Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 27 (1934)

Heft: 2

Artikel: Bericht über die 51. Hauptversammlung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in Zürich : Freitag, den 7. September 1934

Autor: [s.n.]

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-159379

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: 08.07.2025

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

Bericht über die 51. Hauptversammlung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in Zürich.

Freitag, den 7. September 1934,

im Hörsaal des Geologischen Institutes der E. T. H.

A. Jahresbericht des Vorstandes für 1933.

Letzten Montag erlöste der Tod Herrn Dr. phil. h. c. ANDREAS LUDWIG, alt Lehrer in St. Gallen, von schweren Leiden. Der stille, fleissige Erforscher der Molasse und des Quartärs der Kantone St. Gallen und Appenzell veröffentlichte u. a. durch die Geologische Kommission 1930 das 1. Blatt des neuen Geologischen Atlasses der Schweiz: Flawil–Herisau–Brunnadern–Schwellbrunn. Die Universität Zürich ehrte seine Tätigkeit durch die Verleihung des Titels eines Ehrendoktors.

Vorstand: Zusammensetzung unverändert.

Eine Sitzung mit dem Redaktionskomitee des Führers am 23. Dezember in Bern, eine zweite Sitzung zur Vorbereitung der Hauptversammlung am 6. September 1934 in Zürich.

Mitgliederbestand: *Eintritte:* Folgende *persönliche* Mitglieder traten von der Altdorfertagung bis zur Zürcherhauptversammlung ein: HANS ANNAHEIM, Basel; DANIEL AUBERT, Lic. ès sc. nat., Aubonne (Vaud); JOHN A. BURFORD, Astano (Ticino); FRIEDRICH BUSER, Beobachtungsstation der Sternwarte Zürich, in Arosa (Graubünden), Wiedereintritt; G. EMERY, Apotheker, Biel (Bern); Dr. F. GYGAX, Herzogenbuchsee (Bern); WOLF MAYNC, Bern; Mme BERTHE MEYSTRE, Neuchâtel; Prof. Dr. FRITZ NUSSBAUM, Bern-Zollikofen, Wiedereintritt; Dr. HANS RENZ, Geologe, Bern; WILHELM SCHROFF, Basel.

Als *unpersönliche* Mitglieder wurden aufgenommen: INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI, Bucuresti (România); LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DE L'UNIVERSITÉ DE GENÈVE; SERVICE GÉOLOGIQUE DE L'INDOCHINE FRANÇAISE, Hanoi (Tongking); GEOLOGISCHES INSTITUT DER UNIVERSITÄT JENA (Deutschland); GEOLOGICAL INSTITUTE TOHOKU IMPERIAL UNIVERSITY, Sendai (Japan).

Verstorben: A. LUDWIG, St. Gallen.

Austritte: W. K. ANDRAU, Whittier (U. S. A.); J. BUSINGER, Luzern; C. W. CARSTENS, Trondhjem (Norge); H. HIRSCHI, Spiez (Bern); V. H. KUENEN, Leiden (Nederland).

Gestrichen wurden: FR. FREI, Dallas (U. S. A.); GEOLOGISCHES INSTITUT GRAZ (Österreich); W. GRENOUILLET, Basel; J. SAX, Pangkalan-Brandan (Sumatra).

Die Schweizerische geologische Gesellschaft zählt nun 428 Mitglieder, wovon 86 unpersönliche.

Bericht über die Eclogae.

Im Berichtsjahr erschienen das Heft 2 von Band 26 und das Heft 1 von Band 27, beide ziemlich umfangreich.

Band 26, Heft 2 enthält Arbeiten von RENZ, GERBER, ARNOLD HEIM, REICHEL, SCHAUFELBERGER, LEUPOLD, ARNI, BECK, die Berichte über die Jahresversammlungen der Geologischen und Paläontologischen Gesellschaften, der erstere mit 16, der letztere mit 14 wissenschaftlichen Mitteilungen, und die Berichte über die Exkursionen der S. G. G. in das Gotthard- und Aarmassiv und nach dem Klausenpass und Griesstockgebiet.

Band 27, Heft 1 enthält Arbeiten von RUTSCH, OULIANOFF, ARNOLD HEIM, HOTTINGER, A. WEBER, SCHMID, WENK, BLUMENTHAL, und MUHEIM, samt einer Mitteilung der Geologischen Kommission.

Einige Autoren, die Geologische Kommission und die Paläontologische Gesellschaft leisteten Beiträge an die Druckkosten. Den werten Donatoren gebührt unser bester Dank.

Auszug aus dem Rechnungsbericht pro 1933.

Die von den Herren RUDOLF SUTER, Basel, und A. BERSIER, Lausanne, geprüfte und zur Genehmigung empfohlene Rechnung balanciert bei Fr. 12,775.— und ergibt einen Einnahmenüberschuss von Fr. 1103.33. Letzterer ist rund Fr. 1284.— geringer als letztes Jahr, hauptsächlich weil die Autorenbeiträge um Fr. 1158.— gekürzt wurden. Sie deckten ausschliesslich die Kosten der Separata und der Autorkorrekturen.

Das Gesamtvermögen betrug auf 31. Dezember 1933 Fr. 116,699.53, wovon Fr. 98,988.— unantastbar sind. Das letztere Kapital setzt sich wie folgt zusammen: *Schenkungen:* Bodmer-Beder Fr. 500.—, Du Pasquier Fr. 500.—, Escher-Hess Fr. 500.—, Flournoy Fr. 4500.—, Renevier Fr. 500.—, Choffat Fr. 500.—, Albert Heim Fr. 250.—, Kohlenbohrgesellschaft Fr. 5.000.—, Schneider Fr. 50.—. Freiwillige Beiträge 1920—1925: Fr. 1288.—, Zürcher Fr. 1000.— und J. Th. Erb Fr. 10,000.—. Der *Toblerfond* beträgt Fr. 60,000.—. Aus dem *verfügbaren Kapital* wurden Fr. 2000.— übertragen und aus den *lebenslänglichen Mitgliedschaften* stammen Fr. 12,400.—.

Budget für 1934.

Das durch die 50-Jahresfeier und die Herausgabe des Geologischen Führers der Schweiz aussergewöhnlich belastete Budget sieht folgende Posten vor: Ordentliche *Einnahmen* (ohne die statutarischen Autorenbeiträge) Fr. 13,600.—, Beitrag aus dem verfügbaren Kapital Fr. 17,700.—, total Fr. 31,300.—. *Ausgaben:* Eclogae Fr. 13,000.—, Bureau und Subventionen Fr. 1800.—, Geologischer Führer Fr. 16,500, Exkursionen und Feier in Luzern Fr. 2900.—, total Fr. 34,200.—. Das Budget sieht somit ein Defizit von Fr. 2900.— vor und eine Vermögensverminderung von Fr. 13,600.—.

Hauptversammlung und Exkursionen.

Die 50. Hauptversammlung fand im Knabenschulhaus in Altdorf am 2. September 1933 statt.

Vom 29. August bis 1. September leiteten P. Niggli und E. Hugi eine gemeinsame Exkursion der geologischen und der mineralogischen und petrographischen Gesellschaften mit 27 Teilnehmern ins Gotthard- und Aarmassiv.

Im Anschluss an die Altdorfertagung führte W. Brückner am 4. und 5. September 18 Teilnehmer nach dem Klausenpass und ins Griesstockgebiet. Die Exkursionsberichte stehen in den Eclogae Vol. 26, Nr. 2, Dezember 1933.

Die von der Hauptversammlung in Altdorf beschlossene Quartärexkursion versammelte am 21. Oktober 1933 abends ca. 80 Personen zur Anhörung folgender Vorträge: 1. J. Hug, Über den Nachweis von 6 Eiszeiten im Glatt- und Rheintal; 2. A. Jeannet, Les quatre glaciations dans la région des charbons feuilletées comprise entre les lacs de Zurich et de Walenstadt; 3. P. Beck, Zur Neuordnung des Pliozäns und Quartärs. Die ca. 50 Teilnehmer der Exkursion fuhren am 22. September per Auto von Zürich nach Rafz und durchquerten das Glazialgebiet am Rhein und der Glatt mit Decken-, Hochterrassen- und Niederterrassenschottern und -moränen vom Gebiet der grössten Vereisung bis zu den innern Jungmoränen am Greifensee.

In Berücksichtigung der verschiedenen Exkursionen zur Fünfzig-Jahresfeier, die sich am 21. September in Luzern vereinigen, am 22. den Pilatus besuchen und am 23. mit einer Rundfahrt auf dem Vierwaldstättersee die Jubiläumsanlässe abschliessen, werden mit der Hauptversammlung in Zürich, die am 7. September stattfindet, keine Exkursionen verbunden.

Für den Vorstand:

Der Präsident:	Der Sekretär:
M. Lugeon.	P. Beck.

B. 51. Generalversammlung, Freitag, den 7. September 1934.

Erster Teil: **Geschäftliche Sitzung.**

Leitung: MAURICE LUGEON, Präsident.

Jahresbericht, Rechnungsbericht, Revisionsbericht und Budget werden von den ca. 40 Anwesenden genehmigt. Der Präsident teilt mit, dass das vorgesehene Defizit nicht eintreten werde, da der Verkauf des Geologischen Führers die Erwartungen weit übertreffe und wir daran gewinnbeteiligt sind. Er spricht bei diesem Anlass auch über die Vorbereitungen für die Feier in Luzern, an der über 140 Personen teilnehmen werden, und die Ausführung des wohlgelungenen Führers, den er vorweist. Der Jahresbeitrag wird entsprechend dem neuen Vorschlag des Vorstandes auf Fr. 12.—, resp. 13.— für das Ausland festgelegt.

Vorstandswahlen. Den zurücktretenden Mitgliedern, Redaktor O. BÜCHI, Beisitzer LÉON-W. COLLET und Vizepräsident E. GAGNEBIN wird der beste Dank der Versammlung ausgesprochen. Die andern bisherigen Mitglieder MAURICE LUGEON, PAUL BECK, MAX REINHARD und ALFRED WERENFELS werden einstimmig bestätigt. Neu gewählt werden WALTER BERNOULLI, Basel, EDMOND PARÉJAS, Genève und HANS SUTER, Zürich. Präsident LUGEON teilt mit, dass die folgende Organisation des sich selbst konstituierenden Vorstandes vorgesehen sei: Präsident: P. BECK, Vizepräsident: M. REINHARD, Sekretär: H. SUTER, Kassier: A. WERENFELS, Redaktor: W. BERNOULLI, Beisitzer: M. LUGEON und ED. PARÉJAS. Als neuer Rechnungsrevisor an Stelle von R. SUTER wählt die Versammlung ALB. OCHSNER, Zürich.

Die Redezeit für die folgende wissenschaftliche Sitzung wird auf 10 Minuten, die Diskussionszeit auf 5 Minuten festgesetzt. Als Präsidenten der wissenschaftlichen Sitzung werden bezeichnet: Prof. RUDOLF STAUB, Zürich, und Dr. F. HERMANN, Pinerolo; als Sekretär: Dr. E. KÜNDIG, Albisrieden.

Der Sekretär: P. BECK.

Zweiter Teil: **Wissenschaftliche Sitzung.**

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

1. — J. KOPP (Ebikon): **Einige Resultate der geologischen Neuaufnahme der Umgebung von Luzern.**

Blatt Luzernersee des geologischen Atlas der Schweiz ist heute vollständig aufgenommen zumeist im Masstab 1 : 5000. Diesen Frühling wurde weiter die Südseite des Rigi, d. h. die Gemeinden Greppen, Weggis und Vitznau im gleichen Masstab neu kartiert.

Diese Arbeiten haben einige neue Resultate erbracht über die ich Sie orientieren möchte.

In stratigraphischer Hinsicht sind keine wichtigen Funde zu melden; bemerkenswert erscheint eine genauere Festsetzung der Mächtigkeit des Helvetien bei Luzern, die 350—400 Meter beträgt, im Gegensatz zu der von BAUMBERGER angegebenen Mächtigkeit von 600 Meter. Wenn man im Entlebuch die Grenze Burdigalien-Helvetien an die Basis des kompakten Nagelfluhlagers legt, wie es nach unserer Ansicht richtig ist, so kommt man dort nach FRÖHLICHER zu einer Mächtigkeit von 400 Meter, was recht gut mit unserer Messung übereinstimmen würde. Zur Angleichung an die Mächtigkeitsangaben von BAUMBERGER legt jedoch FRÖHLICHER die besagte Grenze, die er übrigens als fiktiv bezeichnet, in die mergelreiche Rotseezone (Lit. 3, p. 12). Nimmt man nun die Basis des kompakten Nagelfluhlagers als Untergrenze des Helvetien, so erhält man nach FRÖHLICHER für das Burdigalien eine Mächtigkeit von 850 Meter und für das Helvetien eine solche von 400 Meter, das sind genau die Mächtigkeiten, die ich bei Luzern gefunden habe, was wohl zugunsten meiner Auffassung spricht.

Bei der Neuaufnahme des Rigigebietes habe ich meine Aufmerksamkeit besonders auf die Mergellagen innerhalb der Nagelfluhpartien gerichtet. Im Gebiet des bunten Nagelfluh von Dossen bis nach Lützelau hinunter lassen sich nicht weniger als 8 Mergelbänder unterscheiden, die in der Mächtigkeit von 1—6 Meter schwanken. Einzelne habe ich von Vitznau bis Rigistaffel verfolgen können. Noch zahlreicher treten Mergellagen in der Kalknagelfluh auf. Die Ausbruchsnischen der Bergsturzgebiete auf der Rigisüdseite, die ausgedehnter sind als auf der Vierwaldstätterseekarte zum Ausdruck kommt, werden meistens durch Mergelbänder begrenzt.

Zwischen Rigidossen und Scheidegg findet innerhalb der Nagelfluhbänke ein allmählicher Übergang von bunter zu Kalknagelfluh statt, eine Erscheinung, die BAUMBERGER östlich Rigischeidegg ebenfalls festgestellt hat.

In bezug auf die Tektonik des Aufnahmegebietes bin ich zur Auffassung gekommen, dass die Hauptantiklinale der subalpinen Molasse keine einfach gebaute Antiklinale darstellt, wie bisher angenommen wurde, sondern dass durch den Antiklinalscheitel eine Aufschiebung verläuft. Bei der Konstruktion ergibt sich, dass die Burdigalienschichten in der südlich der Hauptantiklinale folgenden Synklinale von Spissen wieder einstossen müssten. Das ist aber nicht der Fall. Weiter ist zu bemerken, dass einige Dutzend Meter südlich der Antiklinalaxe im Würzenbachtale eine Mergellage verläuft, die man nördlich der Axe vergeblich sucht. Es ist nicht anzunehmen, dass diese Mergellage auf so kurze Distanz auskeilt; vielmehr sind diese Tatsachen dahin zu deuten, dass der Südschenkel

der Antiklinale längs einer axialen Aufschiebung emporgehoben worden ist. Auch im Gebiet der granitischen Molasse westlich Kriens durften nach dem Schichtverlauf zu deuten nicht einfache Falten, sondern Aufschiebungen vorhanden sein.

In bezug auf die Kleintektonik ist die Feststellung von Brüchen bemerkenswert. Mindestens drei Brüche finden sich auf der Südseite des Würzenbachtales; sie verlaufen genau Nord–Süd. Die horizontale Verspringung der Nagelfluhbänke beträgt beim grössten Bruch 50 Meter, beim kleinsten 2 Meter. Inwieweit hier horizontale oder vertikale Bewegungen mitspielen, ist schwer auseinanderzuhalten. Die Störungen haben Anlass zur Entstehung von Tälchen gegeben; die Bäche haben sich genau auf der Störungsfläche eingeschnitten.

Verwerfungen von bis 10 Meter Sprunghöhe habe ich in den Kalknagelfluhbänken der Kännelegg südlich Horw beobachten können. Tektonische Störungen finden sich auch im Rigigebiet. Nördlich Hertenstein verläuft ein deutlicher Bruch, der zur Entstehung eines ungefähr Ost–West gerichteten Tälchens geführt hat. Dadurch, dass bei Postunen und beim Mäusetrichter die Nagelfluhrippen über das Tälchen hinaus in muldenförmigen Mergelpartien ihre Fortsetzung finden, ist das Vorhandensein eines Bruches erwiesen. Eine zweite ungefähr gleichgerichtete Bruchlinie verläuft 1½ km nordöstlich vom Hertenstein Bruch, beim Röhrli.

Nahezu vertikale sich kreuzende Brüche von höchstens einigen Metern Sprunghöhe trifft man im Gebiet des Plattenbaches westlich Vitznau. Östlich Heuberg hat sich der Plattenbach mehrere hundert Meter weit auf einer Bruchlinie eingeschnitten.

Wohl die meisten Resultate hat die Neuaufnahme auf dem Gebiete der Glazialgeologie ergeben. Glaziale Ablagerungen sind in der Umgebung von Luzern viel verbreiteter als die bestehenden Karten angeben. Es wurden verschiedene neue Stirnmoränen entdeckt, die Rückzugsstadien von Seitenarmen des Reussgletschers entsprechen. Ich erwähne den Moränenwall von Bühl oberhalb der Säge Ebikon, den vom gleichen Gletscherarm gebildeten Wall von Widspühl bei Adligenswil sowie die Stirnmoräne von Schädrüti im Würzenbachtale.

Die reichhaltigste und interessanteste Glaziallandschaft in der Umgebung von Luzern stellt ohne Zweifel das Gebiet Krienseregg-Mühlmäss dar. Steigt man von Langwasen zur Mühlmässhütte, so durchquert man gegen 10 Moränenwälle des Mühlmässarmes des Pilatusgletschers. Die oberste Wallmoräne liegt bei 1190 Meter östlich der Skihütte Mühlemäss.

Bei der Neuaufnahme sind verschiedene unbekannte Drumlingebiete aufgefunden worden. So zwischen Hellbühl und Neuenkirch, im Reusstal bei Inwil, im Rotseetal zwischen Ebikon und Dierikon und besonders deutlich westlich Meggen bei den Höfen

Brünni, Eichi, Pfaffenbächli und Hegi, wo sich ausgedehnte Sand- und Kiesablagerungen vorfinden.

Im höhern Teil der Rigi wurden an verschiedenen Stellen Lokalmoränen vorgefunden. Nach meiner Auffassung ist die Terrasse von Kaltbad mit Moränenablagerungen und nicht mit Schutt überdeckt, wie die Vierwaldstätterseekarte zeigt. Moränenablagerungen liegen auch nordöstlich Rigifirst. Ein schöner Aufschluss findet sich oberhalb der Bahnlinie beim Klösterli.

Neue Bergsturzvorkommen traf ich südlich Kriens bei der Dornegg und Zimmeregg. Aus der Westseite der Zimmeregg und der Ostseite der Dornegg sind in postglazialer Zeit Bergstürze ausgebrochen. Ausbruchsnischen und Verbreitungsgebiet lassen sich genau erkennen. Die Bergstürze beschlagen ein Areal von ca. 2 km². In den Bächen oberhalb Dorschnei lassen sich die durch den Sturz fein zerriebenen Mergel der Horwerschichten sehr gut beobachten. Bei Ricketschwendi liegen mächtige Sturzblöcke, welche von Sandsteinbänken der Horwerschichten herrühren. Nachträglich haben sich im obern Teil der Bergsturzmasse Schlipfe entwickelt; ihr zungenförmiges Ende lässt sich morphologisch ziemlich deutlich erkennen.

Im Rigigebiet liess sich ein Bergsturzvorkommen bei Greppen deutlich nachweisen. Das Rubibachtobel ist mit Bergsturzmaterial und nicht mit Moräne erfüllt, wie die Vierwaldstätterseekarte zeigt. In postglazialer Zeit ging hier ein Bergsturz nieder, dessen Sturzblöcke sich bis zum Dorfe Greppen ausbreiteten. Der zungenförmige untere Teil der Bergsturzmasse hebt sich oberhalb Greppen morphologisch klar heraus. Der oberste Abbruchrand des Bergsturzes liegt bei ca. 1250 m, weitere seitliche Abrissränder finden sich bei Wismatt und Bergli in ca. 1050 m Höhe. Dass im ganzen Bergsturzgebiet erratische Blöcke verstreut liegen, weist darauf hin, dass eine moränenbedeckte Terrasse abgebrochen ist. Die Bergsturzmasse beschlägt ein Areal von über 1 km².

Benützte Literatur.

1. E. Baumberger, Die subalpine Molasse von Luzern. Eclogae, Mars 1925.
2. E. Baumberger, Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am Schweizerischen Alpennordrand. Eclogae, Décembre 1931.
3. H. Fröhlicher, Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch. Beitr. N. F. Liefg. 67, 1933.

2. — E. Kündig (Zürich): **Neue Gesichtspunkte in den Problemen der Tessiner-Tektonik.**

Die Untersuchungen in den penninischen Wurzelzonen der Tessiner Alpen dürften Wesentliches beitragen zur Klärung der noch in keiner Weise gelösten Tessiner Probleme. Die meisten der „Wurzelzonen" zeigen einen recht komplizierten Innenbau, der ein schematisches Erfassen sehr erschwert.

Als Ganzes bilden die Wurzelzonen zwischen Tessin- und Verzascatal einen flach nach Süden ausgebuchteten Bogen steil nordwärts einfallender Schichten. Sie sind in letzter alpiner Phase von zahlreichen Verwerfungen heimgesucht worden. Die hauptsächlichen Bruchrichtungen sind NNE und senkrecht dazu WNW. Zwischen den Tälern der Maggia und der Verzasca schwenken diese Wurzelzonen in weitgespanntem Bogen in die NW-Richtung ein und folgen nun, etwa von Gordevio an, in grosser Gleichmässigkeit und bei stets gleichbleibenden Strukturen dem Maggiatal, um erst im „Maggialappen" ein Ende zu erreichen. PREISWERK hat durch das Verfolgen des Coccodioritzuges diese Querstruktur einprägsam festgelegt.

Die meisten Forscher, die sich mit den Tessiner Problemen beschäftigt haben (ARGAND, HEIM, STAUB, JENNY, FRISCHKNECHT, BOSSHARD), sehen in dieser Querstruktur eine mehr oder weniger flache Depression zwischen Tosa- und Tessinerkulmination. Auf Grund dieser Annahme werden deshalb sehr oft Simplon- und Tessinerelemente quer über das Maggiatal hinweg miteinander in Verbindung gebracht. Ihnen gegenüber betont aber PREISWERK immer wieder die bedeutenden Ausmasse dieser Meridionalstruktur und hebt mit Recht hervor, was übrigens in der neuen Tessiner-Alpenkarte vorzüglich zum Ausdruck kommt, dass über das Maggiatal hinweg, oberflächlich wenigstens, keine Verbindung von Simplon- mit Tessinerelementen gesucht werden darf. Nach PREISWERK ist diese Struktur als sehr tief greifende, in einer Depression liegende Deckenquerfalte zu betrachten; höhere Deckenelemente (Bernhard- und höhere Decken) sind tief eingefaltet und von den tektonisch tiefer liegenden östlichen Tessinerdecken randlich eingewickelt worden. Diese Deutung ist bisher dem Kartenbild am ehesten gerecht geworden.

Eine wesentlich einfachere Interpretation erhält man, wenn man vom Wurzelgebiet aus die tektonischen Leitmotive verfolgt. Wie erwähnt, schwenken zwischen Maggia- und Verzascatal die Wurzeln der tieferen penninischen Decken in die NW-Richtung ein. Die bezeichnende Wurzelstruktur, Steilstellung, z. T. sogar überkippte Serien, bleibt erhalten und lockert sich erst im Gebiet des „Maggialappens". In dieser ganzen Zone ist keine Stelle namhaft zu machen, von der man sagen könnte, aus der Wurzelzone seien nun eigentliche Deckenelemente geworden, oder etwa im Sinne PREISWERKS: aus der Wurzel sei der Mittelschenkel einer steilstehenden Querfalte entstanden. Der Wurzelaspekt bleibt erhalten.

