorliegen, oder wir haben es mit oberer Trias, eventuell mit Rhät zu tun. Für Muschelkalk spricht die Schichtfolge Triasquarzit, Rauhwacke, Kalk. Daran ändert auch die Tatsache nichts, dass im Pontiskalk von Vercorin Lagen von vermutlichem Korallenkalk auftreten, wie sie in Bünden eher in der oberen Trias und im Rhät zu finden sind. Ganze Kalkbänke (so 30 m oberhalb des untersten Strassentunnels) weisen eine mehr oder weniger regelmässige Fleckung und durchgehende „Zeichnung" auf, wie sie schwach metamorphe Korallenkalke zeigen. Diese Ansicht teilten verschiedene meiner Kollegen, zwei der Herren sprachen sogar von rhätischem Korallenkalk. Leider liess die mikroskopische Untersuchung keinerlei organische Feinstrukturen erkennen. Schliffe, die mit Silbernitrat und Kaliumbichromat gefärbt wurden, zeigten das Bild eines feinkörnig rekristallisierten dolomitischen Kalkes.

---

16. — Joos Cadisch (Basel): **Geologische Beobachtungen am Kistenpass.**

Die geologische Prognose für den Kistenpass-Autotunnel zeitigte einige geologische Ergebnisse, die wir zwei Jahre nach erfolgten Feldaufnahmen bekanntgeben. Wir verzichten auf jegliche zahlenmässige technische Angaben und erwähnen nur, dass nach allen Varianten des Projektes, welches eine Durchtunnelung vom Limmerntobel oberhalb Linthal nach der Val Frisal bei Brigels vorsieht, die helvetische Gesteinsfolge vom altkristallinen Grundgebirge des Aarmassives bis und mit dem Hochgebirgskalk durchfahren würde. Der grösste Teil der Tunnelstrecke käme in den Malmkalk zu liegen.

Als Grundlage für die praktisch-geologischen Aufnahmen diente die ausgezeichnete Karte von Fr. Weber, welche 1924 von der Geologischen Kommission herausgegeben wurde. J. Oberholzer, welcher kurz vor seinem Tode eine vorläufige Tunnelprognose verfasste, teilte darin mit, dass er das Gebiet des Nordportales, d. h. den Limmernboden nicht aus eigener Anschauung kenne.

Ältere mesozoische Bildungen und fossilführendes Karbon im Limmernboden.

Wer den Abstieg vom Kistenpassweg in den allseits von Felswänden umgebenen Limmernboden unternimmt, sieht sich in einen langgestreckten Gebirgskessel versetzt, welcher als „Aufbruch" tief in das Altkristallin des Aarmassives

eingeschnitten ist und auf beiden Talseiten des angeschnittenen Massivscheitels die diskordante Auflagerung der helvetischen Schichtfolge prachtvoll erkennen lässt.

In der Literatur finden wir nur wenige sporadische Mitteilungen über Trias, Lias und Dogger dieses Gebietes, so vor allem bei Alb. Heim (Geologie der Schweiz, II, Seite 934) nach Fr. Weber. Unsere kurze Mitteilung möchte ein Ansporn für eine zusammenfassende Behandlung der „Zwischenbildungen" des östlichen Aarmassives sein. Die bisher bekanntgewordenen Profile dieses Schichtkomplexes werden durch kleine Mächtigkeiten und grosse lithologische Variation charakterisiert, welche Eigenschaften durch den immer wieder sich bemerkbar machenden Pli de fond des Massives bedingt sind.

Im Norden des Limmernbodens, auf dessen Ostseite [Koord. 720,4/188,85] transgrediert die untere Trias mit einem ca. 2 m mächtigen polygenen und limonitischen Konglomerat über Sericitschiefer und Arkosen, welche man bei sicher konkordanter Lagerung wohl als Verrucano ansprechen würde. Über den Psephiten folgt normaler Melsersandstein (1,5 m). Die Basis der mittleren Trias (55 m) zeigt hier kalkige Ausbildung, kann also nicht wie die darüber liegende Hauptmasse als Rötidolomit bezeichnet werden. Quartenschiefer ist lokal nicht aufgeschlossen. Über der Vegetationslücke folgen zunächst ein hellgrauer Quarzit (ca. 3 m) von fraglicher stratigraphischer Stellung (Lias?), weiterhin der ins Aalénien zu stellende „Eisensandstein", eher als eisenschüssiger Kieselkalk zu bezeichnen, der durch Zunahme tonigen Materiales nach oben verschiefert. Er wird von der 7—8 m starken Bajocien-Echinodermenbreccie durch eine 2 m mächtige Lage eisenschüssigen Quarzites getrennt.