Untersucht man nun das Gebiet nach diesen tektonisch neuen Gesichtspunkten, so kommt man etwa zu folgenden Resultaten:

1. Die Querstrukturen des Maggiatales von Gordevio an bis nördlich Fusio sind Querwurzeln der tieferen penninischen Decken (Tessinerdecken). Der Wurzelverband lockert sich nach Norden. Der „Maggialappen" mit seinen Schlingen stellt eine leicht nordwärts überschobene Wurzelstirn einer innersten Wurzelzone vor.

2. Es wurzeln in diesen Zonen die westwärts über die Tosakulmination aufgeschobenen Antigorio-, Lebendun- und Monte Leone-Decken (Simplondecken). Ihr Einfallen in die Maggiawurzel ist verhältnismässig flach.
3. Im östlichen Teil der Zone wurzeln ferner die ostwärts auf die Tessinerkulmination aufgeschobenen Decken: Leventinadecke, obere und untere Simanodecke. Diese Decken fallen sehr steil in die Maggiawurzel ein und sind z. T. sogar nach Westen überkippt.
4. Den Kern der Maggiawurzeln bildet der Maggialappen mit dem Maggiastiel. Es besteht die Möglichkeit, dass diese Elemente als Wurzel der Bernharddecke — nicht aber der Aduladecke — anzusprechen sind.
5. Nach dem Gesagten dürfen Simplon- und Tessiner-Decken weder tektonisch gleichgesetzt noch irgendwie parallelisiert werden.
6. Innerhalb der Tessiner-Decken bildet die Maggiawurzel eine tektonische Dominante, im alpinen Bau tritt sie aber an Bedeutung weit hinter die penninische Hauptwurzel zurück. Man kann sich vorstellen, dass sie hervorgegangen ist aus einem N–S verlaufenden Geosynklinalast der zwischen zwei südlichen Ausläufern des Gotthard-(Tessinerkulmination) Aarmassivs (Tosakulmination) lag. Haupt- und Nebenwurzelzone haben gleiches Alter.

Über den Verlauf der höheren Decken lässt sich vorläufig noch wenig sagen. Südlich Gordevio streichen Hauptwurzelzonen in ausgesprochen alpiner Richtung durch und scheinen von der Querwurzelbildung nicht beeinflusst zu sein. Immerhin sind zahlreiche Anzeichen vorhanden, dass im Gebiet der Tessinerkulmination höhere Decken vielleicht ganz gefehlt haben.

Im Kern des Maggiastieles verläuft, gleichsam als Symmetrieachse eine massivartige Mauer relativ wenig metamorpher, dioritischer Gesteine. Im Maggialappen: Matorellogranit und Alpigiagranit, südlich davon der Coccodioritzug von Preiswerk verfolgt bis zum Varzascatal, vom Verfasser noch festgestellt nördlich Gudo-Semetina.

Die Ausbildung dieser Gesteine (Quarzdiorite und jüngere aplitisch-pegmatitische Nachschübe) erinnert frappant an die Tonalite der Valle Morobbia und die zahlreichen ähnlichen Vorkommnisse im Veltlin. Es erhebt sich nun die Frage, ob die dioritischen Gesteine des Maggiatales nicht einer spätalpinen Phase angehören. Zahlreiche Erscheinungen weisen darauf hin, doch scheinen andererseits auch Zusammenhänge mit den vermutlich mesozoischen, ophiolitischen Basica der Muldenzüge zu bestehen.

Auf jeden Fall nehmen diese Gesteine eine beachtenswerte Sonderstellung ein und erscheinen wie in der Hauptwurzel streng an

annähernd saiger stehende Schichten gebunden. Irgendwie stehen sie ausserhalb der normalen Bauelemente.

Eine ganz besondere Stütze findet die hier in knappesten Zügen dargelegte Interpretation der Tessiner-Tektonik in den Schweremessungen. Es zeigt sich, dass auf einer Isogammenkarte (vgl. HEIM: Geologie der Schweiz) die ausgeprägte, mit relativem und absolutem Schwereüberschuss belastete penninische Hauptwurzelzone im Gebiet des Maggiatales eine tiefe Bucht relativen Schwereüberschusses nach Norden ausschickt. Die Hauptachse dieser Bucht deckt sich genau mit den Strukturen der Maggiaquerwurzeln.

Eine Querfalte im Sinne PREISWERK's müsste in diesem Gebiet unbedingt sich in Form relativer Schweredefizite äussern wie das die alpinen Strukturen ganz allgemein zeigen. Dass aber genau das Gegenteil der Fall ist, spricht für die Annahme einer Wurzelzone.

Die hier geäusserten Ansichten mögen Anlass geben zu mancher Revision, sie in allen Zügen zu beweisen, fällt schwer, sie eingehender zu behandeln ist Aufgabe einer bereits abgeschlossenen, ausführlicheren Studie[1]).

3. — J. SCHNEIDER (Altstätten): **Postglaciale Vergletscherung und Erdposition.**

Erscheint später.

4. — ARNOLD HEIM (Zürich): **Petrolbildung an der Elfenbeinküste.**

Bei einem Besuch der Elfenbeinküste zur Untersuchung einiger Goldvorkommnisse hatte der Referent im Januar dieses Jahres die Gelegenheit, der Lagune Tendo im Südosten der Kolonie der „Côte d'Ivoire" einen kurzen Besuch zu machen. Auf der Nordostseite dieser Lagune wurde beim Dörfchen Ebouinda eine grosskalibrige Tiefbohrung auf Petroleum ausgeführt, nachdem bekannt worden war, dass jene Küstensedimente petrolhaltig sind. Von besonderem und unerwartetem Interesse zeigte sich nun jene Petrolformation im Vergleich zu den gegenwärtigen Faciesverhältnissen der Lagunengegend.

Die geologische Lage ist in grossen Zügen bekannt[2]):

Zwischen dem afrikanischen Grundgebirge, den zur Peneplain abgetragenen Sahariden, und dem Golf von Guinea schaltet sich

---

[1]) Erläuterungen zur „Geologischen Karte der Tessiner Alpen".

[2]) H. HUBERT, Carte géol. de l'Afrique Occidentale 1 : 1,000,000, feuille Bingerville. Larose, Paris 1917. — Géologie de l'Afrique Occidentale, carte 1 : 5,000,000. Larose, Paris 1919. — AUBERT DE LA RÜE, Contribution à l'Etude minéralogique de la Côte d'Ivoire. Bull. Comité Etudes Hist. et Sc. de l'Afrique Occ. Fr. Larose, Paris 1927. — ALB. E. KITSON, Provisional geol. map of the Gold Coast etc. Gold Coast geol. Survey, 1928. — AUBERT DE LA RÜE, Reconnaissances géol. à travers la Côte d'Ivoire. Revue de Géogr. phys., Paris 1930.

ein über 300 km langer und bis 40 km breiter Streifen einer jüngeren, flach gelagerten Formation ein, die von den französischen Geologen zum Eocän, von den Engländern zur Oberen Kreide gerechnet wird. In der Gold Coast wird die Formation als „Appolonian System" bezeichnet. Die Funde von Ammoniten können nach der Untersuchung durch Spath kaum einen Zweifel übrig lassen, dass es sich um Obere Kreide handelt (KITSON).

Die Schichtfolge ist nur in ihrem obersten Teil und nur an wenigen Stellen aufgeschlossen und besteht aus Sandsteinen, Grünsanden, Tonen („Mudstones") und Mergeln mit Kalksteinlagen mariner bis brackischer Facies. Nicht nur sind diese Schichten an der Oberfläche stellenweise stark von Erdteer (oxydierten Petrolrückständen) imprägniert, sondern auch in der Tiefe wurde Schweröl festgestellt. Tiefbohrungen wurden sowohl in der französischen Côte d'Ivoire als auch in der britischen Gold Coast ausgeführt. Von der letzteren (Bonyere) ist bekannt, dass Petroleum gefunden wurde, wenn auch nicht in genügender Menge.

Über die Bohrung von Ebouinda an der Lagune Tendo, Côte d'Ivoire, die der Referent besuchte, konnten keinerlei genauere Daten ermittelt werden, auch nicht im Bureau des Mines in Abidjan.

Unweit der Bohrstelle, etwa 300 m ostnordöstlich des genannten Fischerdörfchens, wurde in einer jetzt zugeschütteten Grube schwarzer, reich imprägnierter, zäher Asphaltsand zur Bepflasterung von Assinie an der Küste ausgebeutet. AUBERT DE LA RÜE gibt von einem bituminösen Mergel beim Dörfchen Adima einen Gehalt von 16,76% in Äther löslichen Bitumens an, also ein völlig mit Öl getränktes Gestein.

Zweifellos handelt es sich um eine primäre Ölformation, die an Ort und Stelle gebildet wurde. Über ihre Mächtigkeit ist noch nichts Näheres bekannt, und die Tektonik müsste erst durch ausgedehnte Schürfungen und Sondierbohrungen aufgeklärt werden. Denn die Aufschlüsse sind äusserst spärlich und auf die Uferlinie beschränkt. Das ganze Gelände ist mit brauner lateritartiger Verwitterungserde bedeckt.

Die gleiche Lagune Tendo, deren Untergrund von der petrolführenden Kreideformation gebildet wird, verrät alle Anzeichen einer heute vor sich gehenden Faulschlammablagerung, wie sie im Lauf der Jahrmillionen unter Luftabschluss zu einem Ölmuttergestein führen muss.

Auch schwarze Torflagen konnten vom Referenten beobachtet werden, und zwar im Mangrovesumpf bei Bassam[1]). Unter Luftabschluss würden sie mit der Zeit zu Kohlelagern umgewandelt.

---

[1]) ARNOLD HEIM, Negro Sahara, Verlag Hans Huber, Bern 1934, Abb. 10, 12.

Die Faciesverhältnisse erinnern an diejenigen Sumatra's und Borneo's, wo bituminöse Schichten mit Torf und Kohlelagern wechseln[1]).

Das Wasser der Lagune Tendo ist olivgrün bis braun, und brackisch mit wechselndem Salzgehalt nach Ort und Zeit. Nur eine enge Öffnung im Sandstrand vermittelt den Wasseraustausch mit dem Meer. Begreiflicherweise dringt in der Trockenzeit (Dezember-April) mehr Salzwasser herein, in der Regenzeit des Sommers mehr Flusswasser hinaus. An den Ufern findet man stellenweise massenhaft teilweise abgestorbene und von Einsiedlerkrebsen besiedelte turmförmige Brackwasserschnecken aus der Familie der Melaniden[2]), oft auch Austern, die sich sogar im reinen Süsswasser des Schwarzen Voltaflusses bis mehr als 500 km landeinwärts verbreitet haben.

Das Auffallendste aber ist die Besiedelung des Lagunenwassers mit planktonischen Grünalgen. Zur Zeit meines Besuches (15. bis 16. Januar 1934) sah das Gewässer über Hunderten von Quadratkilometern so grün aus wie ein saftiger Rasen oder Teppich. Die Grünalgen bilden schleimige, meist flache ovale Gebilde von Bruchteilen eines Millimeters bis zu etwa einem Zentimeter Durchmesser, die in der Hand wie Tropfen zerfallen. Zu Millionen schweben sie im Wasser nahe der Oberfläche, wo sie assimilieren, so dicht gedrängt, dass das Wasser völlig undurchsichtig wird. Sinken diese Schwärme von Algen zur Tiefe, so müssen sie auf dem schlecht ventilierten Grund in Fäulnis übergehen, ohne ganz zu verwesen. In der Regenzeit wird zwar durch das Anschwellen der Flüsse die Wasserzirkulation in der Lagune vermehrt, aber zugleich auch feiner Schlamm zugeführt, so dass die organische Substanz am Grund eingedeckt und dadurch der Verwesung entzogen wird. Es entsteht also ein Faulschlamm, ein Öl-Muttergestein. In den schlecht ventilierten Zonen des Lagunengrundes fehlen meist die beschalten Organismen. Es ergiebt sich daraus ganz natürlich, dass gerade die ölreichsten Zonen durch Fossilarmut ausgezeichnet sind, indem die nicht beschalten Algen wenig oder gar keine Merkmale zurücklassen. Diese Auffassung bedarf für die Lagune Tendo allerdings noch der Nachprüfung. Eine biologische Untersuchung mit Probenahme von Schlamm unter dem Gesichtspunkte der Petroleumfrage müsste von allergrösstem Interesse sein. Die obigen Andeutungen sind dazu ein Fingerzeig.

Auch an der kalifornischen Küste war ich überrascht von dem Reichtum an Algen, die allerdings bei der Ventilation des offenen Oceans kaum zur Anhäufung von Sapropel führen werden. Dass der Grossteil des primären Ölgehaltes in dem bis drei tausend Meter

---

[1]) Arnold Heim und Robert Potonié, Beobachtungen über die Entstehung der tertiären Kohlen (Humolithe) und Sapro-Humolithe in Zentralsumatra. Geol. Rundschau 1932.

[2]) *Hemipyrina Byronensis* Gray nach frdl. Bestimmung durch Prof. Dr. A. Jeannet.

mächtigen miocänen Monterey Shale Kaliforniens von Algen stammt, ist nach meinen Beobachtungen nicht zu bezweifeln. Es sind in diesem Falle die mikroskopisch kleinen Diatomeen dieses Kaltwasserabsatzes. Einen anderen Fall der Öl- und Asphaltbildung von makroskopischen Algen habe ich eingehend beschrieben[1]). Er betrifft das oligocäne Brackwasserbecken im Département du Gard, Südfrankreich, wo nachweislich einige Millionen Tonnen von Asphalt aus einer Chara (Kalkalge) hervorgegangen sind. Meine frühere Beschreibung und Ableitung ist von den Fachleuten allgemein als zutreffend anerkannt worden, und stellt einen der seltenen Fälle dar, bei denen der organische Ursprung von Erdöl oder Asphalt nach Gattung und Spezies nachgewiesen werden konnte.

Mehr und mehr bin ich bei meinen Untersuchungen über die Petroleumfrage seit 25 Jahren zu der Überzeugung gelangt, dass ein bedeutender Teil des Petroleums und dessen asphaltischer Verdunstungs- und Oxydationsprodukte von Algen stammt. Dies ergibt sich durch Vergleich der primären Ölformationen mit den rezenten Faciesverhältnissen. Wesentlich ist aber in einem Gewässer nicht nur der Algenreichtum, sondern die Stagnation des Wassers, die mangelhafte Ventilation. Solche Verhältnisse finden sich in der tropischen Lagune von Tendo, wo die Gezeitenbewegung gering ist.

5. — Mor. M. Blumenthal (Chur): **Beeinflusste das alpine Orogen den geologischen Bau Sardiniens?** Mit 1 Tafel (IX).

Sardinien bildet den integrierenden Bestandteil des von jungtertiären Einbrüchen gesparten korsosardischen Blockes, der weiter nach W gegen das katalonische Massiv zu sich erstreckte und über West-Korsika den heutigen Kontinent noch in der Provence, in den Maures und im Estérel, berührt. Es ist eigentlich mehr nur Formsache, ob man diese alte, kratogen individualisierte Masse noch als frontales oder peripheres Zwischengebirge in das mediterrane Orogen einsetzt; es hängt dies im Grunde genommen nur davon ab, welche Stellung man den Pyrenäen und ihrer Fortsetzung gibt; auf alle Fälle ist es klar, dass der mediterranwärtig-tyrrhenische Rand der korsosardischen Masse den Kontinentalrand zur alpinen Geosynklinale repräsentiert.

Die tektogenetischen Umwälzungen, die in der alpinen Geosynklinale sich vollzogen resp. von ihr ausgingen, begreifen das alpine Orogen in sich. Wie stellt sich nun deren Wirkungsbereich im kratogenen Vorlande, im Kontinentalrand des sardischen Grundgebirges?

---

[1]) Arnold Heim, Die Entstehung des Asphaltes im Département du Gard, mit 1 Tafel und 7 Textfig. Eclogae geol. Helv. 1923.

Werfen wir diese Frage auf, so stellt sich unmittelbar auch jene nach der Art der Anlage der alpinen Geosynklinale, jene nach der Art ihres Verlaufes und weiter jene nach der Art der in ihr im tyrrhenischen Raume sich vollziehenden Tektogenese. Diesbetreffend bestehen jedoch noch weitgehende Diskrepanzen in den theoretischen Voraussetzungen. Wohl ist durch KOBER, STAUB, ROVERETO und andere der mehr oder weniger meridian ausgerichtete Verlauf der alpinen Geosynklinale im nördlichen tyrrhenischen Meere festgelegt; über Vorhandensein, Lage und Beschaffenheit einer Wurzelregion, über Faziesverteilung und Sinn der Vergenzen von Deckenheiten in dieser heute meeresbedeckten Zone herrscht aber noch belangreicher Widerstreit der Meinungen. Unter diesen Umständen mag es angebracht erscheinen, sich einmal nach den möglichen Fernwirkungen alpiner Orogenese umzusehen und ist diesbezüglich der geologische Bau der Ostküste Sardiniens von Interesse.

Ein äusserst gedrängter Rückblick auf die alte Masse sei vorangestellt. Sardinien gilt als der steifer, kambrisch und herzynisch gefaltete Block, der auf jüngere Bewegungen nur mehr kratogen reagierte. An seinem Aufbau beteiligen sich ein mächtiges Kambrium, ein noch mächtigeres Ordovicien und ein mancherorts fossilreiches Gothlandien, aus welchem sich örtlich in einer recht beschränkten série compréhensive das obere Devon entwickelt, während das Karbon nur sehr fragwürdig auszuscheiden ist. Über den aus diesen Formationen herzynisch gefalteten und vorwiegend E–W streichenden Strukturelementen (Süd-Sardinien) findet sich an wenigen Stellen ein kohleführendes Unter-Perm; demselben waren Perioden intensiver magmatischer Injektion vorangegangen (ältere Porphyroide und postherzynische Granitlakkolithe) und folgten solche (Porphyre) auch nach, so dass vielleicht heute, bereichert durch die jüngere, tertiäre Beigabe, wohl mehr als ein Viertel des Landes ein plutonisches Antlitz zeigt (vgl. Lit. 2 und Lit. 1, p.31).

Als westliches Vorland des alpinen Orogens erscheint dieses alte und denudierte Gebirge schon im Frühmesozoikum schildförmig aufgebeult, was aus der Verbreitung der Trias abzuleiten ist, die im W in germanotyper Entwicklung sich vorfindet, während im zentralen und östlichen Teil sich eine Landperiode abhebt, da und dort angezeigt durch eine Vererzung der Schichtköpfe des liegenden Silur (z. B. bei Jerzu). Mit lagunären, kohleführenden Ablagerungen greift dann das Meer des unteren Doggers über den paläozoischen Rumpf hinweg und Malm- und Kreidezeit sehen wohl den gesamten alten Unterbau von einem Schelfmeere überflutet. Dessen Ablagerungen gewinnen besonders längs der heutigen Ostküste im oberen Jura grössere Mächtigkeit.

Die Erosionsrelikte dieser Formationen finden sich heute in isolierten, mesaförmigen Kalkhochflächen oder in einzelnen Zeugenbergen vor, den sog. Tacchi und Toneri der sardischen Landschaft

(Taf. IX). Die ausgesprochene Horizontalität ihrer Schichtlage zeigt die Abwesenheit jedweder späterer Faltung, und verstellen allein mehr oder weniger meridian verlaufende Bruchzonen den ursprünglichen Zusammenhang.

Etwas andere Faktoren dürften aber in der Geschichte mehr ostwärtiger Strecken von Einfluss gewesen sein, worauf schon die starke Entwicklung der Malmsedimente einen Hinweis gibt. Schon die älteste geologische Karte Sardiniens (1857) zeigt annähernd richtig das weite Kalkgebiet, welches sich an der Ostküste um den Golf von Orosei dehnt[1]). Über den Basalbildungen (teils mächtige, stumpfgrau getönte, körnig-sandsteinähnliche Dolomite, gelegen im Hangenden von wenig mächtigen oder auch fehlenden sandig-kohligen Tonen) folgt eine massige, helle, teils auch gebankte Kalkserie (Malm-Tithon), dem das Neocom mit mergeligen Kalken und hornsteinführenden, bräunlich anwitternden Lagen in geringerer Verbreitung aufliegt[2]). Diese Dolomit-Kalkfolge überdeckt als weite Platte mit generellem Ostfall die alte Unterlage (Granit und untergeordnet regional umgewandeltes Paläozoikum), so dass man geneigt ist, hier allein die ostwärts abtauchende, von Brüchen durchsetzte mesozoische Überdeckung des sardischen Schildes zu sehen. In einer neuerlichen, ausgezeichneten Studie über alte und junge Krustenbewegungen in Sardinien hat ROLF TEICHMÜLLER auch diese Verhältnisse erörtert (1) und den Golf von Orosei als Beispiel eines Senkungsfeldes, eines komplexen Kesselbruches, angeführt (p. 42). Ohne die Bedeutung vertikaler Dislokationen zu unterschätzen oder gar in Abrede zu stellen, ist aber zu erwägen, ob in diesem Gebiete nicht auch tangential wirkende Kräfte von Geltung waren, sind wir doch hier in dem der alpinen Geosynklinale nächst benachbarten, noch erhalten gebliebenen Stück des sardischen Kontinentalrandes. Aus der Erörterung der folgenden Gesichtspunkte kann dies in zutreffendem Sinne hervorgehen.

1. Die Gesamtanlage. Die dem Grundgebirge aufliegenden Kalkformationen der Ostküste halten sich besonders in einem nördlichen Abschnitt an eine wohlausgesprochene Streichrichtung; diese ist N bis NE ausgerichtet und entspricht einem ostwärtigen mittleren Fallwinkel von 25—30° (Berge von Dorgali, Mt. Tuttavista, Mt. Alvo,

---

[1]) Enthalten im Atlas der bewundernswert reichhaltigen Monographie, die General A. F. DELLA MARMORA (LAMARMORA) der Insel zukommen liess: Voyage en Sardaigne, Turin, Bocca, 1857 (Vol. 3 und 4: Description géologique); Neuausgabe (ohne Atlas): Cagliari 1927/28 durch die „Fondazione Il Nuraghe" (ital. Übersetzung).

[2]) Die neueste „Carta geologica d'Italia" 1 : 1,000,000 (V. NOVARESE), 1931, enthält dieses Gebiet noch wie DELLA MARMORAS Karte als „Sopracretaceo", während doch die stratigraphische Beweisführung von DE STEFFANI, LOVISATO und besonders von K. DENINGER die Anteilnahme verschiedener Formationen — zum geringsten Teil Kreide — an der im Westabbruch (Oliena) anscheinend gegen 1000 m mächtigen Schichtreihe dargetan hat.

Insel Tavolara). Im Südabschnitt (Gegend von Baunei) ist der Charakter einer flachen Deckplatte mehr gewahrt, doch knickt auch dieselbe nächst der Küste zu 25—30° Ostfall um; inseleinwärts dagegen leitet sie über nach den horizontalgelagerten Einzelbergen der „Tacchi" (Mt. Novo S. Giovanni, Mt. Fumai). Der Südrand der Jurakalkplatte ist ein Erosionsrand, der etwelche leichte Verbiegungen derselben ausstreichen lässt; sein Verlauf täuscht eine in Wirklichkeit nur äusserst flau angedeutete Bogenform des Kalkgebirges vor, welche so im Kartenbild über Gebühr stark hervortritt. In der Gesamtanlage hebt sich somit ein ordnender Faktor ab, was auf eine regional wirkende Kraft schliessen lässt.

2. Der Baustil. Ausgesprochene, durchlaufende Faltung ist in der besonders im Westrand mächtigen Kalkplatte nicht entwickelt. Die Schiefstellung der einzelnen Kompartimente wird durch R. TEICHMÜLLER als Kippbewegung einzelner Schollen und die leicht bogenförmige Anlage der Streichrichtung als Effekt von Drehverschiebungen aufgefasst (2, p. 44). Demgegenüber ist hervorzuheben, dass im Querprofil von Dorgali die Kalkserie einen Grad der Steilstellung zeigt, die kaum durch Schollenverstellung erklärbar ist. Zudem enthält der Bergsporn des Monte Omene (627 m) Antiklinalbau mit Steilstellung der Schenkel von 30—60° im Ost- und 60—90° im Westschenkel (Prof. 2). Diese Disposition setzt nordwärts des Durchbruches des R. Flumineddu durch das Nordende dieser Kalkkette mit steil isoklinaler Schichtserie fort (Mt. Coazza, Prof. 1). Damit sind aber die Baulinien, die unbedingt auf faltende Verbiegung der Kalkplatte hinweisen, nahezu schon vollständig angeführt. Hervorzuheben ist noch das regelmässige Gewölbe, das die Dolomite und Kalke über der Granitunterlage der Insel Tavolara beschreiben, auf welchen Bau schon 1857 DELLA MARMORA hingewiesen hat, indem er von dem „arco immenso attorno alla massa cristallina" Erwähnung tut (p. 178, trad. ital.) und ihm eine Beschreibung gibt, die ganz dem Bild einer nordostwärts absinkenden Antiklinale mit Granitkern entspricht, wenn auch in der Aufwölbung nach damaliger Auffassung die plutonische Wirkung der Granitintrusion gesehen wurde.

3. Die Bruchlinien. Längsstörungen sind wesentlich, Quersprünge dahingegen sind nicht erkennbar und können letztere in der Gegend von Dorgali–Orosei unter den Lavaergüssen vorausgesetzt werden. Längsstörungen bringen verschiedentlich die granitische Unterlage oder die kristallinen Schiefer in das Niveau der Kalkdecke (Rio Flumineddu, Mt. Alvo). Dadurch ist mit bezug auf die Kalkplatte tektonisch das Bild einer gehobenen kristallinen Scholle erzeugt. Bemerkenswert ist nun, dass öfters der Westflügel solcher Störungen, also die Kalkplatte, nächst denselben eine scharfe muldenförmige Aufbiegung aufweist (längs R. Flumineddu, Mt. Alvo und im S an der s'Azza Bianca; durch R. TEICHMÜLLER

gleichfalls deutlich wiedergegeben; Abb. 20). Die tektonische Erklärung ist nicht eindeutig. Es könnte sich um eine starke Schleppung längs der Längsstörung handeln. Andererseits aber denkt man auch an ein muldenförmiges Scharnier, das da gelegen ist, wo das steife Kalk-Granitmaterial dem Ostdruck nachgab, sich verbog, aber alsbald in Schollenstücke sich aufteilte; es formte sich so eine Art „pli cassant". Im Falle des Mt. Omene ging die Zusammenpressung des Muldenflügels dann soweit, dass eine kräftige Antiklinale aufgestaut wurde.

4. Alter der Störungen. Dasselbe ist durch dieNummulitenkalke gegeben, die als Einlagerung in eine grobklastische Ablagerung — oft grober Granitgrus — über und zwischen den angeführten Strukturen und Störungen sich vorfindet und gegen W zu wohl auf die Granitunterlage transgrediert (Orosei, R. Cedrino westlich Dorgali). Fossa-Mancini hat deren Lutétien-Alter bei Orosei festgelegt[1]) und neuerdings hat R. Teichmüller sehr richtig auf das als laramisch zu bezeichnende Alter der Störungen der Kalkplatte hingewiesen. Die Krustenbewegungen, die die Kalkplatte betrafen, sind also älter als die Sardinien aufteilende Bruchperiode. Da längs des Omene-Westflügels die sonst nahezu flachliegenden Tertiärsedimente in äusserst schmalem Streifen auch noch steilgestellt sind, ist noch auf eine schwache posthume, posteozäne Bewegung zu schliessen.

5. Der junge Vulkanismus, der um Dorgali und Orosei das Landschaftsbild beherrscht, zeigt keine primären Beziehungen zu den genannten Faltungen und Bruchverstellungen. Er ist als eine Folge isostatischer Kompensationen, bewirkt durch die letzten Senkungen im Raume der Tyrrhenis, zu betrachten. Das Querprofil von Dorgali und Orosei zeigt nicht, dass die noch sehr deutlich kennbaren Eruptionspunkte etwa auf den Längsstörungen lägen; vielmehr kommen dafür nicht sehr belangreiche, vom Golf von Orosei fiederförmig eingreifende, quere Schwächelinien in Betracht. Ausser den morphologischen Momenten weist auch die Vermengung der Basaltlava mit wohl diluvialer Gehängebreccie (am Cucuru Pirische bei Dorgali) das sehr junge Alter dieser Eruptionen an, die somit zu den tektonischen Fragen, die hier erwähnt sind, keine Beziehung haben.

6. Beziehungen zur Region der „Tacchi". Der allmähliche Übergang des Westrandes des Kalkgebirges der Ostküste in die Reste der mesozoischen Tafel des Landesinnern ist durch die breite Zone der quarzporphyrdurchsetzten Granite der Ogliastra

---

[1]) E. Fossa-Mancini, Il terciario dei dintorni di Orosei. Rend. R. Accad. Lincei, Cl. sc. fis. 33, 2, Rom 1924. Als Ergänzung zu den von Orosei bekannten Nummulitenvorkommen fand ich solche gleichfalls am Fusse der Westflanke des Mt. Omene (San Pantaleone), woselbst klastische Kalklinsen in Mergelsanden liegen, die aus grobem Kalk-Granitgrus resp. Konglomerat hervorgehen.

unterbrochen. Jenseits enthält die Gegend von Jerzu die horizontalgeschichteten Bergkronen der „Tacchi", die hier nicht mehr genau das gleiche Schichtprofil aufweisen wie es der „Kalkplatte von Orosei" zukommt; cavernöse, graue Dolomite machen die Hauptmächtigkeit aus; sie entsprechen den bedeutend weniger mächtigen Basalbildungen nordöstlich jenseits der Ogliastra und repräsentieren wohl den Dogger.

Aber auch in der weiteren Umgebung von Jerzu scheint noch eine weitgespannte flache Verbiegung vorzuliegen. Während in der „Tacchi"-Reihe auf der Westseite des R. Pardu der Ausstrich der Basalformationen (tonig-kohlige oder -konglomeratische Schichten, gefolgt von Kalken à la Mytilusdogger) in 660—780 m liegt[1]), erheben sich die gegenüberliegenden Bergrücken des Grundgebirges (teils Porphyre) zu 1214, 1270 und 1271 m (Mt. Armidda und Pta. Tricoli). Falls nicht grössere Vertikaldislokationen in der Talrichtung streichen, wofür ich aber keine sicheren Anhaltspunkte finden konnte[2]), ergäbe sich daraus eine weitgespannte Überwölbung des kristallinen Rückens durch die mesozoischen Deckschichten, da eine Anlagerungsdiskordanz bei der vorhandenen Kontinuität der Basalformationen nicht wahrscheinlich ist. Mit einer solchen Wölbung in Übereinstimmung ist auch der Umstand, dass nächst Cairo-Littoria (im Grat der Sra. Oroli) die Dolomite ausgeprägten Westfall (25—30°) aufweisen, somit dem in die anschliessende, flache Mulde überleitenden Westflügel einer solchen Aufwölbung der Ogliastra entsprächen. Ob nun eine solche weitgespannte Undulation den schwachen Bogen von Orosei im Westen bis hinauf in die nördliche Barbagia (Nuoro) folgt, kann bei der allgemeinen Oberflächenentwicklung des Grundgebirges resp. des Granits nicht ausgemacht werden.

Weiter nach W zu dehnt sich dann in starker Gleichartigkeit der sardische Schild, dem die teils bruchverstellten Toneri aufliegen.

7. Die Westküste Sardiniens zeigt aufs neue wieder eine schwache Faltung der jurassischen Deckschichten. Ohne auf diese Gegenden hier weiter einzutreten, sei diesbezüglich auf die Jura-Kreideprofile beiderseits des Golfo de Palmas verwiesen (Insel San Antiocho und Mt. Zari). Die mesozoische Deckschicht des Nurra-Randes (Nordwest-Sardinien) zeigt dahingegen äusserst geringwertige

---

[1]) Aneroidschätzungen: Mt. Porcu e Ludu ob Jerzu: 660 m, bei Ulassai: 740 m und bei Cairo-Littoria: 780 m.

[2]) Demgegenüber hebt S. VARDABASSO (3, Tav. VI) das Vorhandensein einer belangreichen „zona di frattura" längs des Pardu-Tales und seiner Fortsetzung hervor. Auch R. TEICHMÜLLER lässt südwärts gelegene Störungszonen (Rio di Quirra) in diese Gegend weiterstreichen (1, p. 56). Insoweit es sich um komplexe Störungszonen handelt, ist ihre weite Erstreckung plausibel; im besonderen aber sind die anomalen Kontakte an Zerreissungen zwischen dem Schiefermaterial und den massigeren Porphyroideinschaltungen gebunden, wie dies in der Tiefe des Pardu-Tales (Bacu Nieddu) der Fall sein dürfte.

faltige Verbiegungen (vgl. K. DENINGER's Angaben)[1]) und sind allein die Muschelkalk- und Doggerbänke unmittelbar südlich Alghero örtlich steiler gestellt, was vielleicht mit dem Vorhandensein einer liegenden, gipsführenden Trias in Zusammenhang zu bringen ist.

8. Beziehungen zu Korsika und dem alpinen Orogen. Da das verbindende Glied beider Inseln beiderseits der Strasse von Bonifacio durch die Granitintrusion gestellt wird, ist eine tektonische Verknüpfung schwierig. Bis in den Mündungsbereich des R. Fiumorbo treten auf Korsika alpin-penninische Strukturen bis hart an den Rand des dynamometamorph stark beeinflussten kristallinen Blocks heran. Autochthone oder parautochthone Formationen sind auf eine äusserst schmale Zone beschränkt und zeigen anscheinend Schuppenstruktur (Flyschkeile); penninisches Deckenland drängt also bis hart an das Autochthon heran[2]), streicht dann aber mit SSE-Richtung in das tyrrhenische Meer hinein. Völlig anders ist das tektonische Bild an der sardischen Ostküste, wo nach der ersten Berührung am Golf von Terranova die autochthonen Formationen weiter südlich in weitem Fächer über die kristalline Unterlage landeinwärts reichen und die hier namhaft gemachten Undulationen und bruchförmigen Verstellungen aufweisen.

Fragen wir nach stratigraphischer Parallele, so liegt es nahe, den sardischen Jura mit den „calcaires de Venaco" Korsikas zu vergleichen, marmorisierte Kalke, die durch STAUB und PARÉJAS[3]) gleichfalls am ehesten für jurassisch gehalten werden. Gleicherweise wie bei Orosei und westlich Dorgali (R. Cedrino) wird derselbe am Razzo bianco bei Venaco von klastischen Flyschgesteinen überdeckt, die dann in den Bergen westlich über genannter Ortschaft gleichfalls dem Granit aufliegend als Konglomerate grössere Bedeutung gewinnen. Die Parallele zwischen Korsika und Sardinien ist also diesbezüglich recht treffend und zeigt die Bedeutung voreozäner Bewegungen auf beiden Inseln.

In der Gegend der Fiumorbo-Mündung setzen im N die der alpinen Geosynklinale entstammenden Formationen für die Beobachtung aus und bleibt es reiner Hypothese anheimgestellt, über den weiteren Verlauf Anhaltspunkte zu gewinnen und so auch auf eine relative Nachbarschaft des alpinen Orogens zur sardischen Ostküste zu schliessen. R. STAUB und L. KOBER befürworteten stets die Kontinuität der penninischen Geosynklinale durch das tyrrhenische Meer nach dem westlichen Mittelmeer zu; andere Autoren zeigen sich

---

[1]) K. DENINGER, Die mesozoischen Formationen auf Sardinien. N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. XXIII, 1907.

[2]) Siehe: R. STAUB, Der Deckenbau Korsikas und sein Zusammenhang mit Alpen und Apennin. Vierteljahrsschrift der Naturf. Ges. Zürich, LXXIII, 1928, p. 328.

[3]) PARÉJAS, E., Observations géologiques en Corse: Le Razzo bianco près de Venaco. C. R. d. s. d. l. Soc. d. Phys. et d'Hist. nat. de Genève. Vol. 45, 1929.

skeptisch oder lehnen eine Fortsetzung des alpinen Orogens südwärts direkt ab wie neuerdings P. DE WIJKERSLOOTH[1]); auch VAN BEMMELEN postuliert nur eine „nordapenninische Undation" ohne direkten Anschluss an das westliche Mittelmeer[2]). Diesen Auffassungen gegenüber ist aber in Übereinstimmung mit STAUB und KOBER festzuhalten — und dies berührt näher die Einschätzung der Tektonik Ostsardiniens —, dass bei dem vorauszusetzenden Tiefgang der Faltung resp. Überfaltung im alpinen Orogen von einem völligen Aussetzen der alpinen Bauformen auf der Höhe von Sardinien nicht die Rede sein kann, wenn auch innerhalb des tyrrhenischen Raumes eine gewisse Erschlaffung, eine Virgation, des alpinen Orogens recht wahrscheinlich ist. Unter diesen Umständen ist es sehr wohl zulässig, in den hier besprochenen Bauformen Ostsardiniens einen letzten Ausklang alpiner Orogenfaltung zu sehen. Hier wurde das westliche Vorland, der labile Schelf, in den Bereich der tangential wirkenden E–W Kräfte gezogen, sie fanden ein wenig faltungsfähiges Gebilde; es bildeten sich weitgespannte Undulationen, die alsbald in Bruchbildung übergingen, komplexe Bruchformen folgten erst viel später nach und stehen in Verband mit der Einsenkung des tyrrhenischen Meeres. Eine NE streichende Vorwelle mit einem ihr eigenen Bautypus gliedert sich hier dem alpinen Orogen in der Ostflanke Sardiniens an; sie ist, vergleichbar nach relativer Lage, nicht nach Intensität der Faltung, die hier ja viel geringer ist, dem westalpinen Jura, dessen Analogon seinerzeit TORNQUIST auf der Westseite Sardiniens annahm[3]). In dem dargelegten Sinne mag also die eingangs gestellte Frage bejahend beantwortet sein.

Zitierte Neuerscheinungen (seit 1931) über Sardinien.

1. R. TEICHMÜLLER, Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien, enth. in: Beiträge zur Geologie des Tyrrhenisgebietes (R. Teichmüller und G. Selzer). Abh. d. Ges. d. Wissensch. z. Göttingen, Math.-phys. Kl. III, F. Heft 3. Berlin 1931.

2. S. VARDABASSO, Sulla giacitura e forma del nucleo granitico del masiccio sardo-corso. Rend. d. Seminario d. Fac. d. Scienze d. R. Università d. Cagliari, Vol. IV, 1933.

3. S. VARDABASSO, Visioni geomorfologiche della Sardegna. XII Congresso geografico ital. Cagliari, 1934.

---

[1]) P. DE WIJKERSLOOTH, Bau und Entwicklung des Apennins. Amsterdam 1934.

[2]) R. W. VAN BEMMELEN, Die Anwendung der Undationstheorie auf das alpine System in Europa. Proc. Kon. Akad. v. Wetensch. Amsterdam, Vol. XXXVI, Nr. 6, 1933.

[3]) A. TORNQUIST, Der Gebirgsbau Sardiniens und seine Beziehungen zu den jungen circummediterranen Faltenzügen. Sitzungsb. d. preuss. Akad. d. Wiss. 32—33, p. 685, Berlin 1903.

6. — HANS ANNAHEIM (Basel): **Quartäre Ablagerungen in der Umgebung Luganos.**

Siehe Seite 463.

7. — R. RUTSCH und J. HÜRZELER (Basel): **Das Alter der Molassezone von Jona - Rapperswil - Ufenau (Ob. Zürichsee).** Mit 1 Textfigur.

Die nördliche Grenzzone der subalpinen Molasse ist in ihrem Verlauf von Bayern bis zur Zentralschweiz tektonisch sehr einfach gebaut. Sie wird durch den bald steileren, bald flacheren Nordschenkel einer Antiklinale („Hauptantiklinale") gebildet, der nach Norden in die horizontal gelagerte oder doch nur sehr schwach gefaltete mittelländische Molasse übergeht. Auch in stratigraphischer Hinsicht ist diese Zone zwischen Rhein- und Reusstal einheitlich zusammengesetzt. Über einem mächtigen, limnischen Aquitankomplex folgt konkordant das überwiegend brackisch-marine Burdigalien und darüber das marine Helvétien. In den Gebieten der grossen Nagelfluhschuttfächer können Burdigalien und Helvétien seitlich in Süsswasserfacies übergehen. Den Abschluss der Serie bildet limnisches Tortonien in bedeutender Mächtigkeit.

Diese Schichtfolge ist in der „normalen" marinen Entwicklung des Burdigalien und Helvétien besonders aus der Gegend von St. Gallen und Luzern eingehend beschrieben worden, aber auch aus dem Gebiet des oberen Zürichsee seit langem bekannt.

Das Aquitan, das hier namentlich durch „granitische" Sandsteine („Bollinger Sandsteine") charakterisiert ist (vgl. Lit. 7), enthält am Unt. Buchberg Landschnecken, die es E. BAUMBERGER (Lit. 2) ermöglicht haben, das Alter dieses Schichtkomplexes mit Sicherheit zu bestimmen.

Die hangenden Plattensandsteine von Freienbach–Bäch–Wollerau sind durch die von H. G. STEHLIN (Lit. 15) untersuchten Säugetierfunde als Burdigalien festgelegt.

Die Fauna der „Bächersandsteine" setzt sich nach den Bestimmungen von ARNOLD ESCHER VON DER LINTH (Lit. 4 und 6), O. HERBORDT (Lit. 9), M. LERICHE (Lit. 11) und H. G. STEHLIN (Lit. 15) wie folgt zusammen:

Plantae:	„*Palmacites*", Holzreste, Kohleschmitzen.	*Mactra* sp. ind.
		Pinna sp. ind.
Foraminifera:	*Rotalia* sp. ind.	*Perna* sp. ind.
Pelecypoda[1]*:*	*Cardium* sp. ind.	*Pecten* sp. ind.
	„*Venus*" sp. ind.	*Anomia* sp. ind.

[1]) Die spezifischen Bestimmungen von ESCHER und HERBORDT sind revisionsbedürftig, weshalb hier nur die Genera zitiert sind.

Die Verfasser fanden im Steinbruch CUSTER bei Bäch ausserdem Exemplare von *Meretrix(?)* und *Meleagrina*.

Gastropoda:	„*Trochus*" sp. ind.
Crustacea:	„*Balanus holgeri* GEIN."
Pisces:	*Aetobatis arcuatus* AG.
	Odontaspis acutissima AG.
	„ *cuspidata* AG.
	Carcharias (Aprionodon) stellatus PROBST
	„ *(Hypoprion)* sp.
Mammalia:	*Palaeomeryx* cf. *garsonnini* MAYET
	Ruminantia indet.
	Rhinoceros spec. div. majores.

Die Sandsteine von Bäch, die dem Alter und der Facies nach das Äquivalent der „Luzernerschichten" und der „Plattensandsteine" St. Gallens bilden, fallen mit ca. 30°/340 NNW. Sie streichen demnach im Gebiet östlich des Zürichsees in die Hügelregion von Erlen-Eggwald. In dieser östlichen Fortsetzung sind — soviel uns bekannt ist — bis jetzt keine Fossilien gefunden worden (vgl. Lit. 1).

Während die bis dahin besprochene Schichtserie paläontologisch eindeutig datiert ist, steht das Alter der Schichten im unmittelbaren Hangenden des Bächersandsteinzuges, d. h. die Zone von Jona-Rapperswil-Lützelau-Ufenau, noch zur Diskussion. Die ersten genaueren Angaben über diese Zone stammen von ARNOLD ESCHER (Lit. 4, 5, 6), der im Kirchhügel von Jona eine „Mergellage mit *Turritella, Corbula* usw." entdeckte[1]). GUTZWILLER (Lit. 7) hat diese Daten später noch vervollständigt. Danach fand ESCHER im Fundament des Hauses des Herrn Kantonsrat HÖFLIGER eine Menge Schnecken und eine kleine Austernschale[2]). GUTZWILLER fügt bei, dass auf der Ufenau und Lützelau plattenförmiger Sandstein anstehe, „der ganz marines Aussehen hat". Auf Grund dieser Fossilfunde ist die Zone von Jona-Rapperswil-Ufenau allgemein in die „Obere Meeresmolasse" gestellt worden (Lit. 16, 10, 9, 1, 14).

In dem soeben erschienenen Blatt 226—229 des Geolog. Atlas der Schweiz, 1 : 25000 (Lit. 17), aufgenommen von TH. ZINGG, wird dagegen die Molasse von Jona-Rapperswil, von der Lützelau und der Ufenau ins Tortonien gestellt. ZINGG erwähnt zwar in den „Erläuterungen" zur Karte, offenbar nach den oben zitierten Angaben GUTZWILLER's, dass bei Jona „eine Menge von Schnecken und ausserdem eine kleine Austernschale" gefunden worden seien. Er verweist auf die Ähnlichkeit der Gesteine dieser Zone mit denen von Bäch

---

[1]) ESCHER fasst den Hügel von Jona als streichende Fortsetzung der Sandsteine von Bäch auf. Nach unseren Messungen liegt er stratigraphisch bereits etwas höher.

[2]) Es ist uns nicht gelungen, diese Angaben in den Veröffentlichungen ESCHERS ausfindig zu machen. Offenbar zitiert GUTZWILLER aus dem schriftlichen Nachlass ESCHERS.

und führt auch aus, dass in Anlehnung an die Aufnahmen von A. LUDWIG die Grenze zwischen Tortonien und mariner Molasse ins Tägernauer-Tälchen (NE Jona) zu liegen käme. Trotz dieser Hinweise stellt ZINGG mangels neuer Fossilfunde die Molassezone von Jona-Ufenau ins Tortonien, da eine Abgrenzung nach ihm rein hypothetisch wäre.

Der Widerspruch dieser Darstellung mit den Angaben ESCHERS veranlasste uns, das Gebiet erneut zu begehen. Dabei gelang es, sowohl auf der Insel Ufenau wie im Kirchhügel von Jona, marine Fossilien aufzufinden.

Die Fossilfundstelle der Ufenau befindet sich am Ufer der Westseite der Insel[1]). Die hier anstehenden Sandsteine fallen mit 20°/340 bis 345 NNW. Darin eingeschaltet sind mindestens 4, bis 20 cm mächtige Bänke eines grobkörnigen Kalksandsteins mit viel Quarz und Glimmer, kleinen Geröllchen und Schmitzen blaugrauer, toniger, pyritführender Mergel, der mit Fossilien völlig erfüllt ist. Es fanden sich:

Pelecypoda:
- *Glycymeris* sp. ind. (*Glycymeris* DA COSTA 1778 = *Pectunculus* LAMARCK 1799)
- *Arca* sp. ind. a
- *Arca* sp. ind. b
- *Cardium (Trachycardium)* cf. *multicostatum* BROCCHI
- *Tapes ?* sp. ind.
- *Pholas desmoulinsi* BEN. ?
- *Pecten* sp. ind.
- *Ostrea* sp. ind.

Gastropoda:
- *Calliostoma* sp. ind.
- *Turritella (Haustator)* cf. *doublieri* MATH.

Pisces:
- *Odontaspis acutissima* AG.

Die Fossilien sind in dem relativ grobkörnigen Sediment schlecht erhalten, tektonisch sehr stark deformiert und daher entsprechend schwer bestimmbar. Bei längerem Aufsammeln liesse sich die Liste wohl noch vermehren.

Im Kirchhügel von Jona wurden zur Zeit unseres Besuches Grabarbeiten zur Vergrösserung der Kirche ausgeführt. Dabei kam ein stark sandiger, glimmerreicher, grauer Mergel zu Tage, in welchem Fossilien ebenfalls ziemlich häufig sind.

Es konnten bestimmt werden:

Bryozoa:
- Nicht näher bestimmbare Überzüge auf Muscheln.