Nach Süden nehmen die Mächtigkeiten der triasischen und der jurassischen Horizonte bis auf den Scheitel des ostwärts einfallenden Massivgewölbes zu, um alsdann infolge tektonischer Beanspruchung wieder abzunehmen. An einer Stelle östlich des Limmernbaches [720,3/186,85] beträgt die Mächtigkeit des Rötidolomites nur noch 10 m. Die Quartenschiefer, welche als rotes Band weithin durch den Talschluss zu verfolgen sind, weisen mit tonigen, mit dolomitischen und sandigen Lagen eine Mächtigkeit von ungefähr 8 m auf. In den Lias stelle ich mit Fr. Weber eine etwa 3 m starke Lage gelb anwitternden spätigen Gesteins mit reichlicher Quarzeinstreuung. Dieser Lias führt an der Basis nicht nur Dolomit-, sondern, wie wir feststellen konnten, auch kristalline Komponenten. Es handelt sich somit um eine polygene Liasbreccie.

Der Eisensandstein des Aalénien wird hier von ca. 5 m dunklen tonigen Schiefern unterlagert, die von verschiedenen Autoren in Nachbargebieten wohl mit Recht als Opalinusschiefer bezeichnet wurden.

Von Interesse ist sodann die Feststellung, dass im Liegenden der Trias schwarze pflanzenführende Karbonschiefer auftreten. Es handelt sich um das östlichste bis dahin nachgewiesene fossilführende Karbon des Aarmassives, um den letzten Ausläufer des Karbonzuges Bristenstock–Tödi–Bifertengrat–Hinter Selbsanft. Leider fehlte mir die Zeit, nach generisch bestimmbaren Fossilien zu suchen. Koordinaten der Fundstelle 720,25/186,9.

Zur Tektonik des Hochgebirgskalkes.

Für die Tunnelprognose bot die weitgehende Zerscherung des Spitzfaltenbaues der mächtigen Malmkalkmassen Schwierigkeiten. Ein Grossclivage durchschneidet die Schichtpakete unter wechselndem Winkel. Oft fallen Clivage- und Schichtflächen fast zusammen. Besonders auf der Südseite des Gebirges wurden die Spuren der wurzelwärts eintauchenden Spitzfalten oft fast völlig verwischt. Die Lage der Schichtflächen ist häufig nicht mehr festzustellen. Auf der Nordseite

der Kette, so bei der Pantenbrücke, kann zwischen den plan verlaufenden Clivageflächen der gewellte Verlauf der Schichten beobachtet werden.

In der Val Frisal wird das Gebirge örtlich durch flach liegende jüngste Scherflächen in mächtige Kalkpakete aufgeteilt. Wo eine Massenverschiebung an Clivageflächen nicht möglich war, wurden ganze Lagen des Hochgebirgskalkes in tektonische Breccie verwandelt und oft in feines Gesteinspulver zerrieben. Diese Tektonite sind von den Sedimentärbreccien des oberen Malms, wie sie am Fussweg nach Zanins im Val Frisal (in Nähe des Tunnel-Tracé) auftreten, leicht zu unterscheiden. Wie die Graspass-Schichten des Titlisgebietes und die entsprechenden Bildungen am Kunkelspass lassen diese sedimentären Breccien deutlich die in einen feinkörnigen Zement eingebetteten eckigen Komponenten erkennen.

---

17. — Hans Stauber (Zürich): **Neue stratigraphische und geologische Untersuchungen an den alten Oehninger Fundstätten.**