Pelecypoda:
- *Arca* sp. ind.
- *Cardium ?* sp. ind.
- *Pecten* sp. ind.

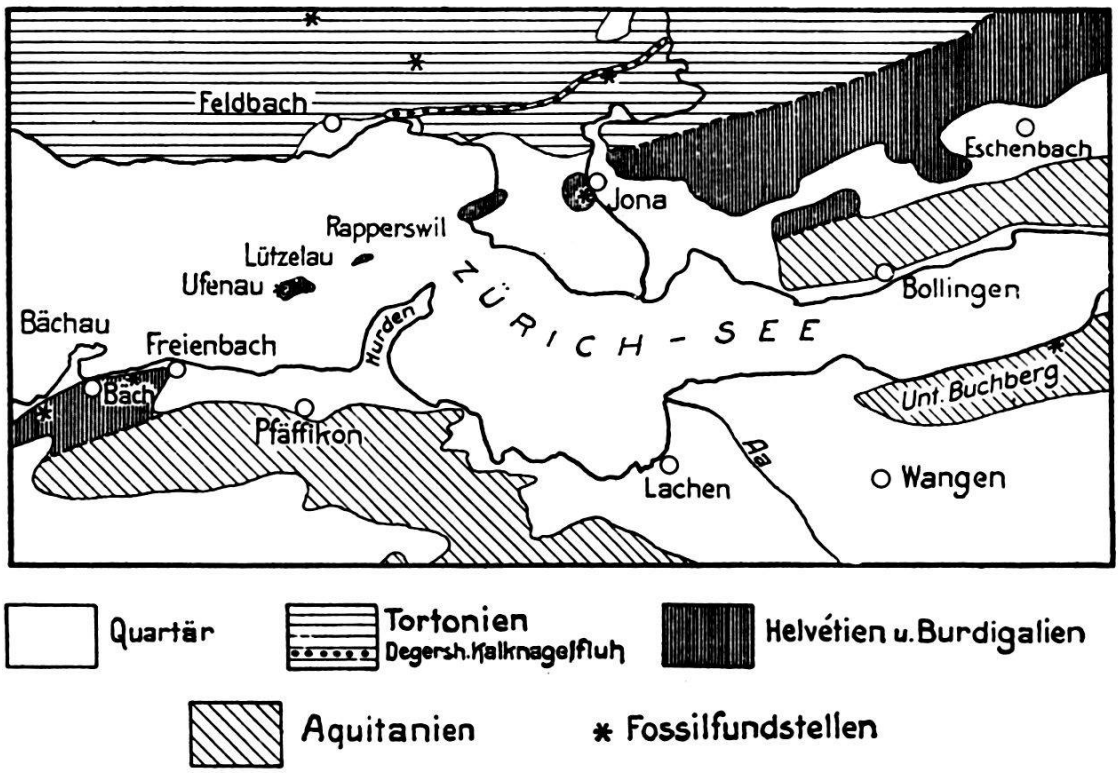
Scaphopoda:
- *Dentalium* sp. ind.

Gastropoda:
- *Natica* sp. ind.
- *Ficus* sp. ind. (= *Ficus* ROEDING, 1798).

---

[1]) Topogr. Atlas der Schweiz, Blatt 229 (Rapperswil), 101 mm vom Westrand, 15 mm vom Südrand der Karte.

Sowohl die Fauna von der Ufenau wie diejenige von Jona sind normal marin. Die Molassezone von Jona-Rapperswil-Ufenau gehört daher zur „Oberen Meeresmolasse".[1])



Figur 1: Geolog. Kartenskizze der Molasse im Gebiet des Ob. Zürichsees
Masstab: 1 : 150.000.

Für einen einwandfreien paläontologischen Entscheid, ob die Schichten der Ufenau und von Jona ins Burdigalien oder Helvétien zu stellen sind, genügen die vorliegenden Funde nicht. Es handelt sich jedoch ausnahmslos um Formen, die in der schweizerischen subalpinen Molasse im Helvétien vorkommen, wogegen 2 (*Turritella* cf. *doublieri*, sowie die Gattung *Ficus*) aus dem subalpinen Burdigalien nicht bekannt sind. Da auch der facielle Habitus der Fauna und ihre stratigraphische Stellung über den Plattensandsteinen von Bäch eher für eine Parallelisation mit den Belpberg- und St. Gallerschichten sprechen, darf die Molassezone von Jona-Rapperswil-Ufenau mit ziemlicher Sicherheit ins Helvétien gestellt werden. Erst im Hangenden dieser Schichten folgt die obere Süsswassermolasse, aus welcher HERBORDT (Lit. 9) und ZINGG (Lit. 17) Land- und Süsswasserfossilien nachgewiesen haben.

---

[1]) Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. M. REICHEL (Basel) sind marine Fossilien von ihm auch am Schlossberg in Rapperswil beobachtet worden.

Zum Schlusse möchten wir noch eine weitere Ergänzung zur Darstellung ZINGG's beifügen. Nach den interessanten Angaben von P. O. RINGHOLZ (Lit. 12) waren die Inseln Ufenau und Lützelau früher bedeutend grösser. Durch einen seit dem 16. Jahrhundert nachweisbaren, bis unter Seeniveau reichenden Abbau der harten marinen Molassesandsteine an der Nord- und Westseite der Inseln wurden diese nach und nach auf den heutigen Umfang reduziert. Die auf dem geologischen Atlasblatt westlich der beiden Inseln angegebenen Untiefen sind wohl auf diesen Steinbruchbetrieb zurückzuführen.

Literatur.

1. BAUMBERGER, E.: Die diluvialen Schieferkohlen von Eschenbach (Kt. St. Gallen). Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie **8**. Bern 1923.

2. BAUMBERGER, E.: Über eine aquitane Molluskenfaunå vom Untern Buchberg (Ob. Zürichsee). Eclogae geol. Helv. **20** (p. 316) 1927.

3. BISCHOFF, H.: (Polypier fossile dans le Nagelfluh, aux environs de Rapperschwyl). Bull. des séances, Soc. Vaudoise Sci. Nat. **4** (p. 178), 1856.

4. ESCHER V. D. LINTH, A.: Bemerkungen über das Molassegebilde der östlichen Schweiz. Mitt. Natf. Ges. Zürich **1** (p. 97) 1849.

5. ESCHER V. D. LINTH, A.: Über die Bildungsweise der Landzunge von Hurden im Zürichsee. Mitt. Natf. Ges. Zürich **2** (p. 506) 1852.

6. ESCHER V. D. LINTH, A.: Übersicht der Geologie des Kantons Zürich. Neujahrsblatt Natf. Ges. Zürich, 1862.

7. GUTZWILLER, A.: Molasse und jüngere Ablagerungen enthalten auf Blatt IX des eidgenössischen Atlas. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz **14**. Bern 1877.

8. HEER, O.: Die Urwelt der Schweiz. Zürich 1879.

9. HERBORDT, O.: Geologische Aufnahme der Umgegend von Rapperswil-Pfäffikon am Zürichsee. Zürich 1907.

10. KAUFMANN, F. J.: Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. Neue Denkschrift. d. allg. schweiz. Ges. f. d. ges. Natw. **17**, 1860.

11. LERICHE, M.: Les Poissons de la Molasse suisse. Mém. Soc. Pal. Suisse **46** und **47**. Genf 1927.

12. RINGHOLZ, P. OD.: Geschichte der Insel Ufenau. Einsiedeln 1908.

13. ROLLIER, L.: Revision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes en général et de la Molasse subalpine suisse en particulier. Nouveaux Mém. d. l. Soc. helvétique d. sc. nat. **46**, 1911.

14. RUTSCH, R.: Die Gastropoden des subalpinen Helvétien der Schweiz und des Vorarlbergs. Abhandl. Schweiz. palaeont. Ges., Bd. **49**, 1929.

15. STEHLIN, H. G.: Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. Verh. Natf. Ges. Basel **25**, (p. 179), 1914.

16. STUDER, B.: Geologie der Schweiz, II. Band. Bern und Zürich 1853.

17. ZINGG, TH.: Geologischer Atlas der Schweiz, 1 : 25,000, Atlasblatt 226—229, Mönchaltorf – Hinwil – Wädenswil – Rapperswil. Mit Erläuterungen. Bern 1934.

8. — L. BENDEL (Luzern): **Ergebnisse meiner geologischen Neuaufnahmen von Luzern in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht und ihre technische Auswertung.**

Kein Manuskript eingegangen.

9. — F. NUSSBAUM (Zollikofen b. Bern): **Ältere und jüngere Diluvialschotter bei Bern.** Mit 1 Tafel (X) und 2 Textfiguren.

Einführung.

In der nähern und weitern Umgebung der Stadt Bern kommen ältere und jüngere diluviale Schotter vor, die zur Hauptsache schon in der Literatur bekannt und sowohl von A. BALTZER wie auch von ED. GERBER kartiert worden sind (vgl. das Literatur- und Karten-Verzeichnis). Verschiedene Schottervorkommnisse, die ausserhalb der von diesen Autoren aufgenommenen Kartengebiete liegen, finden sich auf der vom Verfasser erstellten, geologisch bearbeiteten Exkursionskarte der Umgebung von Bern, die in der 1927 erschienenen 2. Auflage im Westen bis zu der Linie Aarberg–Plaffeien reicht. Ferner sind ältere Schotter des Forstplateaus in den Erläuterungen zu der 1. Auflage dieser Exkursionskarte kurz aufgeführt worden (Lit. 12). Kürzlich ausgeführte, wiederholte Begehungen jener Gebiete haben zu neuen Schlussfolgerungen geführt, die hier kurz erörtert werden sollen.

Fast durchwegs handelt es sich um fluvioglaziale Bildungen, die nach Zusammensetzung und Lageverhältnissen zur Hauptsache den Ablagerungen der Schmelzwasser des Aaregletschers zugeschrieben werden müssen; sie lassen sich auf mehrere Eiszeiten zurückführen, und zwar können wir hierbei verschiedene Bildungen, vom jüngeren Deckenschotter weg bis zu jungglazialen Absätzen der Rückzugsphasen der Würm-Eiszeit unterscheiden. Schotter der Rhoneglet-scherschmelzwasser stammen meist aus der letzten Eiszeit, bzw. aus deren Rückzugsphasen.

Unter Hinweis auf die früheren Erörterungen über Herkunft und Alter dieser verschiedenen Schottervorkommnisse können wir zunächst zwei Hauptgruppen dieser Schotter unterscheiden, nämlich ältere und jüngere Diluvialschotter.

I. Ältere Diluvialschotter.

Als solche möchten wir jene ausgedehnten Schotterablagerungen der weiteren Umgebung von Bern bezeichnen, die sich unter Moränen der letzten Eiszeit vorfinden, die demnach zum mindesten älter als diese sind; im Gegensatz zu den fluvioglazialen Bildungen der Würm-Eiszeit sind sie meist ziemlich stark verkittet und bieten deshalb an Steilhängen öfters das Bild der unregelmässig in Bänken

vorspringenden löcherigen Nagelfluh. Auffallenderweise setzen sich diese Schotter ausschliesslich aus Aaregesteinen zusammen, selbst diejenigen, die sich nordwestlich und nördlich von Bern, ausserhalb der Aaregletscherablagerungen, im Bereiche des Rhonegletschers befinden, so namentlich die Schotter des Forstplateaus der Umgebung von Herrenschwanden, des Frienisberger und des Rapperswiler Plateaus usw. Im Gegensatz zu B. AEBERHARDT hat der Verfasser von jeher an der Auffassung von der fluvioglazialen Entstehung jener zwar interglazial gestellten Schotter festgehalten, weil sich in ihnen erratische Geschiebe und öfters kantige erratische Blöcke vorfinden, die einen reinen Flusstransport ausschliessen (Lit. 4).

Immerhin steht die stratigraphische Stellung all jener Schotter, die sich in verschiedenen Höhenlagen von 0 bis 200 m über der rezenten Talsohle, befinden, nicht fest, so dass wir unsere Erörterung mit jenen Schotterbildungen beginnen wollen, die sich wohl am besten in die Chronologie des Eiszeitalters einreihen lassen, mit den Aaretalschottern; erst nach deren Besprechung gelangen wir zu den sog. „Plateauschottern".

1. *Die Aaretalschotter.* Darunter verstehen wir insbesondere jene Ablagerungen, die wir im eigentlichen Aaretal an dessen beidseitigen Abhängen, wenn auch in ungleichmässiger Verteilung, vorfinden; wir denken uns hierbei das Aaretal in der Ausdehnung vom Thunersee weg bis in die Gegend von Aarberg. Dabei zeigen sich nach der Lagerung und Beschaffenheit der Schotter Unterschiede zwischen solchen im Tal oberhalb Bern und solchen des unteren Talabschnittes.

a) Die oberen Aaretalschotter. Diese sind vom Verfasser (Lit. 6) und von ED. GERBER (Lit. 7) näher beschrieben worden. Sie lassen sich im allgemeinen in Verbindung bringen mit den Deltaschottern von Strättligen, die man seit B. STUDER kennt und die von E. ZOLLINGER (Lit. 16), vom Verfasser (Lit. 10) und von P. BECK (Lit. 14) eingehender erörtert worden sind. Im besonderen sind wohl zwei verschiedenaltrige Schotter-Komplexe zu unterscheiden, da sich zwischen die liegenden schiefen und die hangenden wagrechten Schotter im Glütschtal ein Schieferkohlenlager einschiebt, dem P. BECK interglaziales Alter beimisst (Lit. 22). Die Deltaschotter an der Kander sind von der sog. Hahnimoräne unterteuft, die einen Gletscherrückzug der Risseiszeit verrät; P. BECK stellt diese Moräne in die Hochterrasseneiszeit.

Die von ED. GERBER verfasste Schilderung der rechtsufrigen älteren Schottervorkommnisse des Aaretales entspricht durchaus unsern Beobachtungen; dabei ist wesentlich die Erkenntnis, dass es sich hier zur Hauptsache um fluvioglaziale und nicht, wie früher B. AEBERHARDT behauptet hat, um interglaziale fluviatile Ablagerungen handelt, indem an mehreren Stellen der Übergang von Schotter in geschotterte Moräne mit gekritzten Geschieben festgestellt wurde.

Hier kann der Darstellung GERBER's noch beigefügt werden, dass ähnliche, zum Teil verfestigte Schotter östlich Nieder-Wichtrach bis 610 m Meereshöhe erreichen (so bei Gauchheit) und dass auf der linken Talseite bei Thalgut und Kirchdorf die Mächtigkeit dieser Schotter eine recht bedeutende ist, indem die glazial überschliffene Oberfläche der Schotter östlich vom Gerzensee bis auf 636 m ‚Hintere Zelg' hinaufgeht. Der frische Zustand der Gerölle und der einzelnen Schichten erlaubt nicht, diese Ablagerungen älter als risseiszeitlich anzunehmen; dabei muss man sich bewusst sein, dass sie in das Ende der Riss-Eiszeit zu stellen sind, als der damalige Aaregletscher sich schon bis in die Gegend von Thun zurückgezogen hatte. Auch ED. GERBER vertritt diese Auffassung in der Altersfrage; jener Zeit dürfte nun auch der in der Literatur mehrfach erwähnte sog. „interglaziale" Thunersee von 600—620 m Meereshöhe angehören, der durch die Deltaschichten an der Kander bei Strättligen und auch anderswo nachgewiesen ist (vgl. Lit. 16). Deltastruktur tritt nämlich unterhalb Strättligen noch bei Uttigen sowie in der Gegend von Belp und beim Dählhölzli auf; dazu kommen noch die von GERBER (Lit. 13) beschriebenen Seeletten, die von jenen Schottern überlagert werden. Daraus geht hervor, dass der See sich ehemals bis in die Nähe des heutigen Bern ausgedehnt hat, was nur durch die Annahme einer mächtigen, bis 600 m Meereshöhe reichenden Schwelle möglich gewesen ist. Somit fallen die von ED. GERBER aufgeführten Ursachen der Stauung des ehemaligen Thunersees dahin, da er diese in Vorgängen erblickte, die sich oberhalb Bern abgespielt haben sollten (Lit. 7). Wir haben uns deshalb noch mit der Frage der Bildung jener rätselhaften Schwelle zu beschäftigen; vorerst wenden wir uns noch den unterhalb Bern im Aaretal gelegenen Schottern zu.

b) Die unteren Aaretalschotter liegen, im Gegensatz zu den soeben betrachteten, fast überall auf einem Molassesockel, der 15—20 m über den heutigen Flussspiegel aufragt; sie besitzen stellenweise eine bedeutende Mächtigkeit, so namentlich an der durch A. BALTZER bekannten sog. „Karlsruhe", wo sie 75 m und bei Reichenbach, wo sie 40 m beträgt; ausser an diesen Orten kommt der meist zu löcheriger Nagelfluh verkittete Schotter noch vor: im Wylerhölzli nördlich Bern, bei Worblaufen an der Bahnlinie, auf der Engehalbinsel im Bremgartenwald, oberhalb der Neubrücke und im Gschuntenhubel (P. 573) bzw. im Drackaugraben, weiter aareabwärts bei Wohlen, bei Leubach–Schür, Thalmatten (510 m) südlich Frieswil und im Grossholz südlich Golaten in 490 m vor. An den drei letztgenannten Orten sowie bei Reichenbach werden die Schotter von Rhonemoräne überlagert, während die übrigen Schottervorkommnisse ganz oder teilweise von Aaremoräne bedeckt sind. Die Lagerungsverhältnisse sind bei allen ähnliche, ebenso die Zusammensetzung der Schotter. Von BALTZER und GERBER werden die Karlsruheschotter als älter als die letzte Eiszeit angesehen, wofür die hangende

Moräne spricht; es besteht kein Grund dafür, nicht auch die übrigen oben genannten Schottervorkommnisse als gleichaltrig wie die Karlsruheschotter anzusehen und sie als Fluvioglazial der Riss-Eiszeit zu betrachten. Der von ihnen bedeckte Molassesockel zeigt ein gegen Westen gerichtetes Oberflächengefälle von 1,4‰ (515 m im Wylerholz auf 490 m im Grossholz, Differenz von 25 m auf eine Länge von 18 km). Demnach ist dieser Sockel als ehemaliger Talboden der früher wie heute gegen W fliessenden Aare zu betrachten. Nun ist aber von GERBER und ARBENZ darauf hingewiesen worden, dass ein in der Riss-Würm-Interglazialzeit bis auf die heutige Talsohle von der Aare ausgewaschenes, von Würm-Eiszeitschutt verdecktes Tal vom Marzili weg in nordwestlicher Richtung unter dem Bremgartenwald durch verlaufe und bei Hasli in das heutige Tal einmünde (Lit. 13 und 19). Demnach dürfte das von der Engehalbinsel an westwärts gerichtete, ca. 15 m höhere Tal älter ein; es müsste sich vor der Riss-Eiszeit gebildet haben. War dies der Fall, so können die die auf dem Molassesockel abgesetzten Schotter sehr wohl als Vorstosschotter der Riss-Eiszeit des Aaregletschers angesehen werden, wenn man sie nicht einer noch früheren Eiszeit, nämlich der Hochterrassen-Eiszeit zuschreiben will; hiefür ist jedoch kein zwingender Grund vorhanden. Dagegen geben uns weitere bei Bern und Umgebung vorkommende Schotter, sowie erneute Bohrungen Anhaltspunkte, eine sog. Hochterrassen-Eiszeit im Sinne F. MÜHLBERG's anzunehmen. Aus den verschiedenen von BALTZER, ED. GERBER und P. ARBENZ beschriebenen Bohrungen ist nämlich zu entnehmen, dass noch ein weiterer verschütteter Aarelauf von bedeutender Tiefe vorhanden sei, der wohl älter sein dürfte als die beiden oben genannten. Dieser Lauf, der um 50 bis 76 m unter die Sohle des heutigen Aaretales eingeschnitten sei, habe sich vom Marzili weg in nördlicher Richtung quer durch den Stadtboden gegen Worblaufen–Zollikofen gegen Moosseedorf hin gezogen (Lit. 13). Für diese nicht unbegründete Annahme spricht ferner der Umstand, dass sich bei Zollikofen eine breite, zwischen Grauholzberg und Frienisberg–Schüpberg Plateau gelegene Einsattelung in 565 m Meereshöhe befindet, die lediglich aus mächtigem Diluvialschutt, Moränen, Schottern, Sanden, Tonlagern, gebildet wird und wo auf grössere Ausdehnung hin der anstehende Molassefels fehlt. In der nördlichen Fortsetzung der Einsattelung von Zollikofen lassen sich Aareschotter teils bei Hindelbank, teils bei Schüpfen nachweisen (Lit. 4).

Dagegen tritt in der westlichen Umgebung von Zollikofen, ferner bei Bern und im Aaretal die Molasse an mehreren Stellen stets bis zu einem bestimmten Niveau, im Aaretal insbesondere in Form von gleichsinnig nordwärts fallenden Terrassen in 70—80 m Höhe über der rezenten Talsohle auf, sodass hier auf einen alten, breiten Talboden geschlossen werden muss, um so mehr als das dadurch erhaltene Niveau glatt über die schwach schief gestellten, bei Bern süd-

östlich einfallenden Schichten der marinen und der unteren Süsswassermolasse hinweggeht. Dieser in der Richtung gegen Norden hin, namentlich wo er in den Bereich der unteren Süsswassermolasse eintritt, an Breite zunehmende Talboden weist bei Bern eine Meereshöhe von ca. 570—580 m (Enge), bei Münchenbuchsee eine solche von 550—560 m auf; er ist 1921 vom Verfasser als Mindeltalboden angesehen worden (Lit. 10). Dem Niveau dieses Talbodens ordnet sich auch das Rapperswiler Plateau ein; ferner haben wir entsprechende breite Abtragungsflächen in 580 m bei Herrenschwand, in 630 m westlich Uetligen und in 590—600 m im Forstplateau. Auf diesen gegen Osten hin geneigten Abtragungsflächen stossen wir nun auf die Plateauschotter.

2. *Die Plateauschotter.* Dieselben finden sich bald deckenförmig ausgebreitet, in ansehnlicher Ausdehnung, bald wieder nur als vereinzelte, offenbar durch Erosion reduzierte Vorkommnisse als Reste früher grösserer Massen. Das erstere ist namentlich im Forstplateau, bei Herrenschwanden und auf dem Rapperswiler Plateau der Fall; das letztere trifft zu bei Schottern in höheren Lagen, namentlich auf dem Frienisberg Plateau. Es empfiehlt sich daher, die tieferen, ausgedehnteren von den höheren, vereinzelten Vorkommnissen zu trennen, d. h. sie nacheinander zu betrachten.

a) Schotter des Forstplateaus. Bemerkenswert ist zunächst ihre deckenförmige Ausdehnung; lassen sie sich doch zwischen Bümpliz und Bramberg auf eine Länge von 10 km bei einer durchschnittlichen Breite von 3—4 km in der fast gleichbleibenden Meereshöhe von 600—620 m feststellen. Sie bilden hier über einer welligen Oberfläche der Molasse, einer dem Mindeltalboden entsprechenden Abtragungsfläche, den Sockel einer typischen Drumlinlandschaft, die durch den sich von SW heranbewegenden diluvialen Rhonegletscher geformt worden ist. Auf das Vorkommen dieser Drumlin ist bereits hingewiesen worden (Lit. 20); sie werden hier erstmals näher beschrieben. Es lassen sich in diesem Gebiet auf ungefähr 50 km² Fläche 54 ovalförmige, auf der topographischen Karte 1:25,000 durch geschlossene Isohypsen angegebene Hügel, zwischen denen einige Torfmoore liegen, feststellen, sodass sich uns bei entsprechender Farbengebung und Hervorhebung der Formen auf der Karte das Bild einer diese Landschaftsformen kennzeichnenden dichten Scharung ergibt. Solche Drumlin sind beispielsweise auf dem Top. Atl. Bl. 318 Laupen in der Umgebung von Bramberg in grösserer Zahl eingezeichnet, so die flachen Erhebungen: Feldhubel P. 633, Brugholz P. 647, Bramberg P. 636, Vord. Widenholz P. 627, Hint. Widenholz P. 621, Sürihubel P. 622, Boden bei Spengelried, Berg P. 628 bei Rosshäusern, die Hügel P. 631, 640, 634, 623, 632 im westlichen Forstwald; im südwestlichen Waldgebiet finden wir die Drumlin P. 647 nördlich von Hadersmösli, östlich davon die P. 654, 653 und 652, bei Neuriedern P. 664, Landstuhl P. 657, Schoren P. 677 und

P. 671, nördlich der Landgarben die P. 654, 655, 633 und 651; nun dehnt sich in der Mitte des Forstes das Heiternmoss auf 750 m Länge aus, rings umgeben von Drumlin, so im W von P. 623 Heitern, im NW P. 640, im NO die Hügel P. 632 und 631; im nördlichen Bodenwegbezirk folgen die Hügel 631 und 634; nach O hin finden wir im Thumholz die Hügel P. 662, 666, 660 und bei Holzacker, bei Nied. Wangenhubel P. 662, östlich Matzenried, den „Hubel" P. 644 und bei Ober-Bottigen den flachen Hügel P. 619 (vgl. Taf. X).

Auf Top. Atl. Bl. 319 Bern sind westlich Bümpliz die Hügel P. 681, 602 und 605 (Rehhagwald) ferner P. 592 bei Nied. Bottigen in geschlossenen Kurven angegeben.

In dieser Drumlinlandschaft finden sich ungefähr ein Dutzend Kiesgruben, in denen überall unter geringer Moränenbedeckung vorkommender, meist wagrecht geschichter, aus Aaregeröllen bestehender Schotter ausgebeutet wird; dabei lässt sich feststellen, dass diese Schotter meist in den oberen Lagen verkittet, unten locker sind, bzw. dass die Verkittung zu löcheriger Nagelfluh überhaupt nur eine teilweise ist; an einigen Orten ist die Verkittung dagegen vorherrschend so stark, dass die Ausbeutung aufgegeben werden musste. Die hangende Rhonegletscher-Grundmoräne ist fast überall von sehr geringer Mächtigkeit, in der Regel von nur 1—2 m, während die liegenden Aareschotter entsprechend eine bedeutend grössere Mächtigkeit besitzen; insbesondere ist dies in den Kiesgruben von Ober- und Nieder-Wangen sichtbar geworden, wo der Schotter ungefähr in 600 m Meereshöhe der Molasse auflagert; gleiches gilt auch von den älteren Aareschottern, die an den östlichen Abhängen des Wangentales, beim Wangenbrüggli, im Könizbergwald und bei Wolfsgalgen östlich Ober-Wangen, erschlossen sind. Es geht daraus hervor, dass hier vor Ablagerung der Aareschotter schon eine breite bis 600 m hinabreichende, von SW gegen NO hin gerichtete Talung vorhanden gewesen sein muss; denn östlich Thörishaus steigt der Molassefels an mehreren Stellen (Halen, Reinharden) erst auf 650 m, dann bald am Bursthubel auf 740 m hinauf; ebenso finden wir die Molasse im nordwestlichen Teil des Forstplateaus bei Maus und Allenlüften in 630—650 m und bei der Oberen Ledi in 710 m. Der westöstlich gerichtete Molasse-Hügelzug Maus–Allenlüften–Ledi Hegidorn–Frauenkappelen–Riedernhubel scheint die nördliche Begrenzung einer breiten Talung zu bilden, die von den erwähnten Schottern und Moränen überlagert wurde und die heute vom „Forst" bedeckt ist; ihr folgt, hart dem Fusse des Hügelzuges entlang ziehend, der Gäbelbach, der einen grösseren Teil des Forstes entwässert; der südöstliche Teil dieses Gebietes sendet seine Quellwasser nach dem Wangental hin, das ohne Zweifel einen alten Senselauf darstellt und darum 40—50 m in die Schotter- und Moränenplatte des Forstes eingeschnitten ist; es wird heute vom sog. Stadtbach durchzogen, der sodann das frühere Dorf Bümpliz, das nun zur westlichen Vorstadt

Bern geworden ist, durchfliesst; weiter ostwärts hat er sich, zufolge der früheren, tieferen Erosionsbasis (Aare) in das Niederterrassenfeld und die Endmoräne von Bern eingeschnitten.

Das genannte Wangental, das sich von Thörishaus gegen Bümpliz hinzieht, wird uns später bei der näheren Erörterung der jüngeren Diluvialschotter nochmals beschäftigen. Erwähnt sei hier noch, dass auf dem östlich Thörishaus sich erhebenden Bursthubel in 720 m Höhe verkitteter Riss-Schotter des Rhonegletschers vorkommt, der von R. Rutsch als interglaziale Ablagerung angesehen worden ist (Lit. 23); im benachbarten Scherlibachtal liegt ferner ein risseiszeitlicher Rinnenschotter (s. Lit. Karten 2 u. 4).

Während in dem betrachteten Forstgebiet die liegenden Aareschotter an den meisten Orten in 600—630 m, an vereinzelten in 640—650 m Meereshöhe vorkommen und einen frischen Habitus, wenig verwitterte Gerölle, zeigen, finden wir bei Hegidorn auf dem flachen erwähnten Molasserücken in 650 m (s. Salzweid) einen stark verfestigten Schotter, der Merkmale höheren Alters aufweist. Allein bevor wir uns abschliessend über die Altersfrage der Forst-Schotter äussern wollen, haben wir noch die ähnlich gelagerten Schotter jenseits der Aare bei Herrenschwanden, Ortschwaben, Murzelen und am Frienisberg zu betrachten.

b) Schotter des Herrenschwanden-Ortschwaben Plateaus.

In dieser Gegend liegen die Verhältnisse durchaus ähnlich wie im Forstplateau: Eine aus Aaregeröllen gebildete, einem welligen Molasseplateau in 580—600 m aufgesetzte Schotterplatte ist durch den vorrückenden Rhonegletscher zu einer Drumlinlandschaft umgeformt worden, wie sich solche auch in nordöstlicher Richtung gegen Kirchlindach-Münchenbuchsee gegen W über Uettligen hinaus ausdehnt (siehe Taf. X). Zwischen den von Grundmoräne überzogenen Drumlins liegen mehrere kleinere Torfmoore, die in Gerbers Exkursionskarte verzeichnet worden sind (Karte 3). Die meist wagrecht geschichteten, liegenden Schotter, die nördlich Herrenschwanden bei P. 589, ferner südöslich Uettligen und bei Ortschwaben aufgeschlossen sind, zeigen einen frischen Habitus. Bei Ortschwaben, wo sich mehrere Kiesgruben befinden, und zwar nördlich Schleipfen, ist in einem grossen, gegen 20 m hohen Aufschluss, der bis 620 m Meereshöhe hinaufreicht, Deltastruktur sichtbar: durch eine von Osten kommende Strömung sind hier die Geschiebe in einem lokalen Stausee abgelagert worden. Diese zum Teil zu löcheriger Nagelfluh verfestigten, höheren Ortschwaben-Schotter, die von Rhonemoräne überlagert werden, sind unseres Erachtens von Dr. Ed. Gerber unrichtigerweise als rhodanische Rückzugsschotter der letzten Eiszeit kartiert worden; solche finden sich aber unmittelbar östlich davon als breites Feld, das sich südlich von Kirchlindach in 580—590 m zwischen Heimenhaus und Niederlindach ausdehnt.

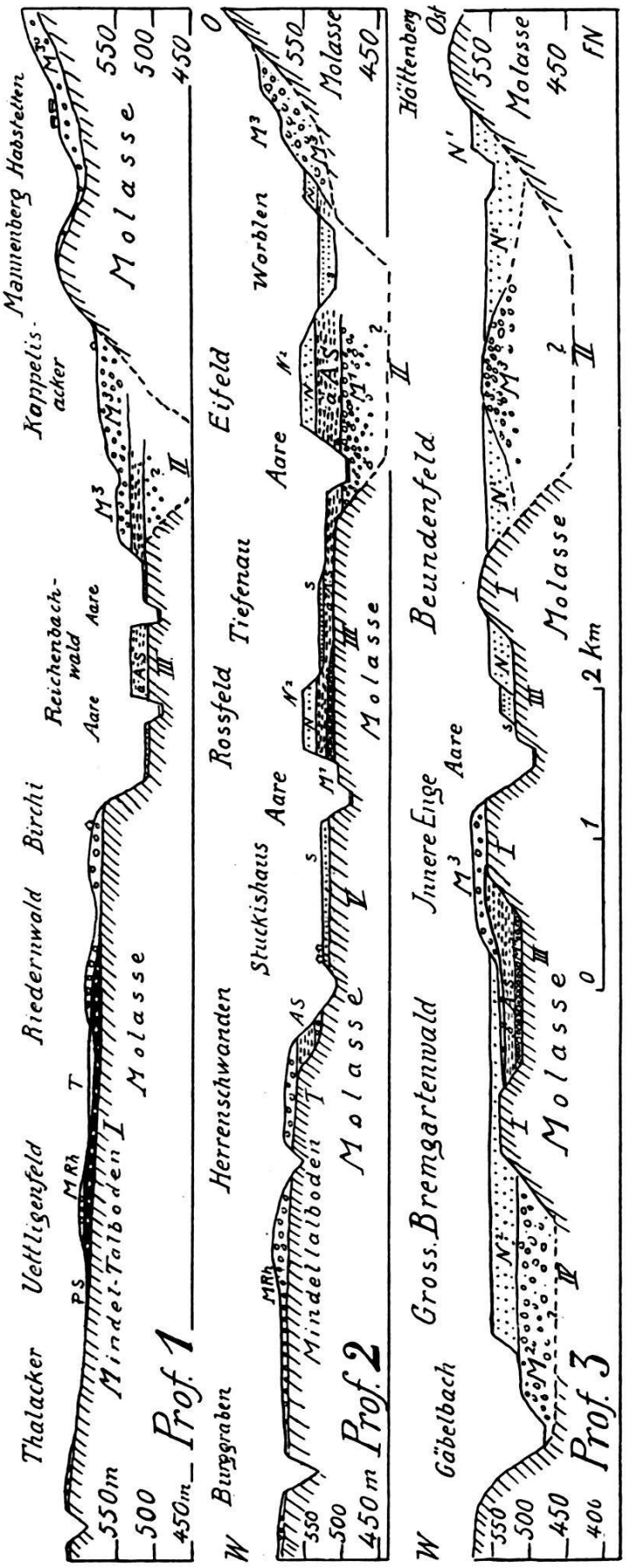
Die Drumlinlandschaft von Üettligen wird im Westen durch die zwei in die untere Süsswassermolasse eingeschnittenen Bachgräben begrenzt, in denen der Felsgrund erst bis zu 600 und bei Möriswil zu 630 m ansteigt (siehe Abb. 1 Profile 1 und 2).

Einen älteren Eindruck als die eben genannten Plateauschotter macht ein fluvioglazialer Aare-Schotter, der in 630 m beim Dorf Murzelen und südlich davon aufgeschlossen ist. Seine Zusammensetzung, die durch mehrere grössere kantige Blöcke gekennzeichnet ist, lässt annehmen, dass bei seiner Ablagerung der Aaregletscher nicht weit entfernt war. Das gleiche gilt für den Leehubel-Schotter von Meikirch, den wir bereits zu den Frienisberg-Schottern rechnen.

c) Frienisberg-Schotter. Solche finden sich als vereinzelte Vorkommnisse teils in grösserer Entfernung, teils in höherer Lage als die Ortschwaben–Herrenschwanden–Schotter, so bei Meikirch in 680—700 m, bei Surenhorn in 633 m, im Halenwald in 650 m und im Oberholzwald, westlich Schlüpfen, in 640 m. Diese Vorkommnisse sind vom Verfasser bereits im Jahre 1907 beschrieben worden (Lit. 4). Befindet sich der Leehubel-Schotter in einer Höhe von 200 m über der Sohle des Aaretales, so gilt Ähnliches auch von den andern Schottern, bei Surenhorn und westlich Schlüpfen, wo die benachbarte Sohle des Lyssbachtales 145 m tiefer liegt. Es ist nicht denkbar, dass wir hier Schotter von solcher Mächtigkeit reinen Flussanschwemmungen zuschreiben dürfen, auch nicht fluvioglazialen Ablagerungen, bei denen der Gletscher in grösserer Entfernung geendet hätte. Wir gelangen deshalb zur Annahme, dass die Frienisberg-Schotter, wie die von Murzelen und Hegidorn, als Reste von fluvioglazialen Bildungen einer selbständigen grösseren Aarevergletscherung zu betrachten sind; da all diese Schotter tiefer als die präglaziale Landoberfläche liegen, kommt demnach für ihre Ablagerung die Mindel-Eiszeit in Betracht; das gleiche gilt für die älteren Schotter im Gebiet des Rapperwiler Plateaus und des Bucheggberges, wie der Verfasser früher ausgeführt hat (Lit. 4).

Für die Bildung der in ca. 600 m Meereshöhe abgesetzten Plateauschotter im Forst und bei Herrenschwanden genügt es, einen in der Gegend von Bern endenden Gletscher anzunehmen.

Man könnte nun diese Plateauschotter, da sie der vor der Mindel-Eiszeit entstandenen, breiten Abtragungsfläche auflagern, ebenfalls der Mindel-Eiszeit, die Aaretalschotter dagegen der Riss-Eiszeit zuschreiben; allein diese einfache Deutung wird erschwert durch das Vorhandensein der drei verschütteten Flussläufe der Aare, von denen oben die Rede war und von welchen der älteste und tiefste jünger sein dürfte als die Mindel-Eiszeit; er ist offenbar in der darauffolgenden Interglazialzeit eingetieft und in einer erneuten Vergletscherung zugeschüttet worden. Dieser Vergletscherung, die man in Übereinstimmung mit F. Mühlberg wohl als Hochterrassen-Eiszeit bezeichnen kann, schreiben wir überdies die in 600—630 m Höhe abgesetzten



Figur 1. *Geologische Profile durch das Aaretal, nördlich von Bern.*

I—IV interglaziale Täler der Aa re: I Mindeltalboden, II Tiefster Aarelauf, III Prä-Risstal, IV Prä-Würmtal.
M^1, M^2, M^3 Moränen des Aaregletschers: M^1 älteste Moräne, M^2 Riss-Moräne, M^3 Würm-Moränen.
PS, AS, N^1, N^2 und S Fluvioglaziale Bildungen des Aaregletschers: PS Plateauschotter, AS Riss-Schotter, N^1 ältere, N^2 jüngere Würm-Schotter, S Schotter des Muristadiums.

Plateauschotter zu, was 1932 bereits von P. Beck ausgesprochen worden ist (Lit. 21). Diese Schotter bildeten ausserhalb Bern eine breite, bis 630 m hinaufreichende Schwelle, die das oberhalb gelegene Talstück abriegelte. In der folgenden Interglazialzeit dürfte die Aare einen Ausweg durch diese Schwelle in westlicher Richtung gefunden und beim Wilerholz auf 510 m Tiefe eingeschnitten haben. Beim Beginn der Riss-Eiszeit ist dann diese Rinne durch die unteren Aaretalschotter („Karlsruheschotter") zugeschüttet worden, und es ist wohl denkbar, dass die grosse Mächtigkeit dieser Schotter auf stauende Wirkung des nahen Rhonegletschers zurückzuführen ist. Durch diese Aufschotterung des unteren Aaretales, sowie durch die oben genannten Plateauschotter hat sich bei Bern von neuem eine absperrende Schwelle gebildet, durch welche der „interglaziale" Thunersee gestaut worden ist, in dessen Becken sich die oberhalb Bern vorkommenden Deltaschotter absetzten. Diese meist fluvioglazialen Schotter verraten demnach einen Vorstoss des risseiszeitlichen Aaregletschers, welcher Vorstoss unzweifelhaft nach dem Rückgang des mächtigen Rhonegletschers aus dieser Gegend erfolgt sein muss. Diese Annahme eines postrisseiszeitlichen Gletschervorstosses im Aaretal steht in bemerkenswert guter Übereinstimmung zu der von Ed. Gerber geäusserten Auffassung von einer älteren und einer jüngeren Riss-Eiszeit, zwischen denen der ehemalige grosse Aaretalsee existiert haben soll (Lit. 13). Auch P. Beck nimmt für die Riss-Eiszeit verschiedene Gletschervorstösse an, während denen die bei und oberhalb Bern vorkommenden älteren Aaretalschotter abgesetzt worden sein sollen (Lit. 21).

In verdienstvoller Weise hat P. Beck in seinem vor der Jahresversammlung der S. N. G. in Thun 1932 gehaltenen Vortrag die verschiedenen Gletschervorstösse des Aaregletschers mit solchen ostalpiner diluvialer Gletscher zu parallelisieren gesucht und dabei auch die zahlreichen Rückzugsphasen aufgeführt, deren Moränen seit Baltzer mehrmals, auch von mir beschrieben und kartiert worden sind (vgl. Lit. 6, 10, 12 und Kart. 2). Nach meinen hier festgelegten Beobachtungen glaubte ich für den würmeiszeitlichen Aaregletscher zwischen Bolligen und Thun 10—11 Rückzugsmoränen annehmen zu sollen. Neuere Kartierungen im Masst. 1:25 000, wie sie bereits in Angriff genommen worden sind, werden erweisen, ob diese Auffassung richtig ist oder nicht.

II. Die jüngeren Diluvialschotter.

Die Lageverhältnisse dieser Schotter sind im allgemeinen besser bekannt als die der älteren fluvioglazialen Bildungen; jedoch lassen sich auch hier einige neuere und nicht uninteressante Feststellungen machen. Es handelt sich bei diesen Ablagerungen fast durchwegs um die fluvioglazialen Schotter der letzten Eiszeit, wobei wir nach ihrer zeitlichen Entstehung und nach Lageumständen

a) Schotter aus dem Maximalstand der Würm-Eiszeit,
b) Schotter aus einer älteren Rückzugsphase,

c) Schotter aus dem Rückzugsstadium von Bern und
d) Schotter aus noch jüngeren Rückzugsphasen
unterscheiden können.

Diese Schotter bilden überall flache Terrassen, wenn auch in verschiedener Höhenlage und namentlich von sehr verschiedener Ausdehnung; sie sind nirgends von Moränen überdeckt, zeigen aber an mehreren Orten kleine Moräneneinlagerungen und weisen, mit wenig Ausnahmen, meist einen sehr frischen Habitus ohne Verkittung zu löcheriger Nagelfluh auf.

a) Schotter aus dem Maximalstand; zu diesen rechnen wir den Schotter auf der Lutzeren zwischen Grauholzberg und Bantiger, der sich von der Endmoräne des Aaregletschers bei P. 694 weg nordostwärts verfolgen lässt; er bricht in 678 m steil ab und zeigt hier in einem Aufschluss einige verkittete Lagen. Der Abfall ist teils auf postglaziale Erosion des Baches, teils darauf zurückzuführen, dass der Schotter hier in einem Stausee abgesetzt worden sein mag, der bei Krauchtal durch einen östlichen Lappen des Rhonegletschers entstanden war; darauf lassen dort vorkommende mächtige Diluvialschotter schliessen. Ed. Gerber hat den Lutzeren-Schotter in seiner geologischen Karte als aus dem Harnischhuttälchen kommend eingezeichnet, was mir unrichtig erscheint. Unsicher nach der Entstehung, aber zweifellos älter als der Lutzeren-Schotter sind teilweise verfestigte Schotter in dieser Gegend, die von mir und von Ed. Gerber kartiert worden sind, so im Bantigentälchen, bei Moosegg und im Vorder-Jucken, ferner bei Hub.

b) Einer ersten Rückzugsphase der Würm-Eiszeit gehören wohl Schotter am Westabfall des Ostermundigenberges und bei Niederlindach an. In dieser Phase hat wahrscheinlich der Aaregletscher die Moränenhügel bei Bolligen und Deisswil aufgeschüttet, und und bei der Umbiegung des Gletscherendes um den Ostermundigenberg ist ein toter Winkel entstanden, der sich nun mit den mächtigen randlichen Schmelzwasserschottern füllte, die Ed. Gerber als „höher gelegene Schotter unter geringer Moräneverdeckung" kartiert hat; sie bilden jene 15—20 m hohe Terrasse, auf welcher der Schiessplatz von Ostermundigen liegt.

In der nordwestlichen Fortsetzung der Moränen von Bolligen stossen wir auf die mächtigen Moränenhügel und -wälle, die sich östlich Zollikofen erheben und hier das ausgedehnte Waldgebiet des Meielen- und Allmendwaldes tragen. Sie sind, wie namentlich Aufschlüsse unweit der Station Zollikofen beweisen, durch eine Mischung von Aare- und Rhonegletscher-Erratikum gekennzeichnet, welcher Umstand darauf schliessen lässt, dass sich damals und dort die beiden Gletscher noch berührt haben. Es ist dabei denkbar, dass ein östlicher Eislappen des Rhonegletschers bis zu den Endmoränen von Schönbühl gereicht hat, die vom Verfasser im Jahre 1926 eingehend beschrieben worden sind (Lit. 18).

Der gleichen Rückzugsphase oder einer unmittelbar folgenden Rückzugsbewegung des Rhonegletschers sind sodann auch die Schotter zuzuschreiben, die sich südlich Kirchlindach bei Heimenhusen und Niederlindach in 580—590 m ausbreiten und auf die bereits früher hingewiesen worden ist.

c) Schotter aus dem Rückzugsstadium von Bern. Dieses Stadium ist bekanntlich durch jene grosse und schöne Endmoräne von Bern gekennzeichnet, die seit langem von mehreren Geologen mehr oder weniger ausführlich, insbesondere aber von A. BALTZER eingehend beschrieben worden ist; sie findet sich auch auf verschiedenen geologischen Karten wiedergegeben.

Aus der geologischen Literatur sind ebenso bekannt die jener Endmoräne vorgelagerten Schotter, die eine aus mehreren Teilfeldern (Beundenfeld, Brückfeld, Bremgartenwald, Liebefeld) zusammengesetzte, mächtige und breite Niederterrasse bilden. Diese liegt teils über Molasseuntergrund, teils auf älterer Moräne und sie füllt offenbar Vertiefungen aus, die vor der letzten Eiszeit durch Erosion entstanden waren. Auffällig sind ihre bedeutende Höhenlage von rund 60 m über dem heutigen Fluss und ihre geringe Ausdehnung flussabwärts. Es ist, als ob bei der Ablagerung dieser Schotter eine Stauung im unteren Aaretal vorhanden gewesen wäre. Wie sich aus den folgenden Ausführungen ergibt, glauben wir eine solche Stauung durch den Rhonegletscher nachweisen zu können.

Durch die postglaziale Auswaschungsarbeit der Aare und einiger Zuflüsse wie Worblen, Gäbelbach, Sulgenbach und Stadtbach ist die breite Niederterrasse von Bern in die eben angedeuteten Teilfelder zerlegt worden, von denen uns dasjenige des Bremgartenwaldes, das sich auch gegen Stöckacker–Bümpliz–Bethlehem hin ausdehnt, besonders interessiert. In dieser Gegend, also im westlichen Abschnitt dieses Feldes, sind nämlich mehrere grosse Kiesgruben angelegt worden, die mit fortschreitender Ausbeutung wechselnde Lagerungsverhältnisse und andere Erscheinungen aufweisen. So konnte in dem grossen Aufschluss beim Stöckacker kürzlich vom Verfasser deutliche Deltastruktur von grösserer Ausdehnung festgestellt werden mit nordöstlichem Einfallen der Kies- und Sandschichten; ferner wurden hier, wie schon früher (Lit. 10), auffallend zahlreiche typische Rhonegerölle (Verrucano, Gabbro, Eklogit, Arollagneiss) beobachtet. Die letztere Beobachtung scheint bereits von A. BALTZER, bzw. E. KISSLING bei Weyermannshaus, sowie in jüngerer Zeit auch von ED. GERBER bei Bethlehem gemacht worden zu sein, nach ihren Kartenangaben zu schliessen.