Der Vortragende führte einige Hauptergebnisse und interessante Beobachtungen seiner in den Jahren 1933—36 (mit Bewilligung der Badischen Behörden) durchgeführten neuen Ausgrabungen an den altbekannten Oehninger Steinbrüchen kurz vor Augen. Bei den Aufnahmen wurden auch der Aufbau und die Schichtfolge des ganzen Schienerberges zwischen den beiden Unterseearmen untersucht, sowie die Stellung der Steinbruchschichten und der guten Pflanzen-Fundstelle Schrotzburg auf der Berg-Nordseite im ganzen Molasse-Schichtprofile abgeklärt. Die früher als verschiedenalterig und übereinanderliegend erklärten Schichten der beiden alten Steinbrüche erweisen sich als gleichalterig und sind durch eine dem Unterseearm parallel laufende Verwerfung („Oehninger Verwerfung") getrennt. Der Steiner Rheinsee erweist sich somit als ein tektonischer Grabeneinbruch wie der nördlich des Schienerberges gelegene Radolfszeller See. Die Oehninger Mergel- und Kalkablagerungen sind eine etwa 1 km grosse Maarbecken-Auffüllung über einem kleinen Deckentuffschlote. Im Schichtprofile besonders des unteren Steinbruches sind häufig eigenartige Schichtstörungen zu beobachten, welche von Arnold Heim (1908) als von einer subaquatischen Rutschung herrührend erklärt wurden. Diese interessante, sich über mehrere hundert Meter erstreckende Seeuferrutschung wurde in alle Details studiert und konnte durch die Ausgrabungen in ihrer Verbreitung und räumlichen Ausbildung weitgehend rekonstruiert werden. Durch das Studium der in den Sedimenten reichlich und vortrefflich erhaltenen Tier- und Pflanzen-Versteinerungen, sowie durch biologisch-limnologische Untersuchungen dieser Seeablagerungen kann gezeigt werden, dass das massenhafte Auftreten von Fossilien, besonders von Wirbeltieren, in bestimmten Schichtlagen nur auf die subaquatische Rutschung zurückzuführen ist. Diese ausgedehnte Uferschlamm-Rutschung in das ehemalige Maarbecken hinein bedeutete also speziell für die tierischen Bewohner, sowohl für das Benthos wie für das Nekton, eine verhängnisvolle Katastrophe, wobei die Lebewesen durch die Faulschlamm-Aufwirbelung, den Sauerstoffmangel usw. rasch zugrunde gingen.

Die seekreideartigen Uferschlammschichten rutschten auf einem etwa 4–500 m langen und 3–400 m hohen Ufergürtel in das vermutlich gesenkte Beckeninnere ab und glitten hier zwei- bis dreifach deckenartig auf die tieferen Schichten auf. Interessant ist der ausgeprägte „Gleitdeckenbau" dieser mannigfach und kompliziert verfalteten, gestauten und auch breccienartig aufgelösten Gleitschichten,

an welchen sich interessante tektonische Probleme studieren lassen. Durch die Abwicklung der übereinandergeglittenen „Schlammdecken" können an Hand der in den unteren und oberen Schichtpartien enthaltenen Fossilien (Pflanzen und Tiere) auf engem Raume die natürlichen Uferpflanzengürtel des ehemaligen Maarsees rekonstruiert werden.

Vorläufige Mitteilungen über die neuen Studien sind in folgenden zwei Schriften erschienen:

H. STAUBER: Neuere geologische Untersuchungen am Schienerberge. In: Mein Heimatland, Freiburg i. Br., 24, Heft. 3, 1937.

H. STAUBER: Erforschungsgeschichte der Oehninger Fundstätten und ihrer Versteinerungen. Zentralbl. f. Min. etc. 1939, Abt. B, No. 8, S. 314—332, 1939.

---

18. — ARMIN VON MOOS (Zürich): **Über Vorkommen und Abbau von Giessereiformstoffen in der Schweiz.**

Siehe ausführliche Arbeit dieses Heft S. 229.

---

19. — JOHANNES HÜRZELER (Basel): **Die „Karstphänomene" im Phryganidenkalk der Limagne Bourbonnaise.**

Siehe Verhandl. Schweiz. Naturf. Ges., 121. Vers. Basel, 1941, p. 132.

---

20. — AUGUST BUXTORF (Basel) und JOSEPH KOPP (Ebikon): **Über das Unterstampien des Rigi und über Querbrüche in der Molasse zwischen Vierwaldstätter- und Zugersee.**

Wird erscheinen in Eclogae geol. Helv., Vol. 35, No. 1, 1942.

---

21. — HUGO FRÖHLICHER (Olten): **Über den Einfluss alter Durchbruchstäler auf den Bau des Alpen-Nordrandes.**

In den vergangenen Jahren führte ich im Auftrag der Geolog. Kommission S.N.G. die Revision des Kreideanteils von Blatt Kobelwald (St. Galler Rheintal) durch. Diese Aufnahmen, welche im Masstab 1 : 5000 erfolgten, zeigen eindrücklich, wie das von unzähligen Brüchen durchsetzte Ostende des Säntis in mehreren Schollen zum Rheintal absinkt. Nach den Untersuchungen von P. MEESMANN (17) steigt die Säntis-Decke jenseits des Rheines aus den Inselbergen der Alluvialebene zwischen Oberriet und Götzis wiederum in analoger Weise zu den Vorarlberger-Allgäuer-Kreideketten an. Schon E. BLUMER (3, p. 603—612) hat die Ansicht vertreten, es sei hier die Randkette in ein altes, „präalpines Rheintal" eingebrochen. Ob es sich dabei um eine alte Furche des Rheines oder der Ill handelt, bleibe dahingestellt (vgl. 22, p. 84 & Taf. VIII). Trotzdem sich die erodierte Unterlage, wohl Molasse, der direkten Beobachtung entzieht, erscheint

mir eine befriedigende Erklärung der Tektonik am Säntis-Ostende nur durch einen Einbruch in eine alte Senke möglich.

Diese Erscheinung des Einsinkens in alte Quertäler dürfte nun, wie schon E. BLUMER hervorhebt, nicht vereinzelt dastehen. Im Osten hat schon M. VACEK (23, p. 708) ein Absinken der Kreidefalten zur Bregenzer Aach und zum Suberstale festgestellt, und C. DIENER (8) erwähnt dieselbe Erscheinung vom Inndurchbruch bei Wörgl. Im Westen haben M. LUGEON und RITTER (16, p. 12—18) dasselbe Phänomen bei fast allen Quertälern des Alpenrandes beobachtet, so z. B. an der Rhone im Abschnitt Aigle–Villeneuve, an der savoyischen Drance, Arve etc. Obschon diese Autoren nur ein Faltensinken zu solchen „Transsynklinaltälern" annehmen, dürfte der Bruchtektonik stellenweise doch auch eine besondere Bedeutung zukommen, wie dies am ehesten beim Rheindurchbruch zu erkennen ist. Hingegen kann die aus plastischen Gesteinen bestehende Unterlage der Randketten, z. B. Flysch, die Unebenheiten des alten Reliefs ausgeglichen und so eine gewisse Anpassung bewirkt haben.

In Anbetracht dieser Tatsachen erscheint es mir lohnend, auf ähnliche Verhältnisse in der Zentralschweiz hinzuweisen, und ich möchte hierzu ein System von sekundärer Bedeutung herausgreifen, nämlich die beiden Emmen und die Entlen.

Die Waldemme, der grösste Quellfluss der kleinen Emme, kommt aus der Gegend des Brienzer Rothorns und durchbricht die Kreidekette des Alpenrandes in der weiten Lücke südlich Flühli. Die Verhältnisse sind dargestellt auf der geologischen Karte von R. SCHIDER (21). Es fällt besonders auf, dass der westliche Ausläufer der Schafmattkette, die Schwändelifluh, von zahlreichen, weithin sichtbaren Querbrüchen sägeartig zerhackt wird, wodurch die Kreide-Eocän-Serie gegen SW immer wieder gehoben wird, schliesslich aber doch zum Waldemmetal abbricht. Der Abbruch dürfte gleichzeitig dem sog. Kragenbruch entsprechen, längs welchem die Schrattenfluh gegen W vorgeschoben wurde. Den Schrattenkalkkomplex von Oberflühli, ca. 2 km SSE Flühli, kann man als das am tiefsten eingesunkene Teilstück der zerrissenen Randkette ansehen, sofern man ihn nicht wie R. SCHIDER ausschliesslich als Schleppungspaket deuten will. Zahlreiche Messungen, welche ich an neu entstandenen Aufschlüssen dieser Scholle vornehmen konnte, ergaben, dass die Hauptrichtung der Bruchflächen SSE–NNW ist; die Rutschharnische liegen in den wenigsten Fällen horizontal, sondern sind gewöhnlich steil gegen N bzw. S geneigt. Die Zerreissung und Verschiebung erfolgte demnach hier nicht nur in horizontaler, sondern auch in vertikaler Richtung.