Dazu kommen nun eigenartige Gefällsverhältnisse der Schotteroberfläche (vgl. Lit. 10, Fig. 7, S. 38). Während im östlichen Abschnitt des grossen Schotterfeldes, das sich westlich der Aare ausdehnt, das Oberflächengefälle von der Endmoräne weg gegen NW gerichtet ist und von 560 m im Brückfeld auf 551 m im Grossen Brem-

gartenwald fällt, zeigt das Schotterfeld von Bümpliz-Bethlehem ein von SW her gegen N gerichtetes Gefälle, wie wenn eine Strömung aus dem Wangental erst gegen Nordosten, dann gegen Norden hin erfolgt wäre. Nun beweisen aber sowohl die Deltaschichtung vom Stöckacker wie die hier und in der Umgebung vorkommenden Rhonegerölle, dass eine solche Strömung zur Zeit, als der Aaregletscher bei Bern endete, erfolgt sein muss. Man darf hierbei zuerst an die Sense denken, die in der Eiszeit wohl mehrmals ihren Lauf geändert und auch das Wangental durchflossen hat; war dies der Fall, so musste sie durch eine bis oberhalb Laupen reichende seitliche Zunge des Rhonegletschers dazu gezwungen worden sein. Aber die Zusammensetzung der Schotter ist eine derartige, dass wir eher an einen direkt vom Rhonegletscher abfliessenden Schmelzwasserstrom denken müssen und deshalb das Ende des Rhonegletscherlappens ungefähr bei Nieder-Wangen annehmen dürfen. Damit stehen wohl auch die jungen fluvioglazialen Schotter im Zusammenhang, die in 620—630 m die Terrassen von Mittelhüsern, von Salisweg und von Bodenacker s. Mengistorf bilden (siehe Tafel X).

Es lassen sich in unserem Gebiet noch weitere junge fluvioglaziale Schotter des Rhonegletschers feststellen, die die Anwesenheit des Eises in der späteren Würm-Eiszeit verraten; so findet sich im Oberlauf des Gäbelbaches im Kleinen Forst eine gut ausgesprochene Terrasse mit Aufschlüssen in 570 m (östlich P. 579) und bei P. 567, bei Spielmättli 570 m; diese Terrasse setzt sich ostwärts über Riedbach und Buch fort, wie bereits Ed. Gerber kartiert hat. Östlich Buch verschmilzt diese Terrasse mit dem Westflügel der Niederterrasse des Bremgartenwaldes. In der westlichen Nachbarschaft des oberen Terrassenanfangs finden wir Jungmoräne des Rhonegletschers, so bei Breite und Juchlishaus unweit Rosshäusern.

Ferner konnten junge Schotter über Terrassen an der Sense bei Sensenmatt (südlich Thörishaus) in 590 m und beim Denkmal von Neuenegg in 582 m (Strassacker) festgestellt werden; diese sind wohl als Stauschotter der Sense bei zurückgehendem Rhonegletscher zu deuten, ähnlich wie die in verschiedenen Lagen (650, 710, 740 m) an der Sense oberhalb Mittelhüseren vorkommenden Schotter, die teilweise Deltaschichtung aufweisen (Drunggli) und die bereits 1908 vom Verfasser beschrieben worden sind (Lit. 17).

Endlich finden wir lockere, sandreiche Schotter mit Rhonegeröllen an der unteren Aare bei Illiswil–Unter-Wohlen (Unterfeld) in 550—560 m, die auf die Nähe des Rhonegletschers schliessen lassen.

Die Meereshöhe dieser letztgenannten Schotterterrasse, die 70 m über der Aaresohle liegt, stimmt durchaus mit der Höhe der Niederterrasse von Bern überein; sie kann aber nicht als deren direkte Fortsetzung bei einem bestimmten Gefälle gelten, da ein solches fehlt, und da sie Rhonegerölle enthält, darf ihre Entstehung durch den Rhonegletscher als gleichaltrig wie die eben genannte Aare-Nieder-

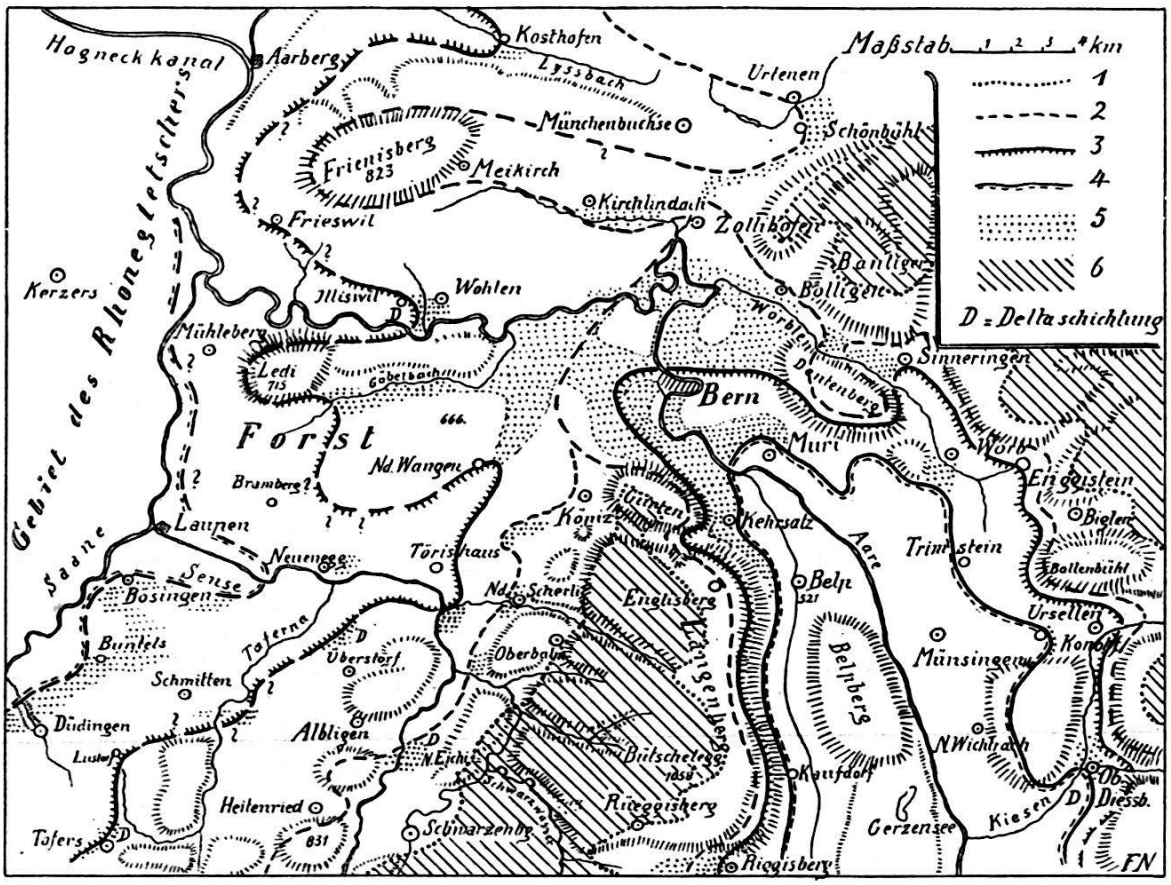
terrasse von Bern angesehen werden. Somit erklärt sich deren hohe Lage über dem heutigen Fluss infolge Stauung durch den östlichen Rand des Rhonegletschers. Im weiteren nördlichen Verlauf dieses Eis-Randes stossen wir auf durchaus ähnliche Schotterbildungen auf der Terrasse Hagenfeld bei Kosthofen im Lyssbachtal in 518 m, ferner auf solche bei Diessbach b. B. in 468 m; möglicherweise lag das Ende des Rhonegletschers damals bei Solothurn oder wenige Kilometer oberhalb der dortigen Endmoräne (s. Lit. 18).

Es dürfte sich demnach zu Beginn der Zeit, als der Aaregletscher bei Bern endete, ein Stausee in der Gegend zwischen Bümpliz und Zollikofen gebildet haben, in welchem sich zuerst mächtige glaziale Tone und Grundmoränen, später Schotter absetzten; der Abfluss vermochte jedoch die in 570 m liegende Einsattelung von Zollikofen nicht zu überqueren, sondern ergoss sich westwärts gegen den Rhonegletscher ähnlich wie der Abfluss des Märjelensees, vor der jüngst gegen Osten erfolgten Ableitung.

d) Schotter aus der Rückzugsphase von Muri. In die Niederterrasse von Bern hat sich die Aare nach dem Rückzug der Gletscher mehrmals erneut, unter Bildung von Terrassen, schliesslich im ganzen rund 60 m tief eingeschnitten. Es entstand zunächst ein um ca. 20—25 m vertiefter Talboden, dem der heutige Stadtboden von Bern (540 m), ferner die Terrassen der Tiefenau (533 m), des Reichenbachwaldes (530 m) und der Kalchaker (524 m) angehören. Diese ca. 40 m hohe Terrasse, die sich aareabwärts nur undeutlich verfolgen lässt — schmälere Leisten sind etwa beim Wohlengraben und bei Obereiau zu erkennen — trägt namentlich im Bereiche der Aareschlingen eine 2—12 m mächtige Kiesschicht, die sich flussaufwärts als Kiesterrasse bis zu der Endmoräne von Muri fortzusetzen scheint; ebenso findet sich eine entsprechende, nach S an Mächtigkeit zunehmende Schotterterrasse auf der linken Aareseite zwischen Wabern und Kehrsatz. Die Herausbildung der genannten Erosionsterrasse lässt einen längeren Rückzug, die Endmoräne von Muri mit dem anschliessenden Fluvioglazial einen erneuten Vorstoss des Aaregletschers annehmen; P. Beck lässt den Aaregletscher von Bern weg bis nach Spiez zurückgehen und bezeichnet die zwischen Bern- und Muristadium liegende Schwankung als Spiezerschwankung (Lit. 21).

Auf den Murivorstoss erfolgten noch verschiedene durch Halte gekennzeichnete Rückszugsphasen des Aaregletschers, die vom Verfasser 1921 in einem Übersichtskärtchen angegeben worden sind (Lit. 10); auch P. Beck nimmt solche Rückzugshalte oder vielmehr -vorstösse an (l. c.). Übereinstimmend lässt sich ein Gletschervorstoss bis in die Gegend von Jaberg nachweisen, dem die niedere Schotterterrasse entspricht, auf der die Dörfer Ober- und Nieder-Wichtrach liegen (vgl. Exk.-Karte). In der näheren Umgebung Berns liess sich diese Terrasse nicht mehr feststellen; doch finden sich hier noch zwei Terrassen, die tiefer liegen als die 40 Meter-Terrasse

der Stadt Bern. Eine Terrasse liegt noch 25 m über dem Fluss (z. B. der Thormannboden und die Eimattböden); auch sie trägt stellenweise Kies, der jedoch hier als Flusskies zu deuten ist; eine andere Terrasse ragt 12—13 m über den Aarespiegel empor; ihr gehören die Steinibachmatte und die Schlossmatte bei Reichenbach an. Diese Terrassenbildungen beweisen, dass die Aare gegen das Ende der



Figur 2. *Versuch einer Darstellung der Eisrandlagen zur Würm-Eiszeit.*

1 Im Maximum der Würm-Eiszeit. 2 Erste Rückzugsphase. 3 Bernstadium. 4 Muristadium. 5 Den Eisrändern entsprechendes Fluvioglazial. 6 Eisfreies Gebiet.

Würm-Eiszeit in mühsamer Auswaschungsarbeit abwechselnd durch Tiefen- und Seitenerosion ihr heutiges Bett geschaffen hat und dabei wohl noch längere Zeit durch den die Seelandsenke bedeckenden Rhonegletscher verhindert war.

Figur 2 zeigt den Versuch einer Darstellung der gleichzeitigen Eisrandlagen der beiden grossen Gletscher in der Umgebung von Bern zur Würmeiszeit und während deren Rückzugsphasen.

Dabei sind aus Gründen der besseren Übersichtlichkeit die Rückzugsphasen des Aaregletschers von Brunnadern und Jaberg-Wichtrach weggelassen worden.

Versuch einer Chronologie der Diluvialschotter der Umgebung von Bern.

Übersicht.

Präglazial: Alte Abtragungsfläche (Längenberg, Belpberg, Frienisberg) [s. Lit. 10].

1. Eiszeit (Günz): Keine Ablagerungen bekannt.

I. Interglazialzeit: Erosion des Mindeltalbodens (570—600 m).

2. Eiszeit (Mindel): Aaregletscher über Bern hinaus, Frienisberg-Schotter (älterer Plateauschotter).

II. Interglazialzeit: Erosion der tiefsten Aarerinne, Richtung N.

3. Eiszeit (Hochterrassenzeit): Aaregletscher bis ca. Bern, jüngerer Plateauschotter: Forst etc.

III. Interglazialzeit: Erosion des westlich gerichteten Aarelaufes.

4. Eiszeit (Riss):
   a) Aaregletscher-Vorstoss, Ablagerungen der unteren Aaretalschotter,
   b) Maximum der Eiszeit, riesige Ausdehnung des Rhonegletschers,
   c) Allgemeiner Gletscherrückzug, Hahnimoräne an der Kander, alter Thunersee in 600 m Meereshöhe, Schieferkohle des Glütschtales.
   d) Gletschervorstoss bis Strättligen bzw. unterhalb Thun; Deltaschotter, obere Aaretalschotter.

IV. Interglazialzeit: Erosion des Aaretales, Einschneiden der Aare in Riss-Schotter.

5. Eiszeit (Würm):
   a) Rhone- und Aaregletscher-Hochstand, Bergmoränen,
   b) Erste Rückzugsphase: Schönbühl–Bolligen–Zollikofen,
   c) Rückzugsstadium von Bern: Endmoräne und Niederterrasse, Rand des Rhonegletschers bei Nieder-Wangen– Rosshäusern–Illiswil,
   d) Spiezerschwankung, Erosion der 40 m-Terrasse,
   e) Murivorstoss des Aaregletschers, Schotterterrasse Wabern. Rhonegletscher bei Bösingen-Wileroltigen.
   f) Rückzug und Jabergstadium; tiefere Aareterrassen.

Postglazialzeit: Rezenter Talboden, Torfmoore, Tuffbildungen, Schuttkegel.

Literatur-Verzeichnis.

1. J. Bachmann, Der Boden von Bern. Geognostische Skizze. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1873.

2. A. Baltzer, Der diluviale Aaregletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. 30. Lief. 1896.

3. E. Brückner, Das Gebiet des Rhonegletschers und seiner Zuflüsse, in: „Die Alpen im Eiszeitalter". 1909. S. 557.

4. F. NUSSBAUM, Über die Schotter im Seeland. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1907.

5. F. NUSSBAUM und B. AEBERHARDT, Bericht über die Exkursionen der Schweizer. Geolog. Gesellschaft in die diluv. Schottergebiete der Aare und der Emme. Eclog. geol. Helv., Vol. XI. 1912.

6. F. NUSSBAUM, Die Landschaften des Bernischen Mittellandes. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1912.

7. ED. GERBER, Über ältere Aaretal-Schotter zwischen Spiez und Bern. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1914.

8. F. NUSSBAUM, Heimatkunde von Bern und Umgebung. Schulausstellung Bern 1916.

9. F. NUSSBAUM, Über den Nachweis von jüngerem Deckenschotter im Mittelland nördlich von Bern. Eclog. geol. Helv., Vol. XVI, 1920.

10. F. NUSSBAUM, Das Moränengebiet des diluvialen Aaregletschers zwischen Thun und Bern. Mitt. Naturf. Ges. 1921.

11. ED. GERBER, Resultate einiger Bohrungen in Bern und Gümligen aus dem Jahre 1919. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1919.

12. F. NUSSBAUM, Erläuterungen zu einer neuen, geologisch bearbeiteten Exkursionskarte der Umgebung von Bern. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1922.

13. ED. GERBER, Einige Querprofile durch das Aaretal mit Berücksichtigung von Bohrungen etc. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1923.

14. P. BECK, Gliederung der diluvialen Ablagerungen bei Thun. Eclog. geol. Helv., Vol. XVII, 1922.

15. ED. GERBER, Über die Entstehung der Torfmoore südöstlich Bern. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1925.

16. E. ZOLLINGER, Zwei Flussverschiebungen im Berner Oberland. Diss. Basel 1892.

17. F. NUSSBAUM, Über Diluvialbildungen zwischen Bern und Schwarzenburg. Mitt. Nat. Ges. Bern 1908.

18. F. NUSSBAUM, Das Moosseetal, ein diluviales Fluss- und Gletschertal. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1926.

19. P. ARBENZ, Über Bohrungen an der Aare unterhalb Bern. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1919.

20. F. NUSSBAUM, Über das Vorkommen von Drumlin in den Moränengebieten des dil. Rhone- und Aaregletschers im Kanton Bern. Eclog. geol. Helv., Vol. XVI, 1920.

21. P. BECK, Über den eiszeitlichen Aaregletscher und die Quartärchronologie. Verh. Schweiz. Naturf. Ges. **113**, Jahresv. Thun 1932.

22. P. BECK, Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. Eclog. geol. Helv., Vol. 26, Nr. 2, 1933, p. 335.

23. R. RUTSCH, Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern. Beitr. zur Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 66, Bern 1933.

Karten.

1) A. BALTZER, F. JENNY, E. KISSLING, Geologische Exkursionskarte der Umgebungen von Bern. 1896.

2) F. NUSSBAUM, Exkursionskarte der Umgebung von Bern, geolog. bearbeitet, 1 : 75,000. Geogr. Karten-Verl. 1922.

3) ED. GERBER, Geologische Karte von Bern und Umgebung. Geogr. Karten-Verl. 1926.

4) R. RUTSCH, Geologische Kartenskizze des Siegfriedblattes 333, Oberbalm. Beitr. z. G. K. d. Schweiz N. F. 66, 1933.

Nr. 10. — A. BUXTORF (Basel): **Über ein Transgressionsconglomerat des Lutétien im östlichen Pilatusgebiet.**[1])

Echtes Lutétien, als Quarzsandstein und Complanatakalk ausgebildet, ist seit den grundlegenden Untersuchungen F. J. KAUFMANN's (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Liefg. 5, 1867) aus dem Nord-Pilatus bekannt. Im mittleren und südlichen Pilatus aber wird das Hangende der Kreide (Urgonien bis Gault) von den meist zum Auversien gestellten Pectinitenschiefern gebildet. Diese Verhältnisse sind verschieden gedeutet worden: ARN. HEIM (Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen; Abh. Schw. pal. Ges. XXXV, 1908) vertritt die Ansicht, es habe der Süd-Pilatus einer Wölbungszone entsprochen, in der keine Bürgenschichten (Lutétien) zum Absatz gelangt seien. J. BOUSSAC (Etudes stratigr. sur le Nummulitique alpin, Mém. Carte géol. dét. de la France, 1912) nimmt dagegen an, dass sich im Pilatusgebiet von Norden nach Süden ein Facieswechsel in der Weise vollziehe, dass Quarzsandstein und Complanatakalk (Lutétien) des Nord-Pilatus nach Süden zu in die Facies der Pectinitenschiefer übergingen; diese würden also nicht bloss dem Auversien, sondern auch dem Lutétien entsprechen.

Angesichts dieser verschiedenen Deutungen ist es von Interesse, dass es diesen Sommer gelang, im östlichen Pilatus ein ganz lokales Vorkommen eines typischen Transgressionskonglomerates des Lutétien nachzuweisen. Die Fundstelle liegt am Oberrand der steilen Grasplangge des Tellenfads und gehört dem Nordschenkel der südlichsten Pilatusfalte (Matthornfalte) an. Das Conglomerat ist nur auf einer etwa 1 Quadratmeter grossen Fläche erschlossen, dürfte aber auch noch im Steilhang über der zugänglichen Stelle vorhanden sein; es besitzt offenbar nur geringe Mächtigkeit und stellt wahrscheinlich ein kleines Relikt dar. Das Liegende wird von wenig mächtigem Gault gebildet; als Komponenten zeigt das Conglomerat hauptsächlich Gaultgesteine, doch treten auch Schrattenkalkstücke auf. In dem kalkigen, glaukonitreichen Bindemittel sind *Assilina exponens* und *Nummulina complanata* in gut erhaltenen Exemplaren ziemlich häufig.

Das ganz isoliert auftretende Vorkommen kann durch die Annahme erklärt werden, dass ursprünglich das Lutétien im Pilatusgebiet grössere Verbreitung besass als heute, aber abgetragen wurde bevor die jüngern, allgemein vorhandenen Pectinitenschiefer (Auversien) zur Ablagerung gelangten.

Da das neu gefundene Vorkommen aber ganz am Nordostrande der Pilatuskreide liegt, ist auch denkbar, dass das Lutétienmeer wohl den Nord-Pilatus und den Ostrand des südlichen Pilatus bedeckte, ohne aber westwärts in das Gebiet der südlichen Pilatus-

---

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

falten einzudringen. Wenn diese Deutung die richtige ist, dürften sich voraussichtlich fazielle Ähnlichkeiten zwischen dem Lutétien des Pilatus und dem des Westendes der Axendecke nachweisen lassen; im besondern wäre am Westende der Axendecke nach ähnlichen Transgressionsbildungen zu suchen. Dass die zurückgebliebene Axendecke mit dem weit nach N vorgeschobenen Pilatus ursprünglich in Zusammenhang gestanden hat, wurde früher näher ausgeführt (A. BUXTORF, Geologie des Pilatus, Verh. Schw. Natf. Ges., Luzern 1924, II. Teil).

11. — A. JEANNET (Zurich) et le Père DAMIAN BUCK (Einsiedeln): **Observations stratigraphiques dans le Nummulitique dit d'Einsiedeln** (Note préliminaire publiée avec l'autorisation de la Commission géologique suisse).

La construction de routes, le long du futur lac de l'Etzel, a mis à jour de superbes coupes du Nummulitique à l'W et au NW d'Euthal. Les 4 bandes nummulitiques, signalées déjà par Murchison, bien connues grâce à KAUFMANN, ARNOLD HEIM et JEAN BOUSSAC, y présentent généralement une succession analogue, soit de haut en bas:

V. Schistes du Flysch (c)[1]).

IV. Calcaires glauconieux stériles passant vers le bas à une mince couche à nodules phosphatés (Couche à phosphorites de Steinbach), renfermant en abondance des polypiers, ainsi que des moules de Gastropodes (d—e).

III. Calcaires nummulitiques formant paroi, épais de 25—40 m. au moins, avec horizons variés rougeâtres et verdâtres, surtout vers le bas (fα à fγ).

II. Calcaires glauconieux (correspondant aux Grès verts à Assilines?) (fδ).

Ces quatre bandes calcaires, aussi bien à droite qu'à gauche de la Sihl, montrent une succession de niveaux peu différente, à moins de disparition stratigraphique ou de suppression mécanique. Nous les considérons comme de simples répétitions tectoniques. La plus septentrionale paraît être discontinue. La plus méridionale n'atteint pas les crêtes entre le Sihlthal et l'Alpthal. L'une des autres, de part et d'autre de la Sihl, ont la base cachée par les éboulis. Entre elles apparaissent des intercalations marneuses dont les unes sont sénoniennes (Marnes d'Amden), alors que les autres, tachetées, semblent devoir être rapportées au Flysch. On peut avoir le Supracrétacé de la base de l'une des bandes en contact avec le Flysch du sommet

---

[1]) Les lettres renvoient à la coupe de STEINBACH publiée par ARNOLD HEIM: Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen, 1908, p. 108, fig. 15.

de la précédente. En général, en l'absence de fossiles, il est difficile, sinon impossible, de savoir au juste l'âge de ces horizons marneux.