Schon R. SCHIDER (21, p. 21—23) hat auf den ursächlichen Zusammenhang von Gebirgsbau und Emmelauf hingewiesen. Während er aber zum Schlusse kam, dass der Fluss erst nachträglich den tektonischen Leitlinien folgte, vermuten wir eher, dass schon primär eine Senke den Anlass zum Zerreissen der Randkette gegeben haben dürfte. Wenn H. HAUS (11, p. 508—511) den Kragenbruch auf ein Vorstossen der Schrattenfluh in eine alte Erosionsnische des nahen, ganz aus stampischer Molasse aufgebauten Spirbergs zurückführt, wird er den Verhältnissen eher gerecht werden. Ob nun ein alter Flusslauf, der ungefähr der heutigen Waldemme entspricht, für die erwähnte Abtragung in der Molasse verantwortlich zu machen ist, kann bloss vermutet werden; dass aber überhaupt eine alte Rinne die Stelle des Bruches vorgezeichnet hat, erscheint mir nach den vorliegenden Darstellungen kaum mehr zweifelhaft.

Von besonderem Interesse ist nun auch, dass in den benachbarten Durchbruchstälern der grossen Emme und der Entlen ganz ähnliche Verhältnisse herrschen.

Im Quertal der Grossen Emme bei Schangnau treten die Einbruchserscheinungen wenig hervor; eigentliche Schollenrelikte fehlen, sofern man nicht das Ostende des Hohgant, die Erhebungen Küblisbühl–Ax und Hint. Hübeli als eingesunkene Teile ansehen darf. Trotzdem die Emme SE Kemmeribodenbad die Randkette in einer reinen Erosionsschlucht durchbricht, dürfte doch auch hier eine alte Rinne bzw. ein altes Relief den ersten Anlass gegeben haben zum verschiedenartigen Verhalten von Schrattenfluh und Hohgant und zur komplizierten Tektonik dieser Gegend. Bezeichnenderweise sind auch in diesem Abschnitt von H. Haus (11, 12) sowohl in der alpennahen stampischen wie in der mittelländischen miocänen Molasse alte Erosionsnischen nachgewiesen worden.

Beim Entlendurchbruch sind die Anzeichen einer Senkung wieder deutlicher zu erkennen. Wie die Karte von H. Mollet (18) zeigt, und wie dieser Autor auch besonders hervorhebt (p. 30), bricht sowohl das SW-Ende des Risetenstockes wie das Ostende des Schimbergs in mehreren Brüchen und Schollen zum Quertalabschnitt Stillaub–Brüdern–Risch ab. An der neuen Schimbergstrasse, ca. 100 m nördlich Wanegg, kann man in kieseligen Kalken (Hauterivien) mehrere steilstehende, N- bis NW-streichende Bruchflächen beobachten; die Rutschharnische fallen stellenweise mit ca. 50° nach N ein. Neben der horizontalen Verschiebung (Streckung) spielt demnach auch eine Vertikalkomponente mit.

Im Tal der Entlen fehlt wahrscheinlich alte Erosion in der Molasse ebenfalls nicht; so dürfte vermutlich der Abbruch der Gstellfluh gegen E einem alten Erosionsrand entsprechen (vgl. 19, p. 156).

In diesem Zusammenhang sei auch auf die Darstellung von R. Staub verwiesen, der in den voralpinen Emmeläufen zentrale Deltarinnen des miocänen Napffächers sieht (22, p. 74, Taf. VIII). Da die Geschichte dieser Talsysteme noch nicht abgeklärt ist, wage ich nicht zu entscheiden, ob diese Interpretation den Tatsachen entspricht. —

Ich vermute, dass ähnliche Einbruchserscheinungen noch in weiteren Quertälern der Nordalpen anzutreffen sind. Ich nenne hier nur das Gebiet des Vierwaldstättersees zwischen Gersau und Hergiswil, welches durch die Kartierungen von A. Buxtorf und E. Baumberger veranschaulicht wird, dann das Aaretal oberhalb Thun, das Wäggital, die Gegend von Weesen, den Oberlauf der Sitter. Es scheint mir auch mehr als ein Zufall zu sein, dass gerade in diesen Quertalabschnitten oder deren unmittelbaren Nähe in der Molasse alte Erosionskerben nachgewiesen werden konnten (vgl. 1, p. 175; 2, p. 89; 4, p. 18; 5, p. 20; 6; 10, p. 704—708; 13; 14; 15; 19; 20). Es erhebt sich die Frage, ob dabei nicht ein ursächlicher Zusammenhang besteht; wie ich schon früher andeutete (9, p. 2), dürften viele Quertäler der Nordalpen in ihrer ersten Anlage ins Miocän und in die nachmolassische Zeit zurückreichen[1]). Sie wurden bei der nachfolgenden Überschiebung der Randketten überfahren, wobei sich die Molasse nicht als bereits fertig aufgerichtetes Gebirge passiv verhielt, sondern mitgefaltet und überschoben wurde. Zwischen beiden Einheiten, Molasse und Alpenrand, bestehen mannigfache tektonische Beziehungen, wie erst kürzlich speziell für die Pilatusgegend nachgewiesen worden ist (7). Die alten, am Südrande der Molasse eingegrabenen Furchen gaben aber wohl den ersten Anlass für die Gliederung der Randkette.