Au-dessous du niveau II, on observe actuellement à la base de la bande de Steinbach un complexe I, formé de calcaires clairs constitués presque uniquement de *Lithothamnium*, avec de rares petites *Orthophragmina*, de calcaires gréso-glauconieux verts, à colonies de *Lithothamnium* moins nombreuses, leur donnant un aspect tacheté par altération, et de calcaires gréso-glauconieux francs, parfois avec nodules phosphatés et articles de Crinoïdes. Son épaisseur est de 4—5 m. mais elle augmente au N. Il repose sur les marnes supracrétacées à Inocérames et moules de Gastropodes.

Localement, les calcaires à *Lithothamnium* francs du sommet alternent dès le milieu de leur hauteur avec des bancs ou lits de calcaires gréso-glauconieux verdâtres. Les grès verts du niveau II pénètrent en poches, veines et lits, à la façon du Sidérolithique dans le Jurassique et le Crétacé du Jura, formant de belles brèches sédimentaires. Latéralement, le sommet de ces calcaires à *Lithothamnium* passe vers le S. à des calcaires à *Ostrea*, paraissant analogues à celles des grès verts du superstratum. On y observe encore des *Orthophragmina*. Entre ces deux stations, éloignées de 50 m. environ, les calcaires gréso-glauconieux à *Lithothamnium* de base disparaissent.

On compte ainsi, dans la bande de Steinbach trois niveaux glauconieux superposés: le supérieur avec la couche à phosphorites de base, le moyen à *Pecten* et *Ostrea*, enfin l'inférieur, inconnu jusqu'ici, séparé du moyen par un gros banc de calcaire clairs à *Lithothamnium*.

Il est possible que les études microscopiques permettent l'attribution de ce complexe inférieur au Paléocène.

De l'autre côté de la vallée, la bande nummulitique apparaissant entre Rustel et la Hagelfluh près Euthal n'a pas été coupée par la nouvelle route conduisant à Willerzell. En montant dans la forêt, pour en suivre la base, on s'aperçoit que le niveau glauconieux moyen devient de plus en plus mince. En un point, il n'a plus que 1 m. d'épaisseur. Le complexe inférieur est représenté par des calcaires foncés à *Lithothamnium* et des calcaires gréso-glauconieux épais de 0,80 m. Entre ceux-ci et le complexe II s'intercale une couche de 2,60 m. de calcaires marneux et rognoneux gris-brunâtre, alternant avec des marnes sèches, plus ou moins schisteuses, de même couleur. Il s'agit bien certainement d'une intercalation stratigraphique et ces calcaires et marnes, stériles, n'ayant pas du tout l'aspect du Nummulitique, lui appartiennent cependant. Ces couches, non tachetées, ni micacées, peuvent très facilement être attribuées au Crétacé. On conçoit alors que pour peu qu'elles deviennent plus épaisses et plus marneuses, elles puissent être considérées comme crétacées et que le niveau inférieur des Grès verts et des calcaires à *Lithothamnies* paraisse être intercalé dans une série de cet âge, alors que le tout est tertiaire.

Ce phénomène, ainsi que d'autres, d'origine tectonique, sont sans doute les raisons ayant incité L. ROLLIER à attribuer au Crétacé une partie des Grès verts et des couches à Nummulites du Sattelegg par ex., que nous n'avons aucune raison de sortir du Tertiaire inférieur.

12. — J. HUG (Zürich): **Neue geologische Aufschlüsse aus dem Gebiet der Stadt Zürich als Folge der Entwicklung zur Grosstadt.**

Von diesem Referat ist kein Manuskript eingegangen.

13. — ARNOLD HEIM (Zürich): **Stratigraphische Kondensation.** Mit 2 Textfiguren.

Inhalt.

Submarine Diskontinuitäten, Omission und Resession.
Appalachen und Alpen.
Kondensation im helvetischen Gault.
Andere Kondensationslager im Helvetikum.
Allgemeine Bedeutung der Kondensation.

Die Untersuchungen des Referenten, in Gemeinschaft mit dem Paläontologen Dr. O. SEITZ und unter Mitarbeit im Felde von SIEGFRIED FÜSSENEGGER in Dornbirn über die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen des Vorarlbergs haben eine Reihe unerwarteter stratigraphischer Ergebnisse gezeitigt, die für die Stratigraphie von allgemeinem Interesse sind, und das Problem der Kondensation vor Augen führen. Das Resultat zehnjähriger, allerdings zeitweise unterbrochener Arbeit ist in den Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft im Druck[1]). Einige allgemeine Resultate mögen hier referierend mitgeteilt werden, um damit einige andere ähnliche Erscheinungen zu vergleichen. Es handelt sich um ein Problem von die Erde umspannender Bedeutung, das nunmehr an einem Beispiel im einzelnen durchgearbeitet wurde.

Submarine Diskontinuitäten, Omission und Resession.

An Hand von Beispielen aus dem Mesozoikum der Alpen habe ich vor 10 Jahren[2]) darauf hingewiesen, wie kurzsichtig es ist, eine stratigraphische Lücke bei paralleler Überlagerung ohne weiteres als Transgression zu bezeichnen, und diese durch Emersion zu deuten.

---

[1]) ARN. HEIM und O. SEITZ, Die Mittlere Kreide in den Helvetischen Alpen von Vorarlberg und Ostschweiz und das Problem der Kondensation. Neue Denkschriften d. Schweiz. Naturf. Ges., mit 3 Tafeln und 36 Textfiguren. 1934.

[2]) ARN. HEIM, Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rundschau 1924.

Als neutrale Bezeichnung habe ich daher seither stets die Bezeichnung Diskontinuität benützt, und es als eine besondere Aufgabe des Stratigraphen betrachtet, das Wesen und die Entstehung jeder der vorliegenden Diskontinuitäten im einzelnen zu ergründen. Es hat sich dabei herausgestellt, dass wir allein für die Mittlere Kreide, d. h. den Gault im weiteren Sinne, im Vorarlberg gegen ein Dutzend Diskontinuitäten verschiedener Bedeutung unterscheiden können, d. h. ebensoviele wie stratigraphische Unterabteilungen. Keine einzige dieser Diskontinuitäten ist dabei durch echte Basiskonglomerate oder sonstige Erscheinungen ausgezeichnet, wie sie normalerweise bei echten Transgressionen oder Transmersionen auftreten, d. h. bei einem Übergreifen des Meeres über Festland.

Hatten noch SUPAN und THOULET geglaubt, der tiefe Meergrund sei allgemein ein Reich der Aufschüttung bei vollkommener Wasserruhe, so ist seither durch verschiedene neue Ozeanforschungen der Beweis von Bodenströmungen und von Unterbrüchen der Sedimentation auch in grossen Tiefen erbracht worden. Schon die Tatsachen, dass der Kalkniederschlag planktonischer Foraminiferen in den grossen Ozeantiefen infolge von Lösung nicht zum Absatz gelangt, und dass dort, trotz der Nähe des Sima, grosse Kälte herrscht, beweisen grosszügige Bodenströmung in den grössten Tiefen. Eine ständige Zirkulation reguliert den Kalkabsatz: das von den Polen am Meergrund gegen den Äquator strömende, kalte, kohlensäurereiche Wasser löst den Kalk, und die in den tropisch-subtropischen Gebieten aufsteigenden Strömungen scheiden durch Erwärmung und Kohlendioxydverlust den Kalk wieder aus. So entsteht der grosse Kreislauf des Kalkes. Auch Tonschlamm kann schon durch ganz schwache Strömungen vom Absatz verhindert werden.

Viel intensivere und unregelmässigere Bodenströmungen kennzeichnen die seichteren, mit dem offenen Meer verbundenen Gewässer. Wo Strömungen an der Oberfläche festgestellt werden, sind in der Regel auch Tiefenströmungen vorhanden, wobei diese oft in entgegengesetzter Richtung verlaufen. Die Deutsche Antarktische und die Deutsche Südatlantische Expedition haben vierfache Strömungswechsel im gleichen Profil übereinander nachgewiesen. Es muss uns daher nicht wundern, wenn der Stratigraphe an Hand des Studiums von Bruchstücken von Meerböden der Vergangenheit feststellen kann, dass Zeiten der Ablagerung mit Zeiten der Omission oder gar der submarinen Denudation wechselten, ohne dass der Meergrund über Wasser gehoben wurde. Handelt es sich um eine regionale glatte Diskontinuität zwischen konkordanten marinen Sedimenten, so liegt die Annahme schon auf der Hand, dass die Diskontinuität durch Nichtabsatz (Omission mit nachfolgender Resession) ohne Emersion bedingt sei. Ist das hangende Sedimentgestein gar von bathyaler Natur, und das liegende aus einer dünnen Schicht gebildet, die sich über grosse Strecken verfolgen lässt, so kann über die submarine

Entstehung der Lücke schon kaum mehr ein Zweifel bestehen. Denn wir kennen keine Denudationsform auf dem Festland, die imstande wäre, mit solcher Präzision ein Schichtchen von einigen Dezimetern oder Metern stehen zu lassen und es bei nachfolgender Immersion ohne Anzeichen einer Festlandphase von hochmarinen Sedimenten einzudecken. Ein Beispiel dieser Art bildet die Dogger-Malmgrenze im helvetisch-alpinen Faciesgebiet.

Appalachen und Alpen.

Zahlreiche Fälle solcher glatter konkordanter Diskontinuitäten sind aus den verschiedensten Geosynklinalen der Erde bekannt. Ausser dem Mesozoikum der Alpen sei besonders auf das Paläozoikum der Appalachen hingewiesen. Der Referent hatte im vergangenen Jahr auf der Exkursion des Internationalen Geologenkongresses Gelegenheit, einen Einblick in die Verhältnisse jenes klassischen Geosynklinalgebietes zu gewinnen. Die amerikanischen Geologen haben dort eine gewaltige Arbeit geleistet, und eine detaillierte Gliederung der über 10 km[1]) mächtigen paläozoischen Schichtfolge mit ungezählten Stufenbezeichnungen nach charakteristischen Lokalitäten durchgeführt. Die mannigfaltigen Faciesverschiedenheiten und das häufige Fehlen einzelner Schichtabteilungen sind ihnen nicht entgangen. Aber infolge noch ungenügender Kenntnis der Tektonik fehlen noch übersichtliche Darstellungen in Form von Facies-Querprofilen, wie wir sie in den Alpen unter Abwickelung der Falten und Schubdecken zusammengestellt haben.

Im Anschluss an die hervorragenden Arbeiten des Paläontologen E. O. Ulrich werden die Schichtlücken von den meisten amerikanischen Stratigraphen auf Transgressionen über zeitweise aufgetauchte Schwellen im Geosynklinalraum aufgefasst. Vergeblich habe ich jedoch bei den meisten Diskontinuitäten nach Anzeichen von Emersion gesucht. Die Schichtgrenzen sind meist wie im alpinen Mesozoikum völlig konkordant oder paenakkordant, d. h. so schwach diskordant, dass eine „Unconformity" im einzelnen Aufschluss nicht erkennbar ist. Es sind die „Disconformities" im Sinne von Grabau. Besonders eindrücklich ist mir ein Steinbruch-Aufschluss von North-Tazewell in West-Virginia in Erinnerung, wo auf glatten konkordanten Diskontinuitäten nach Butts zwei mächtige Schichtserien fehlen (Fig. 1).

Während fast alle Teilnehmer mit Begeisterung Fossilien suchten und sammelten, war ich erstaunt, dass den Diskontinuitäten selbst, ihrer zonalen Verbreitung und dem Zusammenhang mit der Tektonik wenig Aufmerksamkeit geschenkt wurde. Es müsste also erst für jede einzelne Disconformity geprüft werden, inwiefern sie durch

---

[1]) Maximale Mächtigkeit nach Schuchert 55,000 Fuss = 18 km.

Omission, submarine oder festländische Denudation bedingt ist. Ich hatte den Eindruck, dass ebenso wie in den helvetischen Alpen die meisten Diskontinuitäten ohne Emersion entstanden. Sie sind wohl zum Teil bedingt durch submarine Schwellen, die aus sanften Falten des Meergrundes hervorgingen, den Vorläufern der permischen Appalachenfaltung, und ferner durch Strömungen längs der Geosynklinale.

Neben vielen Übereinstimmungen mit der alpinen Stratigraphie ist mir ein fundamentaler Unterschied aufgefallen: nirgends fand sich ein glauconitisch-phosphoritischer oder chamositischer Fossilhorizont von scharfer Begrenzung. Während in den helvetischen

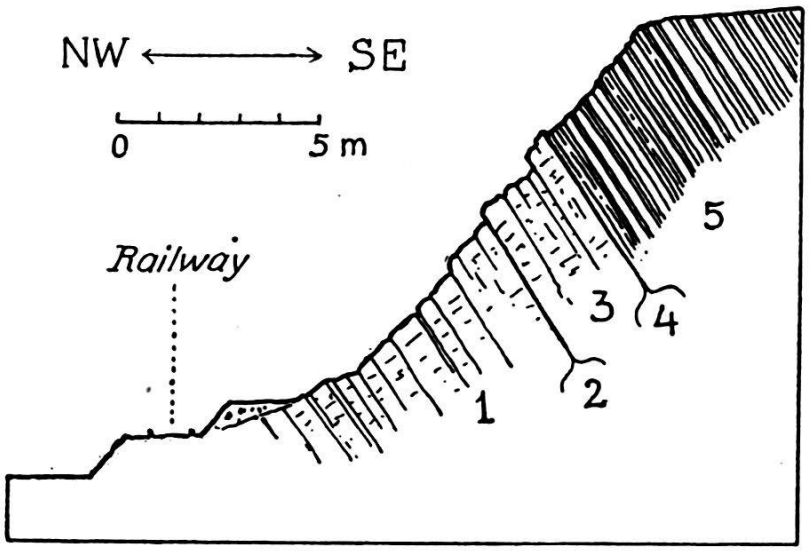


Fig. 1. *Steinbruch im Ordovician bei North-Tazewell,* Appalachians (West Virginia).

1 = Stones River-Kalk; 2 = Diskontinuität, auf welcher 200—300 m Lenoir-Formation fehlt; 3 = Rudiment von Holston-Kalk; 4 = Diskontinuität, auf welcher das mittlere Ordovician fehlt (Whitesburg-Athens-Tellico Formations, die normalerweise zusammen 1000—3000 m mächtig sind; 5 = Martinsburg-Serie, dünnbankiger Kalk und Mergel, 450 m, oberes Ordovician.

Alpen die Fossilien, und insbesondere die Ammoniten, vorwiegend in solchen dünnen Zwischenlagen der tonig-kalkigen Sedimente zu finden sind, so weist SCHUCHERT[1]) im Gegenteil darauf hin, dass im amerikanischen Paläozoikum die Fossilführung mit der Mächtigkeit der Sedimente zunimmt. Welcher Zeit eine lithologisch reduzierte Ablagerung entspricht, kann also dort meist nicht auf paläontologischem Wege bestimmt werden. Die Langsamkeit einer Ablagerung liesse sich also nur durch konsequentes Verfolgen einer an Mächtigkeit in bestimmter Richtung abnehmenden Schichtabteilung feststellen, vorausgesetzt, dass diese mit dem fossilführenden Liegenden und Hangenden stets durch normale lithologische Übergänge verbunden bleibt.

Kondensation im helvetischen Gault.

Ganz anders liegen die Verhältnisse in der helvetischen Kreide, wo nicht nur auf stratigraphischem Wege Schrumpfungen von Schichtabteilungen feststellbar sind, sondern die dünnen, übrig bleibenden Bänke auch in paläontologischer Hinsicht einer ganzen Schichtfolge entsprechen. Wohl waren bisher verschiedene Fossilbänke mit einer Vergesellschaftung von Ammoniten bekannt, die anderwärts in verschiedenen Zonen und Zeitintervallen getrennt auftreten. Man kann an folgende Möglichkeiten der Erklärung denken:

1. Die „Leitammoniten" verschiedener Zonen lebten unter besonderen ausnahmsweisen Umständen gleichzeitig beisammen, verkörpern also nicht einen absoluten Leitwert für die Feingliederung.

2. Die älteren Arten einer Fossilbank sind aus tieferen Fossilschichten aufgearbeitet.

3. Das Zusammenvorkommen ist bedingt dadurch, dass die Ablagerung der Fossilbank einem langen Zeitraum entspricht. Im Anschluss an die Bezeichnung „Condensed deposits" der Engländer sprechen wir in diesem Fall von Kondensation, von einem Kondensationslager oder einer kondensierten Schichtfolge. Damit ist freilich die Mischung älterer und jüngerer Fossilien innerhalb der gleichen Bank noch nicht erklärt. Dies ist ein Problem für sich, das noch der Lösung harrt.

Zur Herabsetzung im Leitwert der Ammoniten (Punkt 1), etwa im Sinne von Arnold Heim 1913[1]) und A. Jayet 1927[2]) ist zu sagen, dass alle neueren Forschungen eine normale paläontologische Gliederung ergeben haben bei solchen Schichtprofilen, wo phosphoritische Fossilbänke fehlen. Die letzteren stellen offenbar einen Spezialfall in der Stratigraphie dar, der besonderer Erforschung bedarf.

Zur Auffassung der Aufarbeitung (Punkt 2), des beliebten „Remaniement", das dem Stratigraphen auf dem billigsten Weg aus der Klemme hilft, ist zu sagen, dass in vielen bis jetzt bekannten Fällen der helvetischen Mittelkreide von Savoyen bis ins Allgäu vergeblich nach sicheren Anhaltspunkten der Aufarbeitung gesucht wurde. Man vermisst Gerölle der liegenden Gesteine, und die Fossilien, die sonst chronologisch verschiedene Zonen einnehmen, zeigen den gleichen Erhaltungszustand. Oft sind sogar die älteren Typen besser erhalten als die jüngeren. Dies sind die Gründe, weshalb Jayet, wohl mit Recht, die Erklärung durch Aufarbeitung für den Gault von Savoyen ablehnt. In den meisten Fällen sucht man in der Umgebung von Kondensationslagern auch vergeblich nach An-

---

[1]) Arnold Heim, Monogr. d. Churfirsten, „Beiträge", Lfg. XX, n. F., 1910—1913.

[2]) Ad. Jayet, Sur les mélanges de faunes de l'Albien du Genevois. Eclogae geol. Helv. 1927.

deutungen tieferer Fossilhorizonte, von welchen die Aufarbeitung herstammen sollte.

Es bleibt die Auffassung übrig, wonach die phosphoritischen Fossilbänke mit Vergesellschaftung verschiedener Zonenammonoiden langen Zeiträumen entsprechen (Punkt 3). Andeutungen in diesem Sinne wurden schon vor Jahren von C. W. KOCKEL und von ARN. HEIM gemacht. In seiner neuen, ausgezeichneten Arbeit über die Bauen-Brisenkette (Zentralschweiz) hat sich H. J. FICHTER[1]) eingehend mit den Phosphoritlagern des Gault beschäftigt. Im Anschluss an Beobachtungen auf gemeinsamer Exkursion mit mir im Vorarlberg äussert er sich wie folgt: „Die Varicosusfauna erstreckt sich über mindestens drei Zonen und die vereinigten Mamillatus- und Escragnollensis-Faunen, die oft nicht voneinander zu trennen sind, über fünf Zonen" (gemeint Zonen SPATH's). „Wenn man weiter in Betracht zieht, dass die gesamte Fauna der Concentricusschichten (also etwa 12 Zonen) im Vorarlberg in einem Horizont beieinander liegen kann, und dass die Turrilitenschicht schon bei einer viel gröberen Zonengliederung nicht in einer Zone untergebracht werden kann, so ergibt sich als naheliegende Folgerung, dass sich die Ablagerung der Fossilien eines jeden einzelnen Fossilhorizontes der helvetischen Mittelkreide über einen längeren Zeitraum erstreckt hat."

Die Verhältnisse, wie sie vom Verfasser in Gemeinschaft mit O. SEITZ und S. FUSSENEGGER im Vorarlberg festgestellt wurden, erlauben aber, noch einen Schritt weiter zu gehen. Denn dort sind jetzt die Verhältnisse in doppeltem Sinne aufgeklärt. Nicht nur die Leitammoniten, sondern ebenso die lithologisch-stratigraphischen Befunde sprechen eindeutig für Kondensation (Fig. 2).

Während das Albien in den Churfirsten noch schön gegliedert ist und zwei phosphoritische Ammonitenbänke des Albien aufweist, reduziert sich die Schichtfolge in der östlichen Fortsetzung am Schellenberg um die Hälfte. In den südlicheren Falten des helvetischen Vorarlbergs von Feldkirch bis Götzis sind vom Albien s. str. nur noch Rudimente vorhanden, deren Hauptanteil von der Phosphoritbank eingenommen wird. Diese ist aber mit den liegenden Brisischichten lithologisch ebenso verknüpft, wie im Churfirstengebiet die Durchschlägibank, und enthält dementsprechend auch Fossilien des unteren Albien. Darum wurde sie von TRÜMPY und von SCHAAD mit der Durchschlägibank identifiziert. Aber an einigen Stellen ergab sich, dass diese gleiche Fossilbank auch nach oben mit den Rudimenten der Aubrig Knollenschichten lithologisch verwachsen ist. Auf rein lithologisch-stratigraphischem Wege würde sich also ergeben,

---

[1]) H. J. FICHTER, Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee, und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, 1934.

dass die dünne phosphoritische Fossilbank fast das ganze Albien s. str. vertreten muss.

Was sagt nun dazu die Paläontologie? Am Plattenwald bei Klaus hat O. SEITZ aus der Sammlung Fussenegger mehrere hundert Ammonitenindividuen bestimmt, die zu 35 Arten und Varietäten gehören, ohne nach Horizonten trennbar zu sein. Sie vertreten das untere und mittlere Albien (5 Zonen SPATH's). Am Strahlkopf bei Götzis sind in der gleichen Phosphoritbank Ammoniten des unteren, mittleren und oberen Albien, entsprechend 7—9 Zonen SPATH's vertreten. Beim Gütle-Elektrizitätswerk an der Dornbirner Ach, in

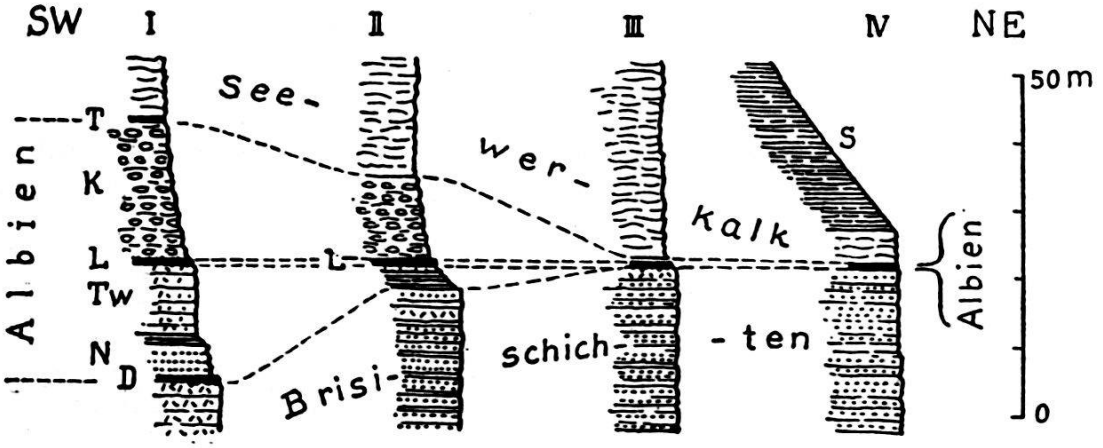


Fig. 2. Kondensation der Mittelkreide in den helvetischen Alpen von der Ostschweiz ins Allgäu.

I. Normalprofil in den Churfirsten, Albien s. str. 40 m.
II. Schellenberg im Rheintal, Albien reduziert.
III. Plattenwald bei Klaus, Vorarlberger Rheintal. Kondensation fast des ganzen Albien in Form der phosphoritischen Fossilbank.
IV. Wertach im Allgäu, das gesamte Albien inkl. Cenomanbasis (entspr. 10—12 Zonen SPATH's) auf eine Phosphorit-Fossilbank von 0,6—0,8 m kondensiert.

D = Durchschlägi-Fossilbank; N = Niederi-Flubrigschichten; Tw = Twirrenschichten; L = Lochwald-Fossilbank (Varicosushorizont); K = Aubrig-Knollenschichten; T = Turrilitenschichten; C = Cenomanbasis; S = Senonmergel.

einer nördlicheren Facieszone, enthält diese Phosphoritbank Ammoniten des mittleren und oberen Albien entsprechend 6—8 SPATHschen Zonen.

Die lithologisch-stratigraphische, wie die paläontologische Untersuchung führen also übereinstimmend zu dem Resultat, dass die genannte Phosphoritbank von durchschnittlich einem halben Meter Mächtigkeit fast das ganze Albien vertritt, das anderwärts bis 40 m mächtig wird und reich gegliedert ist. Wir stehen also vor einem prägnanten Beispiel der in doppeltem Sinne erwiesenen Kondensation.

Damit nicht genug! Schreiten wir weiter nach Osten zur Wertach im Allgäu[1]), so finden wir das gesamte Albien s. str. auf eine Phosphoritbank von 0,8 m reduziert. Auf Grund der von mir im Jahr 1919 gesammelten und von W. KILIAN bestimmten Ammoniten, worunter *Leymeriella tardefurcata*, glaubte ich, dass die Durchschlägibank vorliege. Damit stimmte auch die lithologische Verbindung mit dem liegenden Brisisandstein überein. Um so sonderbarer erschien mir allerdings die Beobachtung, dass auch nach oben ein Übergang zum Seewerkalk vorhanden ist. Nachdem dann K. A. REISER[2]) aus der gleichen Phosphoritbank, die er als Kletzenschicht bezeichnet, auch noch Cenomanfossilien, wie *Turrilites Puzosianus* D'ORB. gefunden hatte, war dies für MAX RICHTER[3]) der gegebene Anlass, meine Ansicht in seiner bekannten Art zurückzuweisen und die Fossilien von älterem Typus als „Beweis" für Aufarbeitung zu erklären. Darüber hat er hinweggesehen, dass sich kein Unterschied in der Konservierung der Fossilien nach alt und jung erkennen lässt, dass keine Abrollung an den schön erhaltenen älteren Typen zu erkennen ist, und dass weit und breit keine Fossilhorizonte bekannt sind, welche die Fossilien durch Aufarbeitung hätten liefern können.

Heute glaube ich, dass die mir damals noch unverständliche doppelseitige lithologische Verbindung der Fossilbank mit dem liegenden Brisisandstein und dem hangenden Seewerkalk ebenso wie der paläontologische Befund zur gleichen Auffassung zwingen, nämlich dass die Kletzenschicht das gesamte Albien s. str., die Turrilitenschicht des Untercenoman inbegriffen, vertritt. Die Kletzenschicht ist also ein Kondensationslager par excellence. Sie entspricht 10—12 SPATH'schen Zonen, und muss sich sehr langsam gebildet haben.

Während bei normaler Sedimentation ein stratigraphischer Horizont sich nach seiner Fauna im allgemeinen um so schärfer im zoochronologischen System einordnen lässt, je umfangreicher das Fossilienmaterial vorliegt, so ist es bei den Kondensationslagern umgekehrt: Je grösser die Fossilsammlung, um so weiter ergibt sich bis zu einer bestimmten Grenze der Spielraum der Ammoniten in chronologischem Sinne.

Über die Entstehung der Phosphoritbänke, ihre Verbreitung und ihren Zusammenhang mit Meeresströmungen, wird auf die genannte Arbeit in den Denkschriften 1934 verwiesen.

---

[1]) ARN. HEIM, Grünten. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich 1919.

[2]) K. A. REISER, Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. Geogn. Jahreshefte, I. Teil, XXXIII, München 1920, mit Karte 1 : 25,000.

[3]) MAX RICHTER, Kreide und Flysch im östlichen Allgäu zwischen Wertach und Halblech, Jahrb. Geol. Bundesanst., Wien 1924, p. 139.

Andere Kondensationslager im Helvetikum.

Der oben geschilderte Fall von Kondensation im Gault ist zwar der auffallendste, aber nicht der einzige im helvetischen Mesozoikum. Für die ganze Schichtfolge ist bezeichnend, dass die Fossilien, besonders die Ammoniten, sich vorwiegend in dünnen Horizonten zusammenfinden, die, wie ARBENZ[1]) hervorgehoben hat, an den Grenzen von Sedimentationszyklen liegen. Normalerweise beginnt ein Zyklus mit einer solchen Fossilbank, die mit Diskontinuität oder mit relativ scharfer Grenze dem Liegenden aufruht, dann in tonige Ablagerungen überführt und mit Kalkstein endigt. Mit besonderem Nachdruck hat neuerdings FICHTER auf die zyklische Gliederung hingewiesen, und alle Daten zusammengesucht, die zugunsten der Zyklengliederung sprechen[2]).

Meist sind die Fossilbänke an den Zyklengrenzen eisenreiche Sedimente. Sie sind in der Juraformation durch Chamosit und Ferrocalcit oder Ankerit, in der Kreide durch Glauconit mit eisenschüssigem Phosphorit ausgezeichnet.

In wiefern die dünnen Eisenoolithbänke des oberen Doggers als Kondensationslager aufzufassen sind, kann erst nach eingehenderen paläontologischen Untersuchungen entschieden werden. Dafür steht die Dissertation von Frl. Dr. BIRCHER in Aussicht. Dass auf 100 km oder mehr das ganze Callovien auf eine Bank oder Schichten von bloss einigen Dezimetern bis Metern reduziert ist, war schon den alten Schweizergeologen vor 100 Jahren bekannt. Es frägt sich nun, ob diese dem ganzen, andernorts mächtigen Callovien entsprechen, oder nur einer Zone desselben, derart, dass der Rest in den begrenzenden Diskontinuitäten zu suchen wäre. Dass hier submarine Omission, vielleicht dazu noch submarine Denudation im Spiele ist, kann kaum bezweifelt werden, um so weniger, als die Eisenoolithbank mit scharfer Grenze von bathyalem Malm überlagert wird. Wir haben also vermutlich Kondensation und Omission in engster Beziehung vor uns, das heisst, die Omission als einen Grenzfall der Kondensation aufzufassen.

Ob der über dem Eisenoolith einsetzende ammonitenreiche Schiltkalk (Argovien) Erscheinungen der Kondensation verrät, müsste erst paläontologisch an Hand eines umfangreichen Materials

---

[1]) P. ARBENZ, Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich 1919.

[2]) Während ARBENZ von Sedimentationszyklen sprach, benützt FICHTER in Anlehnung an KLÜPFEL die Bezeichnung „Emersionszyklus", und nennt die Fossilbänke „Zyklengrenzen". Beide Ausdrücke sind meiner Ansicht nach unzutreffend. Wie kann man von einem Emersionszyklus sprechen, bei welchem eine Trockenlegung (Emersion) gar nicht zustande kam? Wie kann man überhaupt Schichten oder Schichtgruppen als „Grenze" bezeichnen? So schreibt FICHTER z. B. (l. c. 1934, p. 79): „Man kann die Concentricusschichten als Ganzes als eine Zyklengrenze betrachten".

nachgeprüft werden. Lithologisch macht der Schiltkalk nicht den Eindruck eines Kondensationslagers. Er ist geschichtet und ermöglicht das Sammeln nach feinen Schichthorizonten.

H. J. FICHTER betrachtet das ammonitenführende Eisenerzlager im Quintnerkalk des Gonzen als „Zyklengrenze".

Ein typisches Kondensationslager finden wir wieder an der nächstfolgenden Zyklengrenze als Dach des Quintnerkalkes. Die eisenschüssige Ammonitenbank bei Au an der Bregenzer Ach ist schon ESCHER und GÜMBEL aufgefallen, und hat die Aufmerksamkeit von ZITTEL erregt. Neue Beobachtungen finden sich in der Abhandlung von ARN. HEIM und ERNST BAUMBERGER, in welcher bereits die Fossilbank als Kondensationslager gedeutet wurde[1]). J. OBERHOLZER hat die gleiche Bank auf der Karrenalp in der Axendecke gefunden[2]). Die allerdings schlecht erhaltenen Ammoniten, soweit sie überhaupt bestimmbar sind, lassen einen Spielraum zwischen Kimmeridge und Berrias erkennen, wobei das Hauptgewicht auf Portland fällt. Über weite Gebiete findet sich an Stelle der Auerbank eine Diskontinuitätsfläche, die aus Omission hervorgegangen sein muss, mit nachfolgender Resession der Zementsteinschichten, die dem neuen Zyklus angehören.

In der Kreide endigt im Säntis und in der Axenkette der erste Sedimentationszyklus mit einer Korallenbank des Oehrlikalks, auf welche eine Diskontinuität folgt. Es fehlte offenbar das den Ammoniten zusagende Hydroklima.

Prachtvoll entwickelt ist aber wieder eine Fossilbank an der oberen Grenze des zweiten Kreidezyklus im Valangien s. str., die Gemsmättlibank. Noch immer warten die Alpengeologen auf die Bearbeitung der grossen Sammlung, die A. BUXTORF seit dem Jahr 1904 vom Pilatus erworben hat. Aus der nur 0,2 bis 0,4 m mächtigen entsprechenden Bank am Sonderberg im Vorarlberger Rheintal hat E. BAUMBERGER 12 Ammonitenarten bestimmt, und zwar Formen aus dem Berriasien bis Barrémien. Die leitenden Formen deuten auf die Grenze von Valangien und Hauterivien. „Auch unter den Cephalopoden gibt es keine Formen, die auf den Gemsmättlihorizont beschränkt sind"[1]). Wie bei der Phosphoritschicht des Albien erweist sich der Spielraum im chronologischen Sinne um so grösser, je reicher die Fossilsammlung wird. Der Ammonitenreichtum der phosphoritischen Bank ist vermutlich auf das Zusammentreffen zweier Meerströmungen zurückzuführen. Auch der Umstand, dass die Gemsmättlischicht auch dort phosphoritisch entwickelt ist, wo der liegende Valangienkalk von 60—80 m normaler Mächtigkeit bis auf wenige

---

[1]) ARN. HEIM und E. BAUMBERGER, Jura und Unterkreide, Denkschr. Schw. Naturf. Ges. 1933, p. 194.

[2]) J. OBERHOLZER, Geologie der Glarneralpen, „Beiträge" 1933, p. 284.

Meter zusammenschrumpft (Pilatus-Gemsmättli und östliche Churfirsten) spricht für Kondensation[1]).

Der nächstfolgende Zyklus wird eingeleitet durch die Altmannschichten, und abgeschlossen durch die Luiterezug-Fossilbank des obern Gargasien. Die fraglichen „provinziellen" Verschiedenheiten des Luiterezug-Horizontes lassen sich vielleicht ebenso auf Kondensation zurückführen. Dafür spricht z. B. das Vorhandensein von *Hoplites furcatus* (unt. Gargasien) zusammen mit der Fauna des Luiterezugs (ob. Gargasien) am Gipfel des Grünten[2]). Die fast überall auftretende Diskontinuität an der oberen Grenze der Luiterezugbank deutet darauf hin, dass die stagnierende Sedimentation völlig unterbrochen wurde, bevor die Sedimentation des neuen Zyklus einsetzte.

Die Kondensation des Albien wurde bereits besprochen.

Die obere Grenze des Albien bildet bekanntlich die Turrilitenschicht, die als Fossilhorizont allerdings nur in der nördlichen helvetischen Facieszone entwickelt ist.

Während im mittleren Albien die normale Sedimentation von N nach S zur Kondensation übergeht, entwickelt sich an der Albien-Cenomangrenze umgekehrt die Phosphoritbank von S nach N. Dies ist wohl eine Folge des allgemeinen Tieferwerdens am Geosynclinalrand von der Albienzeit zur Cenomanzeit, und vom Vorschreiten des Geosynclinalrandes nach Norden.

Die Einordnung der Turrilitenschicht im internationalen System ist seit jeher verschieden beurteilt worden (oberes Albien oder unteres Cenoman). Neuerdings hat Fichter (l. c. 1934, p. 74) wieder darauf hingewiesen, dass die Turrilitenschicht Cephalopoden enthält, „von denen man ohne schwerwiegende Konsequenzen nicht annehmen kann, dass sie alle zu derselben Zeit gelebt haben". Trotzdem kann aber von einer Aufarbeitung nicht die Rede sein. Denn das Liegende wird durchweg von den sterilen Aubrig-Knollenschichten gebildet, mit denen die Turrilitenlage normal lithologisch verbunden ist.

Allgemeine Bedeutung der Kondensation.

Gewiss könnten noch weitere Beispiele von Kondensation in den Alpen und in den ausseralpinen Geosynklinalen gefunden werden. Es wäre eine Aufgabe für sich, der Frage der Kondensation an Hand der Literatur und in der Natur nachzugehen. Nur ein schlagendes Beispiel soll hier noch erwähnt werden, nämlich die 2 m mächtige Ammo-

---

[1]) Arn. Heim, Über submarine Denudation nnd chemische Sedimente. Geol. Rundschau 1924, Fig. 2, p. 11.

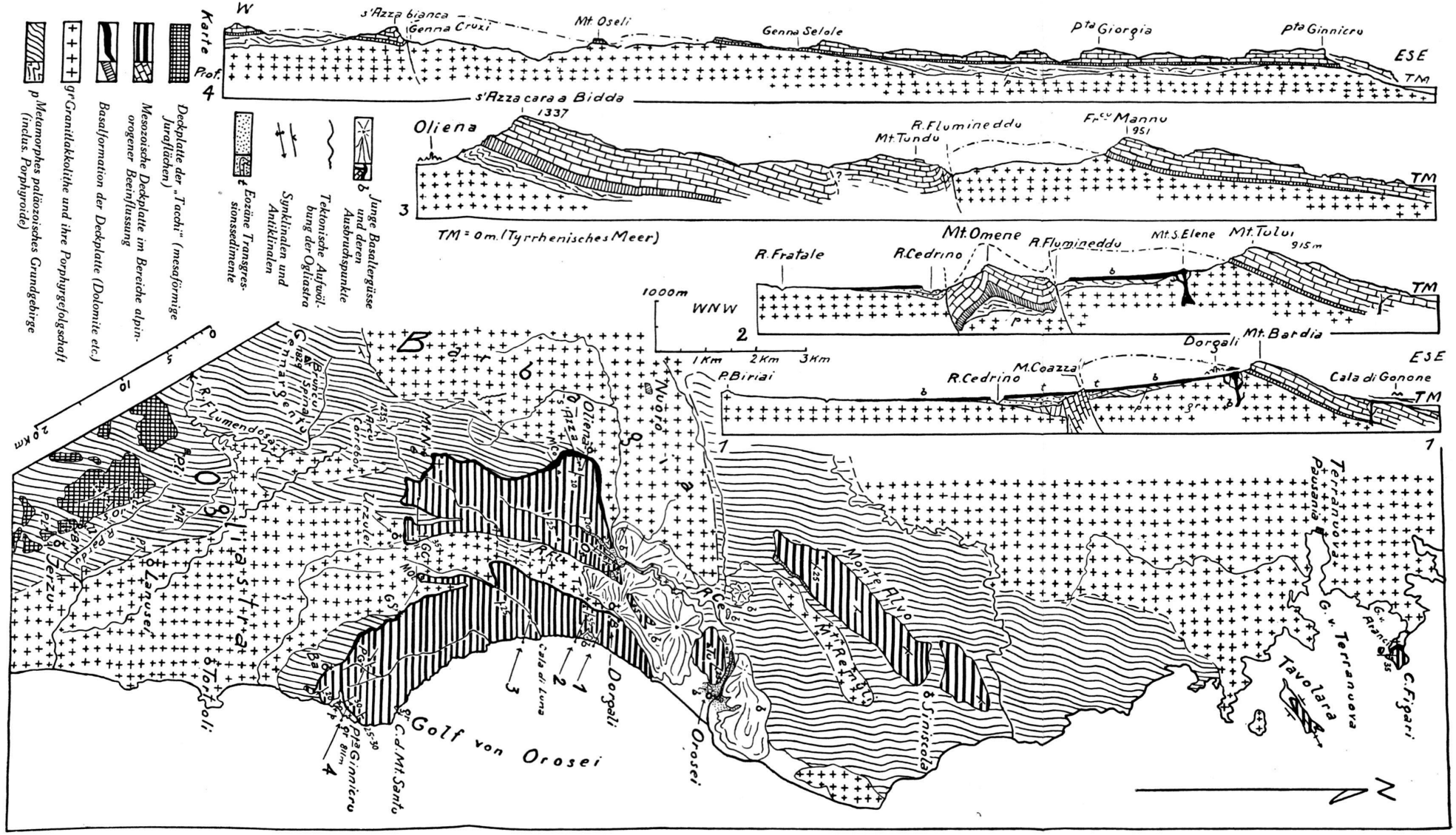
[2]) Arn. Heim, Grünten. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich 1919, p. 464.

nitenbank der Trias auf der Insel Timor, aus welcher J. WANNER[1]) 462 Ammonitenarten bestimmt hat. Es sind die Vertreter der gesamten karnischen und norischen Stufen, die sich jedoch nicht nach der Schichthöhe trennen liessen.

Aus den obigen Darstellungen ergibt sich, dass das Problem der Kondensation von weltweiter Bedeutung ist, und die besondere Aufmerksamkeit der Geologen über die ganze Erde erheischt. Die Erklärung des Zusammenvorkommens der verschieden alten Faunenelemente der Kondensationslager ohne vertikale Zonierung ist ein noch offenes Problem, denn die bequeme Annahme der Aufarbeitung lässt sich in vielen Fällen mit den Beobachtungen nicht oder nur zwangsweise vereinen.

---

[1]) J. WANNER, Mesozoikum von Niederl. Indien. Leid'sche geol. Mededeelingen, 24. Nov. 1931, p. 572.



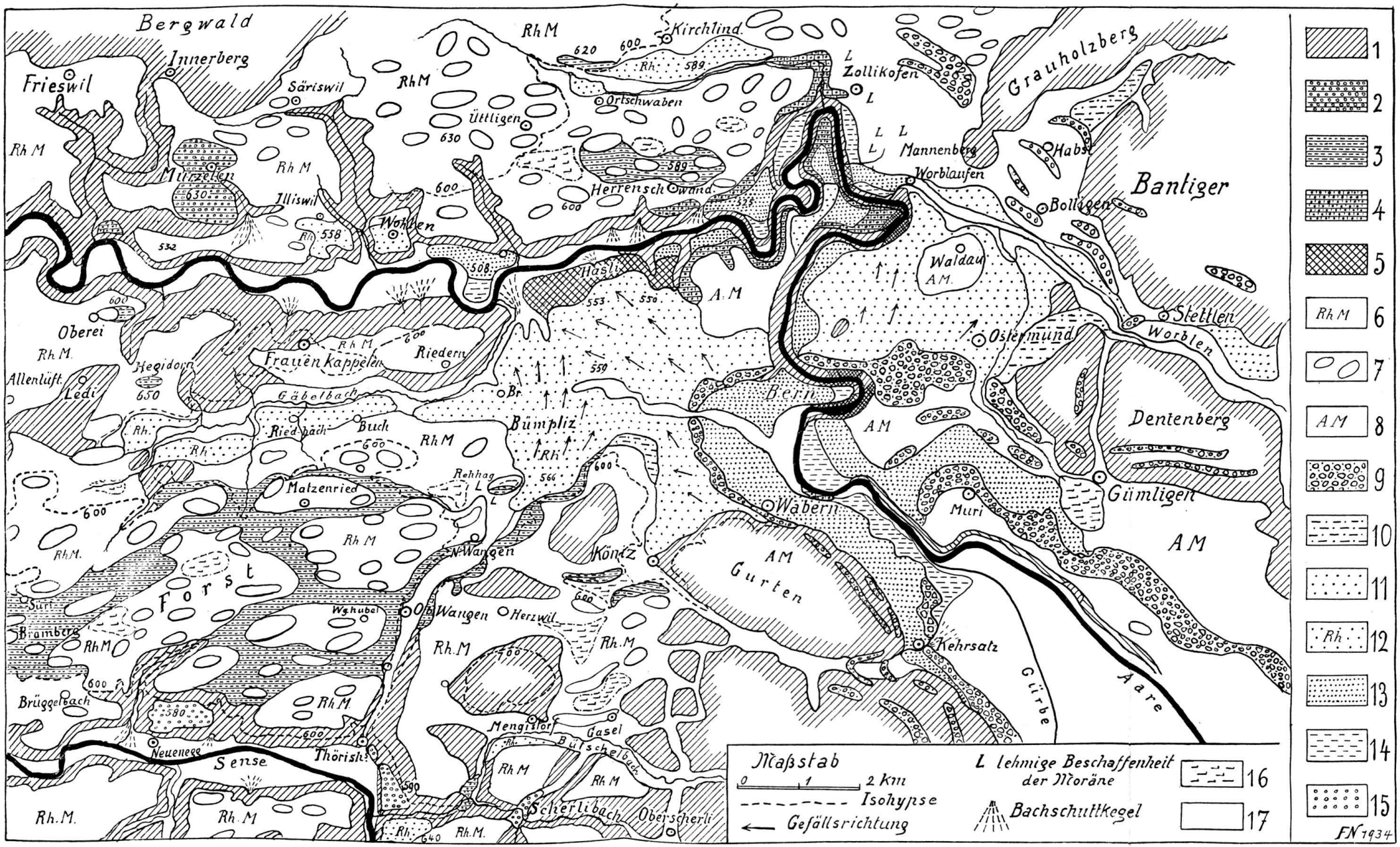
Abkürzungen geographischer Namen.

B = Monte Bardia		S = Monte Sospile 577 m	
Ba = Baunei		s'Azza = Monte s'Azza cara a Bidda (= Mte Ortu Camminu 1337 m)	
B M = Bruncu Matzeu (Taccho) 956 m			
G C = Genna Cruxi (Passlücke)		S Or = Serra Orili 1030 m	
G S = Genna Selole (id)		T = Monte Tuluì	
M A = Monte Armidda 1214 m		Tu = Monte Tuttavista 805 m	
M Co = Monte Corrasi 1463 m		U = Ulassai	
Mt. N = Monte Nuovo San Giovanni		M Oi = Monte Oseli 967 m	
		Os = Monte Omene 627 m	
		P L = Porcu e Ludu (Taccho)	
		P. li = Piedra liana (Taccho) 1293 m	
		P T = Punta Tricoli 1211 m	
		R Ce = Rio Cedrino	
		R Fl = Rio Flumineddu	

Tektonische Kartenskizze (nebst Profilen) der mittleren Ostküste der Insel Sardinien.

Anmerkung: Verwerfungen sind zur Entlastung des Bildes weggelassen und sind den Profilen zu entnehmen.
Die Kartenskizze ist entworfen nach eigenen Begehungen unter Mitbenützung der Aufnahmen von *R. Teichmüller;* sie ist halbschematisch gehalten.

Druck Birkhäuser, Basel.



Druck Birkhäuser, Basel.

Taf. X. Übersichtskarte der Verbreitung diluvialer Schotter in der Umgebung von Bern.

1 Molasse. 2—4 Ältere Schotter des Aaregletschers: 2 Jüng. Deckenschotter, 3 Plateauschotter (Hochterrasse), 4 Aaretalschotter (Riss). 5, 8, 9 Moränen des Aaregletschers: 5 der Risseiszeit, 8 der Würm-Eiszeit im allgemeinen. 9 Endmoränen der Würm-Eiszeit. 6 und 7 Würm-Moränen des Rhonegletschers: 6 Moräne im allgemeinen. 7 Drumlins. 10—15 Schotter der Würm-Eiszeit und deren Rückzugsphasen: 10 Ältere, 11 Jüngere Niederterrasse des Aaregletschers. 13 Schotter des Muristadiums. 14 Spätere Schotter. 12 Jüngere Niederterrasse des Rhonegletschers. 15 Stauschotter an Sense und Scherlibach. 16 Torf. 17 Alluvium im allgemeinen.