Wie die Verhältnisse im einzelnen liegen, muss weiteren Detailaufnahmen vorbehalten bleiben.

---

[1]) Auf alte Erosionserscheinungen längs dem Alpenrande, die für die Tektonik von Molasse und Randkette ebenfalls bedeutungsvoll sind, sei hier nicht näher eingetreten; auch soll die ganze Anlage alter Entwässerungssysteme nicht diskutiert werden.

Zitierte Literatur.

1. BAUMBERGER, E. Die subalpine Molasse von Luzern. Eclogae geol. Helv. 19, Nr. 1, 1925.
2. BECK, P. Beiträge zur Geologie der Thunerseegebirge. Diss. Bern 1911.
3. BLUMER, E. Geologische Monographie vom Ostende der Säntisgruppe. Diss. Zürich 1905.
4. BUXTORF, A. Erläuterungen zur geol. Karte des Bürgenstockes (Spez. Karte Nr. 27a), 1910.
5. BUXTORF, A. Erläuterungen zur geol. Karte der Rigihochfluhkette (Spez. Karte Nr. 29a), 1916.
6. BUXTORF, A. Molasse- und Flyschtektonik südlich Luzern und ihre Bedeutung für den Lopperberg-Querbruch. Eclogae geol. Helv. 29, Nr. 1, 1936.
7. BUXTORF, A., KOPP, J. & BENDEL, L. Stratigraphie und Tektonik der überschobenen subalpinen Molasse zwischen Horw und Eigenthal bei Luzern. Verh. Schweiz. Natf. Ges., Locarno 1940, p. 139—141.
8. DIENER, C. Durchbruchstäler der nordöstlichen Kalkalpen. Mitt. k. k. geogr. Ges. in Wien, 1899.
9. FRÖHLICHER, H. Landschaft und Geologie der Gemeinde Flühli. Gedenkschrift zur Jahrhundertfeier des Bestehens der politischen Gemeinde Flühli (Luzern). Schüpfheim 1936.
10. *Geologischer Führer der Schweiz.* Fasc. X. Basel (Wepf) 1934.
11. HAUS, H. Beziehungen zwischen Molasse und Alpenrand im Abschnitt Entlebuch–Thunersee. Ecl. geol. Helv. 29, Nr. 2, 1936.
12. HAUS, H. Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental. Diss. Basel 1937.
13. HEIM, ARN. Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 51, 1906.
14. HEIM, ARN. Über Bau und Alter des Alpen-Nordrandes. Eclogae geol. Helv. 21, Nr. 1, 1928.
15. HEIM, ARN. Zum Problem des Alpen-Molasse-Kontaktes. Eclogae geol. Helv. 25, Nr. 2, 1932.
16. LUGEON, M. Leçon d'ouverture du cours de géographie physique. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. XXXIII, 1897.
17. MEESMANN, P. Geologische Untersuchung der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintals. Diss. Basel 1925.
18. MOLLET, H. Geologie der Schafmatt-Schimbergkette. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N. F. 47, 1921. Mit geol. Karte des Schafmatt-Schimberggebietes. Spez. Karte Nr. 91, 1920.
19. RENZ, H. H. Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. Eclogae geol. Helv. 30, Nr. 1, 1937.
20. SCHARDT, H., MEYER, H., OCHSNER, A. Geologische Karte des Wäggitales und seiner Umgebung. Spez. Karte Nr. 108a, und Eclogae geol. Helv. 18, Nr. 4, 1924.
21. SCHIDER, R. Geologie der Schrattenfluh im Kanton Luzern. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. N. F. 63, 1913. Mit geologischer Karte der Schrattenfluh. Spez. Karte Nr. 76a, 1912.
22. STAUB, R. Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges., LXIX, Abh. 1, 1934.
23. VACEK, M. Über Vorarlberger Kreide. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, 29, 1879.